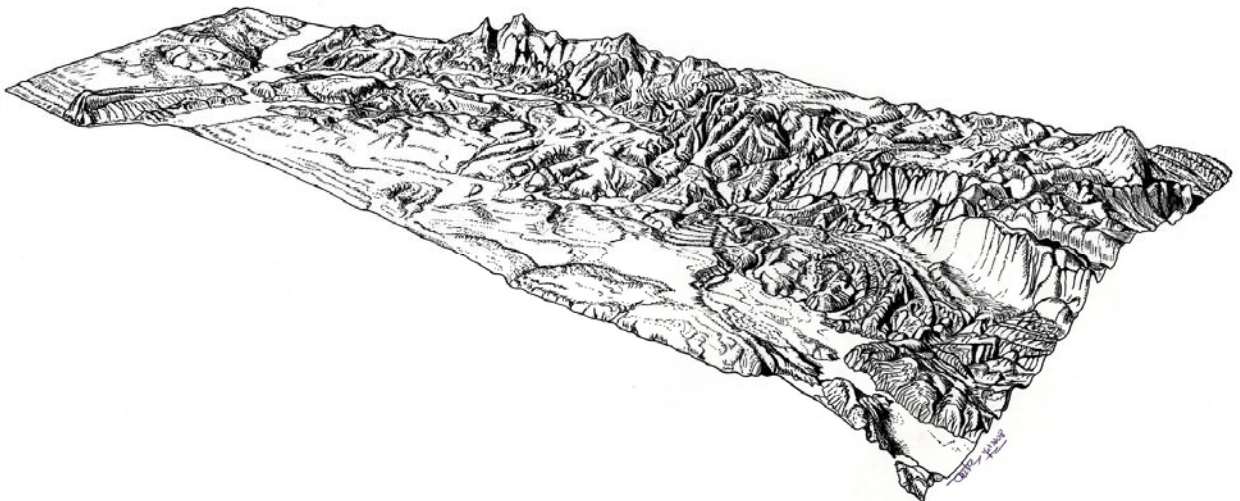


**Departamento de Ciências da Terra
Faculdade de Ciências e Tecnologia da
Universidade de Coimbra**



**O Pliocénico e o Plistocénico da Plataforma Litoral entre os
paralelos do Cabo Mondego e da Nazaré**



Anabela Martins Ramos

2008

Anabela Martins Ramos

**O Pliocénico e o Plistocénico da Plataforma Litoral entre os
paralelos do Cabo Mondego e da Nazaré**

Dissertação apresentada à Faculdade
de Ciências e tecnologia da Universidade
de Coimbra para a obtenção do grau de
Doutor em Geologia

**Departamento de Ciências da Terra
Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra**

2008

Agradecimentos

Ao Prof. Doutor Pedro Proença e Cunha pela orientação, pelas ideias e métodos de trabalho inovadores. Pela forma como desempenhou o seu papel de orientador, confundindo-se muitas vezes com o de amigo e colega da mesma equipa de investigação.

Ao Prof. Doutor António Ferreira Soares pela orientação desde que iniciámos os trabalhos no âmbito da sedimentologia, paleontologia e estratigrafia até ao final do mestrado. Agradeço-lhe também ter sido co-orientador deste trabalho, a ajuda na escolha do tema e todas as valiosas opiniões e sugestões dadas.

Ao Prof. Doutor Lúcio Cunha pelas noções de análise geomorfológica e métodos de cartografia geomorfológica.

Ao Prof. Doutor Fernando Carlos Lopes pela sua disponibilidade para os esclarecimentos sobre as questões da tectónica, incluindo os reconhecimentos de campo. Um agradecimento muito especial para os desenhos em tinta da china.

Ao Prof. Doutor Gama Pereira pelos conselhos dados na análise final dos mapas tectónicos elaborados.

Ao Prof. Doutor António Alberto Gomes pela sempre pronta disponibilidade, para partilhar dados e opiniões sobre os vários temas do trabalho e sobretudo pelo seu contributo para o enriquecimento da Geomorfologia.

Ao Prof. Doutor António Martins valiosos esclarecimentos sobre as questões da Geomorfologia.

Ao Prof. Doutor Pedro Dinis pelo ensino sobre o funcionamento de equipamentos do Laboratório de Sedimentologia da Universidade de Coimbra e auxílios diversos.

À D^a Manuela Costa, técnica do Laboratório de Sedimentologia da Universidade de Coimbra, pela forma sempre atenta e cuidada colocada nas análises dos sedimentos.

À Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra, Sala de Leitura e Mapoteca da Faculdade de Letras.

Ao Sr. Carlos Maia pela difracção de raios-x de lâminas de agregados sedimentados para identificação dos minerais de argila.

À Mestre Ana Malho Lourenço pela pronta disponibilidade em acompanhar-nos durante os muitos e longos dias de reconhecimento de campo, pelas suas opiniões sensatas e desempenho como navegadora usando o GPS como equipamento de orientação e localização no terreno. Para além da sua ajuda como geóloga, estou-lhe também reconhecida pelas suas atitudes como amiga e por constituir sempre uma companhia agradável. Um agradecimento especial para a organização bibliográfica e revisão do texto.

Ao Mestre Ricardo Rodrigues por todos os ensinamentos sobre SIG, suas aplicações e potencialidades, fornecidos de forma despretensiosa. Pela sua sempre pronta disponibilidade na resolução de problemas surgidos durante a elaboração de cartografia e capacidade de responder a desafios, muitas vezes considerados por nós de impossível resolução, sem esquecer a conduta amável e de encorajamento nos momentos mais difíceis.

Ao meu irmão Miguel que já se habituou a prestar esclarecimentos informáticos de formatação via telefone, e nos manteve actualizados sobre as funções de softwares sobretudo de desenho.

Ao Dr. Rui Batista pela sua ajuda na aplicação dos métodos de georeferenciação.

Ao Dr. Luca Dimuccio pela sempre disponível colaboração.

Ao Mestre Nuno Carvalho, Dr. Hugo Gomes e Dr. João Coutinho, colegas que acompanharam de perto este trabalho.

Ao Dr. Manuel Vieira pela troca de informações sobre a palinologia do Pliocénico, por si estudada.

À Geodinâmica-Consultadoria em Ambiente, Lda, pelo apoio diversificado e a impressão dos mapas e figuras de grande formato, que constituíram valiosos elementos de trabalho.

Aos projectos em que participámos, respectivamente, proj. POCTI/CTA/38659/2001 e o ainda em curso proj. PPCDT/CTE-GEX/58120/2004, da Fundação para a Ciência e Tecnologia, financiados pelo POCI/2010 e participado pelo FEDER.

À minha família em especial aos meus pais, ao Luís e à Ana a quem dedicamos este trabalho.

Resumo

Este trabalho desenvolveu-se numa área definida, genericamente, entre os paralelos da Serra da Boa Viagem e da Nazaré. Teve como objectivo o estudo dos depósitos Pliocénicos e Plistocénicos da Plataforma Litoral entre as localidades atrás referidas, bem como os relevos adjacentes a oriente e a linha de costa a ocidente. Este estudo compreendeu uma importante componente de trabalho de campo, do qual resultaram dados sedimentológicos, geomorfológicos e tectónicos.

Para a sistematização da apresentação dos dados obtidos, o trabalho foi dividido em várias partes: a primeira, de enquadramento geral, localização geográfica e metodologias, contextualiza a área na Orla Meso-Cenozóica, que, em termos geomorfológicos, define uma plataforma de fracos pendores e inclinação para oeste. Na área de estudo, esta plataforma é interrompida a norte pela Serra da Boa Viagem e contacta a este e sudoeste com o Maciço de Sicó e Maciço Calcário Estremenho, respectivamente. Salientam-se também os acidentes tectónicos principais, sem esquecer os resultados da actividade diapírica.

Numa segunda parte apresenta-se o estudo do Pliocénico na Plataforma Litoral, estabelecendo para a área de estudo associações de fácies deposicionais tradutoras dos diferentes ambientes sedimentares, procedendo-se à construção de mapas de fácies para o topo e para a base da unidade a partir dos dados recolhidos (paleocorrentes, tamanho máximo dos clastos, granulometrias, minerais de argila e arquitectura deposicional de fácies). Desta forma, deduziu-se a distribuição espacial de sistemas de leque aluvial, de delta, de pântano e marinhos (praia e plataforma siliciclástica). Esta cartografia pormenoriza as características da transgressão pliocénica, que no máximo da inundaçã atingiu os relevos calcários a leste e sudoeste, os quais terão funcionado como barreira a essa incursão marinha.

A mesma marcha de trabalho (reconhecimento de campo, descrição de fácies, construção de colunas estratigráficas e painéis fotográficos de afloramentos) foi seguida para o estudo do Plistocénico, no estabelecimento da hierarquia dos terraços fluviais dos rios Mondego e Lis, recorrendo à identificação dos patamares através de fotografia aérea, conjugada com mapas hipsométricos detalhados e modelos sombreados de iluminação oblíqua, complementando-se estas abordagens com reconhecimento de campo.

Identificaram-se para o Mondego seis níveis de estabilidade (identificados por M1, M2, M3, M4, M5 e M6), com alargamento do vale e eventual agração sedimentar, criados no decurso da etapa de incisão fluvial durante o Quaternário. Para este estudo colaborámos na obtenção de datações por luminescência dos sedimentos pertencentes aos dois mais espessos terraços do Baixo Mondego, que indicam que o tecto do terraço M5 tem 100 mil anos e que o tecto do terraço M4 é mais antigo que 138 mil anos.

No Vale do Lis identificaram-se quatro níveis de estabilidade fluvial (L1, L2, L3 e L4), mas consideramos que a pequena dimensão do vale e o declive das vertente não permitiu que se cartografassem níveis mais altos (e mais antigos). Para o rio Lis não dispomos de dados de datações, embora possamos correlacionar, de forma provisória, o terraço L4 (coberto pelas aluviões) com o terraço M6 do Mondego.

A geomorfologia da área mostra que a extensa plataforma culminante se apresenta a altitudes diferenciadas e, por vezes, basculada. O traçado das curvas de nível, a análise das perturbações no desenho da rede hidrográfica, a distribuição das nascentes naturais e a identificação de lineamentos por detecção remota conjugaram-se na identificação das diferentes formas, permitindo o reconhecimento de estruturas tectónicas, principalmente lineares.

A deformação tectónica recente na área foi analisada em mapa de lineamentos, que, após estudo estatístico, revelou como sistemas tectónicos mais importantes os sistemas com direcção N-S, NE-SW e NNW-SSE. Calculou-se também o comportamento de movimentação vertical dos vários compartimentos tectónicos, que se revelou ser desigual, quantificando-se os movimentos em compartimentos positivos e negativos.

A análise da distribuição dos hipocentros de eventos de magnitude inferior ou igual a 4,4 ocorridos no período de 1990-2008 mostra que estão associados à localização de estruturas diapíricas (Monte Real e Soure) e nas proximidades de outras áreas tidas como afectadas pela neotectónica (Figueira da Foz e Nazaré).

Abstract

The main goal of this study is the characterization of the Pliocene and Pleistocene in the coastal area between the Serra da Boa Viagem and Nazaré parallels. The study is mainly based in a large collection of sedimentological, geomorphological and tectonic data acquired through intensive field-work, displayed in several parts. The first part presents the general setting, the methodologies and the geographic location of the studied area. Geomorphologically it consists in a coastal plain dipping gently westwards, bounded to the east and southeast by the Maciço de Sicó and Maciço Calcário Estremenho hills, and interrupted to the north by the Serra da Boa Viagem hill. The main tectonic and diapiric features are also introduced.

The second part presents the study of the Pliocene, establishing several facies associations for different sedimentary environments on the studied area, and producing facies maps for the top and bottom of each sedimentary unit. These maps are based in field data, such as palaeo-currents, MPS, sediment grain-size, clay mineral associations and depositional architecture, allowing the identification of the spatial distribution of alluvial fan, delta, swamp and beach depositional systems. The cartography details the maximum of the Pliocene transgression, reaching the limestone hills located far east- and south-eastward, which acted as a barrier to the marine incursion.

A similar approach using field data, namely facies description, stratigraphic columns and photographic panels, was used for the study of the Pleistocene and the proposal of a framework for fluvial terrace staircases of the Mondego and Lis rivers, through the identification of slope breaks in a combination of aerial photos, detailed hypsometric maps and hillshade models, reviewed by a later stage of field survey.

Six levels of fluvial stability (M1, M2, M3, M4, M5 and M6) were identified in the Quaternary of the Mondego River, representing short periods of erosional enlargement of the valley or even alluvial aggradation within a stage dominated by incision. We also contributed for the luminescence dating of the two most developed terraces of the Mondego River, indicating that the M5 terrace top has an age of 99 ka and the M4 terrace is older than 138 ka.

In the Lis River four episodes of fluvial aggradation (L1, L2, L3 and L4) were identified. Although no luminescence dating is available for the Lis River, it is possible to propose the correlation of the L4 and the M6 terraces (both covered with alluvium).

The geomorphology of the region reveals the existence of a long and wide high plateau with different altitudes and tilted in restricted areas. The shape of the contour lines and the disturbances in the river drainage pattern contributed to the identification of different features, mainly linear. This analysis, coupled with the spatial distribution of faults and natural springs, corroborate the hypothesis that the plateaus with different altitudes correspond to tectonic blocks.

The recent tectonic deformation was analysed on a lineaments map, which revealed the N-S, NE-NW and NNW-SSE trending tectonic systems as the statistically most relevant. The vertical displacement of the tectonic blocks was also calculated and interpreted. The spatial distribution of seismic focus in the area, concerning events with magnitude up to 4,4 during the 1990-2008 period, demonstrate an association with the location of diapiric structures (Monte Real and Soure) and the vicinity of other areas assumed as also being affected by neotectonics (e.g. Figueira da Foz and Nazaré).

Índice

Agradecimentos	i
Resumo	iii
Abstract	v
Capítulo 1– Introdução	1
1.1 - Objectivos e relevância do trabalho	2
1.2 - Metodologias e técnicas utilizadas	3
1.2.1- Trabalho de campo	3
1.2.2 – Descrição dos afloramentos	4
1.2.3 - Construção de painéis fotográficos	15
1.2.4 - Construção de Colunas Estratigráficas	16
1.2.5 – Determinação do Primeiro Centil Grosseiro (Maximum Particle Size – MPS)	17
1.2.6 – Determinação de Paleocorrentes	19
1.2.7 – Cartografia geológica	19
1.2.8 – Colheita de amostras e procedimentos laboratoriais	20
1.2.8.1 - Fácies arenosas e silto-argilosas	20
1.2.8.2 - Fácies conglomeráticas	21
1.2.9 – Cartografia Geomorfológica	22
1.2.10 – Sistemas de Informação Geográfica	22
1.2.11- Tectónica	23
1.2.12 – Datações	23
1.2.12.1- Recolha de amostras para datação OSL	24
1.2.12.2– Medição de luminescência de sedimentos	24

Capítulo 2 – Enquadramento geral da área de estudo	27
2.1–Localização geográfica	28
2.2 – Litostratigrafia	29
2.2.1 – Jurássico	30
2.2.2 – Cretácico	32
2.2.3 – Paleocénico – Zancleano	37
2.2.4 – Pliocénico	38
2.2.5 – Plistocénico	42
2.2.6 – Holocénico	42
2.3 – Geomorfologia	43
2.4 – Hidrografia	50
2.4.1 – Bacia hidrográfica do Mondego	51
2.4.2 – Bacia hidrográfica de Lis	56
2.5 – Clima	60
2.5.1 – Precipitação	61
2.5.2 – Temperatura	63
2.5.3 – Nevoeiro e nebulosidade	65
2.5.4 – Vento	67
2.5.5 – Pedologia	69
2.6 – Enquadramento tectónico	73
Capítulo 3 – Características geomorfológicas	79
3.1 – Zona costeira aplanada (Plataforma Litoral)	80
3.2 – Relevos calcários	80
3.3 – Morfogénese	86

3.4 – Síntese da evolução geomorfológica plio-pleistocénica da Plataforma Litoral entre os paralelos do cabo Mondego e da Nazaré	98
Capítulo 4 – O Pliocénico na Plataforma Litoral entre os paralelos do Cabo Mondego e da Nazaré	101
4.1– Definição e caracterização litostratigráfica	102
4.2 – Caracterização do registo sedimentar	128
4.3 – Datações	190
4.4 – Interpretação paleogeográfica	196
4.4.1 – Análise de secções estratigráficas	197
4.4.2 – Reconstituição paleogeográfica	205
4.5 – Modelos e controlos deposicionais das associações de fácies da SLD13	
4.5.1- Associação de fácies A (FSI-I)	209
4.5.2– Associação de fácies B (FSI-II)	210
4.5.3– Associação de fácies C (FPr)	210
4.5.4– Associação de fácies D (FFd)	211
4.5.5– Associação de fácies E (FFd)	213
4.5.6– Associação de fácies F (FFA – I)	213
4.5.7– Associação de fácies G e H (FFA – II e III)	214
Capítulo 5 – O Plistocénico entre os paralelos do Cabo Mondego e da Nazaré	217
5.1 – Definição e caracterização litostratigráfica	218
5.1.1 – Definição e génese de terraços fluviais	218
5.1.1.1 – Génese e tipos de terraços fluviais	220

5.1.2 – Litostratigrafia	227
5.1.2.1 – Associações de fácies	227
5.2 - Caracterização do registo sedimentar	239
5.2.1 - Registo sedimentar dos níveis de escavação-agradção do Mondego e Pranto	239
5.2.1.1 - Primeiro episódio de escavação-agradção (M1)	239
5.2.1.2 - Segundo episódio de escavação-agradção (M2)	245
5.2.1.3 - Terceiro episódio de escavação-agradção (M3)	250
5.2.1.4 – Quarto episódio de escavação-agradção (M4)	255
5.2.1.5 – Quinto episódio de escavação-agradção (M5)	262
5.2.1.6 - Sexto episódio de escavação-agradção (M6)	275
5.2.2 - Litostratigrafia e registo sedimentar dos níveis de escavação-agradção do Lis	276
5.2.2.1 - Definição e litostratigrafia	276
5.2.2.2 - Distribuição dos níveis de escavação-agradção e a sua relação com o registo sedimentar	279
5.3 - Datações nos terraços do rio Mondego	280
5.3.1 - Introdução metodológica	280
5.3.2 - Resultados da datações por luminescência	281
5.4 - Interpretação dos episódios de escavação-agradção fluvial – modelos sedimentares e controlos deposicionais	283
Capítulo 6 - O condicionamento morfológico pela tectónica	285
6.1 - Considerações gerais	286
6.2 - Evolução tectono-sedimentar da margem atlântica ocidental, do Mesozóico ao Plistocénico	286

6.3 - A fase tectónica Alpina em Portugal	289
6.3.1 - Características gerais	289
6.3.2 - Tectónica salífera plio-pleistocénica na Orla Ocidental	290
6.3.3 - As tensões na Margem Oeste-Ibérica durante o Plio-Pleistocénico	292
6.4– Estudo da neotectónica na área em análise	296
6.4.1 – Noção de lineamento	296
6.4.2 – Metodologia da análise de lineamentos	296
6.5 - Sismicidade da área	303
6.5.1– Comparação do mapa de lineamentos com o mapa de distribuição da sismicidade	305
6.6 – Mapa de lineamentos	306
6.7 – Relação entre a orientação dos lineamentos e a direcção do campo de tensões Plistocénico ao Actual	309
Capítulo 7 - Síntese e Conclusões	312
7.1- Geomorfologia	313
7.2 – Associações de fácies, ambientes e controlos sedimentares	313
7.3 – Tectónica	315
Capítulo 8 -Referências Bibliográficas	329

Capítulo 1 – Introdução

1.1 - Objectivos e relevância do trabalho

O precoce interesse pelos sedimentos pliocénicos marinhos está expresso nos trabalhos pioneiros de Carlos Ribeiro (1878), Paul Choffat (1889, 1900, 1903), bem como G. Dollfus e B. Cotter (1909). Muitos outros se lhes seguiram com não menos importantes e decisivas contribuições para a elaboração do esquema interpretativo que hoje é apresentado para a arquitectura das unidades desta idade. Uma síntese, dos principais trabalhos no âmbito deste tema, é apresentada na secção 2.2.4 e capítulo 4, o mesmo se passando relativamente à evolução da metodologia de estudo dos depósitos quaternários, nomeadamente dos terraços fluviais (capítulo 5).

O presente trabalho teve início com o objectivo de dar continuidade àquele que se realizou em 2000 (Ramos, 2000) sobre a organização e significado dos depósitos mais recentes do estuário do rio Mondego, ou seja, pretendeu-se agora alargar a área de trabalho para sul, até à Nazaré e para leste, limitada pelo meridiano de Leiria não esquecendo a relação da evolução geológica, geomorfológica e estrutural desta área com o Maciço de Sicó e Calcário Estremenho.

Propomo-nos agora identificar, para além das unidades plistocénicas, também as de idade pliocénica. Para isso recorreremos à sua cartografia e caracterização seguindo os modelos de organização sequencial de fácies e estratigrafia, com o objectivo de estabelecer uma reconstituição paleogeográfica a partir da elaboração de um mapa geral de fácies, acompanhado de uma interpretação morfoestrutural capaz de deixar perceber não só o modo como se faz a relação espacial dessas fácies, mas também a evolução dos processos que as geraram. Esta análise abordará a neotectónica presente na área estudada e cujas manifestações frequentemente se associam a aspectos de deformação diapírica. Ter-se-á em atenção a localização precisa dos diferentes afloramentos bem como as diferentes unidades e fácies que os integram, as quais serão estudadas tendo em conta as suas características sedimentológicas, estratigráficas, e organização sequencial edificada com base na arquitectura de fácies apresentada. Haverá a preocupação de enquadrar as formações de idade plio-pleistocénica com as formações subjacentes, sendo estas abordadas de modo mais sucinto, sempre que o seu entendimento não seja decisivo para as interpretações do âmbito deste trabalho.

1.2 – Metodologias e técnicas utilizadas

As metodologias utilizadas na elaboração deste trabalho tiveram em conta a obtenção de resultados que permitissem atingir os objectivos delineados. Desta forma, a estratégia de trabalho baseou-se na análise de aspectos considerados fundamentais para o estudo do Pliocénico e Plistocénico da plataforma litoral entre o Cabo Mondego e a Nazaré: Geologia, Geomorfologia, Litostratigrafia, Sedimentologia, Tectónica e datações por OSL.

1.2.1- Trabalho de campo

Após a pesquisa, em gabinete, de estudos anteriores sobre o tema iniciaram-se os trabalhos de campo, para reconhecimento das unidades geológicas no terreno. Para tal utilizou-se como cartografia de base na escala 1: 25000, as cartas militares, folhas números 227-B, 228, 229, 238-A, 239, 240, 248-B, 249, 250, 260, 261, 262, 272, 273, 274, 284, 285, 286, 296, 297, 298, 306-B, 307, 308, 309, 316, 317, 318 e 319 e as Cartas Geológicas de Portugal na escala 1: 50000, folhas números 19-A, 19-C, 22-B, 22-D, 23-A, 23-C, 26-B e 27-A (Figura 1.1). Algumas das cartas referidas dizem respeito a zonas que se estendem para além da área demarcada para estudo, no entanto,

foi nosso intuito não restringir o trabalho à plataforma litoral, por nos parecer necessário conhecer a sua contiguidade com os relevos adjacentes, já que o entendimento da geomorfologia e dos aspectos estruturais da plataforma seria obtido com o entendimento pormenorizado de áreas próximas, nomeadamente a Serra da Boa Viagem a norte, Maciço de Sicó a leste, com continuação para sul do Maciço Calcário Estremenho.

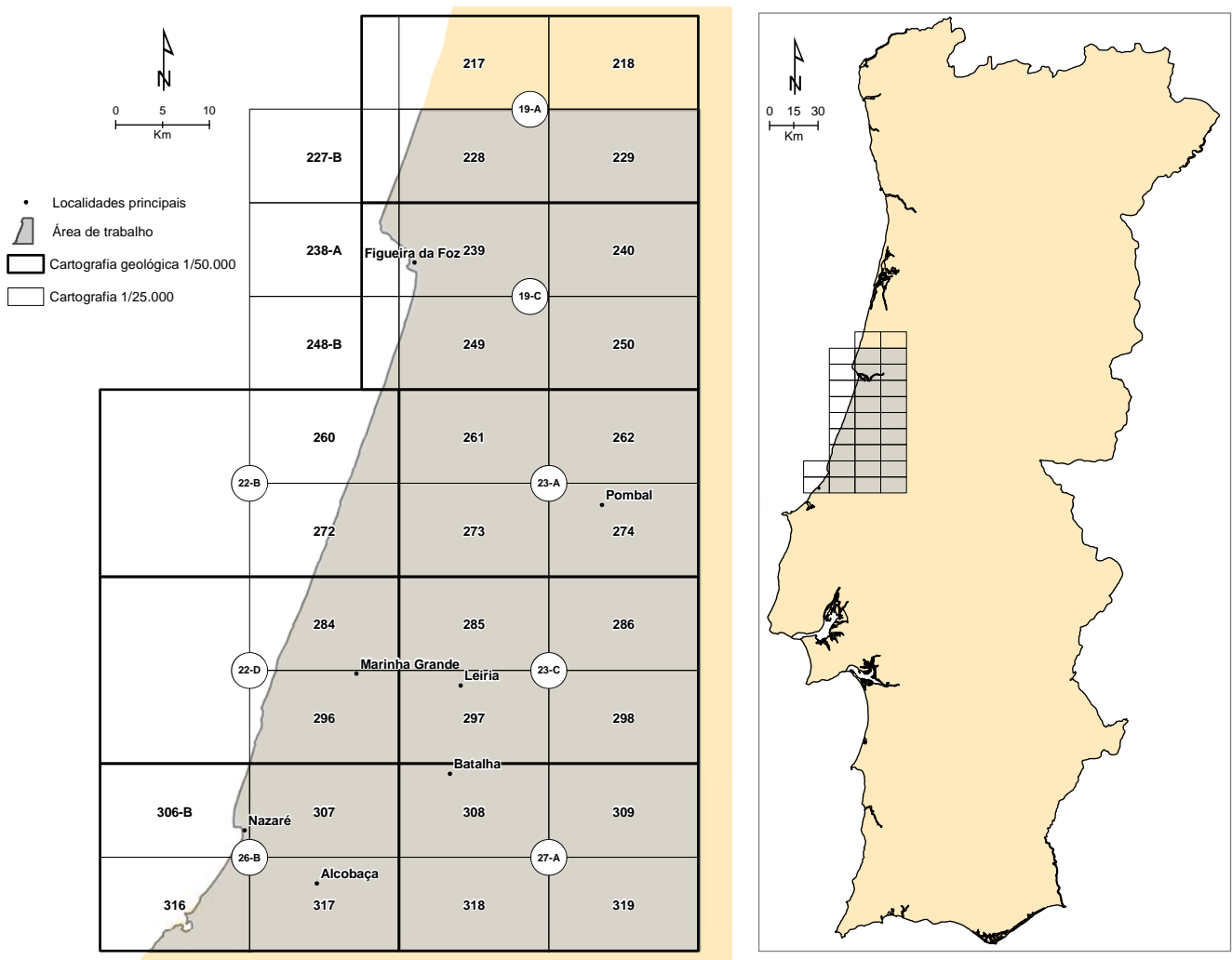


Figura 1.1 – Enquadramento cartográfico da área de trabalho. Para localização rigorosa dos afloramentos foi utilizado um receptor para posicionamento global, modelo Garmin Etrex Vista, com interface para PC. Toda a cartografia foi georreferenciada de acordo com o elipsóide Hayford, projecção de Gauss- Kruger, ponto origem deslocado 300 Km a sul e 200 Km a oeste do vértice geodésico da Melriça.

1.2.2 – Descrição dos afloramentos

Independentemente da sua exposição, a descrição dos afloramentos foi feita tendo por base as suas características sedimentológicas e estruturais. Sempre que os afloramentos o permitiram, foram elaborados perfis estratigráficos, tendo-se procedido à sua descrição, sendo para isso utilizados “códigos de litofácies” e análise de elementos arquitecturais. Foram também construídos painéis fotográficos, cujo número ficou reduzido aos afloramentos que proporcionaram exposições favoráveis à sua execução.

A - Classificação de litofácies

Para a observação e classificação das litofácies existem vários métodos de análise de fácies, como os apresentados por Reading (1986), Miall (1990, cap. 4), e Walker e James (1992) entre outros. No caso dos depósitos fluviais, os atributos deposicionais primários tidos em conta para a classificação das litofácies são: forma da camada sedimentar, granulometria e estruturas sedimentares. A descrição de estruturas biogenéticas e fósseis pode ter importância local, pelo que constituem atributos descritivos adicionais. No caso dos calcretos, carvão e evaporitos, apesar de serem componentes menores presentes nos sistemas fluviais, devem ser objecto de uma observação e caracterização rigorosas.

O método seguido para identificação e descrição das litofácies, associação de fácies e arquitectura deposicional, baseou-se no “código de fácies” de Miall (1978), Miall e Turner-Peterson (1989) e Miall (1996) aplicado a sistemas fluviais (Quadro 1.1). Para os sistemas aluviais e deltaicos seguiram-se as recomendações de Blair e McPherson (1994, 2008); Einsele (2000) principalmente quando através das associações de fácies houve necessidade de estabelecer a diferença entre sistemas fluviais e sistemas de leques aluviais. Sobre esta temática, os trabalhos de Arche (1992) foram também tidos em conta. Sobre a metodologia empregue na definição do código de fácies e dos elementos arquitecturais seguiram-se de perto os trabalhos de Cunha (1992) e Dinis (2004), autores que estudaram depósitos da fachada litoral central de Portugal.

Fácies conglomeráticas

Fácies Gm – Caracteriza-se por um conglomerado de suporte clástico (“clast supported conglomerate”, *in* Walker, 1975), com estrutura maciça e normalmente apresentando clastos imbricados. A matriz pode ser quartzarenítica ou arcósica, razoavelmente calibrada, associada por vezes a processos de iluviação no preenchimento dos espaços entre clastos (Smith, 1974; Steel e Thompson, 1983; Haughton, 1989). Esta fácies persiste, de um modo geral, em corpos com espessura, de 0.4 m, podendo ir ao máximo de 1m.

É comum em geometrias de pavimento (“lag”) de sulcos ou canais (Miall, 1978; Rust e Jones, 1987); ou no topo de barras conglomeráticas ou areno-conglomeráticas em movimento (Dabrio e Fernandez, 1983; Corrochano e Bernardes, 1988), por efeito de transporte dos clastos maiores sustentados em suspensão, quando em movimento turbulento (Andrews e Parker, 1987).

Fácies Gt – Define-se por um conglomerado com estratificação oblíqua curvilínea ou em sulco. São das litofácies conglomeráticas mais abundantes, ocorrendo a várias dimensões e atingindo no máximo a escala métrica. Surgem também em pequenos sulcos pouco profundos originados por um processo de escavação e enchimento (“*cut and fill*”) (Rust, 1972 b; Miall, 1978; Mader, 1983; Haughton, 1989). As estruturas de maior escala correspondem ao avanço de dunas ou barras conglomeráticas e/ou areno-conglomeráticas, de crista sinuosa, com frentes de avalanche de pendor superior a 30° (Ramos e Sopena, 1983; Johnson, 1984; Bluck, 1986).

Fácies Gp – Materializada por um conglomerado com estratificação oblíqua planar. De um modo geral pouco abundante, cedendo lugar às anteriores (Gt). Raramente apresentam gradação positiva, apenas quando associadas ou intercaladas com litofácies arenosas.

Podem ser entendidas como resultantes da acreção lateral em barras longitudinais (Miall, 1988 b) ou, mais frequentemente, de acreção frontal em barras transversais (Miall, 1977; Smith, 1980; Forbes, 1983). Nos afloramentos estudados encontra-se em associação com as fácies Gt.

Fácies areníticas

Fácies St – Constituídas por arenito médio a grosseiro, a maior parte das vezes microconglomerático, com estratificação cruzada em ventre. Ocorrem frequentemente em corpos com dimensões que vão desde 0.4 m a 2 m de espessura e com larguras de 1 m a 10 m e mais. Agrupados em feixes, identificam-se com estratificações do tipo “theta” de Allen (1963).

Interpretam-se como o avanço de dunas ou “megaripples” de crista sinuosa para jusante, tanto em fluxo de baixo regime (Cant, 1978) como turbulento (Maizels, 1989).

Fácies Sp – Arenito médio a grosseiro, também microconglomerático, com estratificação cruzada planar, de dimensões decimétricas a métricas, mas normalmente inferiores a 1 m de espessura. Em perfil longitudinal podem confundir-se com as anteriores (St).

Correspondem à migração de dunas ou “megaripples” de crista rectilínea (“sand waves”) ou do tipo “alfa” de Allen (1963), onde normalmente se verifica gradação positiva segundo os vectores frontal e zenital (Reineck e Singh, 1973; Allen, 1982). Identificam-se ainda com as frentes de avanço de barras transversais (Durand, 1978; Ramos *et al.*, 1986; Olsen, 1988; Haughton, 1989).

Fácies Sl – Arenito fino, que pode ser também micáceo, com estratificação planar de baixo ângulo ($< 10^\circ$).

O baixo ângulo dos feixes, a par da sua continuidade lateral, é apontado como típico de linhas de costa ou de cordões litorais (Conybeare e Cook, 1968). Identificada também com estruturas oblíquas em “Xi” de Allen (1963), atribuída a depósitos de frente e/ou antepraia (“foreshore”/“backshore”) (Thompson, 1937; Mckee, 1957).

Fácies Sm – Arenito médio a fino de aparência maciça, mal a medianamente calibrado. Apresenta-se, por vezes, bioturbado ou com aspecto marmorizado.

O seu aspecto maciço pode ser real, devido a situações de quebra de energia de fluxo (Reineck e Singh, 1973; Johnson, 1984). Na maioria dos casos correspondente a situações de transbordo de canal ou intercanais ou de alagamento em planície de inundação (Mader, 1985; Turner e Moro, 1987; Platt, 1989 a).

Fácies Se – Apresentam pequenas dimensões ($< 1\text{ m} \times 0.5\text{ m}$) e encontram-se representadas por superfícies de escavação (“Scours-and-fill”) que se encontram preenchidas por areia grosseira, maciça, com intraclastos de argilito e siltito. Ocorrem na planície aluvial e nas situações das fácies anteriores.

Fácies Ss – Caracterizam-se por areia grosseira a muito grosseira, mal calibrada, com estratificação oblíqua mal definida e com intraclastos de outros tipos de materiais. São no geral de pequenas dimensões ($< 1\text{ m} \times 0.5\text{ m}$) e encontram-se acima de superfícies de erosão fluvial. São designadas na literatura por estruturas de sulcos de enchimento (“Scours-and-fill”).

São comuns, na planície aluvial, sobre os diques ou motas marginais (“natural levees”), como pequenos canais de ruptura (“crevasse splays”) e na planície de inundação

(Reineck e Singh, 1973). São ainda devidos a quebras ou abaixamentos do fluxo de transporte na planície aluvial (Picard e High Jr, 1973).

Fácies argilo-siltosas

Fácies Fl – Lutito laminado, no geral medianamente calibrado e com raras intercalações arenosas. Trata-se de uma litofácies que se associa frequentemente às litofácies Fsm e Fm.

Corresponde a deposição calma, de decantação, em planícies de inundação (Rust, 1978; Smith, 1974, 1980).

Fácies Fsm – Lutito com estruturação maciça, de fraca calibragem, micáceo. Por vezes com bioturbação. A distribuição variável da oxidação/redução confere-lhe marmorização por vezes vincada. Ocorrência de concreções ferruginosas e manganésíferas.

É entendida como representativa de situações de deposição em planície de inundação (Hayward, 1983).

Fácies Fm – Lutito maciço, que apresenta pior calibragem por ocorrências arenosas dispersas no seio dos finos e onde a mica pode estar presente. A marmorização acompanha as variações da granulometria, com flutuação de cores, por vezes com películas ou crostas ferruginosas. Interpreta-se também como depósitos de planície de inundação em situações de rápido declínio energético (Miall, 1978; Smith, 1980; Brierley, 1989), também geradoras de películas de vasa (“mud drapes”) (Miall, 1978).

B - Análise dos elementos arquitecturais e arquitectura deposicional

Segundo Miall (1980, 1985) a análise de elementos arquitecturais constitui um método de análise de fácies aplicada aos depósitos fluviais (Miall, 1985, 1988a, b, 1996). Este método, subdivide os depósitos fluviais em compartimentos locais, os quais podem ser constituídos por um ou mais dos oito elementos arquitecturais tridimensionais básicos.

Quadro 1.1 – Código de litofácies (modificado de Miall, 1996)

Litofácies	Código	Descrição	Estruturas sedimentares	Interpretação
CONGLOMERÁTICAS	Gmg	Conglomerado de “suporte matricial”	Graduação inversa a normal.	Depósitos de base de canal, barras longitudinais embrionárias.
	Gt	Conglomerado estratificado.	Estratificação oblíqua côncava.	Enchimento de pequenos canais ou sulcos.
	Gp	Conglomerado estratificado.	Estratificação oblíqua planar.	Acreção lateral ou frontal de barras.
	Gh	Conglomerado de “suporte clástico”.	Estratificação horizontal, imbricação.	Barras longitudinais; depósitos de fundo de canal.
ARENÍTICAS	St	Arenito médio a grosseiro, por vezes conglomerático.	Estratificação entrecruzada côncava..	“Mega-ripples” de crista sinuosa.
	Sp	Arenito médio a grosseiro, por vezes conglomerático.	Estratificação oblíqua planar.	Acreção lateral ou frontal de barras. Mega-ripples de crista rectilínea.
	Sr	Arenito fino a médio.	“ripple marks”	“ripples”
	Sh	Arenito fino a grosseiro, por vezes conglomerático.	Laminação plana.	Fluxo planar de baixo regime.
	Sl	Arenito fino micáceo.	Estratificação oblíqua de baixo ângulo (<10°).	Enchimentos de sulcos; escavação; cordões litorais.
	Sm	Arenito fino a grosseiro, por vezes conglomerático.	Maciça.	Decantação por quebra energética rápida.
	Ss	Sulcos erosivos com arenito fino a grosseiro.	Estratificação oblíqua planar ou em ventre.	Sulcos de escavação/enchimento.
LUTÍICAS	Fl	Lutito.	Laminação fina.	Depósitos de inundaçãõ.
	Fm	Lutito, arenito.	Maciça	Depósitos de inundaçãõ em rápido declínio energético.
	Fsm	Lutito.	Maciça	Depósitos de canais abandonados.

Para descrever os elementos arquitecturais e proceder à sua classificação, foram tidos em atenção os componentes propostos por Miall (1985) (Quadro 1.2).

Os elementos arquitecturais resultam da associação de fácies atrás descritas. Uma sistematização destas associações é apresentada por Miall (1988 a,b; 1985, 1996), resultando oito tipos de elementos arquitecturais (Quadro 1.3) designados pelos símbolos **CH** - Formas canalizadas resultantes de qualquer combinação de litofácies, quer conglomeráticas quer arenosas, a qualquer escala; **GB** - Barras conglomeráticas que podem resultar de associações de fácies Gm, Gp, ou Gt; **SB** - Morfologias arenosas, resultantes das combinações de fácies areníticas; **DA** - Macroformas de acreção frontal, que podem também organizar-se como as anteriores, mas constituindo formas mais dinâmicas; **LA** - Macroformas de acreção lateral, do mesmo tipo das associações anteriores, também dinâmicas, mas caracterizadas por uma organização interna tipificada por estruturas “epsilon” de Allen;

Quadro 1.2 – Componentes utilizados na classificação descritiva dos elementos arquitecturais (Miall, 1985, 1996).

Componentes	Descrição
Natureza do limite da superfície superior e inferior da camada sedimentar	Planar, Irregular, Curvilíneo (Côncavo ou convexo).
Geometria externa	Camada, Lenticula, Cunha, Vale em “U”, Cavidade.
Escala	Espessura, Extensão lateral paralela ou perpendicular à direcção do fluxo.
Litologia	Associação de litofácies e sequência vertical.
Geometria interna	Natureza e disposição dos limites internos das superfícies; relação entre camada sedimentar e superfícies de primeira e segunda ordem (paralela, truncada, bisel de acreção vertical, bisel de acreção frontal)
Modelos de paleocorrentes	Orientação dos indicadores de fluxo relativamente aos limites internos das superfícies e à forma externa dos elementos.

SG - Sedimentos de fluxo gravítico formados pelas fácies Gms e Gm intercalados com GB; **LS** - Areias laminadas resultantes da associação de Sh, Sl (St, Sp e Sr), que formam finas camadas ou bancos arenosos; **FF** - Finos de alagamento ou decantação, por associação de Fm e Fl, que podem preencher canais abandonados ou coroar bancos arenosos.

A organização e sucessão destes elementos conduz à edificação de modelos que podem coexistir no enchimento de uma bacia e definem variadíssimos estilos de sedimentação no espaço e no tempo.

Quadro 1.3 – Elementos arquitecturais em depósitos fluviais (modificado de Miall, 1985, 1996).

Elemento arquitectural	Símbolo	Combinação de litofácies	Geometria e relações
Canais	CH	Qualquer	Faixas, lenticulas; base erosiva côncava; escala e forma muito variáveis; superfícies internas de erosão comuns.
Barras e leitos conglomeráticos	GB	Gm, Gp, Gt	Lenticulas; geralmente corpos tabulares; em regra interpenetrando SB.
Morfologia arenosa	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss.	Lenticulas, biseis; ocorre como enchimento de canais, “crevasse-splay”, topo de barras e barras menores.
Macroforma progradante	DA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss.	Lenticulas sobre base canalizada; com superfícies internas convexas de 3ª ordem e externas superiores de 4ª ordem.
Depósito de acreção lateral	LA	St, Sp, Sh, Sl, Se, Ss, menos comum Gm, Gt, Gp.	Lâminas, lóbulos; caracterizado por superfícies internas de acreção lateral (3ª ordem).
Depósitos de fluxos gravíticos	SG	Gmm, Gmg, Gci, Gem.	Lóbulos; tipicamente interpenetrando GB.
Mantos arenosos laminados	LS	Sh, Sl, raros Sp, Sr.	Mantos.
Finos de enchimento de canal	FF	Fm, Fl.	Finos a espessos mantos, geralmente interpenetrando SG; pode preencher canais abandonados.

C - Hierarquia das superfícies de descontinuidade nas unidades fluviais

O método de classificação hierárquica de unidades deposicionais foi aplicado inicialmente, em depósitos arenosos, no entanto, Smith (1990) e Soeegard (1990, 1992) demonstraram a validade da sua aplicação em depósitos conglomeráticos. O mesmo fizeram Decelles *et al.* (1991) ao estudarem depósitos de leques aluviais.

A classificação apresentada em Miall e Turner-Peterson (1989) e Miall (1996) considera os seguintes categorias de limites de superfícies de unidades fluviais (Quadro 1.4):

As superfícies de descontinuidade de **1ª ordem** correspondem a limites entre feixes de lâminas, as de **2ª ordem** limitam conjuntos de feixes, estes últimos entendidos no sentido de McKee e Weir (1953). Limitam microformas e/ou mesoformas (Jackson, 1975) que podem corresponder a pequenas mudanças no sentido das paleocorrentes, como por exemplo as figuras de reactivação (Collinson, 1970; Haszeldine, 1983) mas sem quebra temporal na passagem de umas formas para outras. As descontinuidades de **2ª ordem** podem também, separar litofácies sem, no entanto, exibirem marcada superfície de contacto ou truncatura.

As superfícies de descontinuidade de **3ª ordem** são considerados como limites erosivos entre mesoformas, que truncam as estruturas subjacentes, com declives de baixo ângulo (< 15 °). Situa-se no interior de macroformas e separam fácies do mesmo tipo. O seu reconhecimento faz-se normalmente por possuírem, na base, abaixo do limite, finas camadas silto-argilosas e/ou apresentarem intraclastos pelíticos em pavimento. Limitam entre si, geralmente, associações de litofácies areníticas que constituem incrementos de acreção ou de reactivação de macroformas. Equivalem às “major erosion surface” de Cant (1978).

As descontinuidades de **4ª ordem** representam o limite superior de macroformas, de acreção frontal (**DA**) e de acreção lateral (**LA**). São geralmente de forma plana ou convexa mas, por vezes, de difícil distinção da descontinuidade de 3ª ordem, isto, porque devido às dimensões do afloramento, não se consegue saber se o contacto, na realidade, separa macroformas ou se apenas se situa no seu interior. São comuns a presença “mud drapes” abaixo dessa superfície e recorre-se também ao contraste de associações de litofácies situadas acima e abaixo do limite. Aos pequenos canais de escape (“chute”), deve-se atribuir um limite de ordem superior. As descontinuidades de 2ª, 3ª e 4ª ordem, identificam-se com as de 2ª ordem de Allen (1983a). As descontinuidades de 3ª e 4ª ordem correspondem às “minor surfaces” de Bridge e Diemer (1983).

As superfícies de descontinuidade de **5ª ordem** estabelecem-se nas superfícies em forma canalizada que, no geral, suportam enchimentos constituídos pelas macroformas anteriores (**DA** e **LA**). São descontinuidades de maior escavação ou concavidade, isto é, definem descontinuidades no sistema, consideradas já com certo hiato. Identificam-se com o canal ou sistema canalizado e suportam macrossequências básicas. Reflectem ainda a deriva de complexos de canais, cinturas aluviais ou lóbulos deltaicos, que através de avulsão mais ou menos gradual passam ciclicamente na vertical dum mesmo ponto (Heward, 1978; Bridge e Leeder, 1979; Bluck, 1980; Kraus, 1987; Marzo *et al.*, 1988; Decelles *et al.*, 1991; Hjellbakk, 1997). O período do ciclo é com frequência suficiente para que a diagénese precoce e desenvolvimento de paleossolos, ainda que em regra incipientes, permitam realçar a descontinuidade (Kraus e Gwinn, 1997). Estas descontinuidades identificam-se com as superfícies de 3ª ordem de Allen (1983a) e com as “major surfaces” (superfícies principais) de Bridge e Diemer (1983).

As descontinuidades de **6ª ou de maior ordem** não foram definidas por Allen (1983a). Decelles *et al.* (1991) definiram superfícies de ordem superior que constituíam o limite de sistemas de leques aluviais, como superfícies de 6ª ordem. Miall (1996) considera que estas superfícies definem a descontinuidade entre sistemas e identifica-se, neste caso, com o paleovale ou grupo de canais. São também limitadas por superfícies de 6ª ordem os membros ou submembros de unidades estratigráficas cartografáveis.

Quadro 1.4 – Hierarquia de unidades deposicionais em depósitos fluviais e deltaicos, superfícies de descontinuidade associados, exemplos de processos (modificado de Miall, 1996).

Unidades deposicionais fluviais e deltaicas	Ordenamento e características das superfícies de descontinuidade	Exemplo de processos
Lâmina	Ordem 0 - superfície de laminação.	Deslocação de manto cascalhento.
Ripple (microforma)	1ª ordem - limite de um conjunto.	Migração de morfologia
Acréscimo dunar diário; superfície de reactivação	1ª ordem - limite de um conjunto.	
Duna(mesoforma)	2ª ordem - limite de conjuntos concordantes.	
Acréscimo de crescimento de macroforma	3ª ordem , inclina 5 a 20° na direcção de acreção.	Evento sazonal, cheia de década.
Macroforma (p.e. barra de meandro, lóbulo de derrame, mota, fase evolutiva de paleossolo)	4ª ordem , materializa o topo convexo de macroforma, canal secundário, limite de lóbulo de derrame.	Cheia centenária, migração de barra ou canal.
Canal, lóbulo deltaico, paleossolo imaturo.	5ª ordem , materializa a base de canal principal, côncavo ou plano.	Processos geomórficos de longo termo (p.e. avulsão de canal).
Feixe de canais, leques aluviais, sequências secundárias	6ª ordem , representada por plano, de extensão regional ou base de vale inciso.	Ciclo de Milankovitch (5ª ordem), migração de faixa aluvial, movimento de falha.
Parte de leque aluvial, sistema deposicional principal	7ª ordem , materializa o limite de mesossequência; plano, de extensão regional ou base de vale inciso.	Ciclo de Milankovitch (4ª ordem), ciclo de movimento de falha.
Complexo de enchimento de bacia	8ª ordem , materializada por uma descontinuidade bacinal, limite de macrossequência.	Ciclo de 3ª ordem, tectónico ou eustático.

As superfícies de descontinuidade de **7ª ordem** encerram corpos rochosos litologicamente uniformes, mas que se relacionam lateral e verticalmente com outros de natureza diferente. Representam acontecimentos alogénicos, embora discretos. As superfícies de **8ª ordem** correspondem a descontinuidades regionais, cujo desenvolvimento ocorre à escala continental ou em resposta a eventos geológicos

globais. Os limites de sequências de 3ª ordem constituem descontinuidades de 8ª ordem (Miall, 1996).

Para concluir as considerações acerca da hierarquia das superfícies de descontinuidade, é de referir que se teve em conta os princípios recomendados por Miall (1996), tais como:

A – Uma superfície de descontinuidade de qualquer ordem é sempre truncada por uma outra de ordem igual ou superior e nunca, por uma superfície de ordem inferior. Desta forma, a ordem da superfície de descontinuidade define sempre o processo que lhe deu origem.

B – As superfícies de acreção podem ser destruídas pela erosão antes da deposição da unidade seguinte. Nestes casos, o topo de uma macroforma corresponderá a uma superfície de descontinuidade de 4ª ordem, ou no caso da superfície ter sido apagada pela instalação de um canal principal, então deverá considerar-se como uma descontinuidade de 5ª ordem.

C – As superfícies de descontinuidade de ordem inferior podem lateralmente passar a superfícies de ordem maior ou menor. Por exemplo, uma superfície de descontinuidade de 4ª ordem de uma macroforma pode fundir-se com uma superfície de 2ª ordem na base de um canal adjacente.

1.2.3 - Construção de painéis fotográficos

O estudo dos afloramentos recorrendo a painéis fotográficos, foi feito sempre que a exposição dos mesmos o permitiu, servem de exemplos, os painéis dos afloramentos de Vila Verde, Barracão, Maiorca, Canto do Azeche, Pousos, Pêga, onde a exposição permitiu representatividade considerável para análise sedimentológica.

Na construção dos painéis fotográficos seguiu-se o procedimento de Miall (1996, p. 75-77). Um painel fotográfico resulta da montagem de uma série de fotografias de um afloramento que, devido às suas grandes dimensões, o seu registo apenas numa foto não traduz as suas características sedimentológicas efectivas. Recorreu-se então ao seu registo em fotografias tiradas com uma sobreposição no mínimo de 1/3 da anterior em relação à seguinte. Para evitar distorções e variações de escala (o que é difícil de conseguir) fotografou-se mantendo uma posição o mais perpendicularmente possível ao plano do afloramento, sempre com a mesma abertura da lente, de pequenas aberturas angulares, de modo a obter-se a menor paralaxe possível.

Para a realização dos painéis escolheu-se a altura do dia, em que a iluminação directa da luz solar sobre os afloramentos produzia menos sombras que, nomeadamente nos conglomerados, podem dificultar a interpretação. Como escala gráfica do painel utilizou-se um objecto de dimensões conhecidas.

Após a montagem fotográfica, trabalhou-se sobre esta com papel transparente, tendo-se traçado limites ou superfícies de descontinuidade, cuja ordem, tendo em conta a hierarquia das superfícies de descontinuidade de Miall (1996), representa o seu significado sedimentológico e estratigráfico, julgado pelo detalhe de observação que o afloramento permitiu.

A construção de painéis fotográficos é um dos métodos apontado por Miall (1996) para o estudo dos elementos arquitecturais tridimensionais, bem como para a definição de uma hierarquia de superfícies de descontinuidade.

1.2.4 - Construção de Colunas Estratigráficas

Um perfil estratigráfico é uma representação bidimensional da intersecção de um plano vertical com a topografia actual e que expressa o ordenamento vertical de sucessões estratigráficas locais. Este método de representação tem como objectivos, entre outros,

analisar a evolução vertical do registo e a sua ciclicidade, contribuindo para definir a tendência sequencial do empilhamento, ou deriva global da sucessão que enforma o sistema deposicional (Allen, 1964, 1978; Beerbower, 1964, 1969; Bernard *et al.*, 1963; Bridge e Leeder, 1979; Hayward, 1983; Leopold e Wolman, 1957; Miall, 1973, 1978, 1984a, 1996). Segundo Torres (1994) este método constitui uma ferramenta de trabalho fundamental em estratigrafia, já que, um perfil estratigráfico bem construído é um documento que permanece ao longo dos tempos como um excelente documento básico, de maneira que os dados que reflecte (litologias, espessuras, texturas, estruturas sedimentares, conteúdo fóssil, etc.) sejam válidos. Opinião diferente tem este mesmo autor relativamente à interpretação da génese dos materiais, uma vez que esta varia em função da evolução dos conhecimentos sobre modelos de fácies, que tendem a tornar-se mais completos.

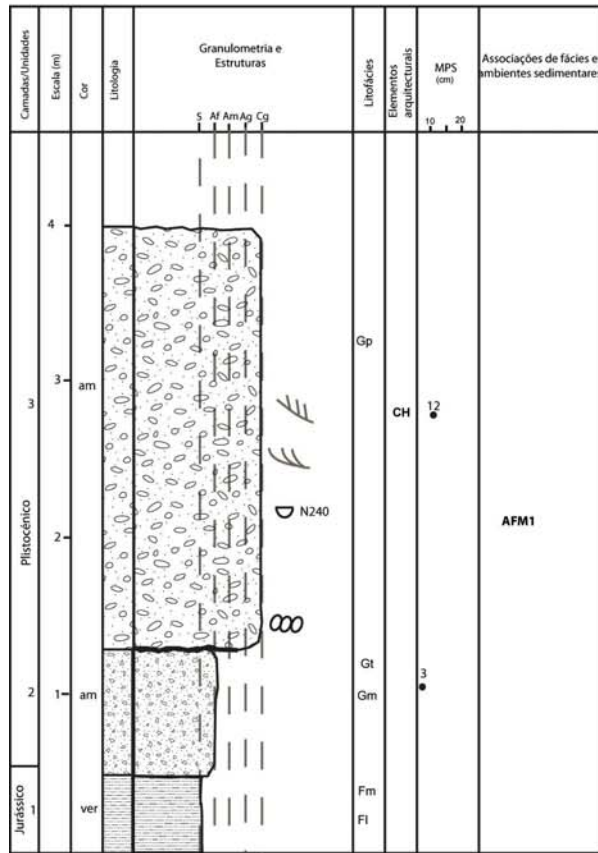
Os perfis estratigráficos levantados durante a realização deste trabalho foram, sempre que possível, complementados com painéis fotográficos. Na representação das diferentes unidades foram utilizados símbolos convencionais das suas litologias (Fig. 1.2), e adicionados dados relativos a texturas, cor, estruturas sedimentares, percentagem de matriz, fracção argilosa e número das camadas por ordem de deposição aparente, de maneira que numa extensão mínima de desenho se expressasse o máximo de dados sobre os materiais. Na representação gráfica das diferentes unidades foram usadas escalas 1:100 e 1:50, que nos pareceram adequadas para mostrar as características sedimentares representativas de cada unidade com pormenor. As medições foram feitas recorrendo a uma fita métrica e a um pequeno nível de campo. Cada perfil foi identificado recorrendo a uma simbologia, cuja finalidade foi facilitar a sua identificação e localização.

Tomando como exemplo o perfil identificado como VV1 – 1, as primeiras letras maiúsculas abreviam o nome da localidade geográfica que identifica o perfil (Vila Verde), o número que se lhe segue representa o número de ordem do perfil nessa localidade (perfil nº 1 de Vila Verde). O último algarismo representa o número da camada (camada nº 1 do 1º perfil de Vila Verde). Os números das camadas foram aplicados por ordem crescente da base para o topo de cada perfil. Para o desenho dos perfis estratigráficos foi utilizado o software Photoshop CS (Adobe) e Freehand 11 (Macromedia).

1.2.5 – Determinação do Primeiro Centil Grosseiro (Maximum Particle Size – MPS)

Este método é também conhecido como “primeiro centil grosseiro” (Bluck, 1986; Frostick e Reid, 1989), o MPS (“maximum particle size”) calculou-se determinando a média aritmética das medidas do eixo maior dos dez maiores clastos presentes em cada depósito conglomerático. O interesse deste procedimento residiu no facto de, desta forma, ter sido possível analisar e comparar temporalmente e espacialmente a competência energética ou o potencial do fluxo, contribuindo para a definição da deriva vertical e lateral do sistema.

Perfil estratigráfico de S. Bento



Granulometria

S- Silte,
 Af - Areia fina,
 Am - Areia média,
 Ag - Areia grosseira,

Cores

p - preto
 b - branco
 a - amarelado
 c - castanho
 v - Vermelho
 o - outra

Litologia

- Conglomerado médio a grosseiro
- Conglomerado médio
- Arenito médio a grosseiro
- Arenito fino
- Siltito

- Imbricação
- Figura de canal
- Estruturas cruzadas planares
- Estruturas cruzadas côncavas

Textura / Estrutura

- Conglomerado médio a grosseiro, maciço com clastos arredondados
- Conglomerado médio a grosseiro, com clastos arredondados e estratificação
- Conglomerado médio a grosseiro, com clastos angulosos
- Arenito médio a grosseiro maciço
- Arenito fino a médio com estratificação entrecruzada côncava
- Arenito fino a médio com estratificação cruzada planar
- Arenito fino maciço
- Siltito laminado
- Coberto por vegetação
- Materiais evaporíticos

Figura 1.2 - Legenda dos perfis estratigráficos apresentados no trabalho.

1.2.6 – Determinação de Paleocorrentes

A determinação da orientação das paleocorrentes constituiu uma ferramenta de apoio na análise e interpretação dos elementos arquitecturais identificados, já que, partindo de um afloramento em duas dimensões, os dados das paleocorrentes forneceram o essencial da terceira dimensão. A informação retirada sobre a orientação das estruturas sedimentares hidrodinâmicas reflecte a geometria interna dos complexos de barras, canais e corpos arenosos planares.

Considerou-se a orientação e pendor das superfícies de contacto como reveladoras da orientação do crescimento de barras acrecionárias e da migração dos meandros (Miall, 1996; fig.4.1; p.80), o azimute das orientações dos eixos nas estruturas de canal, bem como a medição do sentido dos declives máximos das estratificações planares e dos eixos de estruturas curvilíneas (“troughs” e “scours”). No seu conjunto os dados mostraram a orientação do canal e barras relativamente à orientação do afloramento. Para a determinação da orientação das paleocorrentes, procedeu-se a uma interpretação preliminar dos limites das superfícies de contacto identificadas, como um guia para a subdivisão arquitectural das rochas. Em seguida recolheu-se um conjunto de medições para cada um dos elementos arquitecturais principais presentes no afloramento, relacionando-se sempre cada medida com o tipo de estrutura e litofácies. Seguiram-se as regras usuais acerca da validade estatística das amostras pequenas, visto terem sido tratados elementos arquitecturais individuais. Cada uma das paleocorrentes foi localizada com precisão, para isso, as medições individuais foram representadas por vectores, em que a ponta indica o local exacto do ponto de medida. A cauda da seta é orientada para indicar a direcção da paleocorrente, tendo-se para tal, definido o Norte da paleocorrente na parte superior da cada painel fotográfico (segundo Miall, 1996; pag. 78-81). As setas indicam o tipo de estrutura sedimentar.

1.2.7 – Cartografia geológica

Na área de trabalho é possível observar as diferentes unidades que vão do Triásico ao Plistocénico. Foram utilizadas as Cartas Geológicas de Portugal na escala 1:50000, folhas número 19-A, 19-C, 22-B, 22-D, 23-A, 23-C, 26-B e 27-A dos Serviços Geológicos de Portugal. Não se teve como objectivo refazer a cartografia geológica da área. Fizeram-se reconstituições da cartografia geológica de pequenas áreas, sempre que o reconhecimento de campo o permitiu e se considerou significativo para o desenvolvimento dos trabalhos.

1.2.8 – Colheita de amostras e procedimentos laboratoriais

1.2.8.1 - Fácies arenosas e silto-argilosas

Procedeu-se a uma amostragem sistemática das fácies arenosas e finas ao longo dos perfis estratigráficos, com a finalidade de obter uma caracterização da textura e composição mineralógica destas fácies. Para tal, foi em parte, seguida a marcha de análise indicada por Soares (1966, p. 6 e 7). Os materiais foram objecto de análise granulométrica, recorrendo a crivagem em coluna de peneiros de $\frac{1}{2}$ Ø até $63\mu\text{m}$ (4 Ø). Sempre que a fracção fina da amostra se revelou importante, procedeu-se a análises dimensionais da fracção silto-argilosa, mediante a preparação da suspensão e posterior análise através de granulómetro laser, modelo LS230 (análises dimensionais de 0,04 a $2000\mu\text{m}$), da marca Beckam-Coulter. O significado dos parâmetros granulométricos foi avaliado tendo em conta Folk e Ward (1957) e de Carvalho (1983-85). Projectaram-se os parâmetros mais relacionados com os mecanismos de transporte e deposição (média, desvio padrão, assimetria e curtose), por serem relevantes para a caracterização dos sedimentos.

A distribuição granulométrica das amostras foi examinada para verificar a existência de distribuições bimodais e verificada a estrutura sedimentar originalmente apresentada pelas amostras (Eynon e Walker, 1974).

Sobre as fracções arenosas foram determinadas, através de lupa binocular, a caracterização petrológica e morfoscópica das amostras de acordo com Krumbein (1941) para a determinação do índice de arredondamento médio e a comparação com a escala de arredondamento de Powers (1953).

A identificação mineralógica das fracções de argila foi feita por difractometria de raios X, a partir de lâminas com agregados sedimentados. A determinação mineralógica total de cada amostra foi feita por difracção de raios X em “porta- amostra”. O método da determinação em lâmina sedimentada é o descrito por Larque e Weber (1975) e Lapa e Reis (1977).

O equipamento de difracção de raios X utilizado encontra-se no Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, e tem as seguintes características:

PHILIPS, com difractómetro PW 3710; gerador de raios X PW 1830; goniómetro PW 1050; ampola de cobre; tensão de 40 KV e intensidade da corrente de 20 mA.

Depois de identificados os picos correspondentes aos minerais argilosos, determinou-se a sua frequência relativa através da seguinte semi-quantificação (Reis, 1983):

$k = \frac{1}{2}$ da área do pico a 7\AA em lâmina “natural”;

i = área do pico a 10\AA em lâmina “glicolada”;

v = área do pico a 14\AA em lâmina “glicolada”;

c = área do pico a 7\AA em lâmina “aquecida”;

t = área do pico a $12-14\text{\AA}$ em lâmina “glicolada”;

$T = k + i + v + c + t$

% caulinite = $(k/T) \times 100$; % ilite = $(i/T) \times 100$;

% vermiculite = $(v/T) \times 100$; % clorite = $(c/T) \times 100$;

% interstratificados = $(t/T) \times 100$.

1.2.8.2- Fácies conglomeráticas

Não se colheram amostras das fácies conglomeráticas. A sua observação e medições foram feitas em afloramento. Para a caracterização dos domínios petrográfico e morfoscópico tiveram-se em conta os seguintes aspectos: cor, percentagem e natureza da matriz, composição lítica, primeiro centil grosseiro (MPS), grau de arredondamento (muito redondo, redondo, pouco redondo, subanguloso, anguloso) e grau de esfericidade (alta, baixa) dos calhaus.

Foi ainda estabelecida a distribuição espacial da dimensão dos conglomerados por isolinhas de primeiro centil grosseiro (MPS).

1.2.9 – Cartografia Geomorfológica

Na elaboração da carta geomorfológica na escala 1:25000, procedeu-se numa primeira fase, à interpretação das principais formas de relevo a partir da análise das curvas de nível e desenho da hidrografia, na escala 1:25000. Sobrepôs-se depois informação de relevo obtida através de modelos digitais de terreno (MDT) e modelos sombreados de relevo com iluminação oblíqua, segundo variados azimutes e ampliação vertical de 10x. Utilizou-se também, na identificação das formas de relevo da área, a observação de fotografia aérea na escala 1:27000 (1958) e 1: 30000 (1978) do Instituto Português de Cartografia e Cadastro (IPCC). Para a elaboração da carta e respectiva legenda consideraram-se as convenções dos trabalhos da RCP 77 (“Mémoires et documents du

CNRS, Prís 1972, 2 vol. Nbses cartes”) parcialmente modificados. As cores utilizadas são aproximadas às da carta PANTONE color Selector 1000, convencionais em cartografia geomorfológica (GÉOCHRONIQUE, nº 65, Fev. 1998).

1.2.10 – Sistemas de Informação Geográfica

Toda a informação cartográfica utilizada durante o trabalho, bem como os diferentes temas que obrigaram a localização precisa e distribuição espacial de elementos, foi feita recorrendo a software SIG, inicialmente o Arcview 3.2, e depois o ArcGis 9.2. Com este software vectorizou-se toda a informação recolhida, a fim de permitir a elaboração de diferentes tipos de mapas em diferentes escalas. Foi, por isso, necessário georreferenciar toda a cartografia disponível: cartas militares na escala 1:25000; cartas geológicas na escala 1: 50000 e 1:500000; todo um conjunto de cartas e mapas em diferentes escalas e sobre diferentes temas que continham variado tipo de informação sobre a área, útil para o desenvolvimento do trabalho.

O sistema de coordenadas utilizado para a georreferenciação da cartografia foi o elipsóide Hayford, projecção de Gauss- Kruger, ponto origem deslocado 300 Km a sul e 200 Km a oeste do vértice geodésico da Melriça. Para obtenção de coordenadas de elementos no terreno foi utilizado um receptor de posicionamento global, modelo Garmin Etrex Vista, com interface para PC.

Foi recorrendo às extensões 3D Analyst e Spatial Analyst que se efectuaram os modelos tridimensionais do terreno (MDT). O software Crossview (ESRI software-versão de demonstração) revelou-se de grande utilidade na elaboração dos perfis topográficos e geológicos.

1.2.11- Tectónica

Foi recorrendo às ferramentas do ArcGis que se obtiveram os modelos de iluminação oblíqua do relevo que evidenciaram os principais alinhamentos estruturais. Estes foram confrontados com as direcções preferenciais da cursos de água (seguiu-se o padrão de drenagem representado nas cartas militares 1:25000) e alinhamentos materializados pela disposição linear de nascentes (também neste caso foram tidas em conta as nascentes assinaladas nas cartas militares 1:25000 com a simbologia aí indicada).

Construiu-se uma rede apertada de pontos cotados sobre a cartografia das unidades pliocénicas a fim de avaliar a deformação destas, identificando compartimentos de relevos positivos e negativos tradutores dessa deformação. Para tal foi admitida uma superfície de referência para o nível eustático naquela idade de +60 m, relativamente ao nível do mar actual (Dowsett *et al.*, 1996 *in* Marques da Silva, 2001).

1.2.12 - Datações

Após a reunião de toda a informação recolhida em termos sedimentares, litostratigráficos, tectónicos e geomorfológicos, foi realizado o ordenamento espacial e temporal das unidades litostratigráficas estudadas.

No que respeita ao Pliocénico, colaborámos com o Prof. Doutor João Pais, Prof. Doutor Diamantino Pereira e Mestre Manuel Vieira, na recolha de amostras para estudo palinológico (em curso).

Nos terraços do Mondego à semelhança do realizado por Cunha *et al.* (2007) para os terraços do Baixo Tejo, também se colheram amostras para determinação da idade dos terraços por OSL e que estão em estudo pelo Prof. Doutor Pedro Cunha, em colaboração com investigadores do Nordic Laboratory for Luminescence Dating (NLL).

1.2.12.1- Recolha de amostras para datação OSL

A estratégia de amostragem para OSL foi a seguida por Cunha *et al.* (2007) que consiste em colher amostras de arenitos e siltitos, de cada terraço. Cada amostra é colhida num tubo protegido da luz e protegido por saco impermeável. Posteriormente, no laboratório, é determinado o teor em água, granulometria e composição.

1.2.12.2- Medição de luminescência de sedimentos

A datação por termoluminescência (TL) e a luminescência opticamente estimulada (OSL), são técnicas para medição do tempo passado desde a última exposição aos raios solares, dos grãos de quartzo ou feldspato (Duller, 2004). A principal diferença que distingue os dois métodos é o modo de estimular o sinal a partir do sedimento: a TL usa a temperatura (superior a 500°C) e a OSL aplica uma luz intensa de banda estreita, por exemplo, uma luz emitida por um díodo.

Para as datações por TL foram utilizados, no campo, um espectrómetro de partículas gama portátil, para estimar a taxa de radiação natural nos sedimentos e a contribuição das partículas alfa. No laboratório os carbonatos são removidos através da utilização de ácido clorídrico diluído. Os grãos com 2-10µm foram dispostos num recipiente com aproximadamente 10mm de diâmetro. A TL foi medida usando um filtro Schott UG11. Os sinais foram integrados entre 280 e 300°C. As doses equivalentes foram obtidas através de um protocolo regenerativo de múltiplos alíquotas (Wintle, 1997).

Para as datações por OSL, as concentrações em radionuclídeos foram medidas por espectrometria gama de alta resolução (Murray *et al.*, 1987; Olley *et al.*, 1996). Para determinar a taxa de dose interna de ⁴⁰K e ⁸⁷Rb (em feldspatos potássicos) foi assumido uma estimativa de 12.0±0.5 % e 400±100 ppm, respectivamente, seguindo as recomendações de Huntley e Baril (1997) e Huntley e Hancock (2001). Todos os processos seguintes tiveram lugar sob luz vermelha. Foi usada a crivagem por via húmida para a separação da fracção granulométrica de 180-250 µm, a qual foi a seguir tratada com HCl (10%) e H₂O₂ (10%) a fim de remover carbonatos e matéria orgânica, respectivamente. Os feldspatos potássicos (<2,58 g/cm³) foram separados usando uma solução líquida pesada de politungstato de sódio. A camada externa dos grãos de feldspato potássico foram lavados com HF (10%, 40 minutos) de forma a minimizar qualquer contribuição externa de partículas alfa. Por último, usou-se novamente HCl (10%) para dissolver quaisquer fluoretos solúveis restantes.

Os valores das datações obtidos para as amostras OSL colhidas, devem-se aos trabalhos desenvolvidos no NLL (Dinamarca), pelos Professores Pedro Cunha, António Martins, Andrew Murray e Jan-Pieter Buylaert, onde os procedimentos de medição OSL foram seguidos de acordo com o protocolo de Riso TL/DA-15 (Botter-Jensen *et al.*, 2003). A prévia datação TL foi obtida através de Prestação de Serviços realizada pelo Dr. Nick Debenham do Quaternary TL Surveys.

Capítulo 2– Enquadramento geral da área de estudo

2.1- Localização geográfica

A área, objecto de estudo, é a plataforma litoral limitada a norte pelo paralelo do Cabo Mondego e a sul pelo paralelo da Nazaré. Devido à sua interdependência com as formas de relevo que a rodeiam, houve necessidade de alargar a análise aos relevos próximos a norte, leste e sul (figura 2.1).

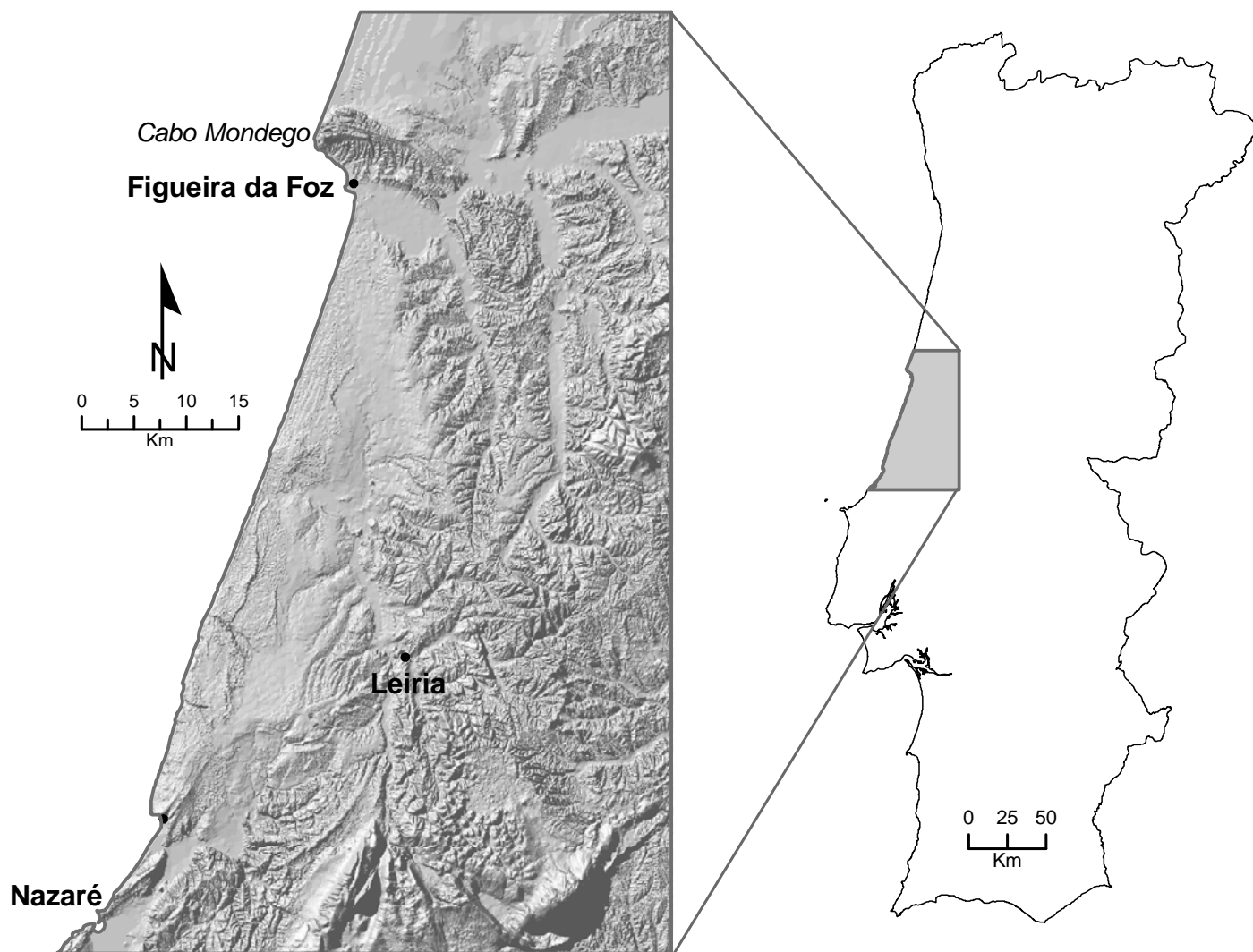


Figura 2.1 –Localização da área de estudo e relevo adjacentes (Modelo sombreado com iluminação oblíqua, ampliação vertical de 8x).

2.2- Litostratigrafia

A área analisada está incluída na **Orla Meso-Cenozóica Ocidental**. Nela afloram unidades, cujas idades vão do Jurássico (Carniano- Hetangiano) ao Plistocénico e Holocénico (figura 2.2).

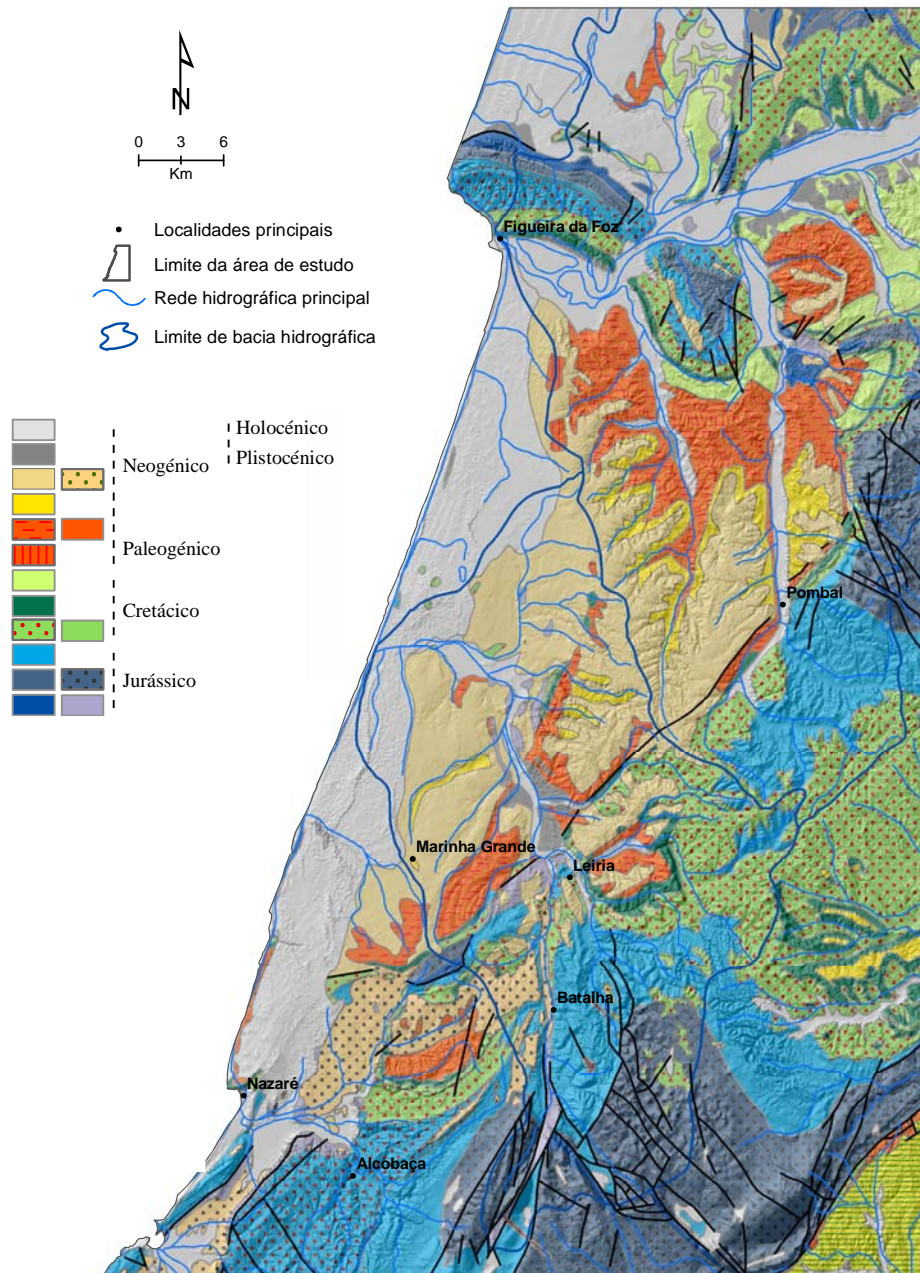


Figura 2.2 - Principais unidades geológicas aflorantes na área de estudo (extraído da Carta Geológica de Portugal, esc. 1/500000, Instituto Geológico e Mineiro; dados sobrepostos num MDT com ampliação vertical de 8x).

As unidades geológicas da Orla Meso-Cenozóica são o resultado de uma sedimentação em depressões individualizadas por barreiras controladas pela subsidência e basculamento de blocos ao longo de falhas (Reis *et al.*, 1992). Na evolução destas depressões, reconheceram-se fases de estruturação, marcadas por uma alternância de períodos de reactivação dos acidentes hercínicos e períodos em que a subsidência provocou a instalação de dispositivos sedimentares de pequena extensão lateral.

A expressão desta ciclicidade e a importância das descontinuidades nela contida, permitem individualizar quatro etapas maiores de enchimento, todas elas relacionadas com as fases de evolução do Atlântico Norte durante o Mesozóico: Triásico Superior – Caloviano, Oxfordiano – Berriasiano, Valangiano inferior – Aptiano e Aptiano superior – Turoniano (segundo Wilson *in* Reis *et al.*, 1992) mas Aptiano superior – Campaniano inferior segundo Cunha (1992).

2.2.1- Jurássico

A unidade mais antiga do primeiro grande ciclo sedimentar da Bacia Lusitânica, que aflora na área estudada, é materializada pelas **Margas de Dagorda**, unidade constituída essencialmente por lutitos e margas verdes, castanhas ou vermelhas, frequentemente gipsíferas e salíferas, com intercalações, mais abundantes para o topo, de calcário dolomítico, calcário margoso em “plaquetas”. As **Margas de Dagorda** adquirem especial importância pelo facto de estarem associadas à actividade diapírica que condicionou a evolução paleogeográfica da área, em particular nas zonas onde afloram as estruturas diapíricas: diapiro de Soure, diapiro do Lena ou de Porto de Mós, estrutura diapírica de Leiria –Parceiros-Monte Real, S. Pedro de Moel e Sra. da Vitória.

Esta unidade ter-se-á gerado durante o primeiro episódio de *rifting*, o qual segundo Soares *et al.* (1993) ter-se-á verificado no Liásico inferior, registado pela megassequência C (C1+C2); Hetangiano-Carixiano inferior (Soares e Duarte, 1995).

Durante este intervalo ter-se-á acentuado a influência da estrutura Arunca-Montemor-Palhaça, com acentuação do pólo diapírico a ocidente (Soares e Gomes, *op. cit.*, 1997). Do mesmo modo, para Wilson *et al.* (1990) e Pinheiro *et al.* (1996) este primeiro episódio de *rifting* seria Triásico-Hetangiano, paralelo ao considerado para os Grandes Bancos (Tankard e Welsink, 1988). Também Reis *et al.* (1992) considera que este episódio de *rifting* se terá iniciado no Triásico superior, o qual teria precedido o aparecimento do Atlântico Central durante o Jurássico e a consequente separação das placas americana e africana. No Jurássico médio a actividade diapírica ganha uma

importância crescente, controlando a evolução de sectores individualizados, quer por barreiras criadas pela ascensão de massas evaporíticas, quer pela subsidência e basculamento dos blocos ao longo das falhas. Nesta fase de *rifting* os depósitos são dominados por sedimentos clásticos aluviais, que interdigitam lateralmente com depósitos margosos e evaporíticos (Rocha *et al.*, 1990).

Durante o Jurássico Inferior e Médio a deposição ocorreu com progradação em rampa carbonatada (Mouterde *et al.*, 1979; Manuppella *et al.*, (1985); Soares *et al.*, 1988; 1990 in Reis *et al.*, 1992; Azeredo, 1993; Duarte, 1995) com formação de uma sucessão carbonatada em que o conjunto basal é dolomítico (**Camadas de Coimbra**) em equivalência parcial, na Serra da Boa Viagem, aos **Calcários de Vale das Fontes** (Rocha *et al.*, 1981). Sucedem-lhe, superiormente, calcários intercalados com margas (**Calcários e Margas de Tomar** equivalentes na zona da Figueira da Foz aos **Calcários e Margas de Quiaios** (Soares *et al.*, 1987) que apresentam na base unidades betuminosas. No final deste ciclo, no Jurássico Médio, onde é mais evidente uma constância de fácies, é nítido o predomínio de calcários, por vezes margosos, passando para o topo, a apresentar calcários recifais (**Calcários Oolíticos de Santo António e Candeeiros** equivalentes na zona da Figueira da Foz aos **Calcários e Margas do Cabo Mondego** (Soares *et al.*, 1987).

Uma importante descontinuidade, associada a lacuna estratigráfica, afecta o Caloviano superior e Oxfordiano inferior, o que sugere, segundo Reis *et al.*, (1992), uma significativa descida do nível do mar, simultânea com uma etapa de elevação térmica que teria antecedido a 2ª fase de *rifting*. Durante este segundo ciclo, fundamental na organização da Bacia, as condições ambientais da sedimentação, em paralelo com a diferenciação no espaço e no tempo da subsidência, conduziram a uma mais “complexa” variabilidade das fácies que, a norte, na Serra da Boa Viagem, adquiriram especial significado siliciclástico (Wilson, 1979; Bernardes, 1992; Reis *et al.*, 1996). No Oxfordiano médio a sedimentação inicia-se com a deposição de carbonatos lacustres com influência marinha (Wright, 1985). O equilíbrio relativo das condições eustáticas em toda a Bacia foi alcançado durante a deposição de carbonatos marinhos de plataforma, caracterizados por grandes variações laterais de espessura e de fácies.

Segundo Reis *et al.* (1997), no Oxfordiano-Kimeridgiano ter-se-á verificado uma aceleração distensiva, orientadora não só de valores elevados e diferenciados da subsidência (máximo a sul: Sub-bacia do Bombarral), como de mais vincada

diferenciação de fácies (Leinfelder, 1988; Reis *et al.*, 1996). A norte, o efeito ter-se-á reflectido na transposição de estados carbonatados a outros siliciclásticos (Wilson *et al.*, 1990; Pinheiro *et al.*, 1996).

O Jurássico termina pelos **Arenitos de Boa Viagem**, em discordância estratigráfica sobre as formações anteriores (Rocha *et al.*, 1981) e estendendo-se desde o Cabo Mondego ao Rio Mondego, a sul de Maiorca, prolongando-se pelo anticlinal de Verride até à região de Pombal. Na região de Leiria o Kimeridgiano – Titoniano está representado pelo **Complexo de Vale de Lagares**.

2.2.2– Cretácico

Neste sector, da Orla Meso-Cenozóica Ocidental, os depósitos que constituem a base do Cretácico são essencialmente siliciclásticos e continentais designados por **Formação da Figueira da Foz** (Dinis, 1999, 2001 = **Arenitos de Carrascal**, Rocha *et al.*, 1981; = **Grés sans fossiles marins**, Choffat, 1900; = **Grés Grosseiro Inferior**, Soares, 1966; = **Grés de Grada-Barcouço**, Soares *et al.*, 1985).

A idade da base e do topo desta formação foi avaliada por Dinis (2001), tendo em conta os trabalhos paleontológicos de vários autores. A base da unidade foi atribuída ao Barremiano-Aptiano. As correlações com o Sul da Bacia, mostram neste sector, o início da deposição da unidade, com idade aptiana no entanto, no sector norte da Bacia, não é óbvio um diacronismo muito significativo na base da unidade, mas é admitida a sua existência entre o Aptiano (superior ?) a oeste, e o Albiano médio no sector da Lousã. Relativamente ao topo da formação, a sua idade foi considerada do Cenomaniano inferior terminal, a sudoeste e ao Cenomaniano superior basal, a nordeste (Dinis *op. cit*). A figura 2.3 mostra o enquadramento litostratigráfico da **Formação de Figueira da Foz** com os diferentes membros que a integram e respectiva associação litológica dominante. É também apresentada a variação de espessura da formação (proximal-distal).

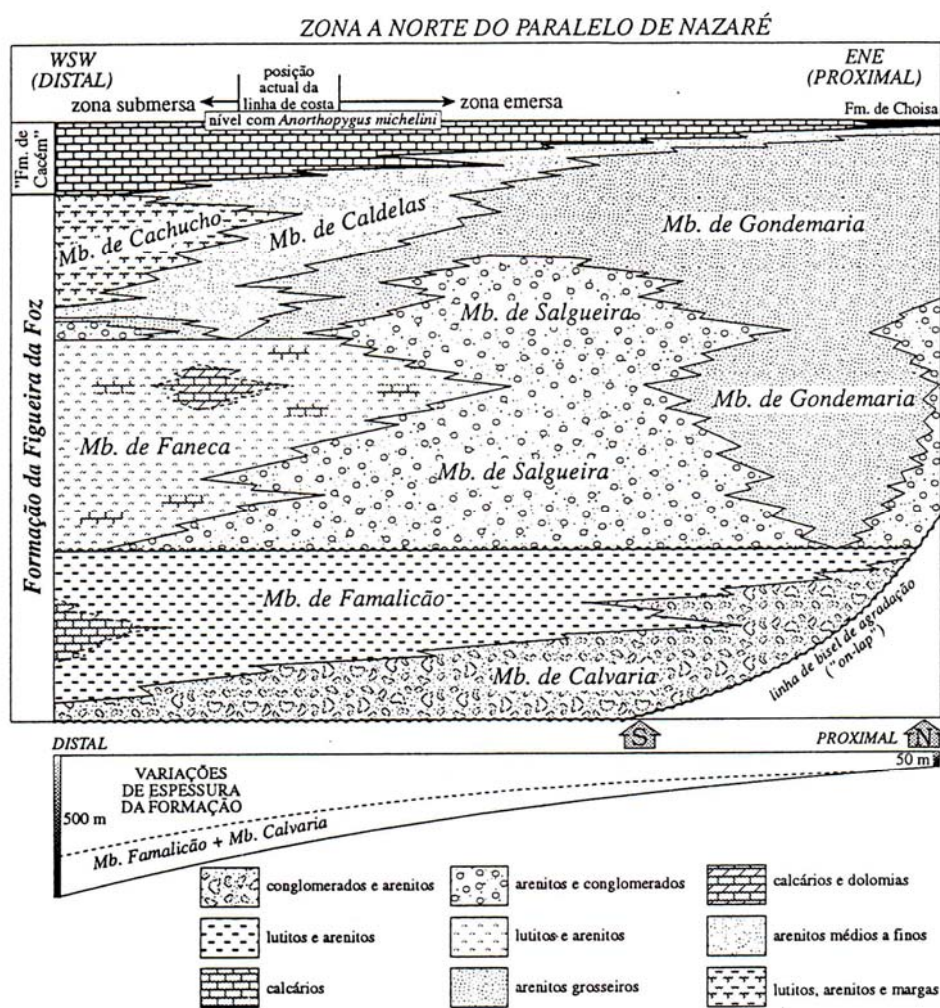


Figura 2.3 — Quadro litostratigráfico da Formação da Figueira da Foz, com os membros representados pela associação litológica dominante. Está também representada a tendência de variação de espessura mais marcada (proximal-distal). Entre os depósitos proximais da área estudada, a sul do Mondego correspondem à vertical da seta S, ao passo que a norte são representados à vertical da seta N (*in Dinis, 2001*).

As diferentes litofácies, tendo em conta a granulometria e as estruturas sedimentares dominantes, foram relacionadas com processos de transporte e deposição e com formas de acumulação. Em termos esquemáticos os depósitos, que integram a Formação da Figueira da Foz, podem corresponder a enchimento de canais ou a episódios de transbordo sobre os interflúvios (planície de inundação aluvial, interdistributários de delta e planícies supramareais de estuários), onde a deposição é dominada por processos de decantação, mas quando ocorre perda de competência para transporte de carga de fundo gera lóbulos de derrame a partir de roturas das motas marginais ou mais raramente, depósitos tabulares quando o transbordo é generalizado (*Dinis, op. cit.*).

A sedimentação da **Formação de Figueira da Foz** terminou com a implantação, em continuidade, de uma sedimentação carbonatada marinha. Durante o Cenomaniano médio-Turoniano inferior houve alongamento de uma plataforma carbonatada onde a acumulação terá ganho expressão inundativa, de carácter eustático, com *onlap* para Oriente (Soares e Gomes, 1997). Este evento está materializado na área estudada pela **Formação Carbonatada** (Soares, 1966; = **Calcários apinhoados da Costa de Arnes**, Rocha *et al.*, 1981; = **Calcários de Mamarrosa**, Barbosa *et al.*, 1981; = **Calcários de Trouxemil**, Soares *et al.*, 1985; = **Calcários de Tentúgal**, Barbosa *et al.*, 1988).

Na região do Baixo Mondego a sucessão estratigráfica tipo para o Cenomano-Turoniano foi estabelecida na Salmanha, Figueira da Foz, por Choffat (1897^a, 1900), dela fazendo parte quinze níveis ordenados de “A” a “O”.

A posição do limite Cenomaniano-Turoniano, dentro da **Formação Carbonatada**, foi objecto de estudo por parte de vários autores. Berthou (1984a, 84b, 84c, 84d), considerando as modificações verificadas desde os trabalhos de Paul Choffat quanto à posição deste limite, atribui aos níveis superiores do corpo carbonatado na região do Baixo Mondego uma idade situada dentro do Turoniano inferior.

Tonicher (1998) apresentou uma reconstituição paleogeográfica do corpo carbonatado Cenomano-Turoniano na região do Baixo Mondego e na região de Nazaré-Leiria-Ourém tendo por base uma síntese de dados referentes à sua composição, repartição espacial e articulação dos domínios de fácies e das consequentes associações fósseis. Segundo este autor, durante o Cenomaniano médio, devido ao acentuar do movimento transgressivo, o domínio marinho carbonatado ocupou progressivamente os diversos sectores da área que estudou. Este *onlap* traduziu-se através da instalação gradual de uma plataforma carbonatada e consequente recuo generalizado da planície aluvial, em direcção aos relevos do Maciço Hespérico.

Tendo em conta os trabalhos de Soares (1966, 80); Crosaz-Galletti (1979) e Lauverjat (1982), quando a plataforma carbonatada atingiu o máximo da sua extensão, as fácies carbonatadas do Cenomaniano médio atingiram as regiões de Ourém, Pombal, Soure e Ançã. A linha de costa passava poucos quilómetros a oriente de Ourém, curvando em direcção a Caxarias e seguindo depois para Norte até às proximidades de Pombal. Para além da área diapírica de Soure, inflectia para Nordeste, passando entre S. João do Campo e a Ribeira de Ançã e entre Ançã e Cantanhede.

A progressão do domínio marinho teve como consequência uma alteração no estilo da sedimentação passando progressivamente de litótipos arenosos, areno-argilosos e areno-carbonatados, mais abundantes na base do Cenomaniano médio, a calcários

margo-arenosos, por vezes dolomíticos e a margas arenosas. Estes litótipos, à escala local, organizam-se em sequências positivas, por vezes com carácter oscilante (Soares, 1966, p. 72).

Na plataforma carbonatada a sedimentação processou-se ao longo de uma extensa planície litoral (Soares *in* Ribeiro *et al.*, 1979), em meio litoral ou sublitoral superior e apresentando como domínios mais externos os sectores da Figueira da Foz, Cós-Juncal e Nazaré. Nesta plataforma pouco profunda alguns dos anticlinais diapíricos funcionaram como domínios de altos fundos ou estruturas barreira, merecendo destaque os de Monte Real, São Pedro de Moel e Leiria (Tonicher, 1998).

Com o início do Cenomaniano superior verificou-se um acentuar do movimento transgressivo e a área ocupada pela plataforma carbonatada atingiu a sua extensão máxima a oriente e a norte, aproximando-se do Maciço Hespérico. Na região do *Baixo Mondego* os domínios de sedimentação carbonatada estenderam-se até às proximidades da Mealhada, de Coimbra e de Condeixa-a-Nova, prolongando-se para sul até às imediações de Ansião e de Rio de Couros-Caxarias. A linha de costa deslocou-se para oriente, passando perto da Mealhada, da Pampilhosa do Botão e de Coimbra, inflectindo depois para Sul, em direcção a Ansião e Tomar. A norte do Baixo Mondego, a mesma linha atingiu a região de Vagos-Aveiro.

Na parte inferior do Cenomaniano superior verificou-se uma generalização da sedimentação carbonatada, acompanhando um aprofundamento da coluna de água e uma maior abertura da plataforma carbonatada às influências oceânicas. A sedimentação carbonatada processou-se em meio sublitoral a sublitoral superior, sujeita a um regime hidrodinâmico moderado.

Durante a parte média do Cenomaniano superior, na região do Baixo Mondego a plataforma carbonatada compreendia um domínio mais externo, sublitoral a circalitoral, dentro do qual a sedimentação era mais francamente carbonatada. O topo do Cenomaniano superior foi marcado não só por variações significativas no estilo da sedimentação, como também pela instalação de alguns novos domínios paleogeográficos.

A transição Cenomaniano-Turoniano correspondeu, em toda a na região estudada por Tonicher (1998), a um intervalo de relativa descida eustática, traduzido por uma descontinuidade sedimentar com expressão à escala regional, acompanhada por carsificação. A sedimentação carbonatada apenas se voltou a instalar nos domínios internos da plataforma a partir da parte média do Turoniano inferior. A articulação das

fácies do Turoniano traduz a existência de duas sequências, das quais a segunda com carácter marcadamente regressivo.

Na passagem ao Turoniano superior, devido ao recuo para ocidente do domínio marinho carbonatado, a região do Baixo Mondego foi ocupada progressivamente por uma extensa planície litoral em transição para os sistemas aluviais existentes a oriente, onde o topo da **Formação Carbonatada** passa lateralmente ao **Grés micáceo fino a muito fino** (Soares, 1966; = **Grés de Furadouro**, Barbosa *et al.*, 1981; = **Arenitos finos de Lousões**, Rocha *et al.*, 1981). Para ocidente e para sul destes sectores, as fácies arenosas micáceas já não estão presentes, podendo a ausência de registo sedimentar estar relacionada com diastrofismos locais de fraca amplitude, com possível origem diapírica (Ribeiro *et al.*, 1979 *in* Tonicher, 1998).

Na área estudada, sobre os calcários cenomano-turonianos, a sedimentação cretácica foi retomada durante o Campaniano superior-Maastrichtiano (assentando na descontinuidade SLD5 definida por Cunha, 1992; p. 198), encontrando-se representada em Vila Verde, onde é possível observar uma associação de fácies predominantemente pelítica, que se pode reconhecer pelo tom de vermelho, por vezes argilo-margosa, com composição granulométrica predominantemente silto-argilosa, com a fracção argilosa a representar cerca de 30% e composta essencialmente por montmorilonite (Barbosa *et al.*, 1988). Esta associação de fácies é em tudo comparada aos **Arenitos e Argilas de Taveiro** (Soares *et al.*, 1982), equivalentes laterais dos **Arenitos e Argilas de Viso** (Soares *et al.*, 1982; Barbosa *et al.*, 1988). O estudo da fauna e da flora destes depósitos da Beira Litoral, levado a cabo por Antunes e Broin (1988), permitiu confirmar a idade Campaniana superior-Maastrichtiana e a vigência de clima tropical e subtropical.

2.2.3- Paleocénico – Zancliano

O registo sedimentar Paleocénico-Eocénico inferior (Unidade SLD6 de Cunha, 1992) está representado pelas **Areias e Argilas de Silveirinha** (Soares e Reis, 1984). As fácies traduzem-se por espessas camadas lutíticas vermelhas e ricas em esmectite, raras intercalações conglomeráticas em geometrias canalizadas e por vezes com calcretos. Foi admitido por Reis (1981), que a sedimentação teria sido conforme com a migração lateral de grandes canais activos num domínio de *meander-belt*.

Paleontologicamente, os jazigos de Silveirinha revelaram a presença de vegetais, moluscos, ostracodos e numerosos vertebrados de todos os grupos principais, os quais, indicam a base do Ipresiano (Antunes *in* Reis *et al.*, 1981; Antunes e Russel, 1981;

Antunes *et al.*, 1987). A fauna da Silveirinha aponta clima tropical ou subtropical, com pluviosidade sazonal importante.

O registo sedimentar Eocénio médio – Chatiano inferior (SLD7 de Cunha, 1992) está representado pela **Formação de Bom Sucesso** (Manuppela *et al.*, 1976; Reis, 1979, 1983; Barbosa, 1986; redefinida por Reis e Cunha, 1989a). Segundo Cunha (1992), na constituição desta formação figuram dois membros sucessivos, cuja separação é feita por uma descontinuidade regional (disconformidade escassamente ravinante). Foi esta descontinuidade que levou o autor a definir duas sequências: SLD7 (Luteciano sup. – Bartoniano) e SLD8 (Priaboniano – Oligocénico inf.), nas quais pôde distinguir duas associações de fácies principais: uma (conglomerados polimíticos em quartzo, quartzito e xisto, dispostos em geometrias lentículares e pavimentos, com matriz de areão e raras intercalações de arenitos e lutitos) que prevalece na base de ambas as sequências limitadas por descontinuidade, traduz um predomínio de processos de construção de barras cascalhentas em canais fluviais pouco profundos, ramificados, instáveis e efémeros; a outra (arenitos feldspáticos grosseiros associados a lutitos bioturbados com rubefacção, em sequências granodecrescentes. Os litossomas apresentam grande extensão lateral e são raras as geometrias canalizadas) revela um subambiente aluvial com canais pouco ramificados e rectilíneos, onde se desenvolviam barras arenosas. Os materiais de natureza lutítica acumularam-se nas áreas de decantação.

Os dados sedimentológicos e paleontológicos recolhidos nos sedimentos desta formação sugerem que o clima deve ter sido subtropical, acentuando-se progressivamente o carácter sazonal. Nos sedimentos do tecto está localmente registada uma fase de silicificação e ferruginização climática (Carvalho, 1968; Meyer e Reis, 1985; Cunha, 1992, 1999).

O registo sedimentar posterior seguiu-se, de acordo com a terminologia proposta por Cunha (1992, 1999), pela deposição da **Formação de Amor** (SLD10), que assenta sobre a **Formação de Bom Sucesso**. Trata-se de uma sucessão de sequências básicas positivas com termo areno-conglomerático pouco significativo e espessos lutitos com frequentes silcretos ricos em paligorskite, dando conta de um ambiente com drenagem para SW, observando-se neste sentido uma transição de ambiente de planície aluvial (gresoso) para um ambiente lagunar ou palustre. Os estudos sobre datação efectuados apontam idade langhiana para esta formação (Soares e Reis, 1984).

Os **Grés e Argilas de Pombal-Redinha** (SLD11 e SLD12) constituem um corpo essencialmente gresoso e conglomerático, imaturo, avermelhado, apresentando

para o topo, intercalações de níveis argilosos que podem conter concreções carbonatadas pedogenéticas. Cunha (1992) e Reis et al. (1992) atribuem-lhe idade do Tortoniano ao Zancleano. Em descontinuidade, sobre os Grés e Argilas de Pombal-Redinha, deu-se início ao enchimento sedimentar placenciano.

2.2.4- Pliocénico

De acordo com Zbyszewski (1949) e Teixeira e Zbyszewski (1951, 1954), em Portugal, o Pliocénico está associado a um evento transgressivo, contínuo e fácil de seguir utilizando critérios geomorfológicos, já que é acompanhado de superfície aplanada, contrastante com relevos interiores.

Para norte do rio Mondego, na região de Coimbra–Aveiro, Carvalho (1949, 1950) apresenta a série sedimentar com três unidades. A da base, localizada exclusivamente na vertente ocidental da Serra do Buçaco, trata-se de um corpo muito imaturo, de tons avermelhados e expressão local, o qual o autor considerou representativo da regressão pontiana. Sobrepondo-se a esta unidade encontram-se areias finas, amarelas, com elementos de seixo fino, muito bem rolados, por vezes com aspecto polido, esta unidade seria o registo da transgressão pliocénica.

Esta série termina com depósitos areno–conglomeráticos, de matriz argilosa e níveis argilosos, assumidos como ligados a uma planície aluvial.

Tendo em consideração os trabalhos de Carvalho (*idem, ibidem*), Courbouleix (1972) considera apenas duas unidades: um conjunto basal marinho, coberto por materiais areno-conglomeráticos, ligados a ambiente fluvial sob condições torrenciais, os quais testemunhariam, respectivamente, a transgressão placenciana, seguida de progradação do plano aluvial.

A sul do rio Mondego, a sucessão inicia-se por lumachela com fósseis marinhos, a que se seguem areias finas amareladas e depois série continental com depósitos ligníticos e argilas negras, com diatomitos na região de Rio Maior (Zbyszewski, 1967).

Cardoso (1984) apresenta, de forma sintetizada, a evolução paleogeográfica do Pliocénico da plataforma de Pombal da seguinte forma:

No início do Pliocénico, uma transgressão marinha, representada na base por conglomerados, assentes sobre formações mesozóicas na região de Caldas da Rainha, ou cenozóicas na região de Pombal, foi atribuída ao Pliocénico superior (Antunes,

1979), ou à base do Pliocénico superior por Teixeira e Gonçalves (1980); estes últimos autores admitem, no nosso país, lacuna do Zancleano.

Sucedese estabelecimento de regime continental, caracterizado nalguns locais por sedimentação pantanosa, nas áreas então postas a descoberto, com acarreios fluviais frequentes, ou mesmo torrenciais; foi-lhe atribuída idade Vilafranquiana (note-se que esta designação é uma unidade biostratigráfica de mamíferos) e colocado na base do Quaternário por Zbyszewski (1959); Teixeira e Gonçalves (1980), consideram-no com o termo médio do Pliocénico superior.

O terceiro e último complexo, que coroa a série pliocénica, encontra-se representado por depósitos de areias e conglomerados. Pensaram corresponder a nova fase transgressiva, que culminando em geral a menos de 200 m, por vasta e regular plataforma; foi-lhe atribuída idade pliocénica terminal (Teixeira e Gonçalves, 1980).

Em Carvalho (1972) é possível dar-mos conta de que o autor subdivide a série pliocénica da região de Leiria, integrada no **Complexo de Barracão** da seguinte forma: a) uma unidade inferior, de fácies marinhas; b) uma unidade superior, de fácies continental.

Para a mesma zona (Leiria a Pombal) Barbosa (1983, p. 196) apresenta duas grandes unidades para o Pliocénico: uma inferior, essencialmente arenosa, que sucede ao conglomerado da base e na qual o autor aponta duas subunidades – **Areias de Carnide** e **Areias de Roussa**; uma unidade superior, no geral, argilosa – **Argilas de Barracão** – na base da qual ocorrem, por vezes, as *argilas especiais*.

Em descontinuidade sobre as **Argilas de Barracão** teve início um registo sedimentar constituído por arenitos com intercalações conglomeráticas, contendo seixos com elevado grau de arredondamento.

A datação destas unidades feita através de dados fornecidos por análises polínicas, nomeadamente de camadas argilosas de Vale Farpado (Pombal), levaram Diniz (1984, p. 177-179) a colocá-las no topo do grupo polínico F determinado em Rio Maior (sondagens F 58 e F 16), ao qual foi atribuída idade piacenziana.

Cachão (1989,1990) definiu a **Formação Arenito de Carnide (=Areias de Carnide)** como sendo constituída por um arenito fino a muito fino, silto-argiloso, micáceo, de cor amarelo-alaranjada, homogéneo, pouco coerente, sem estruturas sedimentares visíveis. O facto de localmente, na base desta unidade surgirem camadas fossilíferas, como a das proximidades de Carnide, permitiu a este autor precisar biostratigraficamente esta jazida, à qual, a partir do seu conteúdo em nonofósseis, foi

atribuída idade compreendida entre 3,45 e 2,65 Ma, isto é, base do Placenciano (Pliocénico superior). Para Silva (2003) a base desta unidade pode alcançar o topo do Zancleano.

Carvalho (1998) acrescenta às unidades definidas por Barbosa (1983), as **Areias e conglomerados de Ilha**, as quais contactam na base com o **Arenito de Carnide**, e no topo, com as **Areias de Roussa**.

Cunha (1992) definiu os Conglomerados de Santa Quitéria, representando as fácies proximais de leque aluvial e fluviais desta unidade culminante do registo sedimentar, representando a unidade alostratigráfica SLD13. Cunha (1992, 1999) e Cunha *et al.*, 1993 integram a articulação das unidades que correspondem ao enchimento sedimentar pliocénico naquela que definiu como SLD13. A SLD13, em áreas interiores, está materializada pelos **Conglomerados de Santa Quitéria** na Bacia do Mondego e pelos **Conglomerados de Serra de Almeirim+Conglomerados de Falagueira**, na Bacia do Baixo Tejo (Cunha, 1992, 1996, 1999; Cunha *et al.*, 1993). **Os Arenitos de Ulme** da Bacia do Baixo Tejo são considerados como equivalentes, em termos temporais, das unidades que compõem o **Grupo do Barracão** por Reis *et al.*, (1992) e Cunha e Reis (1993).

Soares (1999) definiu, para norte de Pombal, a **Formação de Antanol**, tida como equivalente lateral do **Grupo do Barracão**.

Daquilo que foi possível observar nos afloramentos da região, habitualmente, aos **Arenitos de Carnide**, seguem-se-lhe superiormente, materiais arenosos grosseiros, esbranquiçados a amarelados, com estratificação oblíqua planar e ricos em seixo bem rolado, sobrepõem-se-lhes corpos arenosos de granulometria fina, espessos esbranquiçados, por vezes amarelados e com estratificações oblíquas planares. Localmente, sobrepostos a estes materiais, encontra-se uma alternância de leitos argilosos e areno-conglomeráticos, que tendem a enriquecer, para o topo em materiais conglomeráticos, os quais se organizam em estruturas canalizadas no seio de materiais areno-conglomeráticos (Ramos, 2000).

Esta tendência parece verificar-se para o Pliocénico da Orla Ocidental. De um modo geral o Pliocénico é materializado na base e sectores mais ocidentais por um conjunto de fácies com características marinhas, verificando-se para o topo e sectores interiores um predomínio de influências continentais, registando um ciclo de tendência geral progradante (Azevedo, 1982; Reis e Cunha, 1989b; Cunha e Reis, 1991; Cunha *et al.*, 1993; Barbosa, 1995; Pimentel, 1997; Dinis, 2004).

No estudo sobre o Plistocénico na região ocidental de Pombal, realizado por Carvalho (2002) é estabelecida uma descontinuidade entre a SLD13 e os Conglomerados de Estevães e Conglomerados de Ranha, tidos pelo autor como do Plistocénico Inferior.

Dinis (2004) considera evolução pliocénica e quaternária do Vale do Cértima desenvolvida em dois ciclos sedimentares distintos:

O primeiro, ocorrido após a deposição dos **Conglomerados de Carvalheiras**, cuja localização é exclusiva da frente ocidental da Serra do Buçaco e depositados em ambiente de leque aluvial, iniciou-se com a deposição das **Areias de Mala**, inicialmente em ambiente lagunar, passando superiormente a fácies de plataforma litoral, terminando por fácies de planície deltaica. Esta deposição terá ocorrido durante uma fase estável sob o ponto de vista tectónico. A sua idade foi atribuída ao Placenciano e, por isso, colocada a hipótese de equivalência lateral com as **Areias de Carnide**, a sul do Mondego e datadas da mesma idade por Cachão (1989, 1990).

Ao segundo ciclo sedimentar, transgressivo-regressivo, com ocorrência de actividade tectónica foi atribuída idade plistocénica inferior.

Quando se observa a cartografia efectuada por este autor é notória a maior representatividade das Areias de Mala (Pliocénico) a este do rio Cértima.

2.2.5 – Plistocénico

O Plistocénico na região está representado pelos terraços fluviais, constituídos maioritariamente por conglomerados grosseiros ricos em quartzo e quartzito, secundados pela presença de xisto e outros minerais ou fragmentos rochosos constituintes do substracto geológico da bacia hidrográfica. A matriz é geralmente arenosa grosseira, rica em quartzo, feldspatos, silte e argila.

A localização e descrição dos terraços fluviais no estuário do rio Mondego encontra-se em Ramos (2000) e será tema de análise neste trabalho em capítulo posterior, o mesmo se passando com os terraços fluviais do rio Lis e Lena, anteriormente analisados por Dinis (1996) e Cunha-Ribeiro (1999).

Carvalho (2002), ao estudar o Plistocénico na região ocidental de Pombal, identifica dois corpos conglomeráticos do Plistocénico inferior: Conglomerados de Estevães seguidos estratigraficamente pelos Conglomerados de Ranha.

2.2.6- Holocénico

As unidades holocénicas correspondem, na área, às aluviões dos principais rios, às areias dunares que se desenvolvem com orientação aproximadamente N-S e às areias de praia que preenchem a faixa de praia do litoral português. André (1996 a,b) e André *et al.* (1997) têm vindo a desenvolver trabalhos sobre a morfologia dunar e evolução da linha de costa entre o Cabo Mondego e S. Pedro de Moel. Estes trabalhos têm como objectivo mostrar as principais orientações de ventos e a existência de diferentes episódios históricos na formação dunar. Para além disso, têm tido a preocupação de verificar se as alterações da linha de costa (recuos e avanços) são devidas a acções antrópicas.

2.3 – Geomorfologia

A área de estudo está integralmente localizada na Orla Meso-cenozóica Ocidental. O seu enquadramento geomorfológico é mostrado na figura 2.4.

A ocidente do meridiano de Coimbra, a Orla Meso-cenozóica e o seu prolongamento para “offshore” correspondem a uma bacia sedimentar que se começou a diferenciar no Triásico: a Bacia Lusitânica. Constitui uma depressão alongada com orientação NNE-SSW onde os sedimentos acumulados na zona central atingem cerca de 5000 m de espessura. A leste encontra-se individualizada do Maciço Hespérico pela falha Porto-Coimbra-Tomar, a sul pelo ramo desta fractura, com direcção NNE, que se estende até ao canhão de Setúbal e a ocidente por um “horst” hercínico, actualmente materializado pelos granitos e rochas metamórficas do arquipélago das Berlengas.

A morfologia da área de estudo (figura 2.4) é condicionada por determinados factores, entre os quais salientamos:

- 1- Estrutura dos maciços, e a grande diversidade litológica.
- 2- Clima, sobretudo as variações ocorridas no Plistocénico.
- 3- O binómio mar / rio e variabilidade sedimentar.
- 4 - Ocupação e coberto vegetal.

São várias as formas que se salientam na paisagem desta área e que resultam da actuação conjunta das variáveis atrás referidas.

Hipsometria

- altitude em metros
- 20 altitude aproximada de nível de erosão em decâmetros

Hidrografia

- rede hidrográfica
- Localidades principais
- ↔ ressurgência ou exsurgência

Litologia

Coberturas sedimentares do maciço hercínico

- | | | |
|-------------|---------------------------|---|
| secundárias | terciárias e quaternárias | |
| | | rochas predominantemente calcárias |
| | | rochas predominantemente margosas, por vezes com intercalações detriticas |
| | | rochas predominantemente detriticas |

Plataforma continental

- areias finas; lodos

Formas de Relevo

Formas estruturais

- escarpa de falha
- rebordo de vale tifónico
- cornija de relevo monoclinal
- monte
- outras vertentes com cornija; mesa

Formas fluviais

- fundo aluvial
- terraços
- vale encaixado

Formas e formações de vertentes e interflúvios

- base de vertente
- rebordo de erosão
- modelado de dissecação das montanhas xistosas
- depressão cársica
- superfície de aplanamento conservada; degradada

Formas litorais e submarinas

- praia
- cordão litoral
- areias, lodos
- dunas; areias eólicas recentes
- costa rochosa baixa
- arriba actual
- rebordo da plataforma continental em cornija; convexo
- abarrancamento em cornija; convexo

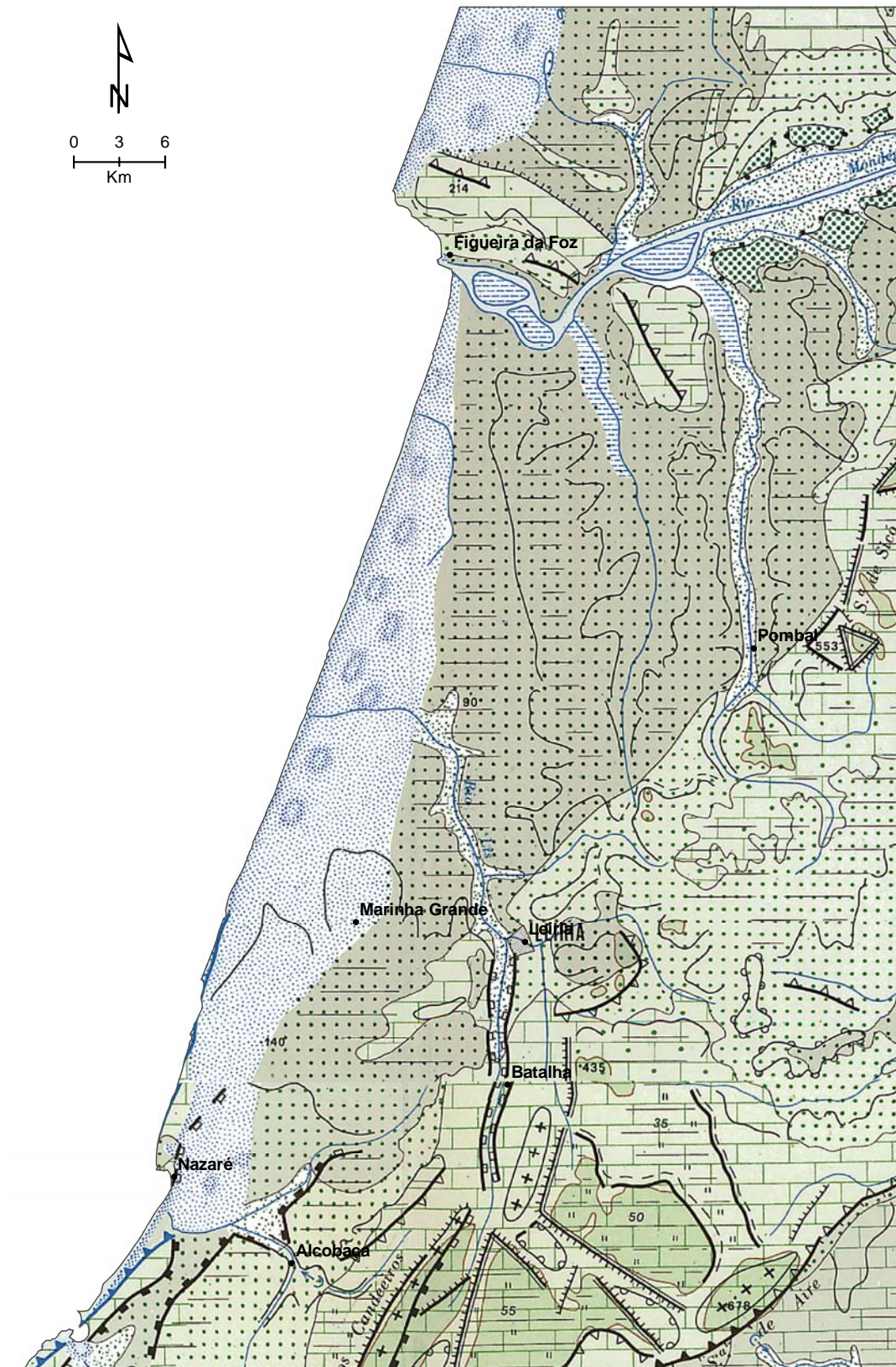


Figura 2.4 – Enquadramento Geomorfológico – Carta Geomorfológica de Portugal (Ferreira, 1981; esc: 1/500000).

Numa primeira análise, sobressaem duas áreas com relevo distinto: uma, a ocidente, com altitudes inferiores a 200m (figura 2.5) e fracos declives (figura 2.6); outra, envolve aquela, com os relevos mais acentuados (figura 2.5), onde se atingem cotas superiores a 500m e onde os declives são geralmente superiores a 15% (figura 2.6).

Na área de relevo mais acentuado salienta-se a norte, a Serra da Boa Viagem, onde a altitude máxima atingida é de 258m. Para oriente e sul, segundo orientação NE-SW, Cunha (1988) definiu as seguintes unidades morfoestruturais: (1) as colinas dolomíticas, faixa de orientação meridiana, onde os calcários dolomíticos e dolomias da base do Lias, apresentam fraco pendor para Oeste; (2) as depressões resultantes do comportamento mais brando das formações calco-margosas do Lias médio e superior, das quais a mais espectacular é a depressão do Rabaçal, com orientação Norte-Sul; (3) as serras calcárias, que correspondem ao grande afloramento do Dogger, e que correspondem um conjunto de serras e planaltos, ditados pela presença de dobramentos e importantes linhas de falha, onde a Serra do Sicó constitui o elemento meridional do conjunto e também o relevo mais elevado (533 m); (4) a bordadura oriental, depressão marginal das serras calcárias com aspecto diferente a norte e a sul do acidente tectónico Lousã-Pombal-Nazaré: enquanto a norte se passa das colinas dolomíticas para a ampla depressão escavada nas rochas detríticas da base do Mesozóico, a sul, a passagem para esta depressão é marcada pelo acidente de Castelo do Sobral-Alvaiázere, que deixa os calcários do Dogger salientes em relação a uma depressão tectónica que, além dos Grés de Silves, envolve também os calcários dolomíticos liásicos. (5) a bordadura ocidental, terrenos baixos que orlam, a ocidente, as serras calcárias de Condeixa-Sicó.

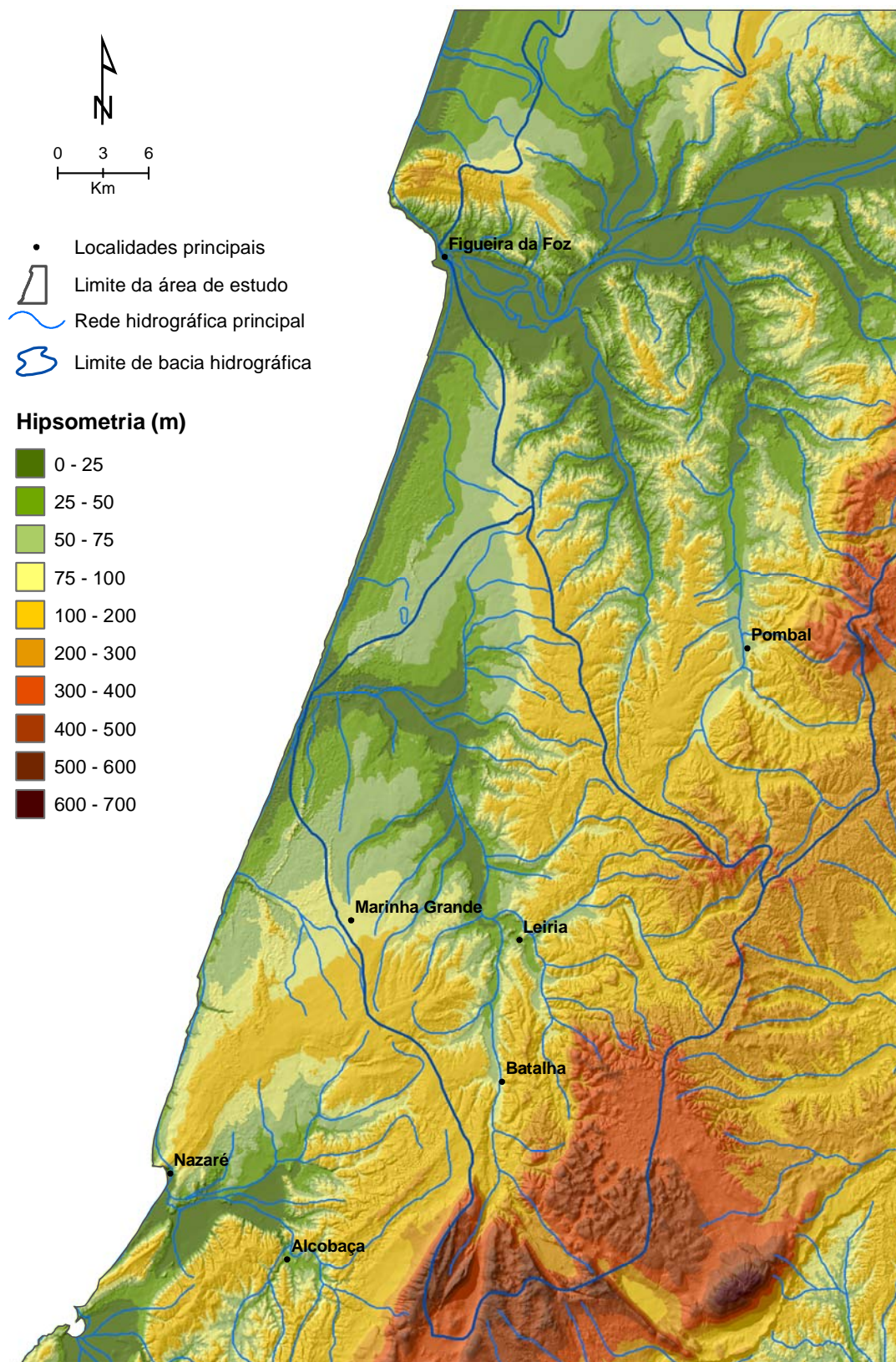


Figura 2.5 – Enquadramento hipsométrico da área de estudo (sobrepuesto a um MDT com ampliação vertical de 8x)

Na continuação para sul passa-se a uma importante entidade geomorfológica, o **Maciço Calcário Estremenho** (Martins, 1949). Nas áreas a norte do Maciço, cobertas por arenitos jurássicos e cretácicos, por vezes coroados por calcários turonianos, predominam colinas e pequenos planaltos cujas altitudes não ultrapassam os 250m. Mais a sul, no denominado planalto de São Mamede, já dentro do Maciço, o relevo é suave e marcado por algumas depressões cársticas, por vezes preenchidas por sedimentos cretácicos. Os vales são raros e pouco profundos, como é típico das regiões cársticas.

Talvez o elemento geomórfico mais digno de nota seja o Canhão da Caranguejeira, estreito desfiladeiro cortado em calcários do Turoniano (Cretácico superior), por onde corre a Ribeira da Caranguejeira, um dos afluentes do Lis.

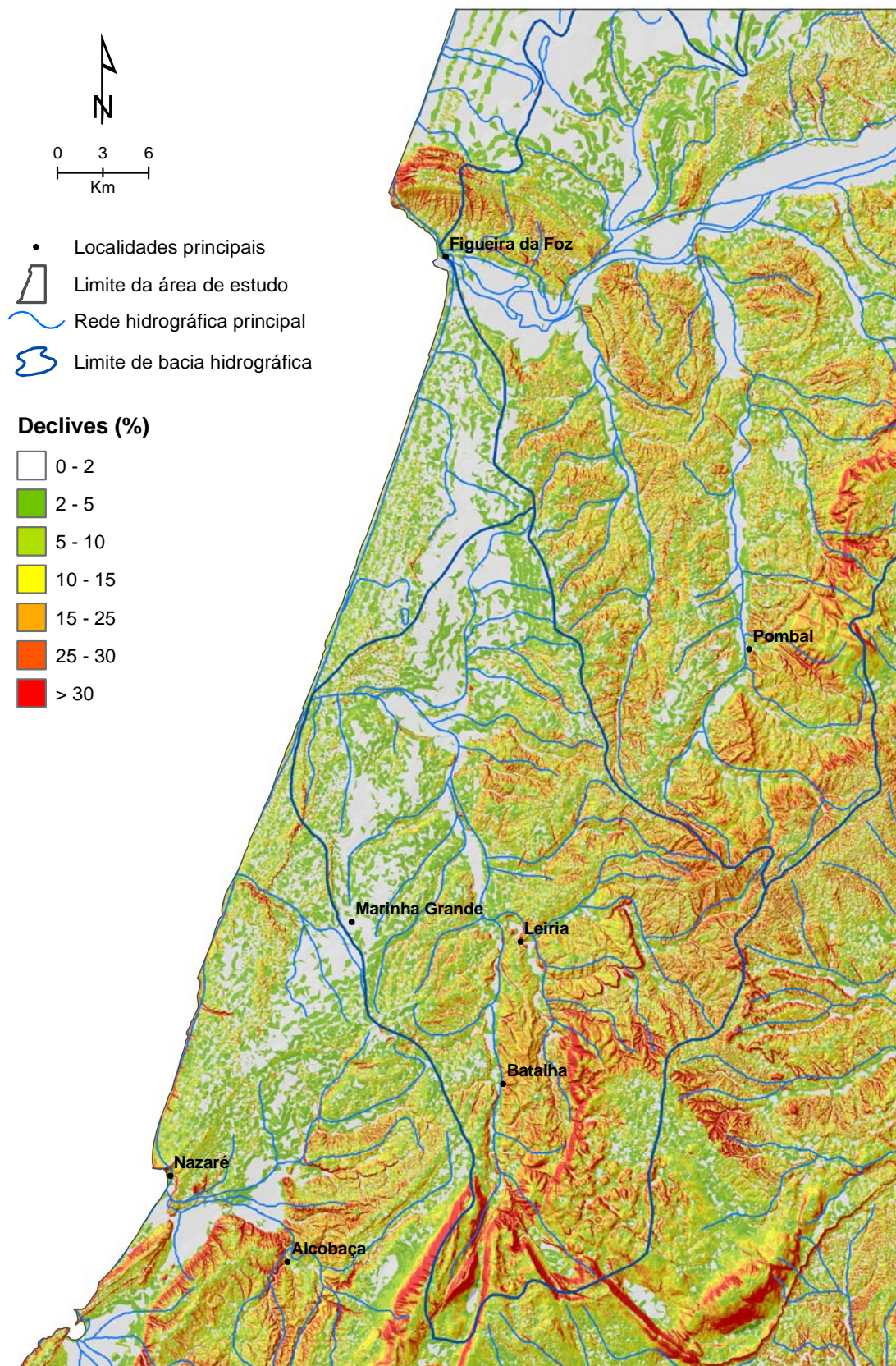


Figura 2.6 – Valores dos declives presentes na área de estudo. (sobrepsto a um MDT com ampliação vertical de 8x)

A ocidente do **Maciço Calcário Estremenho**, a parte que se desenvolve em terrenos cenozóicos é essencialmente aplanada, apenas interrompida por alguns relevos relacionados com estruturas diapíricas, de que se destacam domos eruptivos (doleritos e rochas afins).

O sector a norte do rio Mondego, até Cantanhede, é uma área que se pode considerar aplanada e de baixa altitude. A área mais elevada, da ordem dos 100 m de altitude, corresponde a aplanamentos tidos como do Plio-Plistocénico e integra o extenso planalto do Jurássico de Cantanhede-Ançã e as plataformas de Murtede-Cordinhã e de Gordos-Meco (Barbosa *et al.*, 1988).

As estruturas diapíricas, associadas ao complexo evaporítico hetangiano, formam duas bandas alongadas segundo a direcção geral NNE-SSW; correspondendo a halocinese para W, na banda ocidental e, para E, na banda oriental. A migração do complexo evaporítico provocou o aparecimento de vários anticlinais de perfil assimétrico e a criação de sub-bacias. A distribuição e configuração destas estruturas foi em grande parte controlada pela variação de espessura dos depósitos salinos. Nas zonas onde o complexo evaporítico alcança maior espessura, a reactivação das falhas induziu a migração do complexo salino e a formação de estruturas salinas que penetram os depósitos supra-evaporíticos.

No sector de Figueira da Foz e a sul do Mondego, a estrutura diapírica complexa, que se prolonga de NW para SE, compreende outras de menor escala: a estrutura em monoclinal que se estende entre as Serras de Boa Viagem e Alhadas, o anticlinal de Verride e o anticlinal diapírico de Soure (depressão grosseiramente circular, com cerca de 3 km de diâmetro, com que se relaciona o anticlinal de Cabeça Gorda (WSW-ENE), o qual, por sua vez, se liga directamente às Serras de Condeixa-Sicó).

Mais para W situa-se o diapiro de Monte Real, o qual foi fortemente escavado no início do Pliocénico, depositando-se, posteriormente, areias pliocénicas. Estende para norte até às proximidades da Lagoa dos Linhos. O enchimento arenoso é menor na parte norte da Mata do Urso, onde a espessura é da ordem dos 25 metros. Na parte sul, a espessura aproxima-se ou ultrapassa mesmo as duas centenas de metros.

2.4 - Hidrografia

São dois os cursos de água principais, que drenam a área em análise: o rio Mondego e o rio Lis. A figura 2.7 mostra a localização geográfica e forma das respectivas bacias hidrográficas dentro da área de estudo.

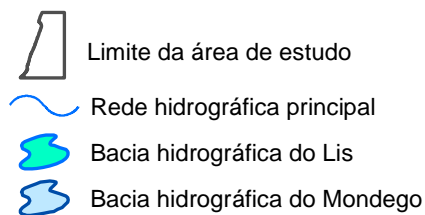
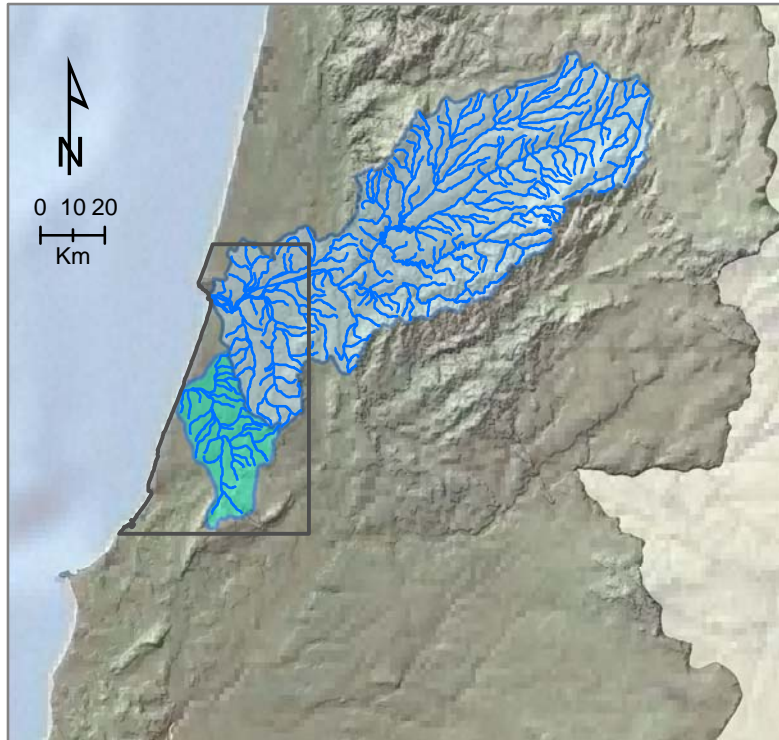


Figura 2.7 – Localização e forma das bacias hidrográficas dos rios Mondego e Lis e sua relação com a área de estudo (Fonte: Atlas do Ambiente, 1978).

2.4.1– Bacia hidrográfica do rio Mondego

O âmbito territorial do Plano de Bacia Hidrográfica do Rio Mondego inclui, para além da bacia do rio Mondego, as ribeiras da costa atlântica dos concelhos de Figueira da Foz e de Pombal. A sua área é de 6645km². As bacias da costa atlântica dos concelhos da Figueira da Foz e de Pombal têm respectivamente 25Km² e 32km² de área, englobando o Plano, desta forma uma área total de 6702km².

Localiza-se na região centro de Portugal, sendo limitada pelos paralelos 39°46' e 40°48' de latitude Norte e os meridianos 7°14' e 8°52' de longitude Oeste. Está inserida entre as bacias dos rios Vouga e Douro a este e a norte, e entre as bacias dos rios Tejo e Lis a sul. A sua forma é rectangular, com eixo principal na direcção nordeste – sudoeste e a altitude média é da ordem de 375 m.

A Bacia Hidrográfica do Mondego estende-se por duas unidades morfoestruturais do território continental de Portugal: o Maciço Hespérico ou Soco Hercínico e a Orla Ocidental Mesocenozóica. Na área da bacia do Mondego, o limite entre o Maciço Hespérico e a Orla, com orientação submeridiana, quase se confunde com o contacto entre as zonas Centro-Ibérica e de Ossa-Morena do Maciço Hespérico. Assim, desde a Serra da Estrela até cerca do meridiano de Coimbra, a bacia hidrográfica do Mondego desenvolve-se, praticamente em toda a extensão, pela Zona Centro-Ibérica do Soco Hercínico, e para oeste, até ao Oceano Atlântico, em terrenos da cobertura mesocenozóica.

É enquadrada pela Cordilheira Central, no planalto da Beira Alta, que a separa da bacia do Tejo, e a noroeste é limitada pelas serras do Caramulo (1071m) e do Buçaco (568m), que a separam da bacia do rio Vouga. A serra de Lorvão, com cerca de 500m de altitude máxima, constitui o último acidente orográfico que encaixa o rio Mondego antes de este entrar na zona de planície. É ainda de referir, junto à foz do Mondego, na zona de Buarcos, a serra da Boa Viagem a qual, constituindo o Cabo Mondego, é o único acidente orográfico em toda a costa de Espinho a Peniche. Na figura 2.8 apresenta-se a curva hipsométrica da bacia hidrográfica do Mondego. A figura 2.9 mostra a distribuição das diferentes classes de declives presentes na bacia hidrográfica do rio Mondego.

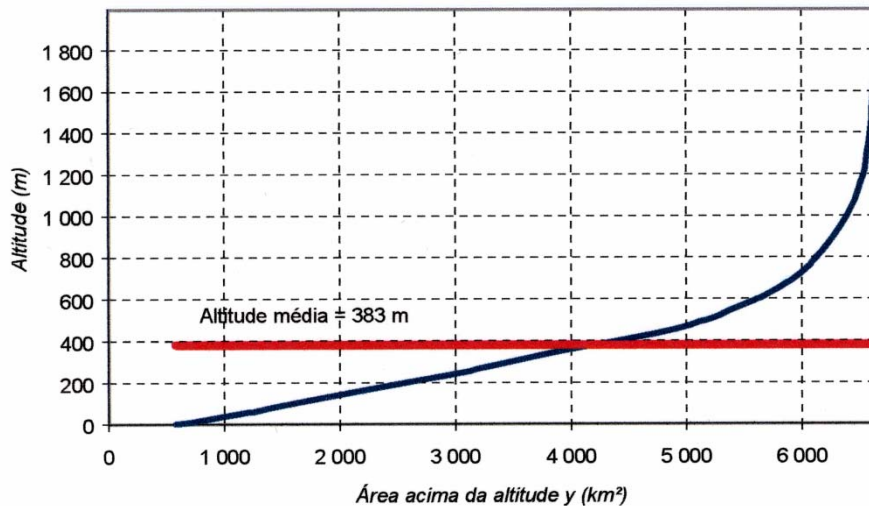
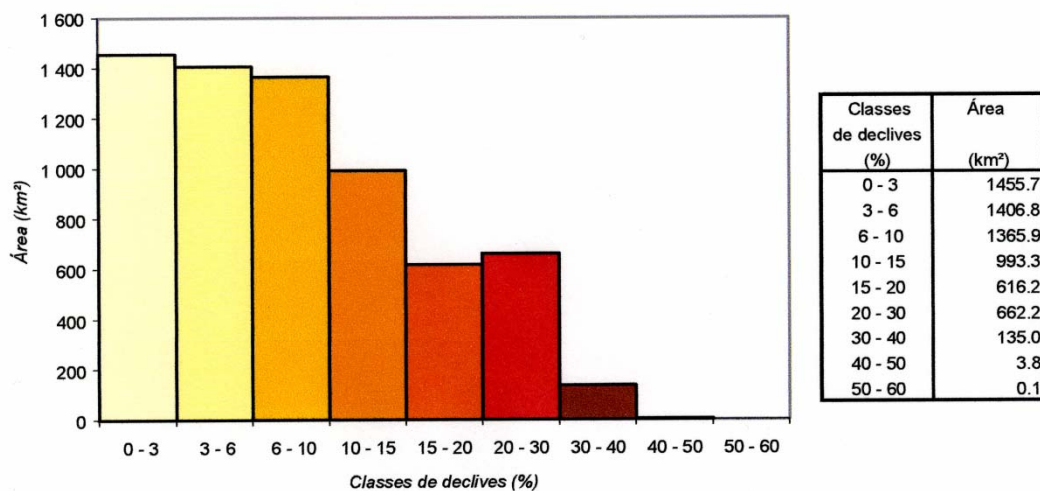


Figura 2.8 – Curva hipsométrica da bacia hidrográfica do rio Mondego (Plano de Bacia Hidrográfica do rio Mondego, 2000).

Figura 2.9 – Classes de declives presentes na bacia hidrográfica do rio Mondego .



(Plano de Bacia Hidrográfica do rio Mondego, 2000).

Ao longo do seu percurso, o rio Mondego corre em tipos de vales distintos, podendo ser identificados os seguintes troços:

- a) **Alto Mondego** - troço de rio inserido no maciço da Serra da Estrela;
- b) **Médio Mondego** - troço de rio entre a Serra da Estrela e Coimbra, onde o rio serpenteia através de vales encaixados. Neste troço, afluem os rios Dão, Alva e Ceira;
- c) **Baixo Mondego** - troço de rio a jusante de Coimbra, que corre em vales abertos, em zona de planície aluvial. Neste troço, afluem os rios Arunca e Pranto.

De acordo com o levantamento efectuado no âmbito da elaboração do Índice Hidrográfico (Plano de Bacia Hidrográfica do rio Mondego, 2000) na bacia do

Mondego foram identificados 502 cursos de água, para os quais se determinaram vários parâmetros morfológicos. No Quadro 2.1 apresenta-se a listagem dos cursos de água de 1ª e 2ª ordem que drenam bacias com áreas superiores a 10km² e a respectiva classificação decimal. Os principais afluentes do rio Mondego são, na margem direita, o rio Dão e, na margem esquerda, os rios Pranto, Arunca, Ceira e Alva.

Quadro 2.1 – Linhas de água de 1ª e 2ª ordem da bacia hidrográfica do rio Mondego (Plano de Bacia Hidrográfica do rio Mondego, 2000)

	LINHA DE	CLASSIFICAÇÃO	ÁREA		LINHA DE	CLASSIFICAÇÃO	ÁREA
	ÁGUA	DECIMAL	(km ²)		ÁGUA	DECIMAL	(km ²)
MARGEM DIREITA	Rib ^o de Tavaredo	701 02	9	MARGEM ESQUERDA	Braço Sul do Rio Mondego	701 01	275
	Rib ^o de Carilos	701 04	12		Rio Pranto	701 01 03	260
	Rib ^o de Vila Verde	701 06	6		Rib ^o de Vale das Vinhas	701 03	8
	Rib ^o da Quada	701 08	5		Rio Arunca	701 05	765
	Rio Foja	701 10	167		Vala da Granja	701 05 02	182
	Vala da Vinha	701 10 02	30		Vala do Moinho	701 05 04	12
	Vala do Arco Grande	701 10 04	34		Rib ^o de Miharça	701 05 10	25
	Vala da Veia	701 10 06	34		Rio Anços	701 05 12	117
	Vala Real	701 10 01	43		Rib ^o do Tinto	701 05 14	12
	Rio da Várzea	701 12	9		Rib ^o do Vérgo	701 05 16	19
	Rib ^o dos Moinhos	701 14	18		Rib ^o do Vale	701 05 22	21
	Rib ^o de Vera Cruz	701 16	9		Rib ^o de Valmar	701 05 24	49
	Rib ^o de Vila Verde	701 18	5		Rib ^o de Santiais	701 05 28	12
	Rib ^o da Cloga	701 20	10		Rib ^o de Figueira de Azóia	701 06 01	12
	Rib ^o de Ançã	701 22	114		Vala de Anças	701 06 03	43
	Rib ^o do Olho da Giota	701 22 02	13		Rib ^o dos Netos	701 06 05	11
	Rib ^o do Pisão	701 22 01	45		Rib ^o da Roussa	701 06 13	13
	Rio dos Fornos	701 24	76		Rib ^o da Venda Nova	701 06 19	36
	Rio Resmungão	701 24 01	21		Rib ^o de Cernache	701 07	115
	Rib ^o das Firas	701 26	25		Vala do Sul	701 07 02	57
	Rib ^o de Coselhas	701 28	12		Rib ^o da Malga	701 07 04	11
	Rib ^o do Calhabé	701 30	5		Rib ^o do Copeiro	701 09	4
	Rib ^o da Mizarela	701 32	5		Rio Ceira	701 11	737
	Rib ^o de Vale Bom	701 34	6		Rib ^o do Alquebe	701 11 04	26
	Rib ^o de Arcos	701 36	4		Rib ^o de Celavisa	701 11 08	25
	Rib ^o do Lorvão	701 38	14		Rib ^o de Adela	701 11 16	10
	Rib ^o de Penacova	701 40	12		Rib ^o de Teixeira	701 11 20	17
	Rib ^o de Gondelim	701 42	26		Rib ^o de Castanheira	701 11 24	11
	Rib ^o de Mortágua	701 44	209		Rio Corvo	701 11 01	225
	Rib ^o da Marmeleira	701 44 04	37		Rib ^o de Gaiate	701 11 05	17
	Rib ^o de Espinho	701 44 10	16		Rib ^o de Pousefoles	701 11 07	10
	Rib ^o da Fraga	701 44 03	44		Rio Arouce	701 11 09	43
Ribeira de Falheiros	701 44 05	21	Rib ^o da Cobarga	701 11 11	14		
Rib ^o da Vila Boa	701 44 07	13	Rib ^o Maior	701 11 13	16		
Rio Dão	701 46	1377	Rib ^o do Pau	701 11 15	10		
Rio Criz	701 46 02	203	Rib ^o da Pena	701 11 17	42		
Rib ^o de Sta. Comba Dão	701 46 04	15	Rib ^o das Meslras	701 11 23	16		
Rio Dinha	701 46 12	108	Rib ^o de Carrima	701 11 29	18		
Rio Pavia	701 46 14	220	Rib ^o de Polares	701 13	37		
Rib ^o de Sátão	701 46 16	96	Rib ^o de Ribas	701 15	7		
Rib ^o do Caldeirão	701 46 18	12	Rio Alva	701 17	111		
Rib ^o da Coja	701 46 20	138	Rib ^o da Falgueirosa	701 17 04	13		
Rib ^o de Cabanas	701 46 03	48	Rib ^o de Fontão	701 17 12	11		
Rib ^o de Beijós	701 46 05	75	Rib ^o de Pereirinha	701 17 14	13		
Rib ^o de Freiras	701 46 09	19	Rib ^o do Pinheiro	701 17 18	12		
Rio de Ludares	701 46 11	89	Rib ^o de Aveia	701 17 07	17		
Rib ^o do Carapito	701 46 13	78	Rib ^o de Folques	701 17 11	35		
Rib ^o da Cabreira	701 46 17	14	Rib ^o de Cerdeira	701 17 17	43		
Rib ^o do Ventinho	701 48	4	Rib ^o de Pomares	701 17 21	45		
Rib ^o do Pinheirinho	701 50	5	Rio Alvôco	701 17 23	195		
Rib ^o de Vila Dianteira	701 52	5	Rib ^o de Sázel	701 17 27	13		

(cont.)

(cont.)

	LINHA DE	CLASSIFICAÇÃO	ÁREA
	ÁGUA	DECIMAL	(km ²)
MARGEM DIREITA	Rib ^a do Porto de S. João	701 54	5
	Rib ^a de Valboa	701 56	6
	Rib ^a de Currelos	701 58	5
	Rib ^a de Casal Mendo	701 60	6
	Rib ^a das Poldras	701 62	6
	Rib ^a da Azenha	701 64	8
	Rib ^a da Pantanha	701 66	6
	Rib ^a de Vale de Gato	701 68	7
	Rib ^a da Quinta do Mondego	701 70	6
	Rib ^a do Castelo	701 72	61
	Rio Videira	701 72 02	19
	Rib ^a de Abrunhosa	701 74	11
	Rib ^a das Contenções	701 76	11
	Rib ^a de Rabedal	701 78	5
	Rib ^a da Bugueira	701 80	6
	Rib ^a de Guimaráes	701 82	11
	Rib ^a do Poço Moirão	701 84	4
	Rib ^a Escura	701 86	20
	Rib ^a da Várzea	701 86 02	12
	Rib ^a de Infias	701 88	5
	Rib ^a de Cortiçó	701 90	13
	Rib ^a de Vila Chã	701 92	4
	Rib ^a da Muxagata	701 94	57
	Rib ^a da Quinta dos Seixos	701 96	26
	Rib ^a dos Tamanhus	701 98	89
	Rib ^a do Frechão	701 98 04	19
	Rib ^a de Vilares	701 98 03	19
	Rib ^a da Velosa	701 100	28
	Rib ^a de Cavadonde	701 102	4
	Rib ^a do Souto do Bispo	701 104	5
Rib ^a do Caldeirão	701 106	38	
Rib ^a do Quãcoro	701 108	23	

	LINHA DE	CLASSIFICAÇÃO	ÁREA
	ÁGUA	DECIMAL	(km ²)
MARGEM ESQUERDA	Rib ^a de Valezim	701 17 29	11
	Rib ^a da Caniça	701 17 31	20
	Rib ^a do Covão do Urso	701 17 33	15
	Rib ^a de Lagares	701 19	7
	Rib ^a da Pesqueira	701 21	5
	Rib ^a de Bogueira	701 23	7
	Rib ^a do Covelo	701 25	45
	Rib ^a de S. Paio	701 25 01	21
	Rib ^a de S. Simão	701 27	20
	Rib ^a de Tábua	701 29	24
	Rio Cavalos	701 31	88
	Rib ^a do Rio Seco	31 02	10
	Rib ^a de Candosa	31 01	18
	Rio do Ribelas	31 03	19
	Rio Cobral		
	Rio Seia	701 33	196
	Rio Cobral	33 01	50
	Rib ^a do Esporão	33 03	19
	Rib ^a do Vedra	33 13	14
	Rib ^a da Arca	701 35	11
	Rib ^a do Seixo	701 37	7
	Rib ^a do Mel	701 39	14
	Rib ^a do Figueiredo	701 41	14
	Rib ^a de Tourais	701 43	34
	Rib ^a de Fragas	701 45	5
	Rib ^a de Girabolhos	701 47	19
	Rio Torto	701 49	74
	Rib ^a de Vinhó	49 04	13
	Rib ^a das Aldeias	49 06	13
	Rib ^a da Rossada	701 51	5
Rib ^a de Gouveia	701 53	62	
Rib ^a de S. Paio	53 02	28	
Rib ^a do Freixo	701 55	66	
Rib ^a do Paço	55 03	19	
Rib ^a de Linhares	701 57	55	
Rib ^a da Passagem	701 59	11	
Rib ^a de Salgueirais	701 61	34	
Rib ^a do Vilhagre	61 02	16	
Rib ^a da Fórnia	701 63	6	
Rib ^a dos Pátios	701 65	5	
Rib ^a da Cabeça Alta	701 67	57	
Rib ^a do Patocal	67 03	16	
Rib ^a dos Moinhos	701 69	11	
Rib ^a de Cemil	701 71	6	
Rib ^a do Verdilheiro	701 73	14	
Rib ^a do Pedriqueiro	701 75	5	
Rib ^a da Barroqueira	701 77	7	

2.4.2 – Bacia Hidrográfica do rio Lis

O âmbito territorial do Plano de Bacia Hidrográfica do Rio Lis inclui, para além da bacia do rio Lis, as ribeiras de costa dos concelhos de Marinha Grande e de Leiria - figura 2.7.

A área da bacia hidrográfica do rio Lis é de 837km², enquanto que as ribeiras na área costeira dos concelhos de Marinha Grande e de Leiria, drenam uma área de cerca de 73km² e 31km², respectivamente. Assim, o Plano de Bacia engloba uma área total de 941km².

A bacia localiza-se na região centro de Portugal. É uma bacia costeira que está confinada a norte pela bacia do rio Mondego, a este pela bacia do rio Tejo e a sul pela bacia do rio Alcoa. Está delimitada entre as coordenadas 39°30' e 40°00' de latitude Norte e 8°35' e 8°00' de longitude Oeste.

Com uma topografia pouco acidentada, em que 2/3 da bacia se encontram abaixo da cota 200m e cerca de 90% dos declives inferiores a 15%, a bacia do Lis forma uma unidade hidrológica com certa uniformidade morfológica cuja interrupção apenas se verifica nas zonas mais altas e declivosas da bacia na zona do Maciço Calcário Estremenho, onde é atingida a cota 562m em Pedra do Altar.

O relevo da bacia resulta de um conjunto de dunas arredondas ou truncadas, é pouco acidentado, baixo, e possui um ligeiro pendor para oeste.

Nas figuras 2.10 e 2.11 estão representadas, respectivamente, as classes hipsométricas e de declives que caracterizam o relevo na bacia hidrográfica do rio Lis.

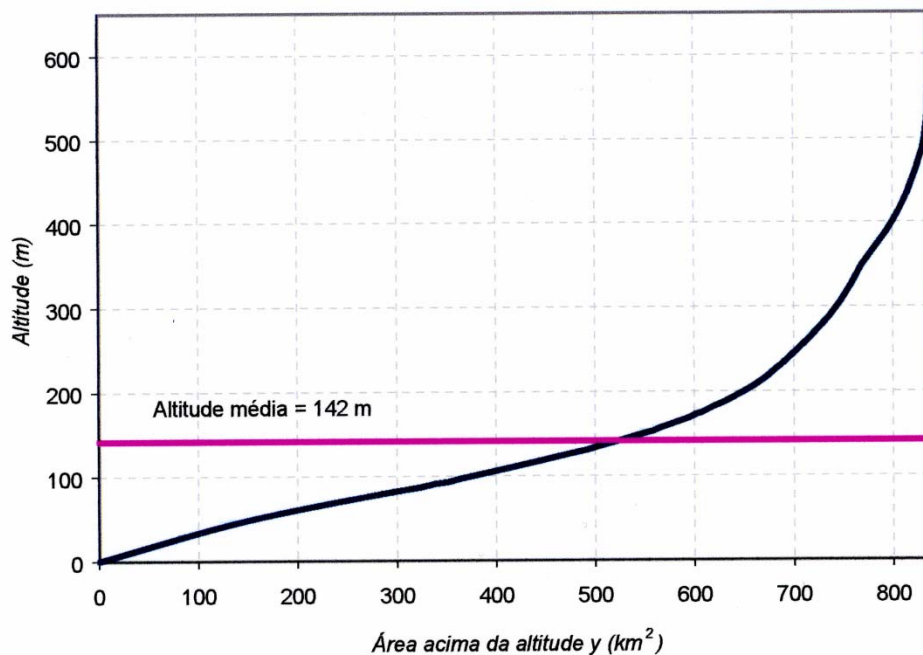


Figura 2.10 – Curva hipsométrica da bacia hidrográfica do rio Lis (Plano de Bacia Hidrográfica do rio Lis (2002).

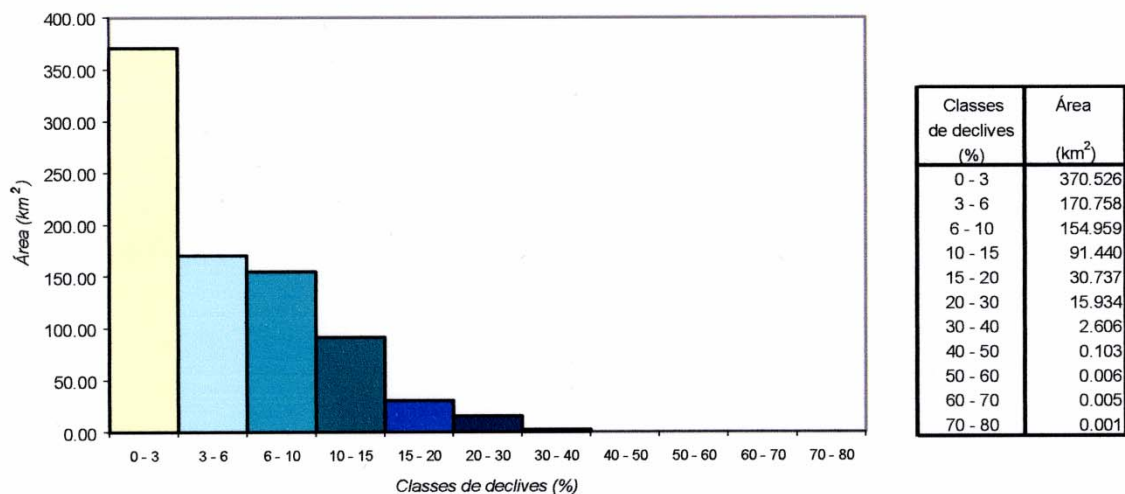


Figura 2.11 – Classes de declives da bacia hidrográfica do rio Lis (Plano de Bacia Hidrográfica do rio Lis, 2002).

A região hidrográfica do Lis pode subdividir-se nas seguintes principais unidades hidromorfológicas:

a) **Troço superior do rio Lis** - sub-bacias do Lis e do Lena, definidas em Leiria.

Esta área desenvolve-se sobre o Maciço Calcário Estremenho, com permeabilidade muito elevada e drenagem essencialmente através de galerias que surgem à superfície no rebordo do Maciço.

b) **Troço inferior do rio Lis** - sub-bacia situada entre o litoral e Leiria. Nesta área, a sub-bacia pode ainda ser dividida em duas partes: a zona de jusante, entre o litoral e Monte Redondo - Amor, e a zona a montante desta localidade. A primeira possui declives baixos e estende-se sobre areias e cascalhos com permeabilidade alta. Estas características propiciam condições de má drenagem. A parte de montante, desenvolve-se sobre arenitos, calcários margosos e margas que possuem uma baixa permeabilidade (estas condições propiciam um escoamento mais elevado e uma maior densidade de drenagem).

Os cursos de água principais da bacia são, para além do Lis, o rio Lena, o rio de Fora e a Ribeira do Rio Seco. Os vales dos rios Lis e Lena, que se orientam no sentido Sul-Norte, são vales planos e largos, com planícies aluviais. O vale do Lis apenas estreita ao atravessar a estrutura diapírica de Leiria, para logo se alargar a jusante da confluência do Lena, apresentado aí uma vasta planície aluvial.

Em termos de regime, o rio Lis e os seus afluentes comportam-se como cursos de água do tipo torrencial, ou mais precisamente mediterrânico, em que registam forte variabilidade dos caudais ao longo do ano hidrológico.

No Quadro 2.2 apresenta-se a listagem dos cursos de água de 1ª e 2ª ordem que drenam bacias com áreas superiores a 10km² e a respectiva classificação decimal. Os principais afluentes do rio Lis são, na margem direita, as ribeiras da Caranguejeira e dos Milagres e o rio de Fora e, na margem esquerda, o rio Lena e a ribeira do Rio Seco.

Quadro 2.2 – Linhas de água de 1ª e 2ª ordem da bacia hidrográfica do rio Lis (Plano de Bacia Hidrográfica do rio Lis, 2002)

	LINHA DE	CLASSIFICAÇÃO			ÁREA
	ÁGUA	DECIMAL			(km ²)
MARGEM DIREITA	Rio de Fora	332	02		126
	Ribeira de Coimbrão	332	02	02	14
	Ribeira de Santo Aleixo	332	02	03	25
	Ribeiro do Regato	332	02	05	11
	Rio Negro	332	04		4
	Ribeira da Carreira	332	06		32
	Ribeira das Várzeas	332	08		17
	Ribeira do Casal Gamito	332	10		9
	Ribeira dos Milagres	332	12		57
	Ribeira da Gandara	332	14		7
	Ribeira da Caranguejeira (Siro)	332	16		117
	Ribeira do Vale Sobreiro	332	16	06	35
	Ribeiro do Freixial	332	18		27
	Ribeira do Vale Abadia	332	20		17
	MARGEM ESQUERDA	Ribeira da Mãe de Água	332	01	
Ribeiro da Tábua		332	03		35
Vala da Pedra		332	05		20
Ribeira do Boco		332	05	01	13
Vala dos Barreiros		332	07		93
Ribeiro da Escoura		332	07	01	33
Ribeiro do Amor		332	07	03	28
Ribeiro do Fagundo		332	07	05	26
Ribeiro do Picheleiro		332	09		15
Rio Lena		332	11		189
Ribeira do Freixo		332	11	06	14
Rio Alcaide		332	11	08	60
Ribeiro da Várzea		332	11	03	24
Ribeiro da Calvaria		332	11	05	16
Ribeira do Rio Seco		332	13		106

Nota: Linhas de água de 2ª ordem (Apenas as bacias com área superior a 10 km²)

As áreas das bacias indicadas foram retiradas do Índice Hidrográfico havendo diferenças por vezes significativas com os valores obtidos a partir do modelo digital do terreno.

2.5- Clima

O clima constitui um importante factor que contribui, de forma sistemática, para a formação das paisagens.

Portugal peninsular, apresenta diferenciação climática, a qual resulta de três factores principais, de acordo com Daveau (1995): a extensão norte-sul, influenciada por factores astronómicos do clima; a posição na fachada atlântica da Península Ibérica, que induz uma rápida transição desde os climas marítimos até aos contrastados climas do interior. Daveau (1995) apresenta um mapa da distribuição dos principais tipos climáticos em Portugal (figura 2.12). Tendo por base este mapa, a área de estudo enquadra-se no tipo climático marítimo, dentro do qual se encontram os sub-tipos litoral oeste e fachada atlântica. As colinas do **Maciço Calcário Estremenho**, encontram-se incluídas no tipo climático que a autora definiu como *Maciços de clima diferenciado*.

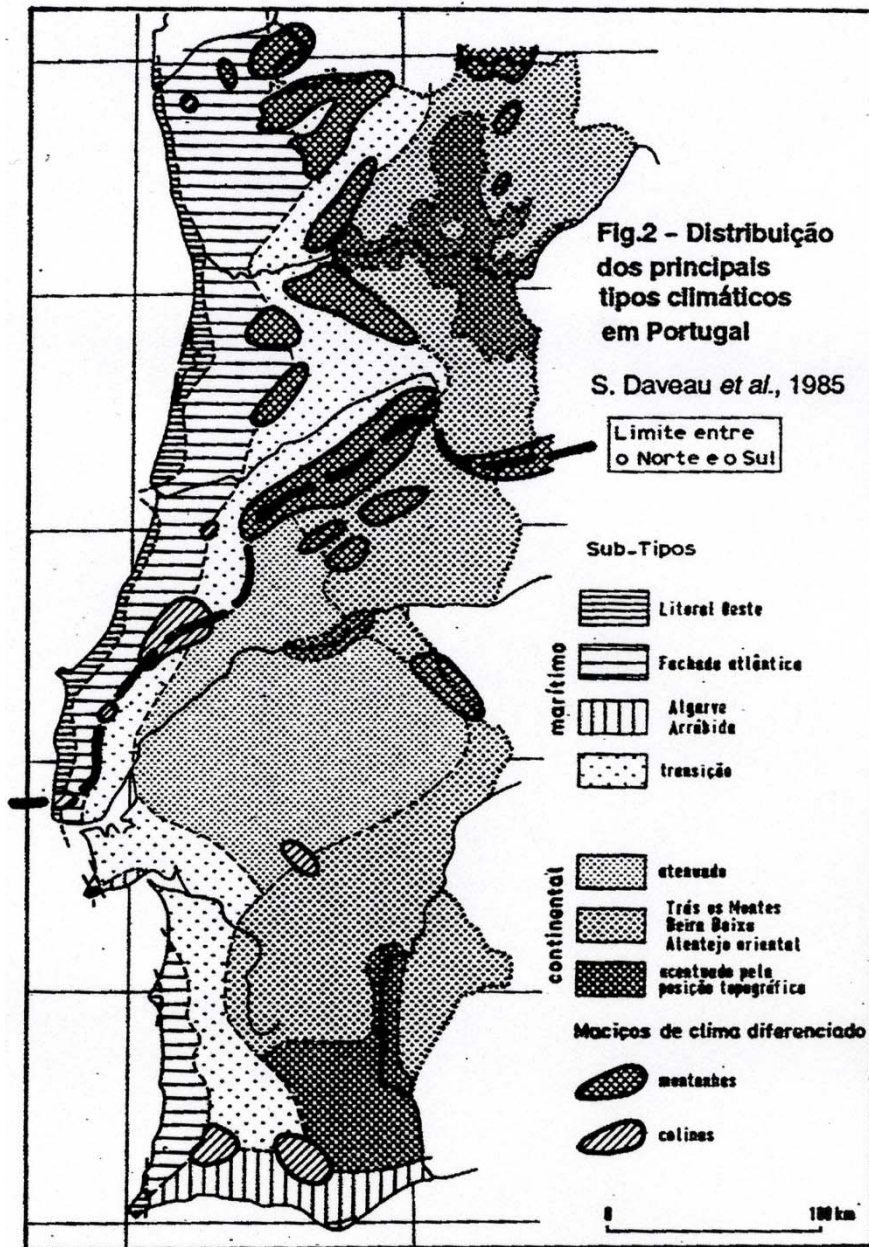


Figura 2.12 - Distribuição dos principais tipos climáticos em Portugal (Daveau, 1995)

2.5.1 – Precipitação

Ao observar, em pormenor, a distribuição das chuvas na área em análise, verifica-se a existência de várias manchas que correspondem a diferentes valores de precipitação (figura 2.13). Existe contraste de valores de precipitação quando o relevo se diferencia, estando bem patente a influência do relevo como factor de precipitação. Chove mais nas zonas de maior altitude desta área, principalmente nas vertentes expostas aos ventos marítimos com exposição N e NW, onde a precipitação pode atingir os 1600mm (Serra dos Candeeiros), o que contrasta com os 600mm das áreas de menor altitude junto ao litoral.

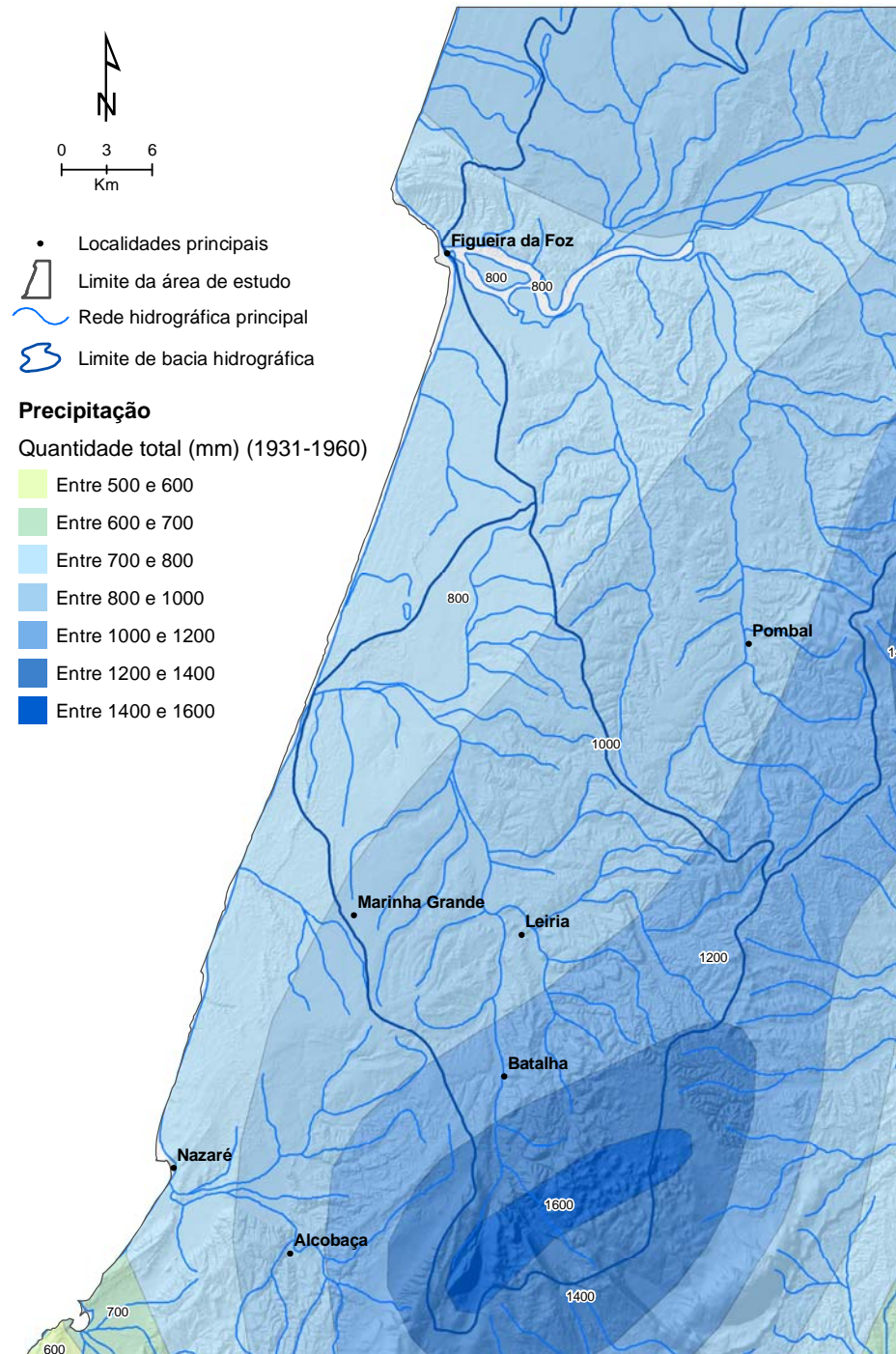


Figura 2.13 – Distribuição dos valores da precipitação na área de estudo (modificado de Daveau, 1985, dados projectados sobre MDT com ampliação vertical de 8x).

2.5.2 -Temperatura

Dentro da área de estudo, com clima francamente atlântico, distingue-se a faixa litoral (até ± 10 km), de amplitude térmica muito atenuada, de frequentes nevoeiros de advecção durante as manhãs de Verão, só muito raramente atingido pelas vagas de calor continental estival e muito influenciada por ventos marítimos. No resto da fachada atlântica ocorrem já alguns dias de forte calor ou de frio sensível, que rapidamente desaparecem sob a acção da brisa do mar no Verão ou pela chegada de massas de ar oceânico. A figura 2.14 mostra os contrastes térmicos entre as estações de Verão e Inverno na área de estudo.

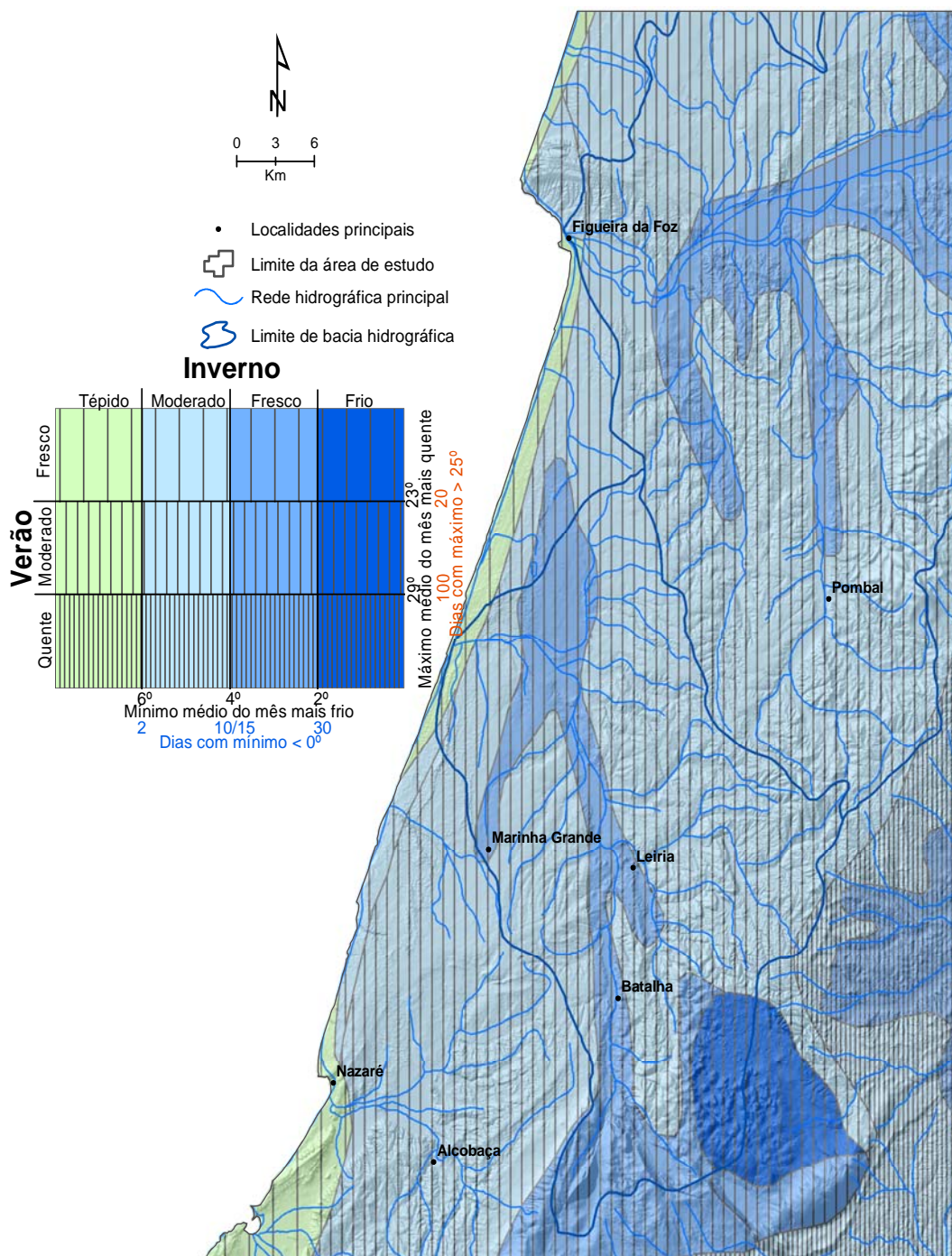


Figura 2.14- Contrastes térmicos entre as estações de Verão e Inverno na área de estudo (modificado de Daveau, 1985, dados projectados sobre MDT com ampliação vertical de 8x).

2.5.3 – Nevoeiro e nebulosidade

O estudo realizado por Daveau *et al.* (1977), para o período 1931-1960 mostra que o máximo de nebulosidade ocorre nos meses de Inverno (figura 2.15). Verifica-se a existência de valores de nebulosidade na classe 5-6 durante todo ano, excepção feita para os meses de Julho e Agosto em que os valores são 3-4. A figura 2.16 mostra a distribuição do nevoeiro e nebulosidade, de acordo com a estação do ano e tendo em atenção as formas de relevo (Daveau,1985).

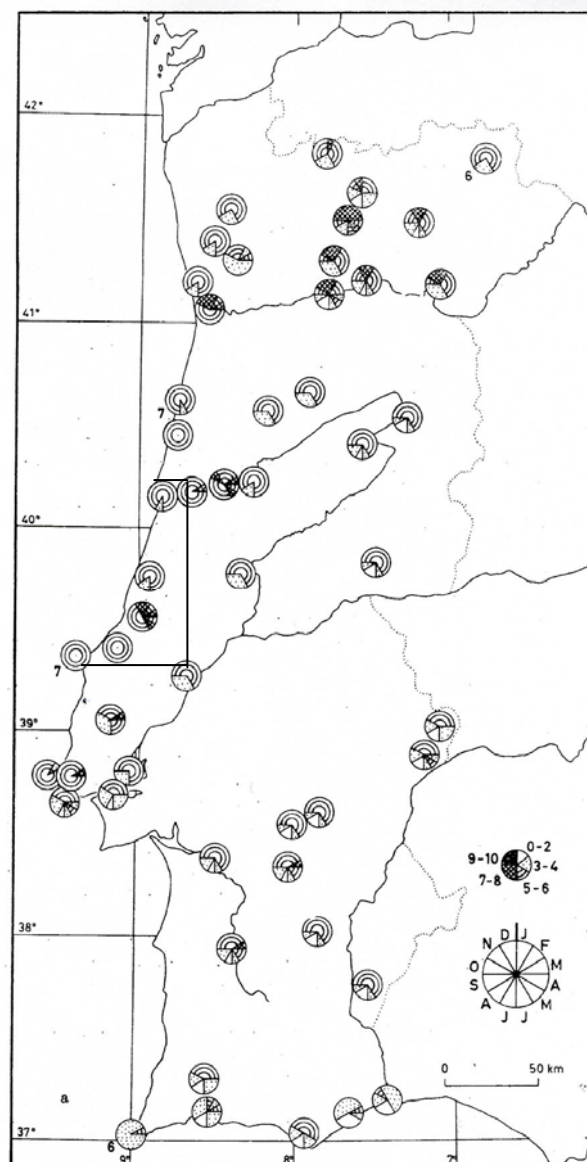


Figura 2.15– Nebulosidade mensal matinal em décimas (período 1931-1960) (Daveau, 1977).

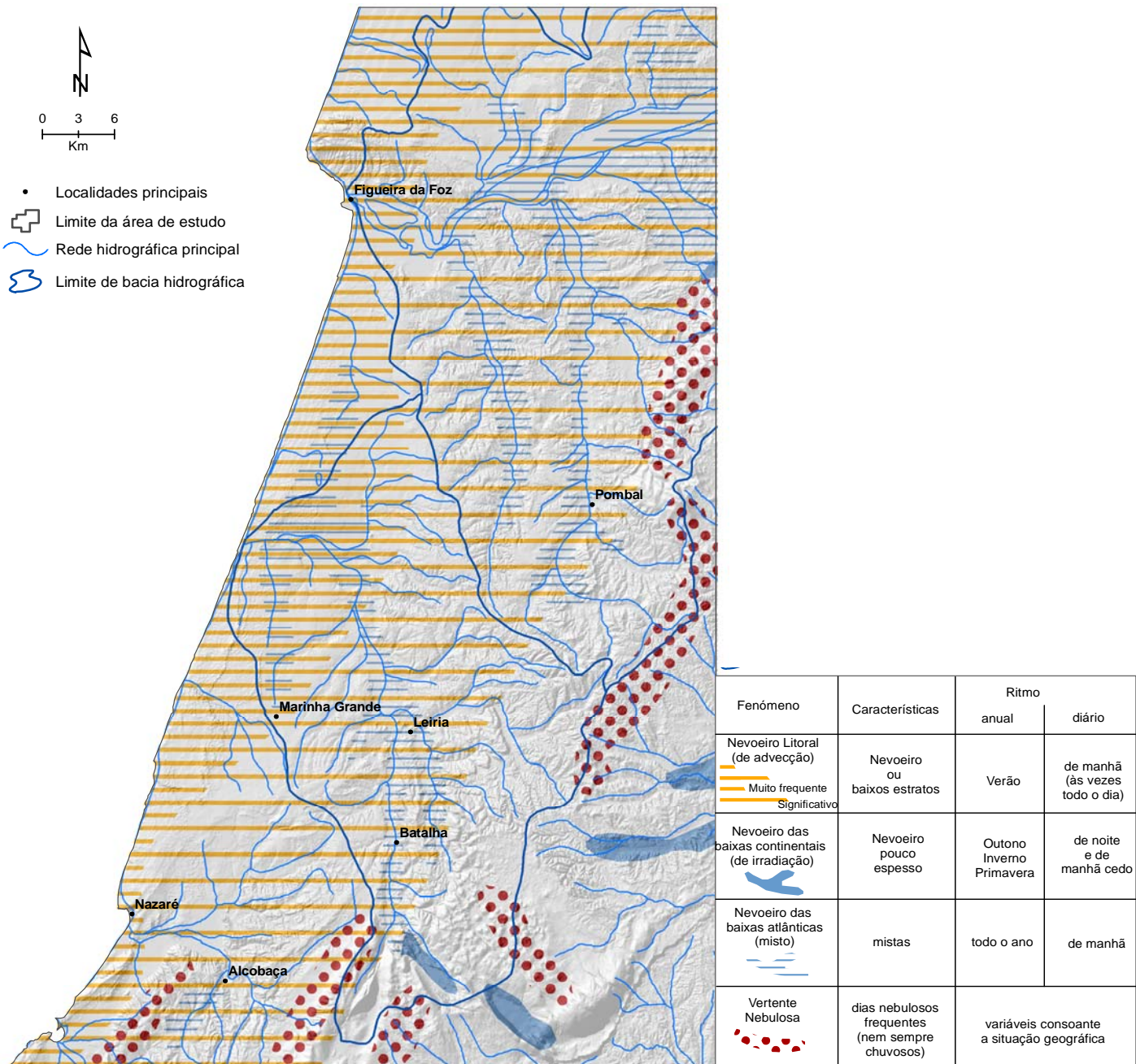


Figura 2.16 – Distribuição do nevoeiro e nebulosidade na área de estudo (modificado de Daveau, 1985, dados projectados sobre MDT com ampliação vertical de 8x).

2.5.4 – Vento

Partindo de um trabalho realizado sobre os efeitos dos ventos à macro e meso-escala em Portugal, Trigo e DaCâmara (2000) utilizando um conjunto de índices associados à direcção e vorticidade do escoamento geostrófico (quadro 2.3), foi possível apresentar uma perspectiva geral sobre as circulações típicas verificadas sobre o território português.

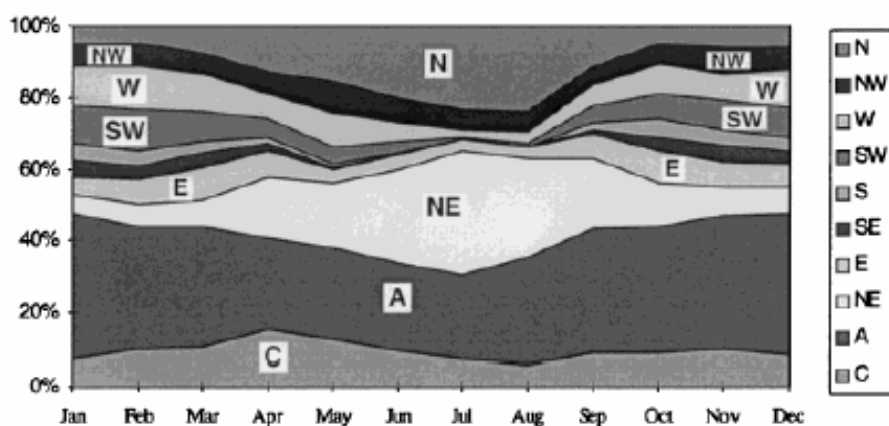
Quadro 2.3 – Índices utilizados no estudo de determinação das circulações do escoamento em Portugal (Trigo e DaCâmara, 2000)

Índice	Símbolo
Escoamento de Sul	SF
Escoamento de Oeste	WF
Escoamento Total	F
Efeito de corte da vorticidade Sul	ZS
Efeito de corte da vorticidade Oeste	ZW
Efeito de corte da vorticidade Total	Z

O quadro 2.4 apresenta os regimes de circulação (CWT - Circulation Weather Type) obtidos. A frequência relativa de cada CWT para cada mês do ano é apresentada na figura 2.17. O tipo anticiclónico (A) é o regime de circulação mais frequente durante todo ano com excepção dos meses de Verão que são dominados pelas circulações do tipo Norte (N) e Nordeste (NE). As situações de (N) e (NE) correspondem a uma alta pressão que se estende desde os Açores e que geralmente afecta a área de estudo durante os meses de Verão e produz ventos de Norte ao longo da costa portuguesa.

Quadro 2.4 – Classes de CWT obtidas no trabalho de Trigo e DaCâmara (2000).

CWT's	símbolo
Tipo Anticiclónico	A
Tipo Ciclónico	C
Tipo Nordeste	NE
Tipo Este	E
Tipo Sudeste	SE
Tipo Sul	S
Tipo Sudoeste	SW
Tipo Oeste	W
Tipo Noroeste	NW
Tipo Norte	N

Figura 2.17 – Percentagem da frequência média mensal dos regimes de circulação para

cada mês do ano (de acordo com Trigo e DaCâmara, 2000).

2.2.5- Pedologia

Na área de estudo, existe uma grande variedade de solos e de modelados, que resulta da diversidade das rochas presentes, calcários, argilas, arenitos e areias dunares. O relevo é vigoroso, sem implicar grandes diferenças de altitude, erguendo-se abruptamente as colinas calcárias acima dos vales e das depressões periféricas.

A figura 2.18 mostra a variabilidade de solos presente na área estudada, segundo o Atlas do Ambiente (CNA, 1978). Estão representados Fluviolosos, Podzóis, Cambissolos, Luviolosos, Solonchaks e Regossolos (Figura 2.18).

Fluviolo: solo com propriedades flúvicas (associado a ambiente fluvial); este tipo de solo tem boa representação no campo aluvionar do rio Mondego e do rio Lis. Apresenta valores de pH variáveis, mostrando agrupamento de classes de 5,6 a 6,5 (solos moderadamente ácidos) e de 7,4 a 8,5 (moderadamente alcalinos) (Freitas, 1984). Este facto está relacionado com a conjugação de uma componente detrítica, siliciosa, por vezes resultante da presença de areias de duna, com uma outra carbonatada cálcica, na composição do aluvião. Aqui concentram-se culturas arvenses, dominadas por milho e forragens e, nas proximidades da foz, arroz (Grupo de Trabalho do Atlas do Ambiente, 1985).

Podzossolo: solo com horizonte B de limite superior irregular e com horizonte E rico em óxidos de Fe. Os podzóis associados a **regossolos eutrícos** situam-se nas áreas litorais ocupadas por areias eólicas. Tratam-se de solos moderadamente ácidos

(Freitas,1984) onde predominam as resinosas (Grupo de Trabalho do Atlas do Ambiente, 1985). Outro tipo de podzol está associado a **cambissolos eutricos** que, definindo uma zona de transição para aqueles, ocupam sobretudo terrenos pliocénicos e há predomínio de culturas de resinosas.

Cambissolo: solo com horizonte câmbico (horizonte com material muito meteorizado. Surgem a norte do rio Mondego e no anticlinal de Verride. A sul de Pombal constituem-se numa faixa orientada SW-NE, que se prolonga cerca de 12Km para sul de Leiria, interrompendo a mancha de podzóis associados a regossolos eutricos, onde afloram sedimentos jurássicos a miocénicos. A acidez destes solos (Freitas, 1984) e a ocupação vegetal (Grupo de Trabalho do Atlas do Ambiente) são semelhantes, quer se trate de cambissolos eutricos ou crómicos. Na área existem cambissolos eutricos e cálcicos. Os cambissolos eutricos são especialmente importantes em áreas de substrato essencialmente greso-argiloso, com componente carbonatada menor.

Luvisso: solo com horizonte B árgico que apresenta capacidade de troca catiónica e grau de saturação em bases elevada.nos terrenos calcários desenvolvem-se luvisolos rodocrómicos, que apresentam pH entre 7,4 e 8,5 (moderadamente alcalinos) (Freitas, 1984). Aqui ocorrem importantes culturas arbustivas (vinha), a que se associam folhosas (especialmente oliveira), embora grande parte do terreno seja inculto (Grupo de trabalho do Atlas do Ambiente, 1985).

Soloncharks: solos com quantidades excessivas de sais na solução do solo, e/ou com teor elevado de sódio no complexo de adsorção (Cerqueira, 2001). Encontram-se no estuário do rio Mondego, na zona onde se faz sentir o efeito das marés.

Regossolo: solo associado a materiais de cobertura soltos. Os termos eutricos e crómicos significam, respectivamente, pouco ácido e de cores fortes. Aparecem nas areias do litoral, geralmente, associados a podzóis.

Sem expressão na carta 1:1 000 000, do Atlas do Ambiente, há a considerar os **litossolos**. Tratam-se de solos de reduzida espessura (**leptossolos**), situando-se em zonas onde se encontram rochas, sem grande sinais de meteorização, a menos de 10cm de profundidade. Destacam-se os domos ígneos e as serras calcárias, onde este tipo de solos também ocorre, sendo habitualmente denominados luvisolos. A designação de **coluvisso** pode ser utilizada para um conjunto de solos, semelhantes a fluvisolos, mas situados em terrenos coluvionares.

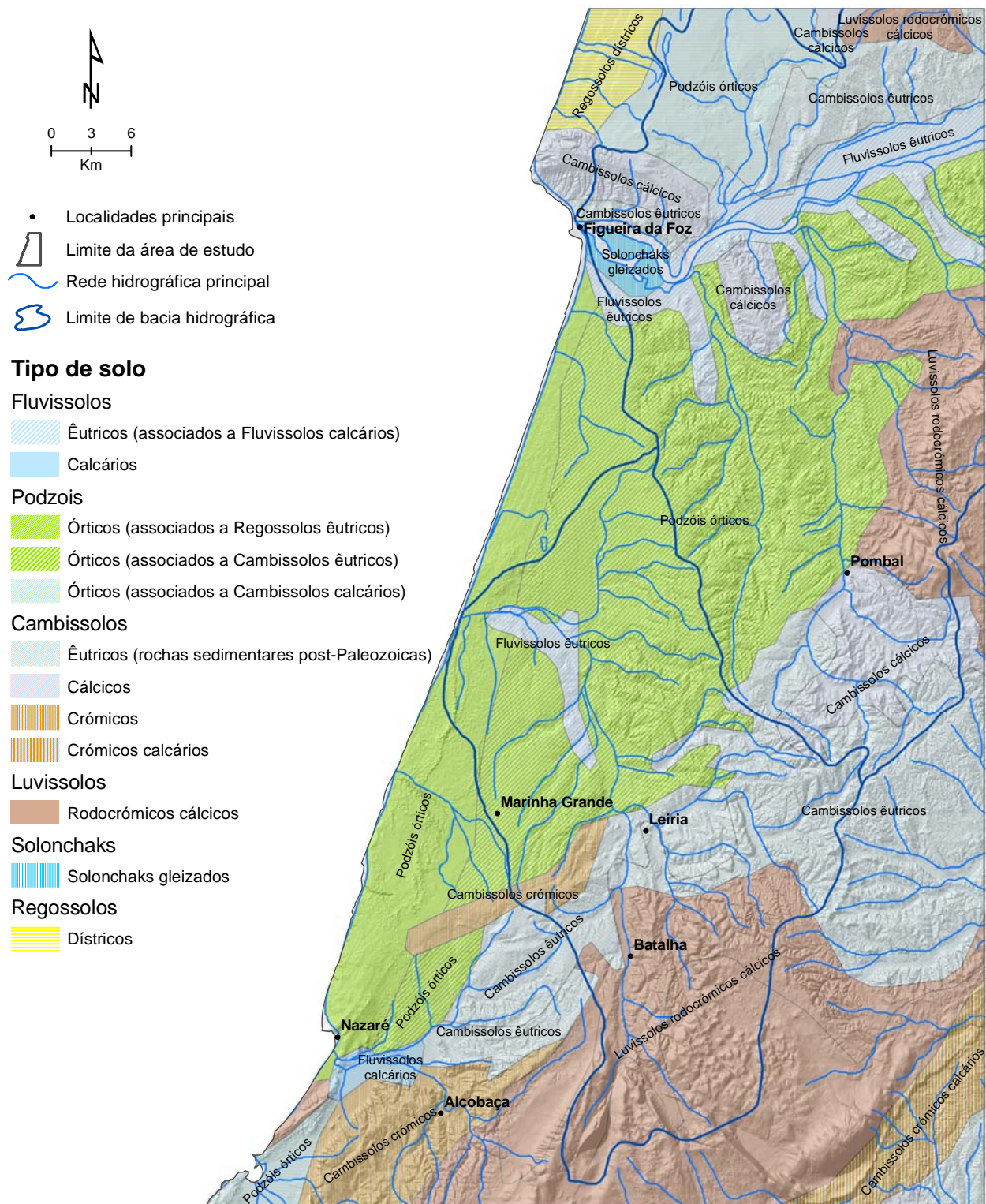


Figura 2.18 – Distribuição dos diferentes tipos de solos na área de estudo (Fonte: Grupo de Trabalho do Atlas do Ambiente, 1985)

2.6 – Enquadramento tectónico

A evolução tectónica nos últimos dois milhões de anos, ou seja o período que compreende o final do Pliocénico e o Quaternário, é definida por Cabral e Ribeiro (1988) como neotectónica. A constatação da sua ocorrência deve ser objecto de uma análise detalhada, a partir da observação de roturas sísmicas à superfície ou de evidências de movimentos da superfície topográfica.

Conde (1983) apresenta no Mapa de Fracturas de Portugal as estruturas fotointerpretadas na área de estudo (figura 2.19).

Na região de Nazaré - Figueira da Foz, a Carta Neotectónica de Portugal na escala 1 : 1 000000 (Cabral e Ribeiro, 1988), assinala os seguintes elementos (figuras 2.20 e 2.21).

- Diapiro activo provável de Monte Real, que se prolonga pela falha activa provável NNW-SSE Monte Real - Figueira da Foz. Ribeiro (1998), refere que *“na região da Figueira da Foz há indícios de actividade neotectónica no diapiro de Monte Real, que se prolonga para norte através da “falha da Figueira da Foz”, que desliga o acidente cavalgante da serra de Buarcos: este provoca a sobreposição do Lias às areias quaternárias de Quiaios; do mesmo modo a morfologia do rio Arunca entre Pombal e Alfarelos sugere a continuação da actividade no Quaternário”*.

- Falha activa provável N-S ao longo do rio Arunca, entre Pombal e Alfarelos (eixo Arunca – Montemor-o-Velho de Soares *et al.*, 1988), a qual se conjuga através da zona de falhas do Mondego ao cavalgamento da Serra da Boa Viagem;

- Falha N-S a NNW-SSE, activa certa no seu extremo sul e activa provável em todo o trecho restante, ao longo do Rio Carnide. Já no Rio Pranto, que corresponde ao prolongamento para norte do Rio Carnide, onde a fractura apresenta direcção NNW-SSE, Ribeiro (1988) demonstrou a sua movimentação durante o Quaternário, pela sismicidade da região que mostra epicentros sobre estes acidentes.

É atendendo a esta falha e aos principais elementos de natureza estrutural do anticlinal de Verride, que Velho (1989) explica a existência das nascentes do Grupo Termal do Pranto. Partindo do princípio de que falhas activas e o fenómeno de hidrotermalismo estão relacionados, admite um sistema de falhas N 290° que conduz o

fluxo hídrico desde os evaporitos, impermeáveis, localizados ao longo da falha activa do Arunca, canalizando-o, enquanto a falha do Pranto, de direcção N 335°, facilita a ressurgência. Admite também, o modelo de Ribeiro e Almeida (1981), que relaciona as anomalias geotérmicas e o diapirismo, para justificar a temperatura das águas deste grupo termal.

- Falha de Quiaios (Serra da Boa Viagem).

Este importante acidente tectónico apresenta orientação dominante WNW-ESE e estende-se desde Ereira, a este, até Murtinheira, junto ao litoral a norte do Cabo Mondego. Apesar da orientação geral, a falha apresenta uma forma arqueada, com a concavidade virada a Sul e curvatura mais acentuada entre Quiaios e Murtinheira. A escarpa que separa a Serra da Boa Viagem, a norte, da extensa planície da Gândara é da responsabilidade deste acidente tectónico.

A existência desta falha foi reconhecida em 1952 (Carvalho, 1952, *in* Barbosa *et al.*, 1988, p. 30), num pequeno areeiro situado junto do cemitério de Quiaios, onde se observa cavalgamento de areias marinhas “quaternárias” pelos calcários e margas do Liásico. Cabral (1993) partindo da interpretação de dados geométricos e cinemáticos obtidos no mesmo afloramento, considera para a Falha de Quiaios, um predomínio da tectónica compressiva, com uma componente de movimentação vertical importante. Admite também que a *“forte obliquidade das microfalhas medidas nas areias relativamente ao acidente principal, bem como o predomínio evidente de separações verticais inversas, podem apontar um regime tectónico local compressivo em constricção, ou então, para uma rotação recente da trajectória da tensão regional compressiva máxima para uma orientação próxima de E-W”*, que segundo o autor explicaria uma *“inversão tectónica muito recente no acidente de Quiaios, em falha normal, com abatimento relativo do bloco a Sul”* (Cabral, 1993, p.230). Estes modelos permitem ainda justificar a aparente anomalia na disposição do acidente de Quiaios

relativamente à orientação geral, NE-SW a N-S, das estruturas cavalgantes descritas por Cabral (1993) na faixa litoral.

Além destes acidentes tectónicos principais identificaram-se outros, como é o caso das pequenas falhas que se encontram na Serra de Moinhos e Serra de S. Bento. Também os pequenos alinhamentos de fractura foto-interpretados, que afectam o limite Sul dos depósitos conglomeráticos na margem Sul do estuário se parecem relacionar com a falha E-W, segundo a qual se define o vale do Baixo Mondego (Barbosa *et al.*, 1988, *op.cit.*, p. 30.).

Num enquadramento tectónico geral, Ribeiro *et al.* (1979) e Ribeiro (1988), admitem para a região Nazaré-Figueira da Foz, uma interpretação tectónica de estilo pelicular, dada a existência das **Margas de Dagorda**, que pelas suas características evaporíticas se comportariam como um nível de descolamento na cobertura epi-hercínica. Como bases para tal interpretação, os autores tiveram em conta os seguintes

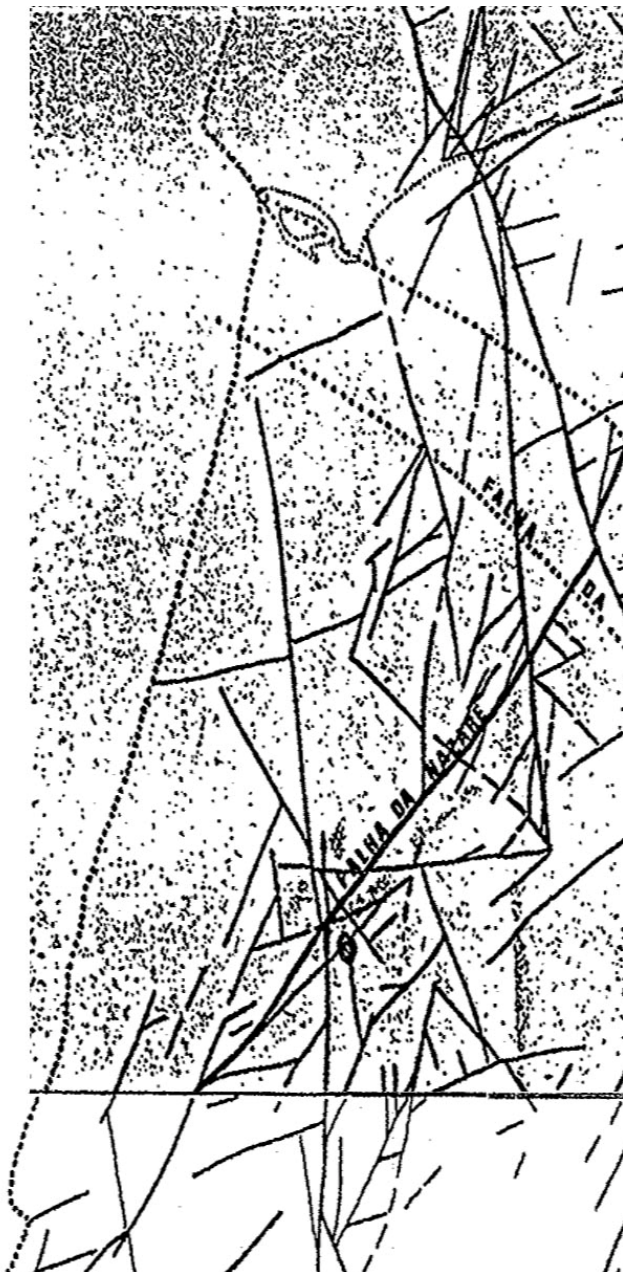


Figura 2.19 – Mapa de fracturas elaborado por Conde (1983).

factos:

- A Serra da Boa Viagem constitui um monoclinal que afecta a sequência Liásico – Cretácico superior, com inclinações decrescentes para Sul; a Norte o Liásico cavalga o Cretácico superior que se torna tabular para Norte, na região de Aveiro;

- O diapiro de Ereira encontra-se “injectado” neste cavalgamento e prolongar-se-ia pela fractura meridiana Alfarelos – Pombal.

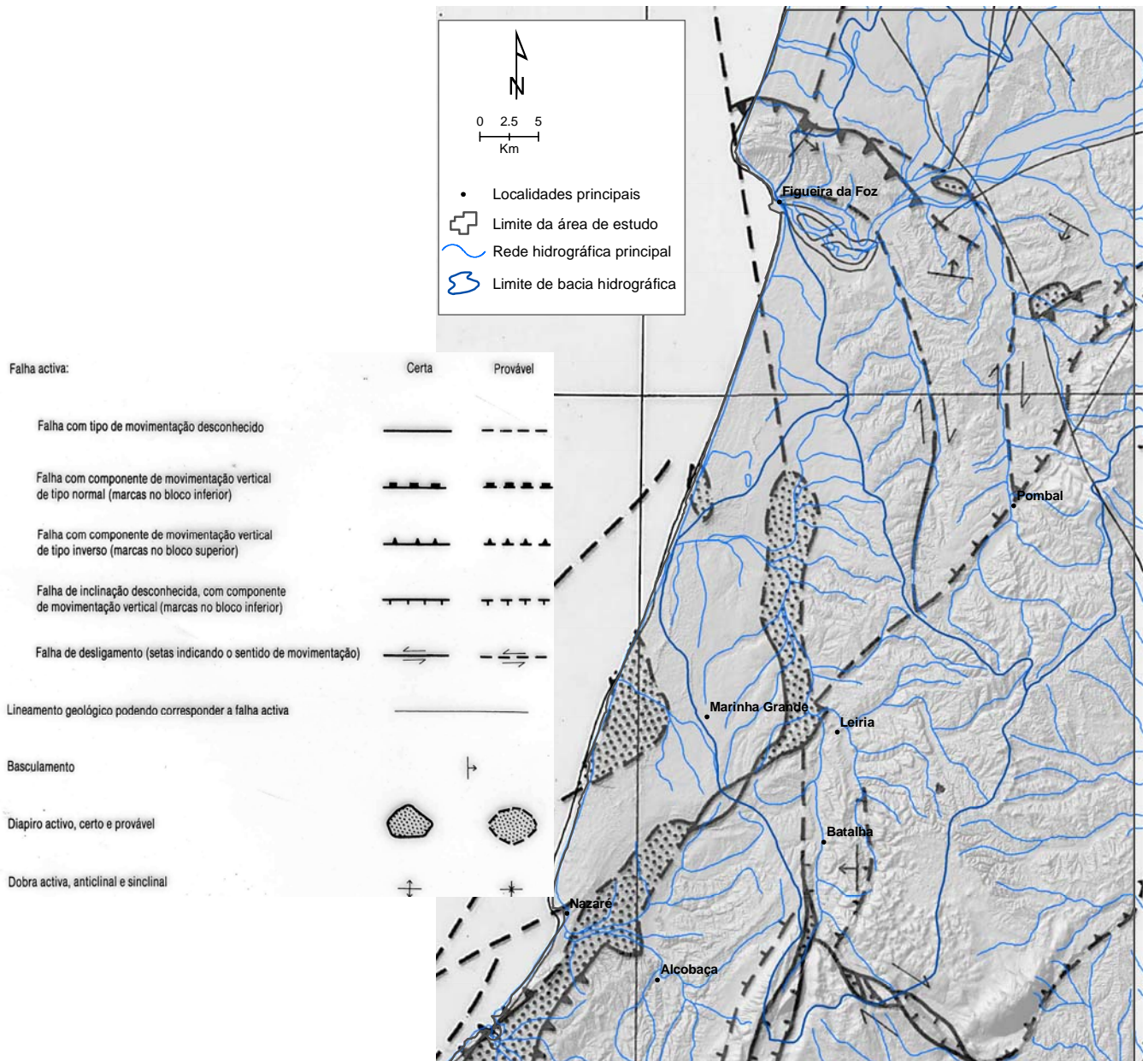












Figura 2.20 - Carta Neotectónica de Portugal, escala 1:1 000 000 (Cabral e Ribeiro, 1988 com dados projectados sobre MDT com ampliação vertical de 8x)

- AF - Placa Africana EU - Placa Euroasiática
 A - Banco submarino de Ampère G - Banco submarino de Gorringe
-  Limite de placas difusa (colisão continental)
 -  Trajectórias de tensão
 -  Limite hipotético entre regimes de tensão distintos
 -  Falha com componente de movimentação vertical de tipo inverso (marcas no bloco superior)
 -  Falha com componente de movimentação vertical de tipo normal (marcas no bloco inferior)
 -  Compressão
 -  Tracção
 -  Falha activa certa e provável
 -  Falha transformante de Glória
 -  Zona subducção intraoceânica a sul do banco de Gorringe e possível zona de subducção incipiente na margem continental Oeste-Ibérica

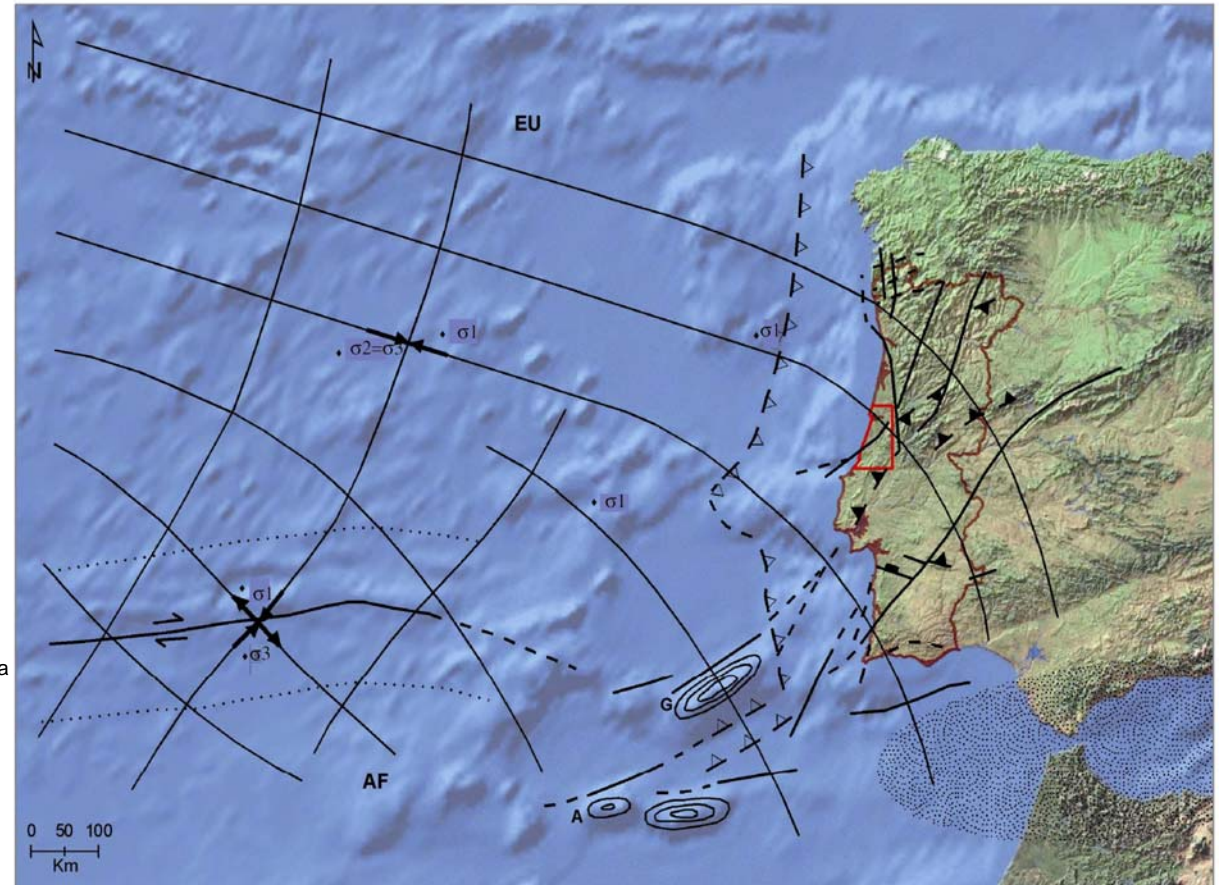


Figura 2.21 – Adaptado da Carta Neotectónica de Portugal, escala 1:1 000 000 (Cabral e Ribeiro, 1988 com dados projectados sobre MDT com ampliação vertical de 8x)

- a Ocidente, na área imersa ao largo da Figueira da Foz, encontra-se o diapiro de Pinhal (Vanney e Mougenot, 1981), alongado na direcção N-S. Este, ao unir-se com o arco do cavalgamento da Serra de Boa Viagem e com as possíveis falhas do Pranto (Carnide a Sul) e do Arunca, definiria uma estrutura cujo eixo seria coincidente com o depocentro da Bacia Lusitânica neste sector;

- A Serra da Boa Viagem pode corresponder a uma rampa frontal de cavalgamento para Norte, entre a rampa lateral direita de Alfarelos – Pombal e a rampa lateral esquerda do Pinhal, através do qual se teria processado a transferência do movimento;

- Provavelmente, este sistema de carreamento estaria enraizado na falha da Nazaré-Pombal-Lousã;

- Esta tectónica, do ponto de vista dinâmico, seria compatível com a direcção NNW – SSE da compressão alpina, oblíqua em relação à direcção média do eixo da Bacia Lusitaniana, orientada NNE–SSW.

Foi também demonstrada por Ribeiro (1988), partindo de dados instrumentais de actividade sísmica, a existência de epicentros nestes acidentes, excepto sobre o cavalgamento principal a oeste do acidente Monte Real – Figueira da Foz que, segundo o autor, provavelmente não foi reactivado. Compatibilizando o jogo destes acidentes, o mesmo autor sugere que no Quaternário continuou a dar-se o cavalgamento para Norte do sector de Quiaios, com jogo em rampa lateral direita na falha Alfarelos – Pombal e jogo em rampa lateral esquerda na falha de Pinhal a WSW da Figueira da Foz.

Esta interpretação é reveladora de um modelo compatível com a compressão alpina, apontando desta forma a explicação para o contraste existente entre as atitudes sub-horizontais das camadas mesozóicas a sul e a norte do monoclinal da Serra da Boa Viagem, onde se apresentam bastante inclinadas.

Dinis (1999) apresenta uma síntese das estruturas tectónicas mais relevantes à escala regional, onde se inclui a área de estudo. Neste trabalho, o modo assinalado para o funcionamento das estruturas corresponde na maioria dos casos à movimentação mais intensa e/ou mais recente, tendo-se reconhecido modificações de orientação de rejeito de algumas delas, geralmente de normal para inversa.

Capítulo 3 - Características geomorfológicas

3.1 – Zona costeira aplanada (Plataforma Litoral)

Trata-se de uma extensa plataforma ligeiramente inclinada para oeste, na maior parte dos casos ocorre a cerca dos 100m. É preenchida por uma sequência de sedimentos de idade pliocénica, cujo topo define esta plataforma culminante. Dada a sua localização geográfica, desenvolvendo-se na actualidade para leste da actual linha de costa e tendo sido durante o Pliocénico e Plistocénico palco de processos sedimentares associados a avanços e recuos do mar, esta unidade morfostrutural, denominada Plataforma Litoral é no geral, uma zona costeira planáltica.

3.2 – Relevos calcários

Na área de estudo, relevos calcários delimitam a norte, leste e sul a Plataforma Litoral. A norte constituem-nos as unidades geológicas que constituem a Serra da Boa Viagem, interrompendo a Plataforma que depois se prolonga para norte. Com a sua forma arqueada, a Serra da Boa Viagem, distingue-se na paisagem por apresentar uma das cotas mais altas da área (256m no vértice geodésica da Bandeira). Este facto deve-se à sua constituição de natureza calcária, mas sobretudo à acção da neotectónica que provocou o soerguimento da Serra, correspondendo a um relevo inclinado para SE mas escalonado em compartimentos tectónicos que apresentam abatimento progressivo para leste (ver cap. 6). No limite oriental da Plataforma as unidades calcárias e areníticas do Jurássico e Cretácico prolongam-se para sul, definindo o Maciço de Sicó e o Maciço Calcário Estremenho.

Sobre a geomorfologia da Serra da Boa Viagem são de referir os trabalhos de Almeida (1995, p. 60, 156), onde são apresentadas as principais unidades morfo-estruturais com incidência na paisagem da área envolvente da Gândara, Quiaios e Serra da Boa Viagem, considerando que a topografia desta zona se desenvolveu a partir de superfícies construídas pelo mar, nos finais Pliocénico ou já no Quaternário. Para tal teriam contribuído as transgressões marinhas plio-quaternárias, a estrutura geológica (tectónica em particular) e a litologia. O mesmo autor, em 1997, ao tratar a “Geomorfologia das Serras da Boa Viagem e Alhadas” (figura 3.1), acrescenta o paleoclima e a acção do homem como factores responsáveis pela morfologia destas Serras. Salienta o papel de Falha de Quiaios a norte e do mar na criação de plataformas a vários níveis, onde teriam sido depositados sedimentos. A litologia teria contribuído para uma diferenciação morfológica entre um sector norte e ocidental, com calcários, e um sector sul com arenitos. No primeiro, o autor dá relevo às

formas cársticas como as lapiás e as dolinas, mas também às escarpas, cornijas e costeiras. No segundo, são salientados as formas de vales e valeiros.

Na zona envolvente do estuário do rio Mondego, Ramos (2000); Ramos *et al.*, (2001) apresentam um esboço geomorfológico onde evidenciam a relação forma-depósito, que aplicam aos depósitos mais recentes do estuário do Mondego (figura 3.2). Em 2002, Lúcio Cunha apresenta, em Provas de Agregação, o Mapa Geomorfológico do Baixo Mondego (figura 3.3), onde se evidenciam os diferentes níveis de aplanamento, o padrão de drenagem e relação com a litologia, as formas cársticas, o rio Mondego e terraços fluviais associados, bem como o delineamento dos principais acidentes estruturais que tiveram acção importante na modificação da paisagem.

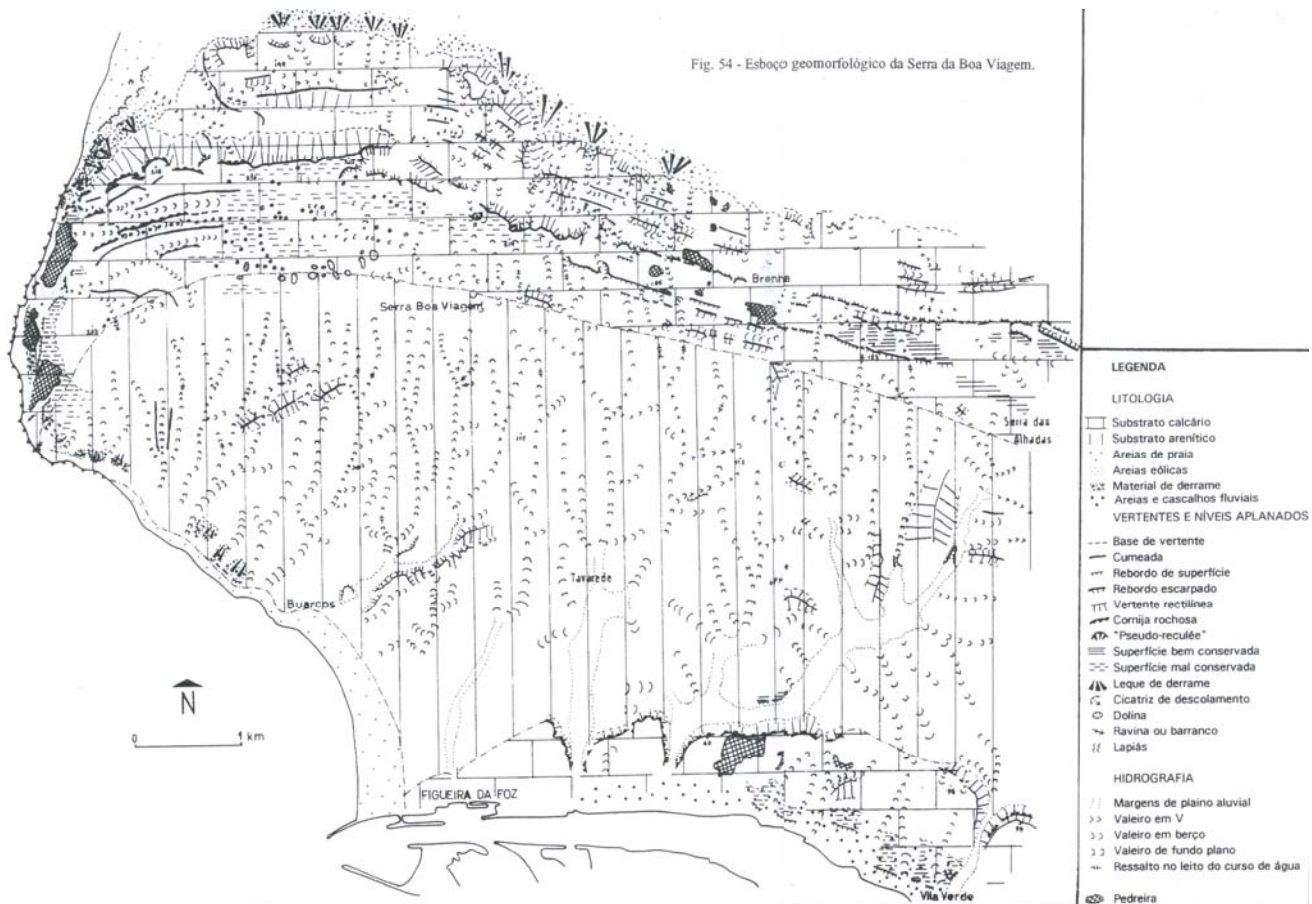


Figura 3.1 – Esboço geomorfológico da Serra da Boa Viagem (Almeida, 1997).

Esboço geomorfológico da área do estuário do Mondego

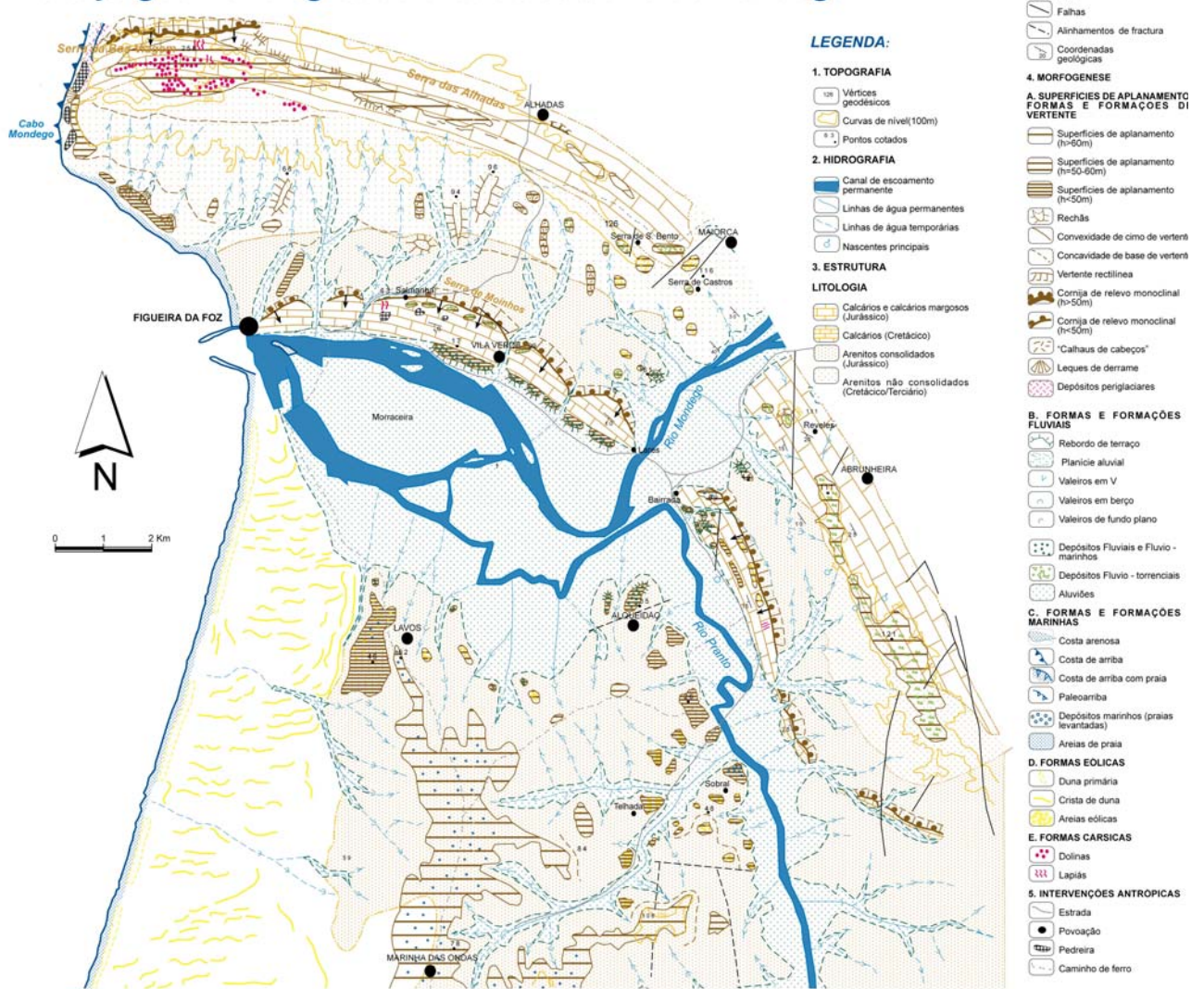


Figura 3.2 – Esboço geomorfológico da área do estuário do Mondego (Ramos, 2000; Ramos et al., 2001).

Este autor tem vindo a desenvolver trabalhos que têm, entre outros, contribuído para o conhecimento da geomorfologia e estrutura do Maciço de Sicó (Cunha, 1988; 1990; 1993; 1999). Cunha (1990) define o Maciço de Sicó como um dos principais maciços calcários carsificados da Orla Mesocenozóica Ocidental Portuguesa e corresponde a um conjunto pouco elevado (Sicó, 553m; Alvaiázere, 618m) de serras e planaltos calcários que se

estendem por cerca de 430 km² a Sul de Coimbra. Do ponto de vista geomorfológico corresponde, genericamente, a um paleocarso com uma história complexa e polifaseada que actualmente se encontra em fase de exumação. Apesar de se situar no “litoral”, ou seja, na porção do país que apresenta maior dinamismo económico, próximo da cidade de Coimbra, servido por centros urbanos de pequena dimensão (Condeixa, Soure, Pombal, Penela, Ansião e Alvaiázere) mas, nalguns casos, de grande dinamismo e da qualidade das acessibilidades rodoviárias, as condições naturais, decorrentes do processo de carsificação, têm feito com que, localmente, o Maciço de Sicó assumia, ainda hoje, formas significativas de marginalidade territorial, com fraco dinamismo demográfico, económico, social e cultural (Cunha, 2003 *in* Vieira e Cunha, 2006).

O Maciço Calcário Estremenho (MCE) está localizado no centro de Portugal, a cerca de 20km do Oceano Atlântico, sendo formado por compartimentos levantados que atingem altitudes moderadas (max. 680m); (Rodrigues, 2007). Afectado por acidentes tectónicos maiores (dobras, falhas ou acidentes mistos), o padrão das diaclases e outras discontinuidades (incluindo planos de estratificação) é um factor decisivo na interpretação dos processos geomorfológicos, tais como os fenómenos cársicos e a dinâmica das formas de relevo (Rodrigues, 2007).

O espesso complexo calcário do Jurássico Médio é a unidade mais extensa e importante, controlando o desenvolvimento das principais formas cársicas e a evolução das escarpas por desabamentos rochosos. A complexidade das formações do substrato (do Lias ao Cretácico inf.) tem um papel essencial na distribuição e diversidade dos processos de evolução do relevo, por exemplo nos movimentos de vertente. Para além da sedimentação calcária, outras unidades litológicas são formadas por séries pelítico-evaporíticas, margas argilosas, margas e calcários margosos (Rodrigues, 2007).

Associado à presença do complexo pelítico-evaporítico o diapirismo desempenha um importante papel no estilo de enrugamento e nos movimentos positivos a ele associados. De acordo com Canérot et al. (1995) e Rodrigues (1998) os diapiros são estruturas anticlinais devidas a compressão submeridiana, onde domina a argilocinése, sendo secundário o papel das formações evaporíticas (Rodrigues, 2007).

Se a natureza predominantemente calcária das rochas que compõem o MCE contribuiu para a sua fisionomia particular, ao acentuar a imponência das escarpas e ao condicionar o desenvolvimento de uma morfologia cársica bem característica, o fundamental da arquitectura do Maciço é devido à tectónica. Como bem acentuou Martins (1949), as falhas são

indiscutivelmente “os objectos tectónicos dominantes na arquitectura regional e até os que mais contribuem para imprimir grandiosidade e singular cunho no Maciço”(*in* Rodrigues, 2007).

Os esforços tectónicos são responsáveis pelas unidades morfoestruturais do MCE, compostas por três relevos em estrutura anticlinal: Candeeiros, Aire e Alqueidão; dois planaltos: Santo António e São Mamede (incluindo a Plataforma de Fátima); dois alinhamentos de acidentes que definem três depressões tectónicas: Minde, Alvados e Mendiga; um alinhamento diapírico alongado entre Rio Maior e Batalha, que passa na Portela de Vale de Espinho e em Porto de Mós. As observações de campo realizadas, baseadas em dados geomorfológicos e tectónicos, levam-nos a confirmar a existência de compressão neotectónica, com jogo inverso da falha que margina o bordo oriental do alinhamento diapírico (Rodrigues, 2007).

Mapa geomorfológico do Baixo Mondego

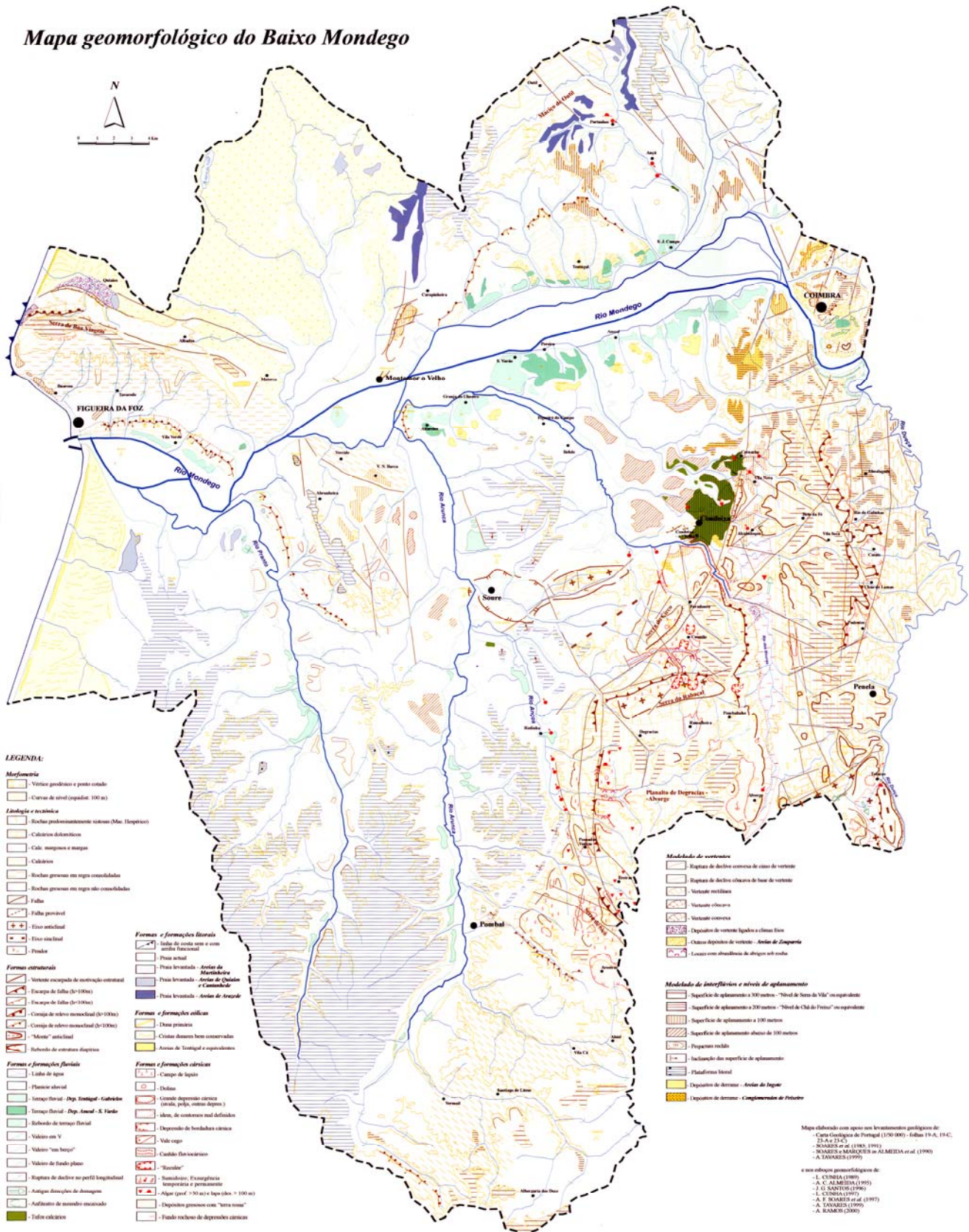


Figura 3.3 – Mapa geomorfológico do Baixo Mondego (Cunha, 2002).

3.3 – Morfogénese

A morfologia apresentada nesta área é condicionada por determinados factores, de entre os quais salientamos:

- 1- Arquitectura dos maciços, com realce para a anisotropia lítica.
- 2- Clima, sobretudo as variações ocorridas no Quaternário.
- 3- O binómio mar / rio e variabilidade sedimentar.
- 4 – Ocupação (tanto humana como vegetal).

A figura 3.4 constitui um esboço dos principais traços geomorfológicos que se evidenciam na área. Uma vez que a análise do Plistocénico e depósitos associados às diferentes fases de instalação da rede hidrográfica, constitui um dos objectivos principais deste trabalho, foi feito com detalhe os esboços geomorfológicos para a zona envolvente do estuário do Mondego (figura 3.5) e Vale do Lis (figura 3.6) para salientar os níveis de agradaciao sedimentar associados àqueles sistemas fluviais.

São várias as formas que se salientam na paisagem desta área e que resultam da actuação conjunta das variáveis atrás referidas:

A. Formas de dissecção

As superfícies de aplanamento e rechãs

Estas superfícies culminam elevações, podendo mostrar alguma continuidade ou encontrarem-se em pequenos retalhos devido ao encaixe dos diferentes cursos de água. Ocorrem a diferentes altitudes deslocadas pela tectónica. Na margem norte do Mondego, o topo do relevo que se desenvolve desde o Cabo Mondego até ao rio Mondego, nas proximidades de Maiorca, sugere, se observarmos o seu perfil longitudinal, um escalonamento em compartimentos, com progressiva diminuição da altitude para oriente, resultante de compartimentação tectónica (capítulo 6).

O primeiro compartimento corresponde à parte mais elevada da Serra da Boa Viagem, onde uma superfície aplanada constitui o topo do relevo a cotas de 200-220 m, inclinada a oriente para ESE. Nela se destaca uma ligeira elevação que corresponde ao vértice geodésico da Bandeira, onde a Serra atinge a sua cota máxima de 257 m. Esta plataforma atinge o seu desenvolvimento máximo neste compartimento, desaparece bruscamente a norte,

interrompida pela escarpa da Falha de Quiaios e diminui progressivamente para Oriente. Esta plataforma terá sido afeiçãoada pelo mar, e os sedimentos que a preenchem terão idade pliocénica.

O segundo compartimento prolonga-se desde Brenha à Serra das Alhadas, com altitude aproximada de 150m. Neste troço o aplanamento está ainda bem representado, facto que já não se verifica no terceiro compartimento com direcção NW-SE desenvolvendo-se desde a Serra das Alhadas e prolongando-se pela Serra de S. Bento, Serra de Castros e Brenhelas, com altitudes médias de 125m e diminuindo progressivamente em direcção ao vale do rio Mondego.

Esta plataforma fini-pliocénica prolonga-se para sul (Marinha das Ondas, Pombal, Leiria, Batalha). Encontra-se deslocada em compartimentos tectónicos, apresentando altitudes diversas nos diferentes compartimentos.

Outra plataforma, em torno dos 90-100m é observável na vertente ocidental da Serra da Boa Viagem, onde está instalado o Farol Novo do Cabo Mondego. Esta plataforma está repartida por retalhos e é interrompida por uma arriba fóssil localizada algumas centenas de metros para o interior, em relação à linha de costa actual.

A forma côncava, que no seu conjunto constitui a vertente Sul da Serra, é interrompida por dois socalcos: um, por volta dos 100m, tem expressão cartográfica desde o Cabo Mondego (junto à plataforma do Farol Novo) até às proximidades de Condados; o outro, mais baixo (50-75m), apresenta maior continuidade para oriente relativamente ao primeiro. Admitirmos que este escalonamento da vertente, em que os socalcos observados correspondem a dois níveis de erosão, estão representados pelos retalhos das plataformas do Farol Novo e Salmanha -Vila Verde.

É possível observar pequenos aplanamentos junto às Abadias e Parque de Campismo da Figueira da Foz, a cotas que rondam os 50m.

As plataformas mais baixas encontram-se representadas, no extremo ocidental da Serra, em torno dos 8-10 m, onde o mar criou um patamar que é apontado como o testemunho provável do nível de Praia da Murtinheira (Soares *et al.*, 1989). No extremo meridional encontra-se uma plataforma que se prolonga cerca de 1500m para NW de Buarcos, acompanhando a orientação da linha de costa.

Na margem Sul, surge uma superfície aplanada acompanhando a linha de maiores alturas entre Reveles (111m) e o vértice geodésico de Santa Cruz (143m). Esta superfície rasoura o Planalto de Verride, prolongamento natural da Serra de Boa Viagem-Alhadas e considerado como a resposta morfológica a um anticlinal falhado que faz aflorar as unidades calcárias do Dogger. A profunda fracturação que o afecta, não parece ter influenciado grandemente a topografia de pormenor, uma vez que, a rede hidrográfica encontra-se desajustada em relação à estrutura, sugerindo que se tenha desenvolvido epigenicamente. A inclinação do planalto é ligeira e faz-se para NE, “*talvez em simpatia com as imposições do abatimento linear do Arunca*” (Almeida *et al.*, 1990, p. 32), o qual se parece conjugar não só com o sistema diapírico de Soure-Ereira, mas com a divergência das falhas de Quiaios e Montemor.

A vertente ocidental do anticlinal de Verride, definida entre a Igreja de Reveles e a planície aluvial do Rio Mondego, apresenta-se escalonada com o primeiro patamar corresponde ao topo da vertente, onde se encontra a Igreja de Reveles (114m), e um outro, cerca dos 30m, onde se encontra a capela da Sra. da Saúde. O primeiro troço da vertente descreve um perfil convexo-rectilíneo, enquanto no segundo troço a vertente é suave e de perfil convexo-côncavo, com passagem insensível ao fundo aluvial .

De um modo geral, as colinas gresosas que se desenvolveram a partir da superfície marinha pliocénica, apresentam vertentes de perfil muitas vezes convexo-rectilíneo, quando o material subjacente pertence à **Formação de Bom Sucesso**. Se o substrato é da **Formação de Figueira da Foz**, as vertentes são suaves e de perfil convexo-côncavo.

Além da superfície aplanada que culmina o anticlinal de Verride, existem pequenos aplanamentos no topo da colina do Moinho do Almojarife, ao longo da crista calcária Cenomano-Turoniano inferior, ocorrendo também na vertente SW formada por estes calcários. Na margem esquerda do rio Pranto existe um grupo de plataformas pouco extensas e descontínuas que correspondem a superfícies abertas (rechãs) na **Formação de Bom Sucesso**, a cotas que rondam os 30 e 50m. Constituem rechãs, as plataformas de Calvino, Asseiçó, Arneiros, Portela, Pipelo, Negrote, Bairro Alto e Calvete. Nesta última, foram recolhidos dois núcleos de sílex classificados de idade neolítica a partir dos estudos e colecção de artefactos do Dr. Santos Rocha e que se encontram no Museu Municipal da Figueira da Foz. Este tipo de plataformas não são tão evidentes no vale do Lis, talvez porque aí o embutimento se fez num vale de muito menor dimensão.

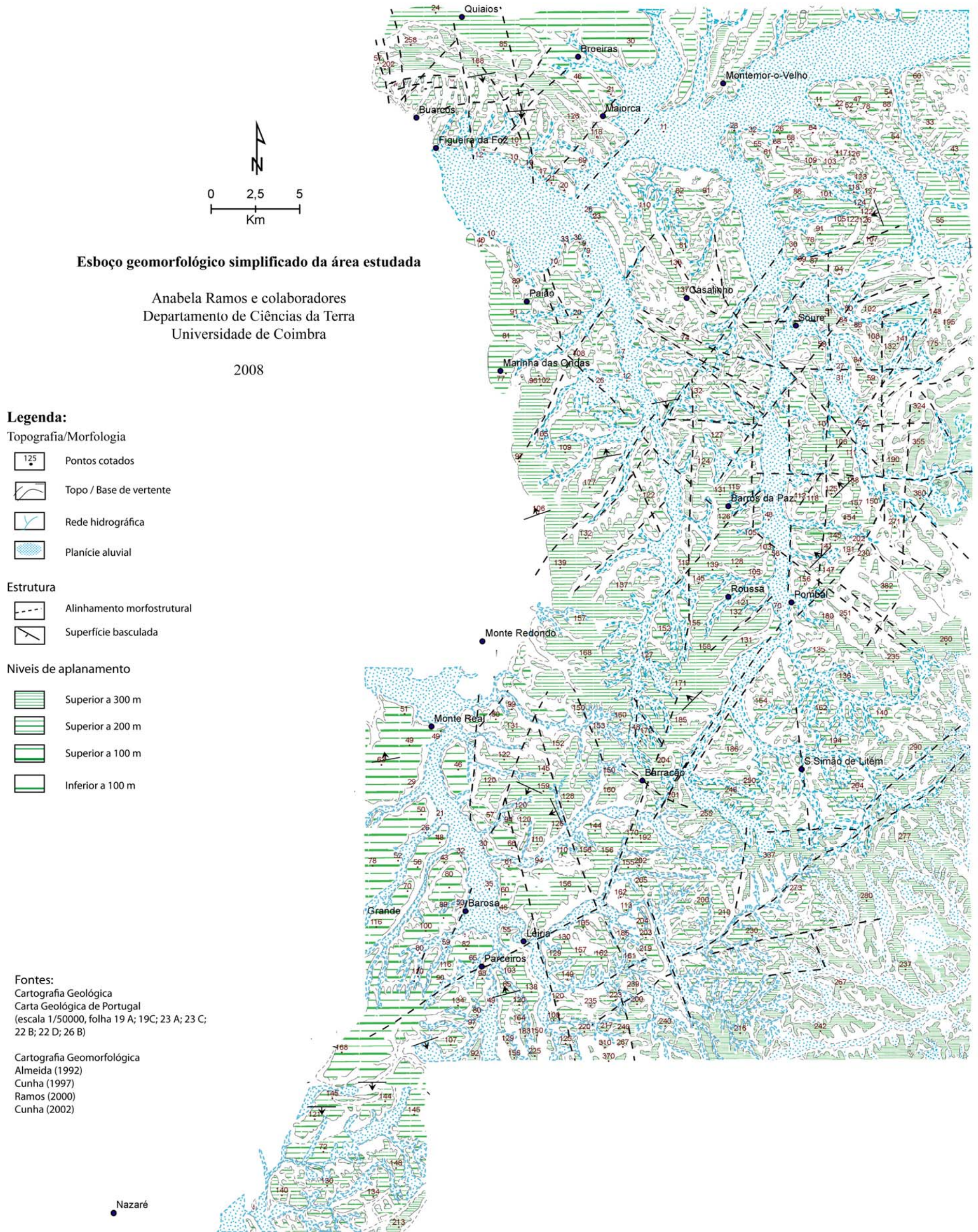


Figura 3.4 – Principais traços da geomorfologia da área estudada.

ESBOÇO GEOMORFOLÓGICO

**Serra da Boa Viagem
e estuário do Mondego**

Anabela Ramos e colaboradores

Departamento de Ciências da Terra
Universidade de Coimbra

2008



Legenda:

Topografia / Morfologia

- Costa arenosa; rochosa; com arriba
- Rede hidrográfica
- Topo / Base de vertente
- Cordão dunar frontal, cristas dunares
- Terraço fluvial;
a - com enchimento sedimentar
- Vértice geodésico; ponto cotado (metros)

Estrutura / Tectónica

- Escarpa de falha / provável
- Falha
- Costeira
- Superfície basculada

Níveis de estabilidade nas etapas de encaixe da rede hidrográfica

Superfícies de agradação sedimentar

- SLD 13
- M1
- M2
- M3
- M4
- M5
- M6
- Praia, campo eólico, estuário

Superfícies de aplanamento

- Plataforma culminante (abrasão marinha)
- Nível 1
- Nível 2
- Nível 3

Fontes:

Cartografia Geológica
Carta Geológica de Portugal (escala 1:50000; folha 19C) Soares et al. (1985;1991)
Soares e Marques in Almeida et al. (1990)

Cartografia Geomorfológica
A. C. Almeida (1995) A. F. Soares et al (1997)
L. Cunha (1997) A. Ramos, A. (2000)

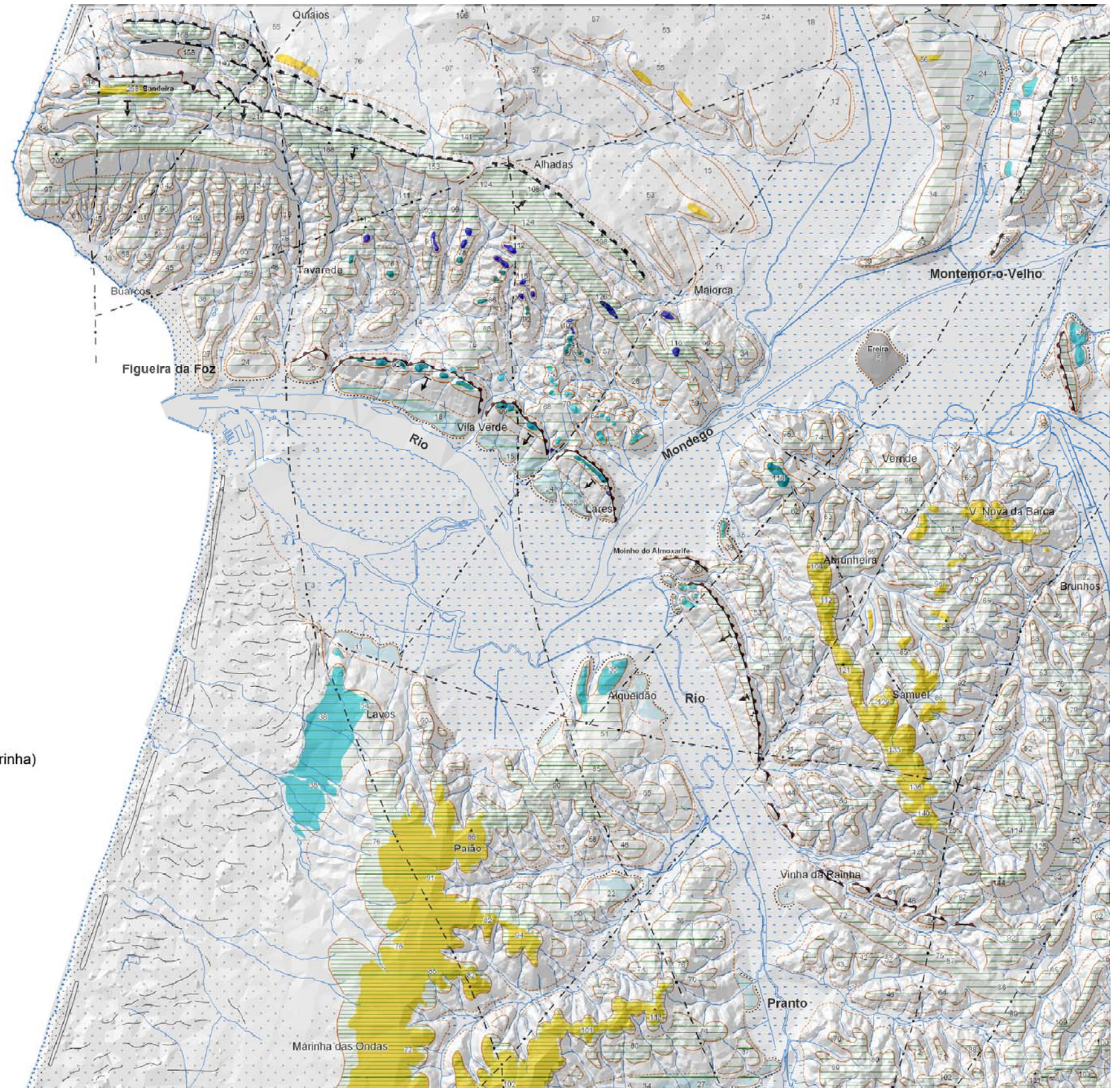


Figura 3.5 – Esboço geomorfológico da Serra da Boa Viagem e estuário do Mondego.

Esboço Geomorfológico

Zona envolvente do Vale do Lis

Anabela Ramos e colaboradores

Departamento de Ciências da Terra

Universidade de Coimbra

2008

Legenda:

Topografia / Morfologia

- Pontos cotados
- Topo / Base de vertente
- Rede hidrográfica
- Planície aluvial
- Terraço fluvial
a - com enchimento fluvial

Estrutura

- Alinhamento morfoestrutural
- Superfície basculada

Níveis de agradação sedimentar

- SLD13
- L1
- L2
- L3
- L4 (Coberto pelas aluviões)

Níveis de aplanamento

- Superior a 300 m
- Superior a 200 m
- Superior a 100 m
- Inferior a 100 m

Fontes:
Cartografia Geológica
Carta Geológica de Portugal
(escala 1: 50000; folha 22 D; 23 C)
Ribeiro (1999)

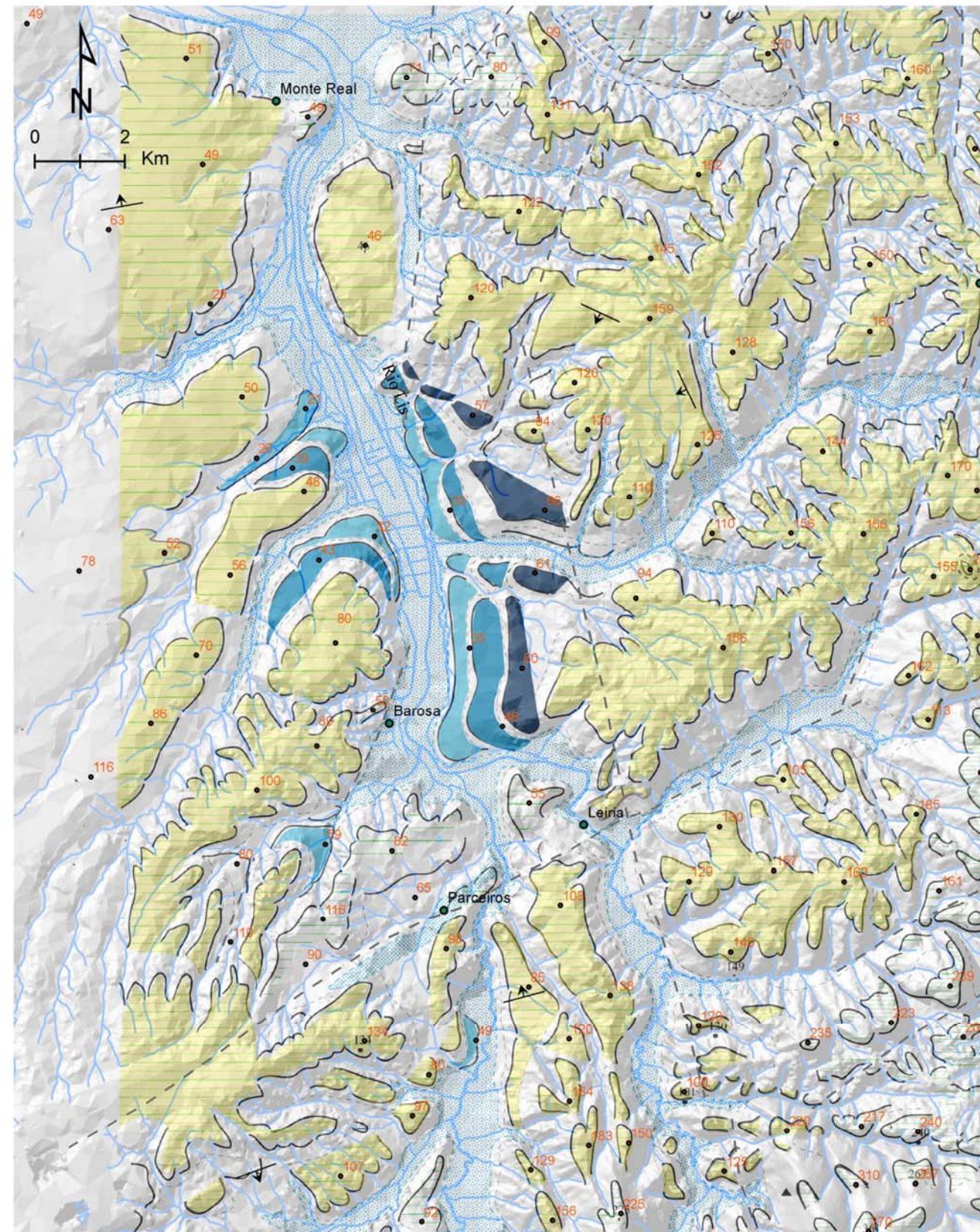


Figura 3.6 – Esboço geomorfológico da área envolvente do vale do Lis.

Existe uma outra plataforma que se define também segundo N-S, entre Regalheiras e Boavista, com altitudes médias de 40 m. De referir também as plataformas que coroam a colina da Quinta dos Frades, Barra e Alqueidão, a partir das quais se desenvolvem, a Norte, sobre os arenitos da **Formação de Bom Sucesso**, vertentes íngremes rectilíneas, o que constitui uma excepção para as formas de vertente que se desenvolvem nestas unidades.

As escarpas

As escarpas ocorrem nas unidades calcárias. É de salientar a escarpa que limita a Norte a Serra da Boa Viagem, cuja imponência se mantém graças à dureza relativa dos calcários margosos do Bajociano, que formam o topo do bloco levantado e ao pendor para Sul das formações geológicas, que favoreceu o seu desenvolvimento. Esta escarpa adquire o seu aspecto mais marcante na paisagem da Serra a Norte do vértice geodésico de Bandeira. Trata-se de uma escarpa mais ou menos rectilínea atingindo a altura máxima na sua parte ocidental, tornando-se mais irregular e mais baixa para oriente, desaparecendo praticamente. Em Brenha passa a vertente convexo-côncava e diminui a sua imponência.

As cornijas

As cornijas constituem outras formas que nesta área se encontram associadas aos calcários que formam o topo das vertentes escarpadas, materializando desta forma rupturas de pendor convexo (cimo de vertente). As cornijas são constituídas por bancadas mais espessas e mais resistentes à erosão mecânica, como acontece nas bancadas de calcários margosos do Bajociano médio e do Batoniano inferior, “Calcários hidráulicos” do Oxfordiano e, de forma menos acentuada, nos calcários margosos do Kimeridgiano inferior. A maior dureza destas bancadas manifesta-se ao longo do leito dos cursos de água, chegando mesmo a impor-lhes um padrão ortogonal.

As costeiras

Constituem formas que resultam da associação de estrutura monoclinal e de diferenciação litológica. É o caso da *Costeira da Salmanha* (Almeida *et al.*, 1990), entre a Salmanha e de Fontela, com cerca de 9Km de extensão, readquirindo-se depois, na margem Sul do Mondego, com a *Costeira de Bicanho* ou da Amieira, acompanhando agora o vale do Rio Pranto até Vinha da Rainha, para inflectir seguidamente em direcção a Soure. A costeira é

formada pelas bancadas espessas dos Calcários da Costa de Arnes, que se sobrepõem aos Arenitos de Carrascal (Rocha *et al.*, 1981), formando no conjunto, uma estrutura com inclinação para Sul. Uma outra característica apresentada por esta costeira prende-se com o facto de se encontrar recortada por vales cataclinais, simétricos, apertados e de vertentes muito abruptas, como o de Vila Verde.

As cristas

São formas estreitas, alongadas e salientes na topografia, que se encontram associadas aos calcários. A sua orientação estabelece-se de acordo com a orientação da estrutura (E-W, na área estudada), uma vez que são o resultado da maior resistência oferecida à erosão pelas bancadas mais calcárias, quando enquadradas por termos mais margosos (Almeida, 1995, 1997).

Os terraços fluviais

A envolver o estuário do Mondego e ao longo do vale do Lis encontra-se uma série de terraços fluviais a cotas diferentes, consoante se trate das margens norte ou sul (capítulo 5).

Padrões de drenagem

À semelhança do que se passa em outras porções da bacia hidrográfica do rio Mondego, também aqui a drenagem é processada essencialmente da margem esquerda, onde a colina orientada segundo direcção NNW-SSE, entre Reveles e o vértice geodésico de Santa Cruz, funciona como separação de circulação das águas superficiais, já que a oeste desta linha, as águas são canalizadas para o Rio Pranto, afluente do Rio Mondego. São estes rios que constituem os canais principais do escoamento permanente. As linhas de água temporárias, de carácter sazonal, alimentadas pelas águas pluviais, são comuns em ambas as margens do estuário. No entanto, as diferentes unidades geológicas presentes numa e noutra margem do estuário apresentam padrões de drenagem diferentes em função de vários factores inerentes à litologia e à estrutura, dentre os quais se podem salientar a natureza e disposição das camadas, a resistência à erosão e a permeabilidade, assim como a evolução geomorfológica da área (Christofolletti, 1980). Assim, existe uma diferença marcante entre a rede de drenagem em rochas carbonatadas e as que se desenvolvem em margas e arenitos. No primeiro caso, os cursos de água são mais profundos e em menor número, adquirindo um padrão a tender para o ortogonal ou rectangular (Thornbury, 1969). Nas unidades gresosas e argilosas (Malm, Cretácico e Oligo-Miocénico), no essencial pela fraca resistência e nalguns

casos devido também à fraca permeabilidade, os cursos de água são de pequeno comprimento, constituindo uma rede de drenagem densa, correspondente a um padrão dendrítico (Almeida, 1995; 1997).

A drenagem nas dunas apresenta um padrão irregular ou perturbado (Christofoletti, 1980), mas simultaneamente paralelo. É irregular por ser bastante descontínua no espaço e paralela porque, quando existe, segue os corredores interdunares que são paralelos entre si .

O Lis tem como principal afluente o rio Lena, corre numa estrutura deprimida denominada Fosso do Lis e o padrão de drenagem que define a sua rede hidrográfica, é função das litologias que atravessa e das condicionantes tectónicas e antrópicas.

Dentre as nascentes presentes na área de estudo, são de salientar aquelas que constituem o Grupo Termal do Pranto, ao qual pertencem as nascentes permanentes de Banhos da Amieira, Geiras, Bicanho e Banhos da Azenha.

Vales

Também as formas dos vales e valeiros estão dependentes do tipo de rocha onde se instalam. Nas unidades calco-margosas dominam as formas transversais em berço, que adquirem a forma em V quando cortam transversalmente unidades calcárias, ou quando as linhas de água se encontram fortemente encaixadas, devido à proximidade do nível de base geral, como acontece junto a Murtinheira.

Nos calcários as formas são mais variadas, apresentando perfis transversais em berço ou, com maior frequência, de fundo plano. Almeida (1997) refere a alteração deste padrão nas unidades calcárias do Dogger e do Malm, no cimo da Serra de Boa Viagem, apresentando como causa a carsificação aí existente. Acrescenta que, abaixo daquele sector “*são inúmeros os ressaltos longitudinais e os vales são em regra dissimétricos, quando se desenvolvem paralelos à estrutura, pela ocorrência das cornijas e da disposição monoclinial das camadas*”.

Sobre os arenitos, o padrão morfológico dos vales revela uniformidade. A maior parte apresenta um perfil longitudinal caracterizado por três porções morfológicamente distintas. Uma porção superior côncava e transversal larga e em berço; uma porção intermédia de vale encaixado, em V, por vezes convexo longitudinalmente; uma porção inferior com fundo

plano, largo se for um curso de água importante, como é o caso da Ribeira do Boqueirão, afluente do Rio Pranto.

Leques de derrame

Ocorrem essencialmente no extremo Norte da Serra de Boa Viagem, tendo sido definidos por Almeida (1997, p. 54), como “*derrames torrenciais*”, responsáveis pela passagem para as areias eólicas setentrionais. Os leques de derrame estão também desenvolvidos no Cabo Mondego, entre Quiaios e Murtinheira, onde formam um “glacis” de derrame, com um declive de 2° a 4°”.

B. Formas aluviais

Planície aluvial

A planície aluvial desenvolve-se ao longo do rio Mondego e Lis e também ao longo dos principais vales afluentes. Para ela parece convergir todo o relevo envolvente. Uma sondagem realizada a cerca de 500 m a SE de Lares mostrou a presença de aluviões com uma espessura de 32 m. Dois outros furos, na área de Armazéns, atravessaram aluviões com 22 a 26 m (Rocha *et al.*, 1981). Na área de estudo, a planície aluvial inicia-se na Garganta de Lares, a qual, segundo Almeida *et al.* (1990) “*corresponde a dois estrangulamentos, um simpático das unidades do Dogger e o outro dos calcários cretácicos da costeira da Salmanha*”. No seu conjunto a Garganta de Lares revela-se pouco uniforme, facto que é ditado pela natureza litológica das formações que a constituem. O seu perfil transversal mostra a forma de vale com vertentes íngremes, tanto a montante como a jusante, a qual contrasta com as vertentes do vale no seu sector central (Campo da Goleta), definido nos Arenitos de Boa Viagem e **Formação de Figueira da Foz** .

A jusante da Garganta de Lares, já inserido na planície litoral, surge a porção mais distal do estuário do Mondego, o qual apresenta uma largura de 5 a 9km de extensão, sendo limitado a norte pela Costeira da Salmanha –Lares e a sul pela colina gresosa do Paião. A área do estuário é muito aplanada, constituindo uma paisagem aberta com altitudes médias inferiores a 10m, nomeadamente nos últimos 7,5Km do seu troço, onde o leito do rio se bifurca em dois braços (norte e sul) que, ao confluir, antes de atingir a foz, individualizam a ilha da Morraceira. Os dois braços constituem actualmente subsistemas estuarinos com

características hidrodinâmicas e sedimentológicas distintas (Reis e Duarte, 1990). O Braço Norte (Subsistema Mondego) é mais profundo (8m no máximo) e predominantemente arenoso; no Braço Sul (Subsistema Pranto), de menor profundidade (máximo de 3 m), existe um predomínio de areias médias a finas e lodos; recebe reduzido caudal fluvial (maioritariamente do rio Pranto) e possui hidrodinâmica essencialmente mareal (Cunha *et al.*, 1995, 1997).

A ilha da Morraceira é constituída por lodos que testemunham originalmente uma planície lodosa intermareal. Foi em tempos históricos aproveitada para pastagens e campos de milho e, a partir do século XVI, para salinas (Arroteia, 1985). Na actualidade ela representa um dos poucos locais onde se encontram as salinas, notando-se uma progressiva tendência para a sua degradação, acompanhada pelo desenvolvimento da aquacultura (Cunha *et al.*, 1995).

A planície aluvial do Lis tem orientação aproximada NW-SE entre Leiria e Monte Real, para depois inflectir para oeste, estabelecendo-se a última porção em materiais dunares. A dinâmica sedimentar do Lis foi objecto de estudo de Dinis (1996), onde o autor identifica os sedimentos e estabelece uma reconstituição paleogeográfica para este curso de água.

Margens de planície aluvial

Quando a planície aluvial contacta com formas de vertente convexo-rectilíneas, relacionadas sobretudo com unidades calcárias, a sua margem é interrompida de forma brusca. A transição é suave, no caso da margem da planície aluvial contactar com vertentes constituídas por materiais mais brandos e que apresentam perfil convexo-côncavo.

B – Formas costeiras

Orientação geral da linha de costa

Constitui o limite ocidental da área de estudo. Apresenta orientação NW entre o Cabo Mondego e Buarcos, orientando-se depois com direcção N-S até Figueira da Foz. Para Sul, a linha de costa inflecte ligeiramente para SW, sendo a sua continuidade interrompida pelos estuários do Mondego e do Lis.

Arribas

A arriba materializa a linha de costa no Cabo Mondego, onde a Serra de Boa Viagem “mostra o aspecto de um esporão curvo que parece penetrar pelo mar, empinando-se ligeiramente para ocidente” (Almeida, 1995, p.148). Tem praia na faixa entre o Farol Velho do Cabo Mondego, Buarcos e Figueira da Foz.

Soares *et al.*(1993), ao analisarem os depósitos de vertente do Cabo Mondego, referem a existência de uma paleofalésia, com a qual se relacionaria um depósito marinho remobilizado e que constitui hoje o depósito da Praia da Murtinheira. Ambos teriam marcado “a evolução do relevo entre a construção daquele “nível” de praia, que se supõe correlativo dos terraços mais baixos do Rio Mondego e a praia actual” (Soares *et al.*, 1993, p. 201).

Praias

Definem uma faixa extensa ao longo do litoral; a norte do Cabo Mondego, na zona da Murtinheira, entre o Cabo Mondego e a Figueira da Foz e, depois, prolongando-se para Sul, além do limite da área estudada.

C – Formas eólicas

Dunas

Para norte da Serra de Boa Viagem existe uma extensa planície litoral, com formações dunares bem desenvolvidas (Almeida, 1995), conhecida como *Gândara* (Carvalho, 1964). A sul da Figueira da Foz, as dunas primárias desenham um cordão dunar longitudinal, adjacente a vasto campo de dunas fixas vegetadas, as quais apresentam uma largura inicial de cerca de 3 Km, podendo aumentar para 6-7 Km.

Verifica-se predomínio de dunas transversais com orientação geral WNW-ESE. É observável a degradação do cordão dunar primário, apresentando frequentes e expressivos corredores de deflação, consequência do pisoteio. O cordão de dunas fixas, vegetadas, foi bastante afectado, quer pelo crescimento urbano de Cova, quer pela implantação de um parque industrial a sul desta povoação. As formas dunares e a sua evolução têm vindo a ser objecto de estudo por André(1994b, 1996b, 1997a).

D - Formas Cársicas

As lapiás são formas cársicas superficiais que, na área, se mostram como lapiás enterradas (Cunha, 1988) ou, quando parcialmente exumadas, semi-enterradas. O arredondamento, ou mesmo inexistência de arestas resulta da actuação prolongada e mais agressiva das águas retidas nas areias que as colmatam e dos ácidos provenientes da vegetação aí existente (Almeida, 1995, 1997).

As lapiás são observáveis nos calcários do Dogger na Serra da Boa Viagem – Alhadas, bem como nos calcários cenomano-turonianos das pedreiras da Salmanha, Serras do Pessoa e Lares, Amieira e Bicanho. As lapiás que se observam na pedreira da Salmanha chegam a atingir alguns metros de profundidade. Marcam também presença no Maciço de Sicó (Cunha, 1988) e Maciço Calcário Estremenho (Rodrigues, 2007).

Nos relevos calcários da área encontram-se uma série de outras formas características do relevo cársico: dolinas, uvalas, grutas, algares, exurgências, por exemplo.

3.4 – Síntese da evolução geomorfológica plio-pleistocénica da Plataforma Litoral entre os paralelos do Cabo Mondego e Nazaré.

A evolução geomorfológica da Plataforma Litoral nesta área é semelhante à descrita por Gomes (2008) para a Plataforma Litoral entre Espinho e Águeda. Em termos morfológicos, os dados obtidos permitem dizer que a Plataforma Litoral se encontra retalhada e deformada. A diferenciação de vários compartimentos tectónicos e a manifestação de uma evolução diferenciada por compartimento é atestada por vários elementos morfológicos, dos quais se pode destacar a cota a que termina o aplanamento no encontro com os relevos interiores, os encaixes pronunciados da rede hidrográfica para alguns compartimentos, a separação de retalhos aplanados da mesma superfície por acidentes tectónicos e a existência de compartimentos abatidos em que se conservou o enchimento culminante de idade finipliocénica ou pliocénica. No todo, ela apresenta uma característica comum, a movimentação a que todas as sub-unidades foram sujeitas, embora apresentando diferentes taxas. As sub-unidades que manifestam maior componente de soerguimento são todas constituídas pelo substrato calcário mesozóico e os retalhos sedimentares referentes à SLD 13 estão mal conservados, assumindo as manchas dos depósitos uma distribuição muito dispersa, ou então

estão praticamente ausentes, como acontece no cimo da Serra da Boa Viagem e na zona de Pombal no encosto com os calcários da Serra de Sicó. Por outro lado, encontramos retalhos da plataforma que demonstram menor soerguimento, havendo casos em que se verificou abatimento, marcado pela cota mais baixa a que se desenvolve o topo da SLD13, em regra, pelos 100m de altitude. Nos retalhos que exemplificam esta situação a superfície aplanada está muito bem conservada e o enchimento referente à SLD 13 é abundante, registando por vezes, uma espessura considerável como é o caso de Roussa, Barracão e Barosa.

Relativamente às várias etapas da evolução geomorfológica que os dados obtidos permitem identificar, existem pelo menos três momentos importantes em que a plataforma se estruturou desde o Pliocénico e Plistocénico. Os dados em que nos baseamos para esta reconstrução baseiam-se, à semelhança de Gomes (2008), nos seguintes fundamentos:

- no tipo de sedimentos, na posição estratigráfica e topográfica que ocupam actualmente e o relacionamento com o ambiente de deposição, em função das associações de fácies consideradas (capítulo 4);
- a posição topográfica que ocupa o tecto da superfície que consideramos como fazendo parte da plataforma litoral, analisando a sua continuidade e as deformações que apresenta por cada compartimento;
- as grandes linhas de fragilidade tectónica que controlam a organização do relevo, encarando a deformação associada ao tipo de movimentação que sofreram, quer na vertical, quer na horizontal, tendo em conta a direcção de compressão máxima na Península Ibérica, para o final do Cenozóico;
- as formas de relevo tal como se apresentam hoje, tentando perceber as modificações, os enchimentos e a deformação que conduziram ao relevo actual.

Podemos então considerar, durante o Pliocénico, a Plataforma Litoral como uma superfície ampla, arrasada para o interior, sem deslocamentos tectónicos apreciáveis e com o nível do mar mais elevado do que o actual (Dowsett et al., 1996). Os relevos interiores já estariam constituídos e as Serras de Sicó, Aire e Candeeiros já deveriam constituir blocos montanhosos bem individualizados, o mesmo não se passando com a Serra da Boa Viagem, cujo soerguimento se viria a verificar no Plistocénico (Cabral, 1995).

Os vales dos rios principais já estariam a esboçar-se, mas seriam provavelmente mais largos e as suas cabeceiras não entalhavam muito para o âmago dos relevos interiores conectados com Sicó e Maciço Calcário Estremenho.

Os relevos seriam a fonte de alimentação dos corpos fluviais que drenavam para a área costeira, a qual seria em parte coberta pelo mar, comportando trechos diferenciados de planície litoral, *i.e.*, segmentos costeiros do tipo praia e locais de frente deltaica onde chegariam *fan-deltas* (Pré-Mondego, Pré-Pranto, Pré-Carnide e Pré-Lis, eventualmente) que depositaria a sua carga sedimentar numa planície litoral.

Posteriormente, verificar-se-iam movimentações tectónicas consideráveis nos relevos interiores que esboçaram a compartimentação tectónica da plataforma litoral, tal como a vemos hoje, aliado a um acentuado abaixamento relativo do nível do mar. Terá sido no final desta etapa que se iniciou a formação da actual rede hidrográfica que ravinou a unidade sedimentare que constitui a SLD13 e outras mais antigas. A rede que entretanto se estava a formar já teria que se adaptar à estruturação do relevo que se tinha dado e acusava no seu encaixe o condicionamento tectónico.

No Plistocénico teria tido continuidade da deformação anterior e inicia-se o encaixe da rede hidrográfica com a formação da escadaria de terraços e dos vales actuais. A compartimentação tectónica acentuou-se e a estrutura, quer litológica, quer tectónica impõem-se como grandes motores na geração do relevo actual.

Em resumo e tal como afirma Ferreira (2005), atendendo à grande extensão do litoral português, é natural que haja diferenças regionais na evolução da Plataforma Litoral, mas um facto parece essencial na definição da sua fisionomia: a transgressão pliocénica, como já era admitido pelos investigadores da época de 50, do Século XX. Mais diversificada parece ter sido a evolução posterior, com retoques marinhos ou fluviais conforme os sectores e, em cada sector, diferenciando-se também as áreas interiores, mais sujeitas às influências continentais, das áreas mais próximas do oceano, onde por mais de uma vez se fizeram sentir as influências marinhas, tal como demonstrou Pereira (1990) e Araújo (1991), nos seus trabalhos sobre a plataforma litoral (Gomes 2008).

Capítulo 4 – O Pliocénico na Plataforma Litoral entre os paralelos do Cabo Mondego e da Nazaré

4.1 – Definição e caracterização litostratigráfica

Os sedimentos considerados pliocénicos, na fachada litoral de Portugal, foram definidos por Cunha *et al.* (1992, 1993), como uma unidade sedimentar limitada na base por uma descontinuidade reconhecida a nível regional e considerada de idade Zancleano-terminal. Esta unidade foi definida como SLD13 (sequência limitada por descontinuidade, a última de uma sequência de treze, que traduz a evolução tectono-sedimentar da Margem Ocidental Ibérica (Cunha 1992). De acordo com este autor, os sedimentos correlativos desta etapa estão relacionados com uma transgressão marinha muito penetrativa, conjugada com abundante fornecimento siliciclástico expresso por extensos leques aluviais e rios entrançados areno-cascalhentos vindos dos relevos interiores.

Os sedimentos pliocénicos encontram-se sobre uma plataforma regular, com altitudes variadas, que se posiciona normalmente acima dos 100 metros e com o interior a situar-se entre os 150 e 200m (Ferreira, 2005).

A SLD13 compreende uma sequência sedimentar formada por depósitos aluviais siliciclásticos e marinhos marginais, em que dominam as arenitos quartzosos. A fracção conglomerática é rica em clastos de quartzito e quartzo. Quanto aos minerais de argila, predomina a caulinite e alguma ilite.

De acordo com o modelo admitido por Cunha *et al.* (1992, 1993), a unidade tem uma geometria tabular e a espessura aumenta gradualmente para ocidente (figura 4.1).

É na área de Pombal-Carnide que a sucessão sedimentar pliocénica (SLD13) está melhor representada, a transgressão marinha é sublinhada por um conglomerado fossilífero que contém conchas abundantes de moluscos marinhos e nanofósseis calcários (biozona NN16, Cachão, 1989). Seguem-se arenitos amarelos a brancos, designados por Barbosa (1983) como Areias de Carnide e de Roussa, e que testemunham um ambiente marinho costeiro. Formaram-se também depósitos argilosos com lignitos, em ambientes de transição entre o marinho e o continental.

A sucessão pliocénica termina por uma sedimentação continental formada em ambiente fluvial (figura 4.1), constituída por arenitos com intercalações lutíticas na parte inferior e por depósitos mais grosseiros, cascalhentos e heterométricos na parte superior (Cunha *et al.*, 1992, 1993; Ramos *et al.*, 2004).

Em termos climáticos, factos como a dominância de clastos resistentes à alteração, a presença de clastos de quartzo e quartzito com cortex lixiviado, intensa caulinição, hidromorfismo e as fácies deposicionais, apontam para a persistência de processos aquosos em ambientes bem drenados sob um clima de feição subtropical quente e húmido (Cunha *et al.*, 1993). Estudos sobre fósseis marinhos realizados por Silva (2001), indicam também uma temperatura da água do mar mais quente do que a actual, provavelmente tropical.

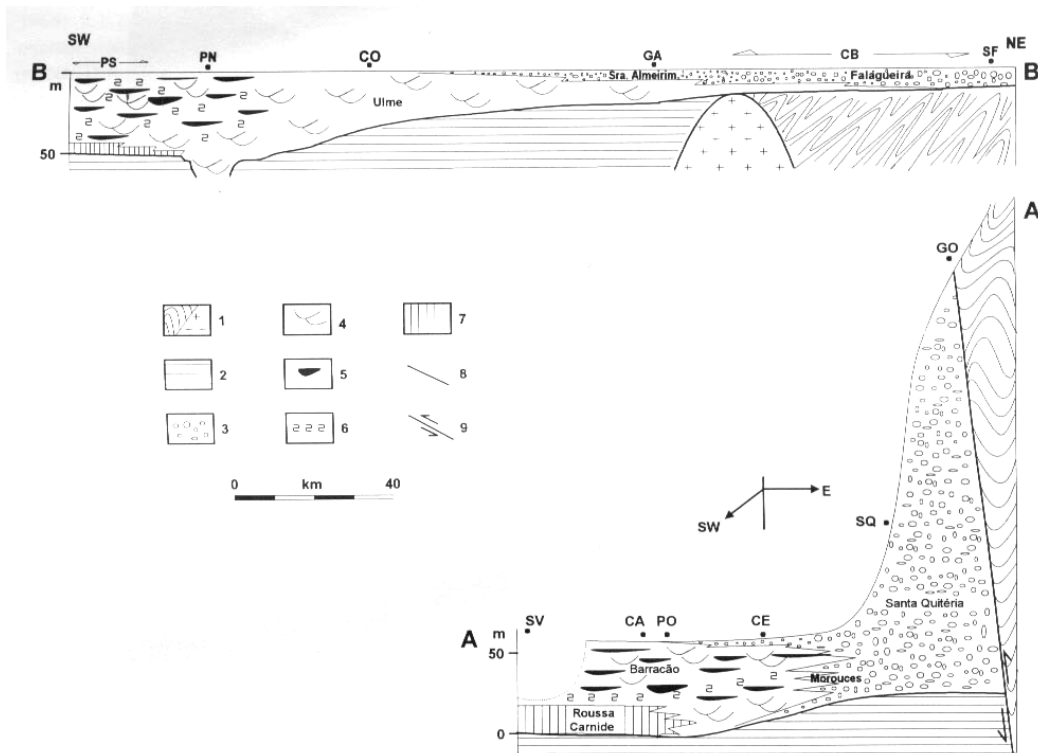


Figura 4.1 – Cortes esquemáticos (SW-NE), mostrando o registo do Placenciano nas bacias terciárias do Mondego (A-A') no Baixo Tejo (B-B'). 1 – soco (metamórfico/granítico); 2 – substrato mesozóico e cenozóico; 3 – conglomerados aluviais; 4 – arenitos aluviais; argilitos aluviais; 6 – sedimentos de pântanos e sapais; 7 – arenitos marinhos; 8 – descontinuidade sedimentar; 9 – falha da Lousã; SV – praia da Senhora da Vitória (S. Pedro de Muel); CA – Carnide; PO – Pombal; CE – Cernache (Coimbra); SQ – Santa Quitéria; GO – Góis; PS – Península de Setúbal; PN – Pinhal Novo; CO – Coruche; GA – Gavião; CB – Castelo Branco; SF – Fronteira com Espanha (Cunha *et al.*, 1993).

A figura 4.2 mostra a relação dos depósitos que compreendem a SLD13 na área estudada, com as unidades geológicas anteriores e posteriores à sua deposição. A informação geológica foi sobreposta a um modelo digital do terreno com ampliação vertical de 8x, com a finalidade de salientar o afeiçoamento e limite da cobertura sedimentar pliocénica aos relevos calcários adjacentes. Esta informação foi complementada com o traçado de vários cortes geológicos, os quais tiveram como base

de interpretação o software *Crossview* (versão de demonstração) (figura 4.3). Os vários cortes geológicos estão indicados nas figuras 4.4 a 4.19.

O limite inferior da unidade materializa-se por uma discordância angular, sobre o Terciário ou o Mesozóico (Cunha *et al.*, 1992). Nas áreas onde a base desta unidade é composta por sedimentos marinhos, a descontinuidade subjacente corresponde a uma superfície transgressiva expressa por uma plataforma marinha muito extensa que arrasa o substrato calcário do Jurássico ou são formas resultantes da erosão de litologias mais brandas, tais como arenitos, argilitos ou margas do Mesozóico ou Cenozóico. Localmente, a base da unidade inclui blocos de arenito silicificado com 0,8 metros de eixo maior e podem representar os produtos da erosão marinha de unidades sedimentares precedentes, nomeadamente, arenitos silicificados cretácicos ou paleogénicos (figura 4.20). Nas áreas diapíricas é comum encontrar na base da SLD13, margas gipsíferas hetangianas da **Formação de Dagorda**. Nas proximidades de ocorrências de filões de rochas básicas, a base da unidade contém blocos deste tipo de rocha, muito alterados (figura 4.21).

O limite superior da unidade é uma larga plataforma, suavemente inclinada para oeste, deformada por acidentes tectónicos. Ao topo da unidade pertencem sedimentos aluviais depositados numa planície costeira, abandonados quando teve início a etapa de incisão fluvial (Plistocénico).

O tecto da SLD13 contacta com formações dunares e areias de praia, a oeste e ao longo dos vales dos rios Mondego, Lis, Lena, Carnide Arunca, com formações de terraços fluviais.

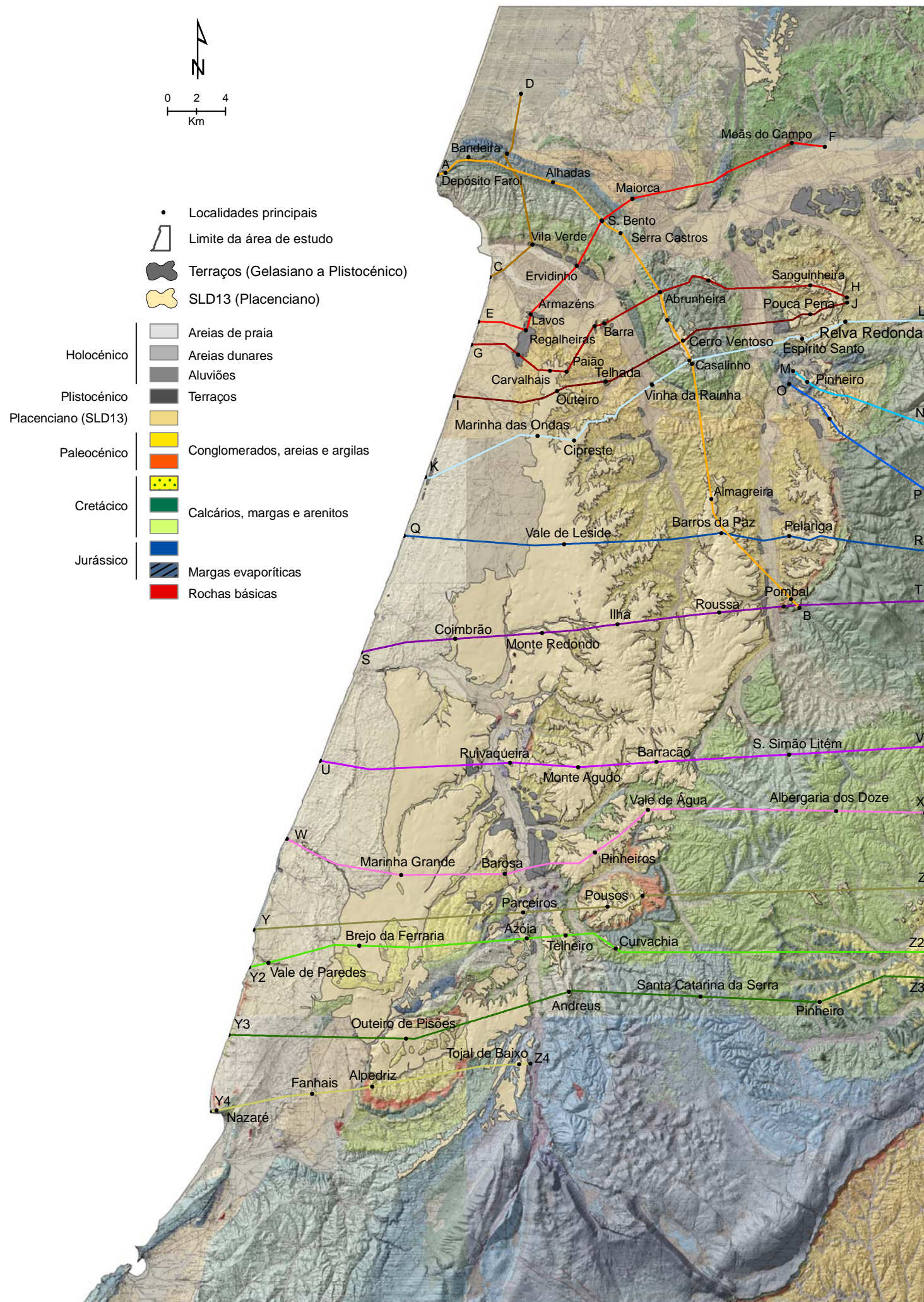


Figura 4.2 – Enquadramento geológico da SLD13. Geologia das cartas geológicas de Portugal na escala 1/50000 sobreposta a um MDT com 8x de elevação vertical.

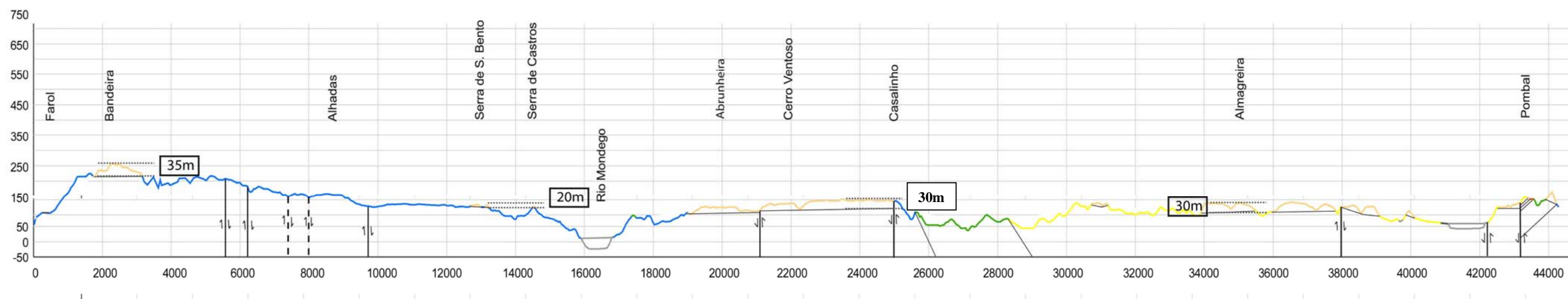


Figura 4.3 – Perfil geológico tipo, construído usando o software CrossView (versão de demonstração) que serviu de base à construção e interpretação dos perfis da área. Os valores indicados nos rectângulos indicam valores de espessura da SLD13 e a forma como foram obtidos nos diferentes cortes geológicos no local que intersectam afloramentos da SLD13 (dados sobrepostos sobre MDT com ampliação vertical de 8x).

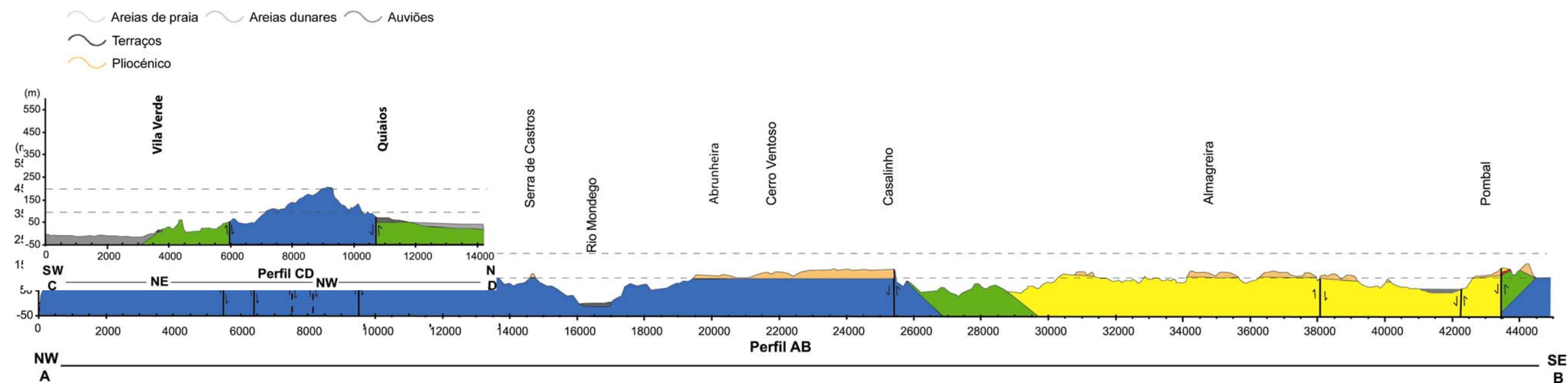


Figura 4.4 – Perfil geológico AB, estabelecido entre as duas margens do rio Mondego.

Legenda dos perfis geológicos:

Figura 4.5 – Perfil geológico CD.

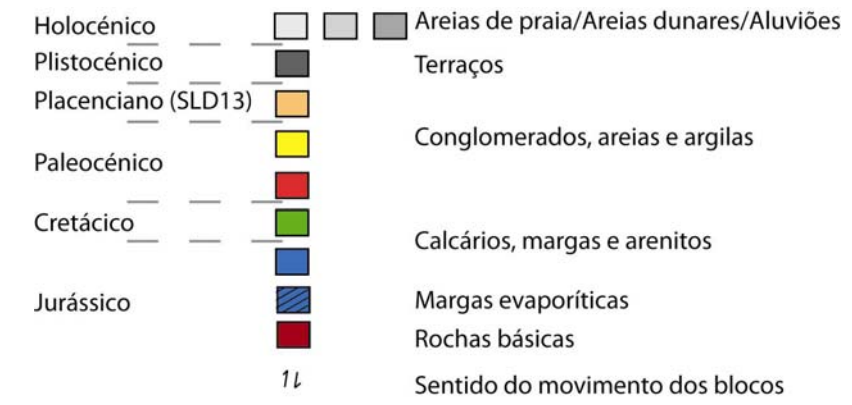
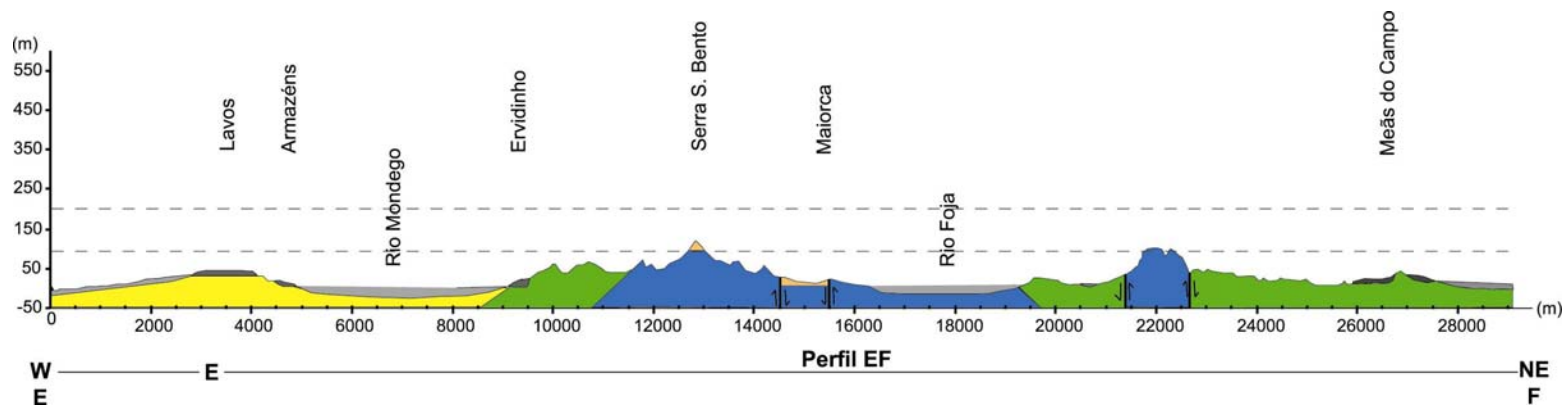


Figura 4.6 – Perfil geológico EF.

Figura 4.7 – Perfil geológico GH.

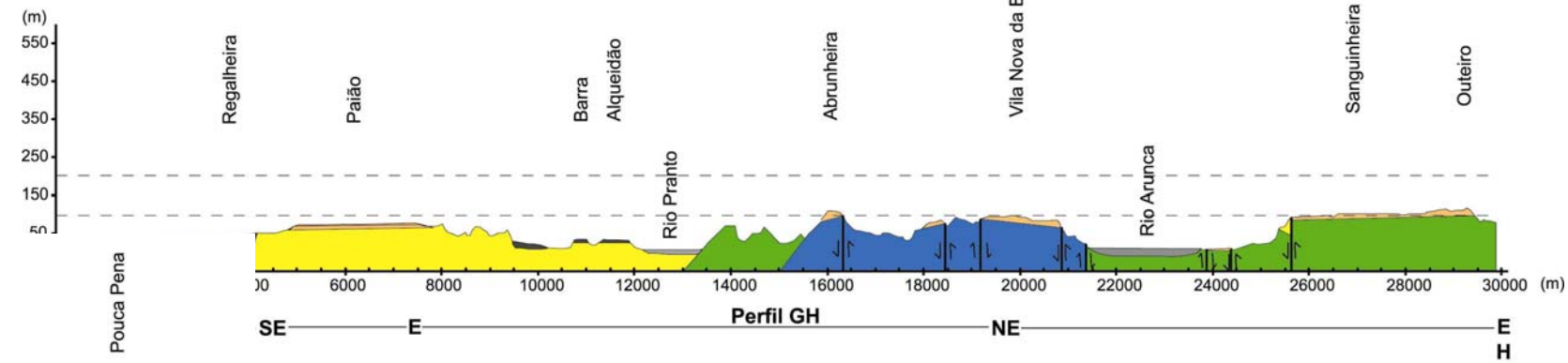
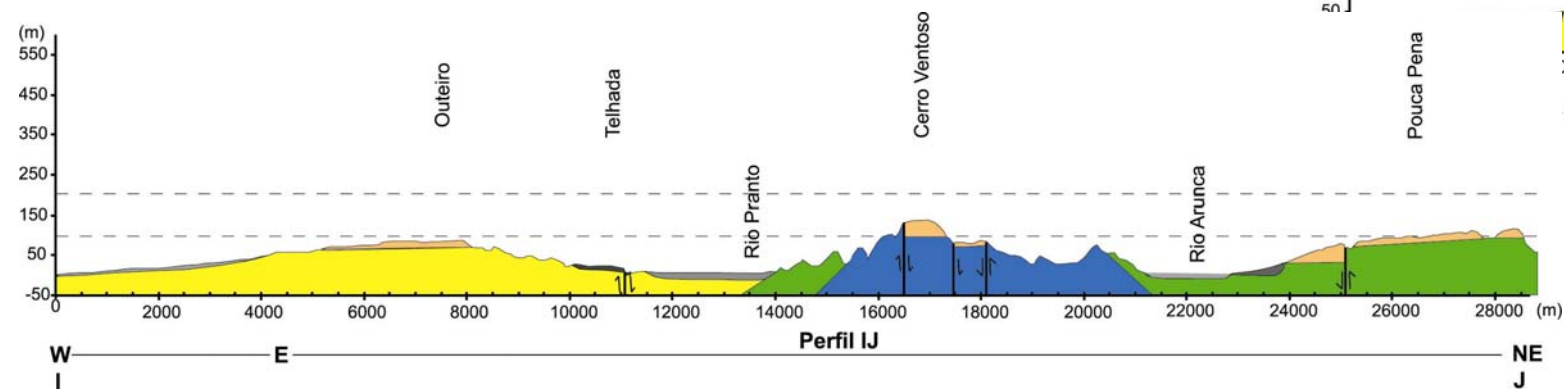


Figura 4.8 – Perfil geológico II.

Figura 4.9 – Perfil geológico KL.

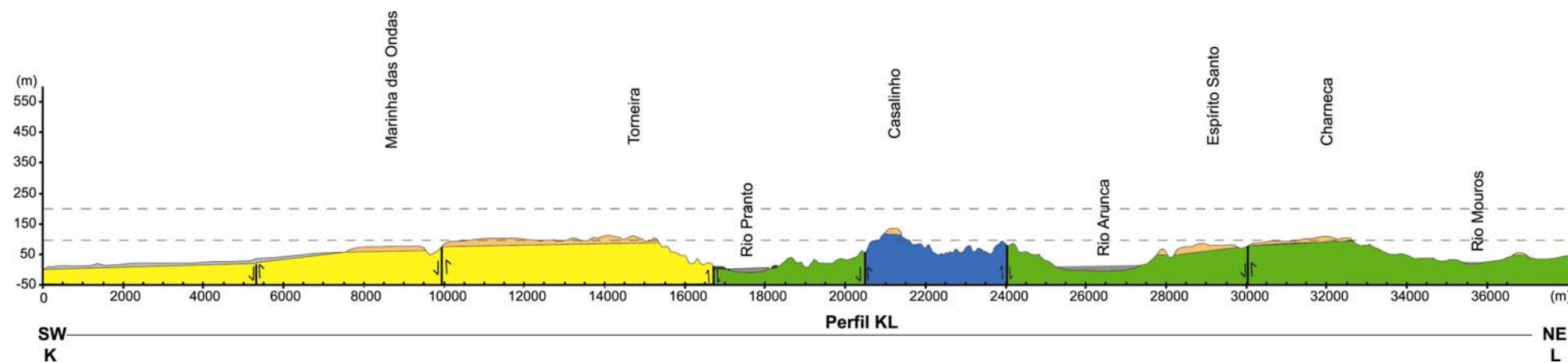


Figura 4.9 – Perfil geológico KL.

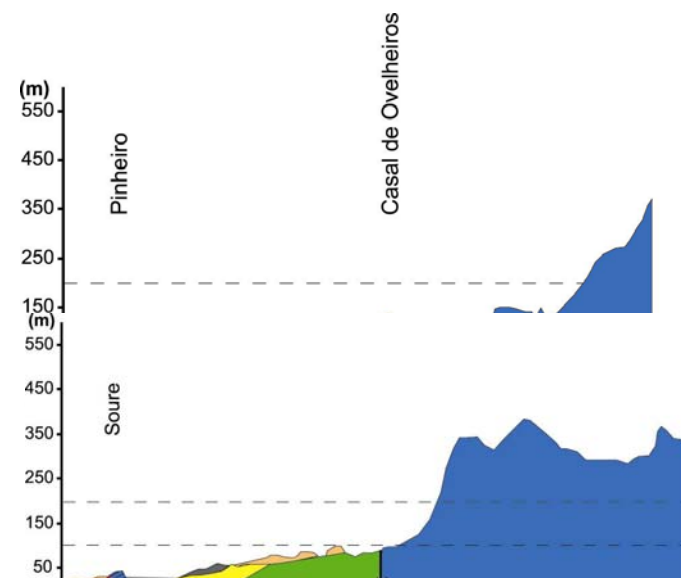


Figura 4.10 – Perfil geológico MN.

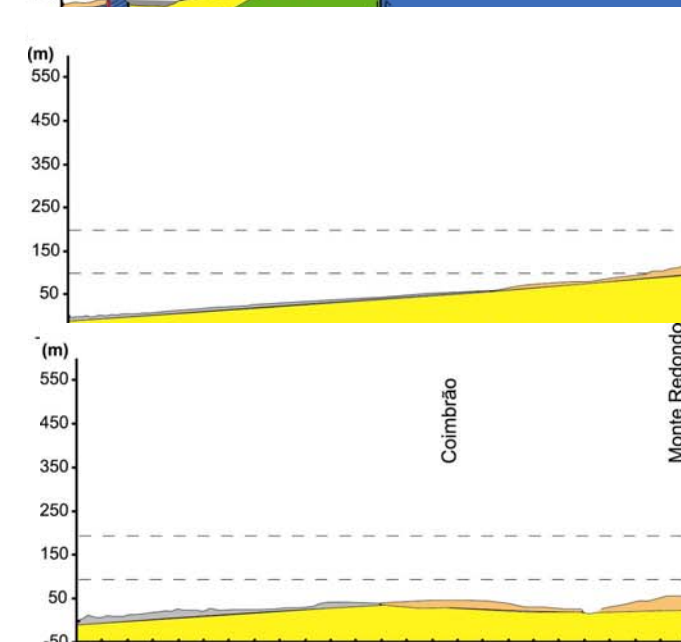


Figura 4.11 – Perfil geológico OP.

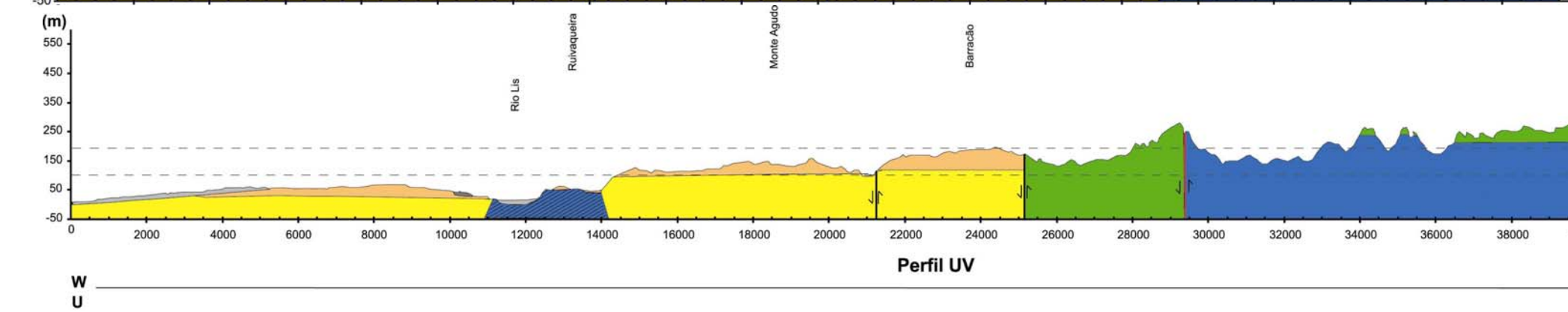


Figura 4.12 – Perfil geológico QR.

ST.

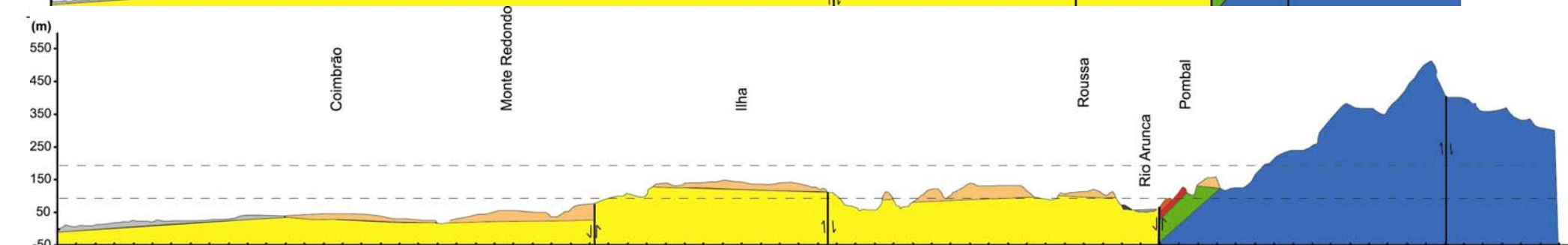


Figura 4.13 – Perfil geológico

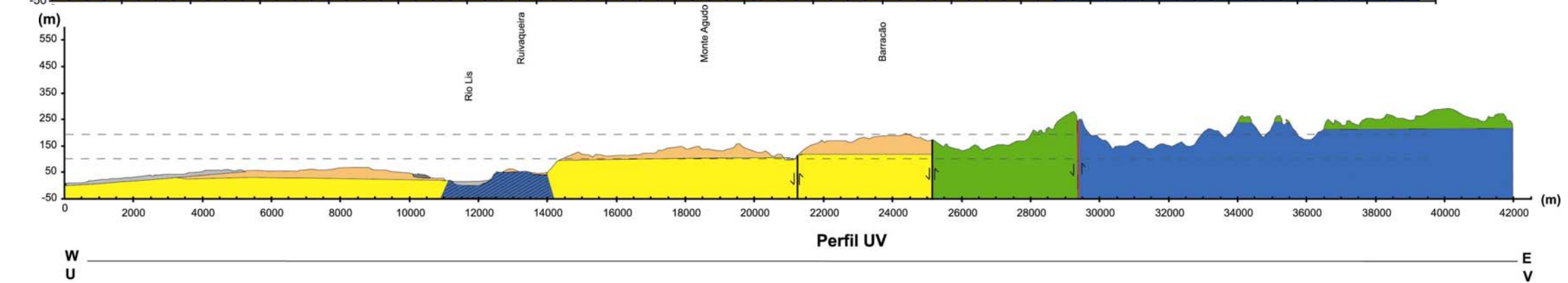


Figura 4.14 – Perfil geológico UV.

W ————— E
U ————— V

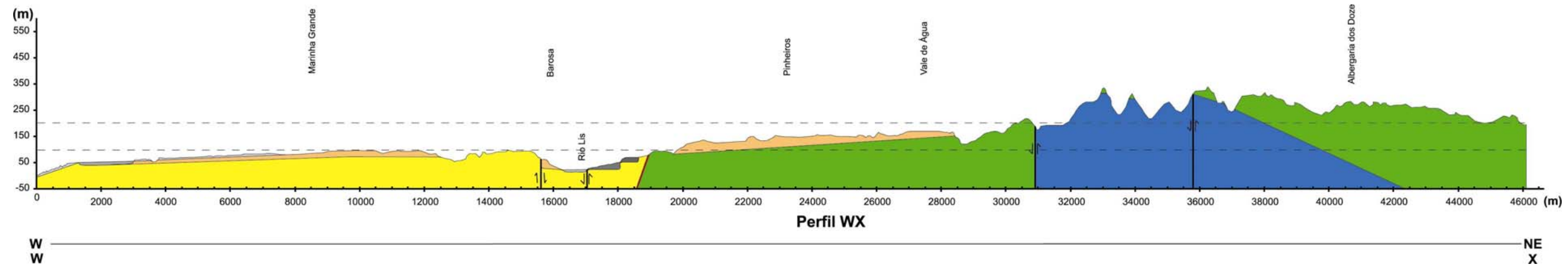


Figura 4.15 – Perfil geológico WX.

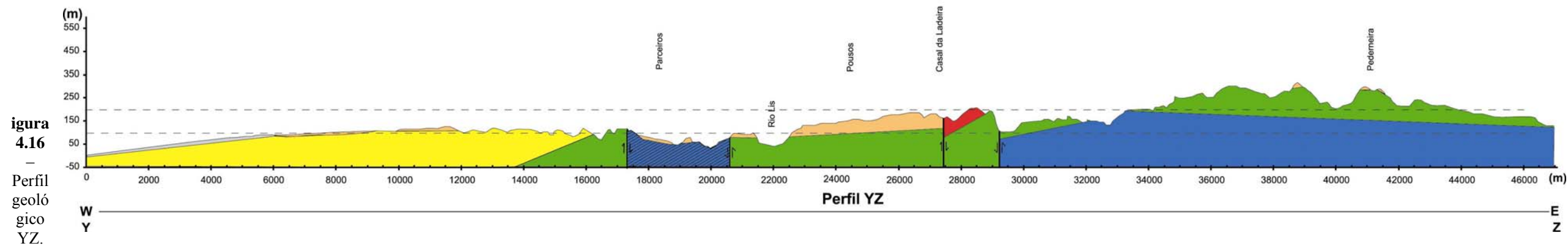


Figura 4.16 – Perfil geológico YZ.

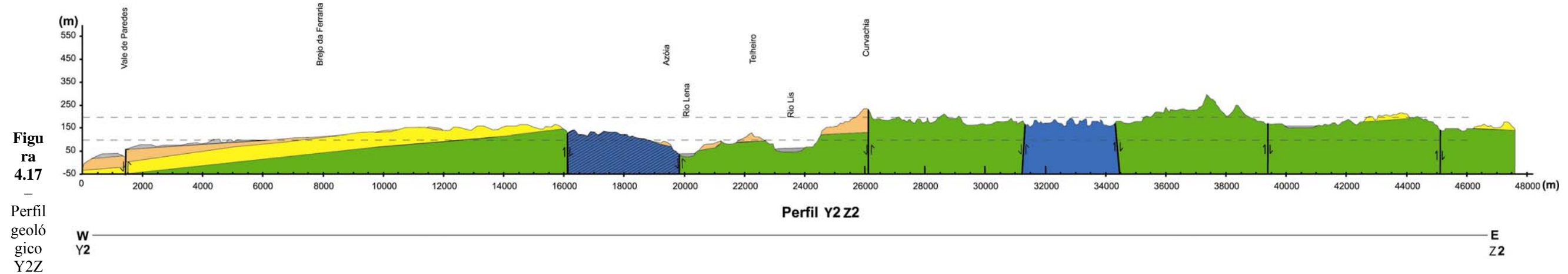


Figura 4.17 – Perfil geológico Y2Z2.

2.

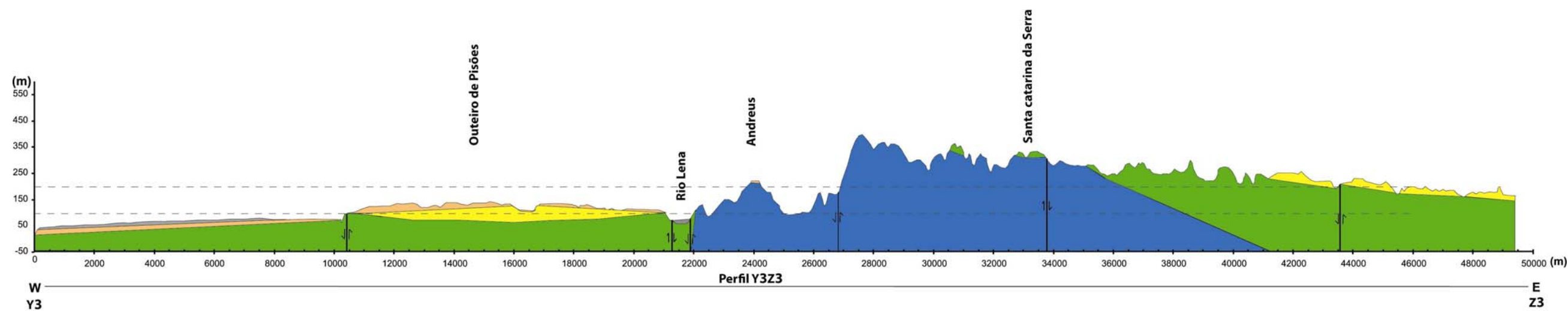


Figura 4.18 – Perfil geológico Y3Z3.

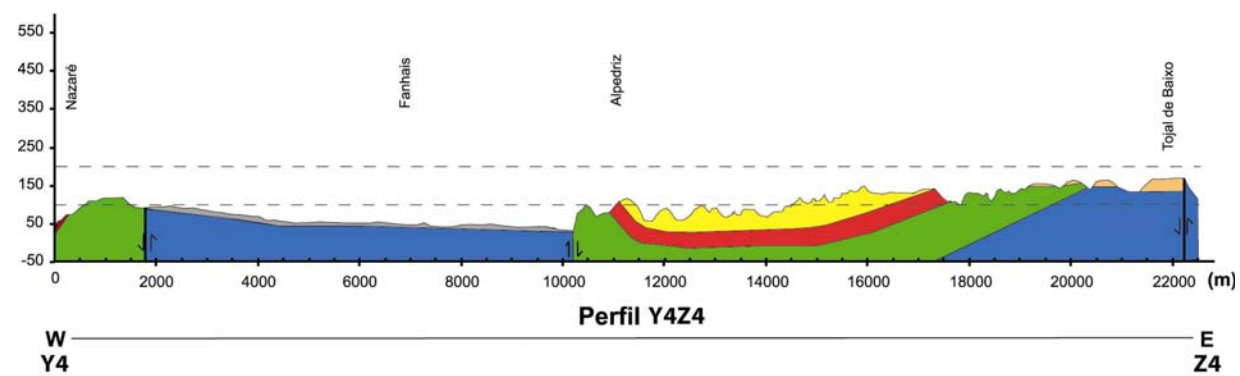


Figura 4.19 – Perfil geológico Y4Z4.

Figura 4.20 – Blocos silicificados na base da SLD13 (Pousos – Leiria).



Figura 4.21 – Blocos de rocha básica, muito alterados, na base da SLD13 (Pousos – Leiria).

Com o objectivo de tratar apenas os depósitos pliocénicos, representou-se (figura 4.22) a forma como se distribui e está desenvolvida a SLD13 na área.

É notória a assimetria da distribuição das manchas que representam a SLD13: a norte, mais dispersas, com áreas reduzidas e espessura exposta baixa; no sector a sul de Pombal a SLD13 apresenta melhor representação, com manchas mais contínuas, ocupando maiores áreas e espessura exposta a permitir a observação de cortes

estratigráficos com altura superior a 20 metros, como acontece por exemplo no Barracão, Gândara e Pêga.

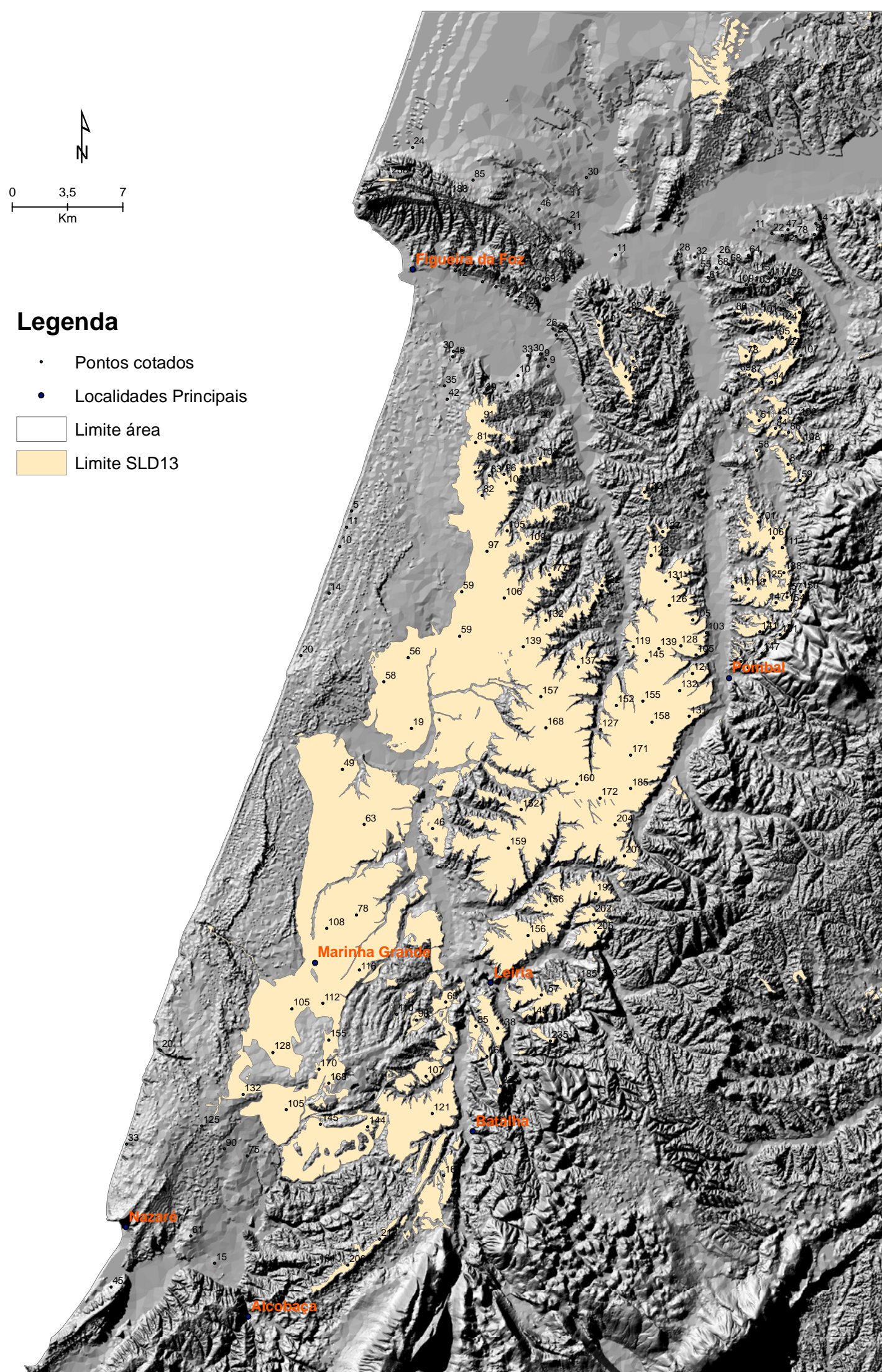


Figura 4.22 – Localização e distribuição das ocorrências da SLD13 e sua relação com os relevos adjacentes. A SLD13 está sobreposta a um modelo de iluminação oblíqua com ampliação vertical de 8x.

Partindo da cartografia disponível sobre a ocorrência da SLD13 e que consta da figura 4.22, seguiu-se um exaustivo trabalho de campo, com confirmação e alguns ajustamentos a essa cartografia, bem como inventariação, registo fotográfico, descrição, colheita de amostras e localização precisa de afloramentos. Após a observação no terreno, foi-nos possível elaborar uma coluna estratigráfica tipo para a SLD13, que contempla as associações de fácies e ambientes sedimentares que a caracterizam (figura 4.23).

4.23 –

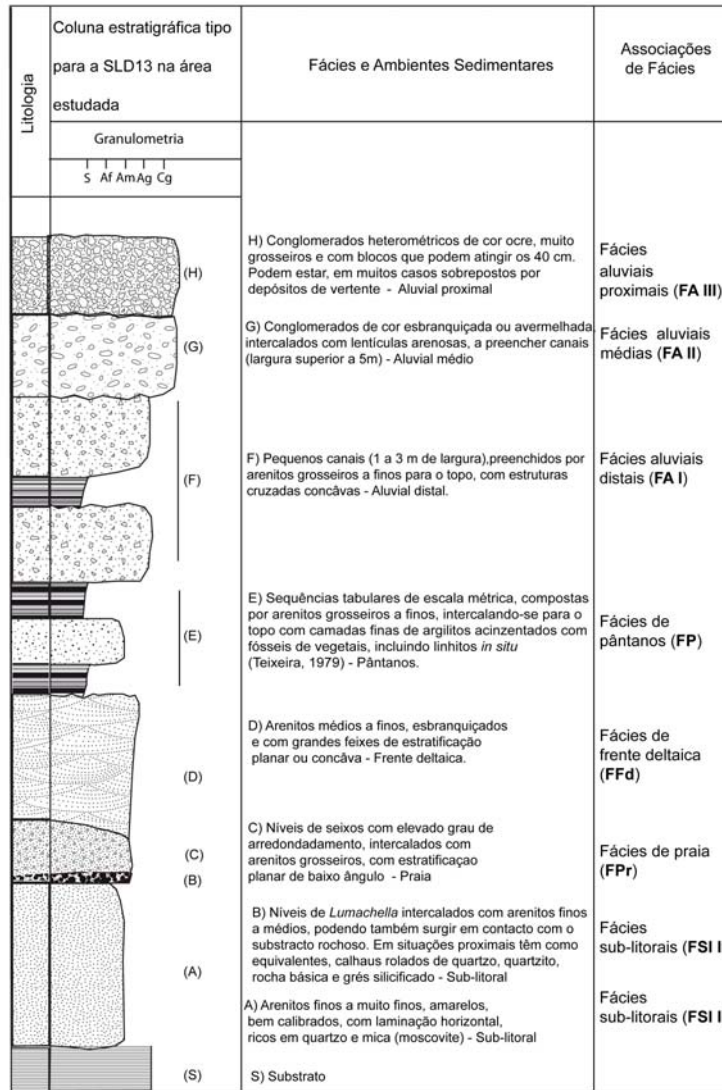


Figura Coluna

estratigráfica tipo da SLD13 e respectiva interpretação de fácies.

Os códigos utilizados para as associações de fácies seguem o arranjo proposto por Gomes (2008).

As oito figuras seguintes mostram os exemplos, da área, que melhor ilustram as fácies referidas na figura 4.23.

Figura
laminação



com
arosa).

Figura 4.25
podendo tar
Vitória).



os,
hora da

Figura 4.26 - Fácies
com arenitos grosse



tercalados
).



Figura 4.27 - Fácies D – Arenitos médios a finos, esbranquiçados e com feixes de estratificação planar ou concâva – frente deltaica (Gândara dos Olivais).





Figura 4.29 - Fácies F – Pequenos canais (1 a 3 m de largura), preenchidos por arenitos grosseiros – aluvial distal (Pinheiros).





F
b
v

cos
mu

acte

a unidade de analisar a distribuição espacial, espessura e deformação dos vários depósitos da unidade culminante.

Assinalaram-se em toda a área os pontos estruturais para a base da unidade (figura 4.32). Analisando a sua distribuição é notória a desigualdade altimétrica, dentro da área, verificada para a base do Pliocénico.

A base, predominantemente, ocorre aos 100 metros, raramente aos 125 metros. Existem sectores bem delimitados em que a base da unidade se encontra ora mais baixa, ora bastante mais alta do que os 100 metros. São exemplos de sectores abatidos, em que a base da unidade se encontra aos 25 – 50 metros, a faixa Broeiras – Maiorca; área que envolve o flanco este do anticlinal de Verride e zona diapírica de Soure; faixa orientada NW-SE entre Paião e Marinha das Ondas; sector Barros da Paz – Roussa; área diapírica de Monte Real e envolvente do rio Lis até sul de Leiria, Barosa e Parceiros; Senhora da Vitória.

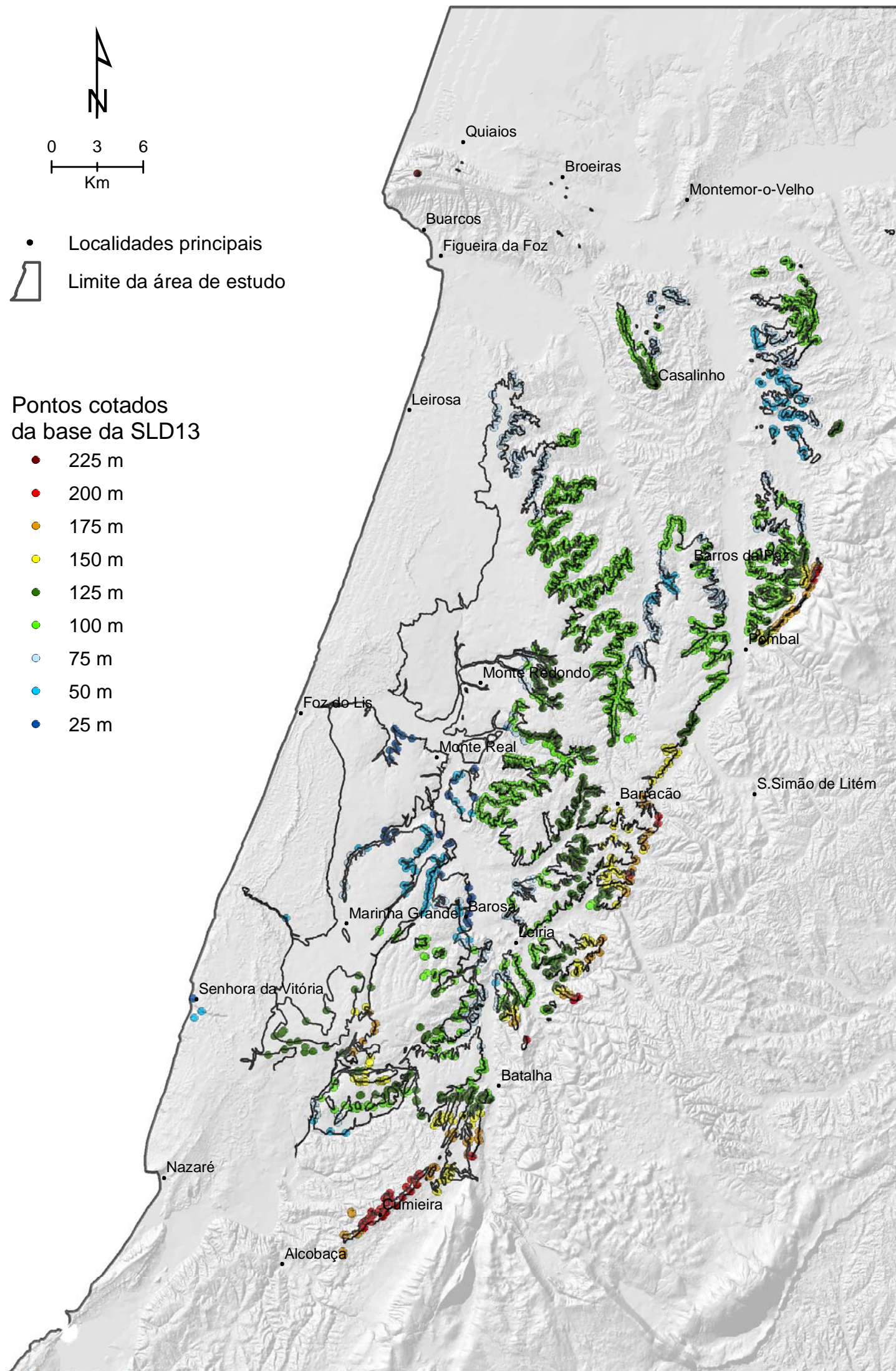


Figura 4.32 – Distribuição dos pontos cotados da base do Pliocénico, sobrepostos num modelo de iluminação oblíqua com ampliação vertical de 8x.

O ponto mais alto registado para a base encontra-se no cimo da Serra da Boa Viagem (258m).

Define-se um eixo com orientação NNE-SSW entre Pombal-Barracão-Batalha-Cumieira-Alcobaça, que se estabelece a cotas de 200m, contactando a leste com o Maciço de Sicó e o Maciço Calcário Estremenho.

Esta distribuição diferenciada da cota da base da SLD13, em sectores de geometria bem definida que correspondem a compartimentos tectónicos, revela a importância da actividade neotectónica na área, com destaque para a actividade diapírica e do acidente tectónico da Serra da Boa Viagem, responsável pelo seu soerguimento, e o acidente definido a oeste dos maciços calcários entre Pombal e Alcobaça.

Para os pontos cotados do topo da unidade obteve-se a distribuição da figura 4.33.

Os pontos mais baixos do topo da unidade ocorrem no contacto com as aluviões e terraços fluviais do vale do rio Lis e entre S. Pedro de Muel e a praia da Senhora da Vitória. As cotas mais altas encontram-se sobretudo alinhadas paralelamente à linha de costa, no contacto com formações dunares.

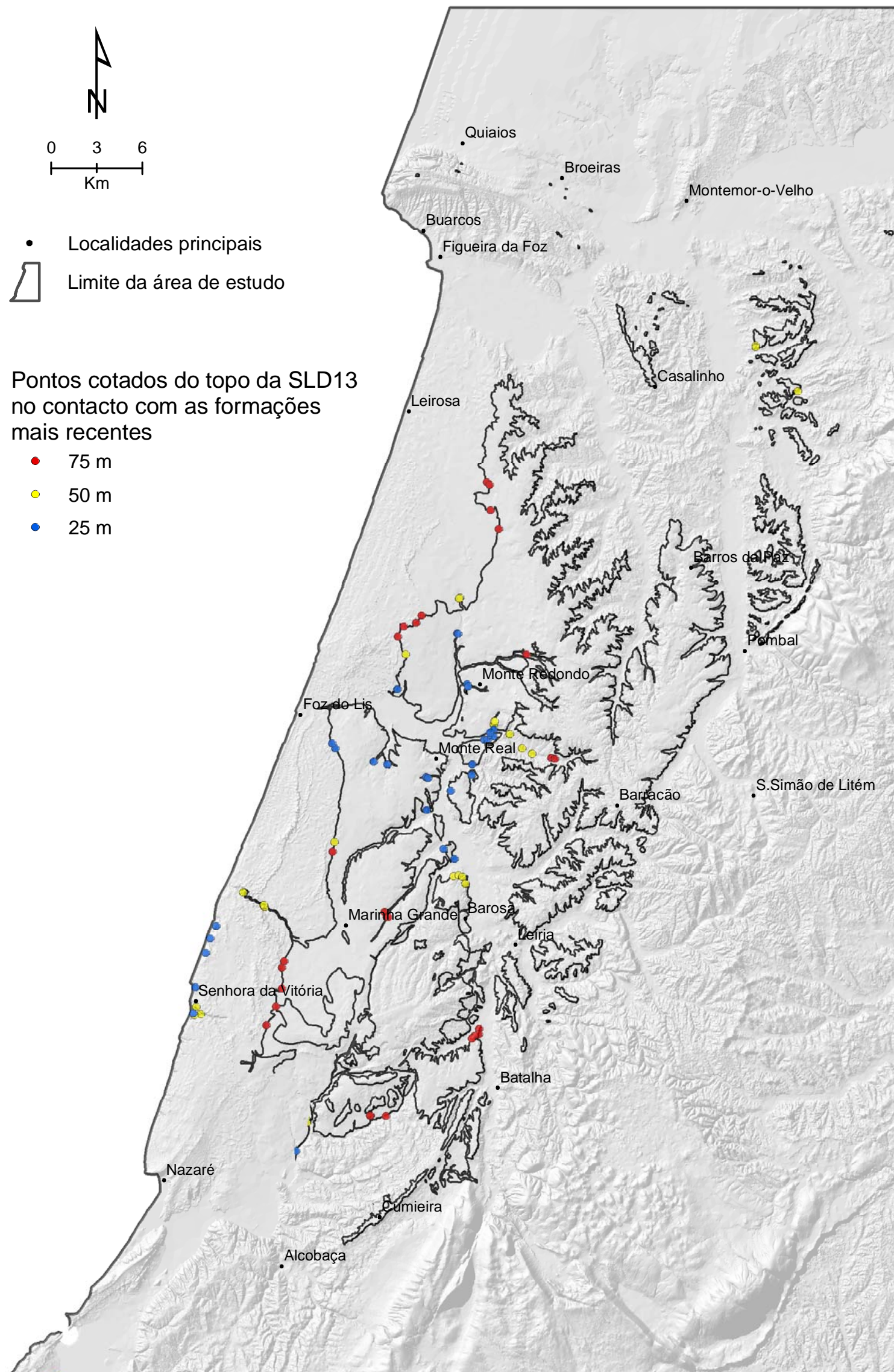


Figura 4.33 – Distribuição dos pontos cotados do topo da SLD13, no contacto com as formações mais recentes, sobrepostos num modelo de iluminação oblíqua com ampliação vertical de 8x.

Uma vez calculadas as distribuições dos pontos estruturais da base e topo da SLD13, a importância do cálculo da espessura da unidade surgiu no sentido de relacionar a distribuição dos valores da espessura com o comportamento abatido ou soerguido dos vários compartimentos tectónicos, definido pela distribuição dos pontos da base da unidade (figura 4.32). Os valores da espessura da SLD13 foram calculados a partir dos perfis geológicos interpretados de acordo com o método mostrado na figura 4.3. A área com espessura superior a 50 metros estabelece-se entre Barros da Paz, Barracão, Monte Real e vale do Lis, coincidindo com compartimentos tectónicos abatidos assinalados na figura 4.32. É na faixa Monte Redondo – Barracão que a SLD13 apresenta as maiores espessuras (figura 4.34), facto que é corroborado pelos grandes barreiros onde se exploram argilas, que constituem nesta zona uma importante fonte de recursos naturais não metálicos.

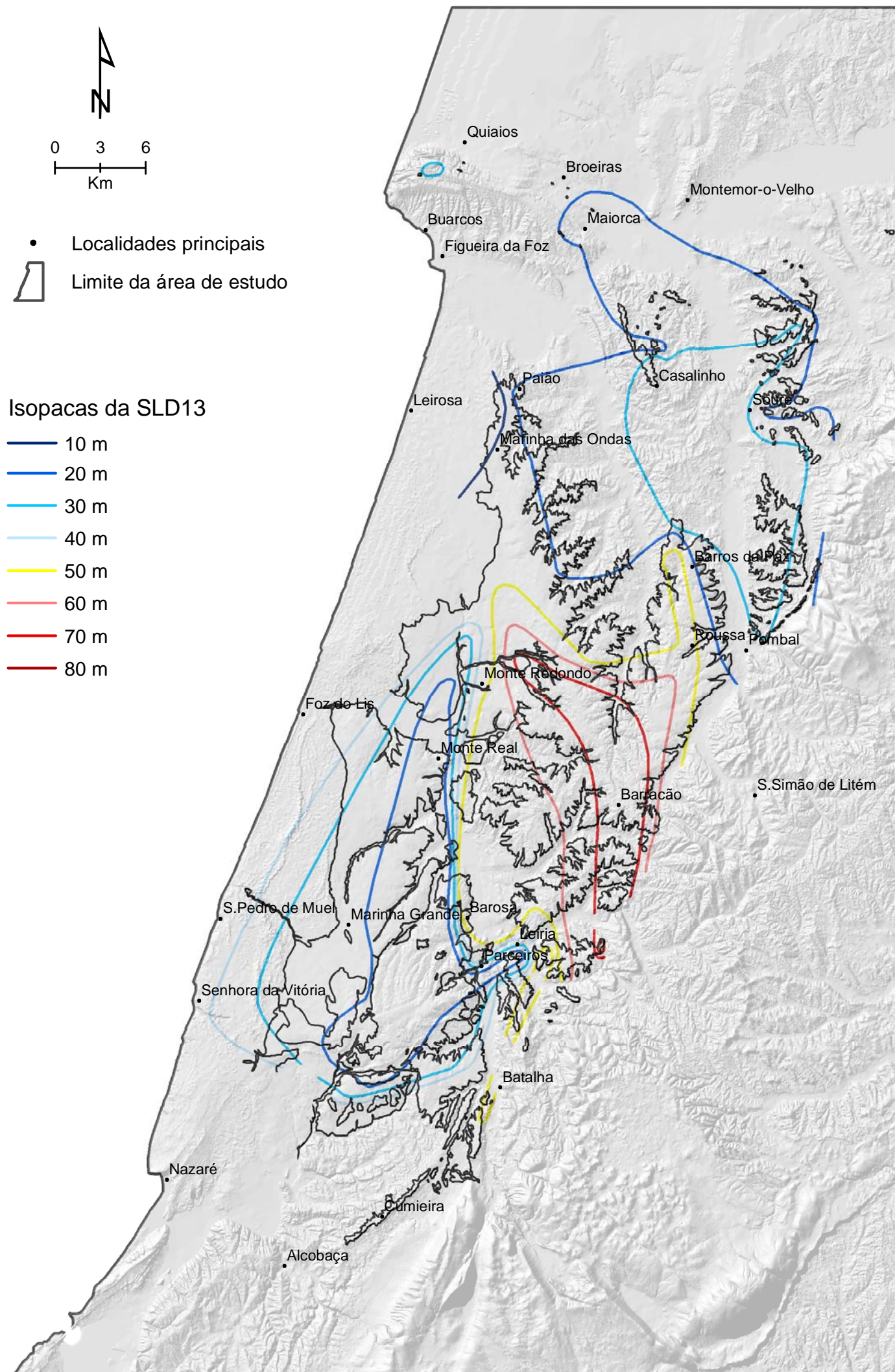


Figura 4.34 – Isopacas da SLD13 sobrepostas a um modelo de iluminação oblíqua com ampliação vertical de 8x.

4.2 - Caracterização do registo sedimentar

Formatadas: Marcas e numeração

A figura 4.35 mostra a localização dos afloramentos que melhor documentam o registo sedimentar da SLD13.

Bandeira (Bd) – (135964; 359087)

Arenito amarelo, muito fino, micáceo, maciço ou com laminação horizontal (Sh) com espessura exposta de cerca de 3 metros, com orientação E-W e a altitude de 250m. Enquadra-se na associação de **fácies A** tradutora de ambiente sub-litoral (**FSI I**). Encontra-se em pequenas manchas que é possível observar ao longo da estrada que, no cimo da Serra da Boa Viagem, liga ao miradouro da Bandeira (Figura 4.36).

Figura 4.36 – Afloramento da bandeira no cimo da Serra da Boa Viagem (**FSI I**).

A fracção < 2 μ m é constituída por ilite (62%), caulinite (30%) e interstratificado



ilite+esmectite (8%).

Maiorca (Ma) – (147515; 356447)

Com orientação NW-SE, espessura exposta de 8m e extensão de 40m, localiza-se a 25m de altitude.

É um corpo arenoso, muito fino e micáceo, amarelo, com laminação horizontal (Sh) e 8 metros de espessura. É identificado como associação de **fácies A**, compatível com ambiente marinho sub-litoral (**FSI I**). É ravinado por estruturas canalizadas conglomeráticas, com MPS=12cm, compostas por quartzo e quartzito, com clastos redondos e muito angulosos, com estruturas cruzadas côncavas a apontarem sentido do eixo do canal para SW. A matriz é constituída por areia grosseira quartzosa, mal calibrada com grãos angulosos. Este corpo conglomerático pode corresponder já, a um episódio de encaixe da rede hidrográfica, durante o Plistocénico (figura 4.37).

Soure (So) – (158077; 342941)

Estão aqui englobados os depósitos pliocénicos que se desenvolvem em pequenas plataformas a norte de Soure. São as plataformas de Outeiro Redondo, Sanguinheira, Pouca Pena e Charneca (figura 4.38). São descontínuas e bastante recortadas, ocupando posições de interflúvio. As cotas mais altas atingem os 127m no vértice geodésico de Outeiro Redondo. O registo sedimentar é pouco espesso, descontínuo e mal exposto. No seu conjunto, os depósitos da SLD13 apresentam uma estratigrafia que se inicia na base, por arenito muito fino, laminado (**Sh**), amarelo e micáceo (**associação de fácies A – FSI I**), cuja espessura máxima exposta é de cerca de 3-4m. Segue-se areia grosseira com seixos muito redondos e pouco angulosos de quartzo (MPS=2cm), muitas vezes dispostos segundo estruturas cruzadas planares (**associação de fácies C- FPr**). Atingem 3m de espessura exposta. Nesta área a sequência termina, nas porções mais orientais, com corpos conglomeráticos (Gp), MPS=7cm, organizados em estruturas canalizadas com eixos N250° (**associação de fácies G – FA II**).

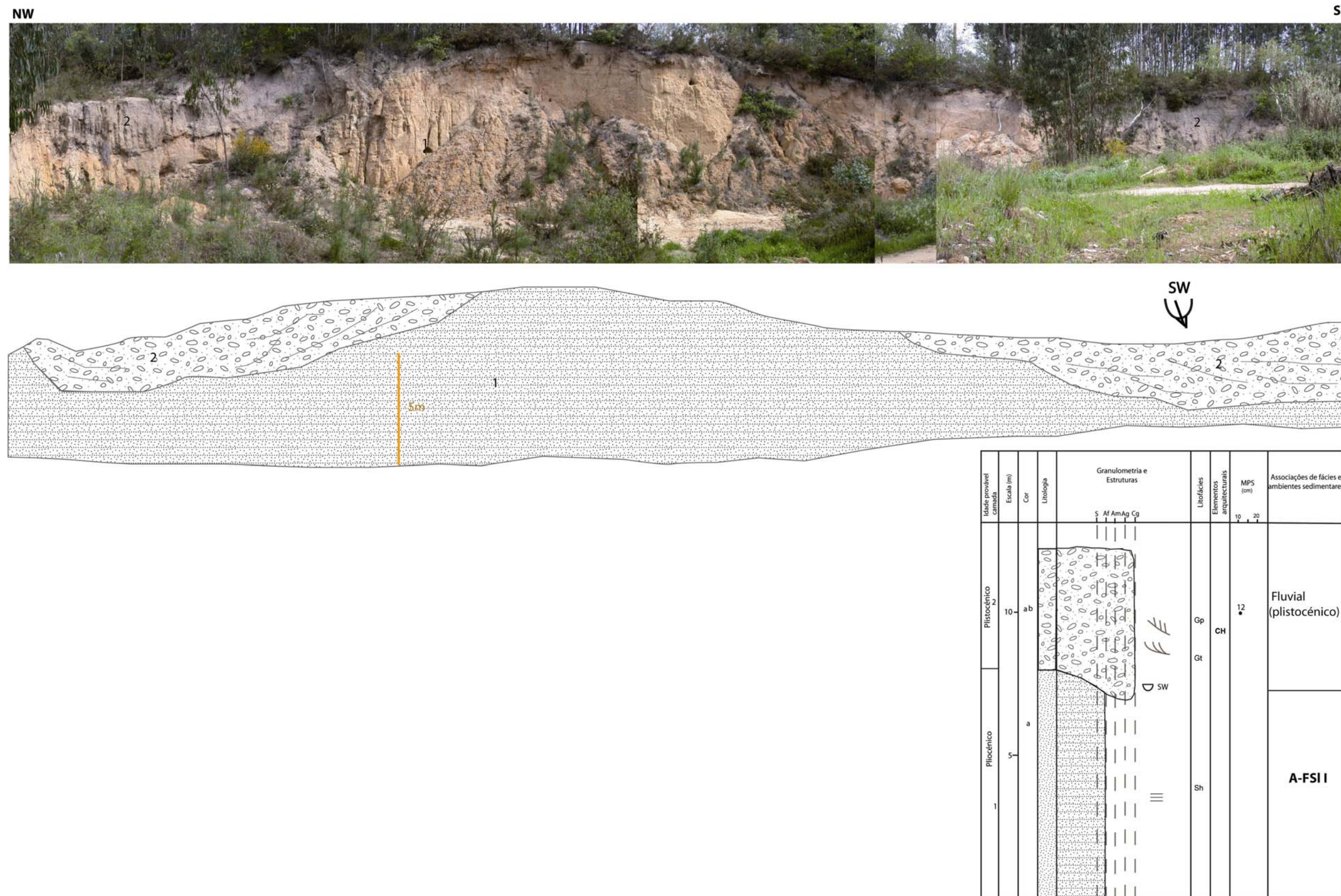


Figura 4.37 – Painel fotográfico, esquema interpretativo e perfil estratigráfico do afloramento de Maiorca.

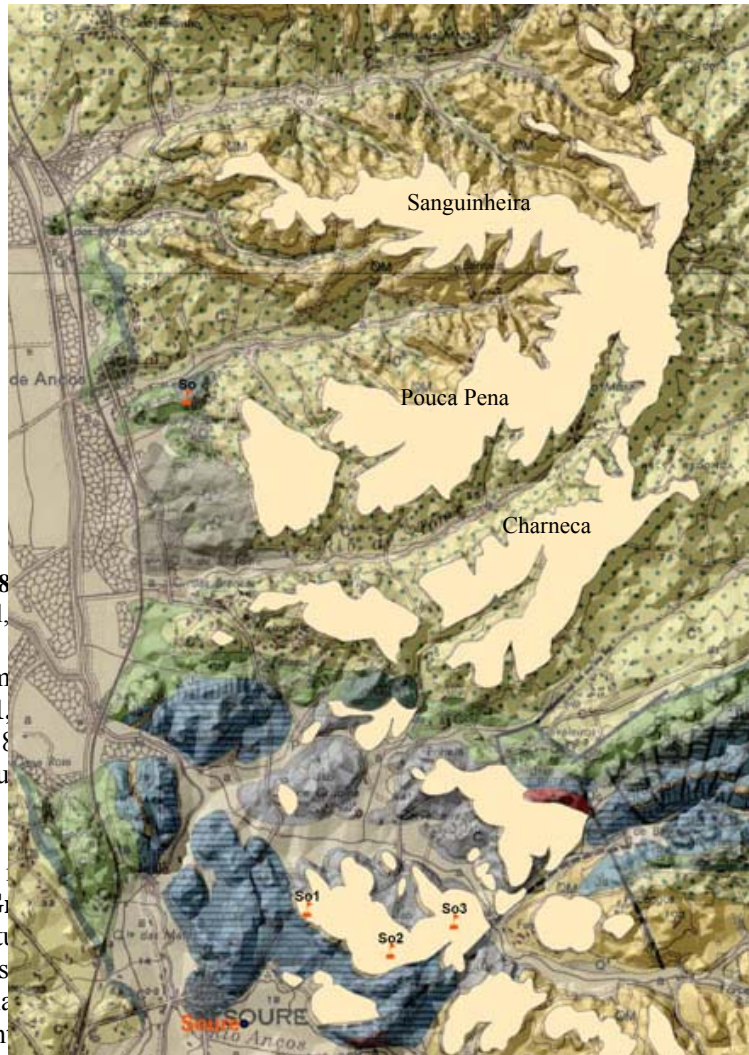


Figura 4.38
de Portugal,

Os afloram
como **So 1**.
So 1 – (158
Constitui u
3m.

Apresenta
maciço (G
com estrut
com outras
cruzada pla
seu conjun

registando ambiente de fácies marinhas (**associação de fácies A e C – FSI I e FPr** respectivamente) e ambientes aluviais médios (**associação de fácies G – FA II**) (figura 4.39).

So 2 – (159562; 343685)

Talude orientado segundo NE-SW, com espessura exposta de 4m onde se observa na base arenito muito fino, amarelo, micáceo, com laminação horizontal (**Sh**) (**associação de fácies A**), apresentando para o topo ocorrência de pavimentos conglomeráticos com clastos de quartzo e quartzito com MPS=4cm, com matriz arenosa muito grosseira com seixo e estruturas cruzadas planares (**associação de fácies C**) (figura 4.40). A camada superior corresponde a um coluvião.

So 3 – (160057; 343960)

Está muito próximo da exploração de gesso em Soure, com orientação E-W, espessura exposta de 10m e altitude de 47 metros. A base é muito espessa (8m) e é constituída por arenito muito fino, amarelo, micáceo, com laminação horizontal (**Sh**). Os últimos 2 metros são constituídos por uma camada conglomerática com seixos de quartzo e

Geológica

designámos

exposta de

quartzito,

micáceo

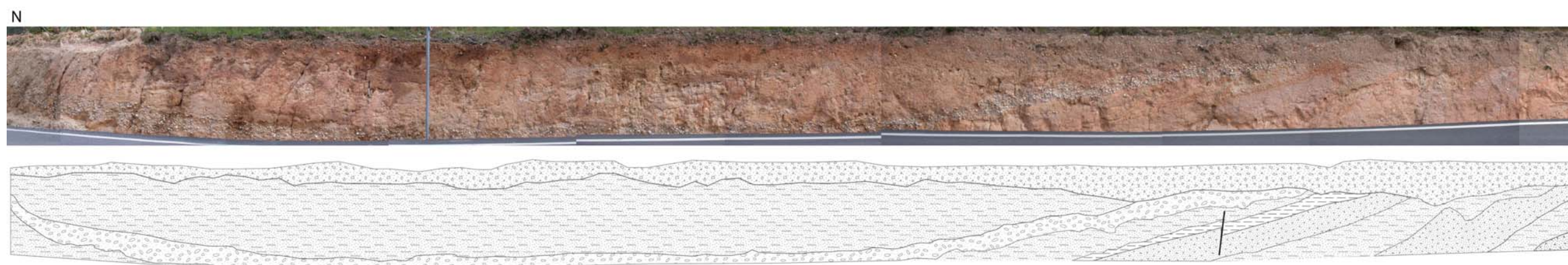
alternam

ficação

elha. No

W,

quartzito com MPS=10cm, muito redondos e sub-angulosos. Este afloramento está afectado por falha sub-vertical, N-S (figura 4.41).



Idade provável camada	Escala (m)	Cor	Litologia	Granulometria e Estruturas					Litofácies	Elementos arquitecturais	MPS (cm)	Associações de fácies e ambientes sedimentares
				S	Af	Am	Ag	Cg				
Plist.	3									7	Coluvião	
Pliocénico	9									7	A G A C A C A C	
	8								CH			
	7											
	6											
	5	a/v							SB			
	4											
3												
2												
1												

Figura 4.39 – Painel fotográfico, esquema interpretativo e perfil estratigráfico do afloramento So1.

NE

SW

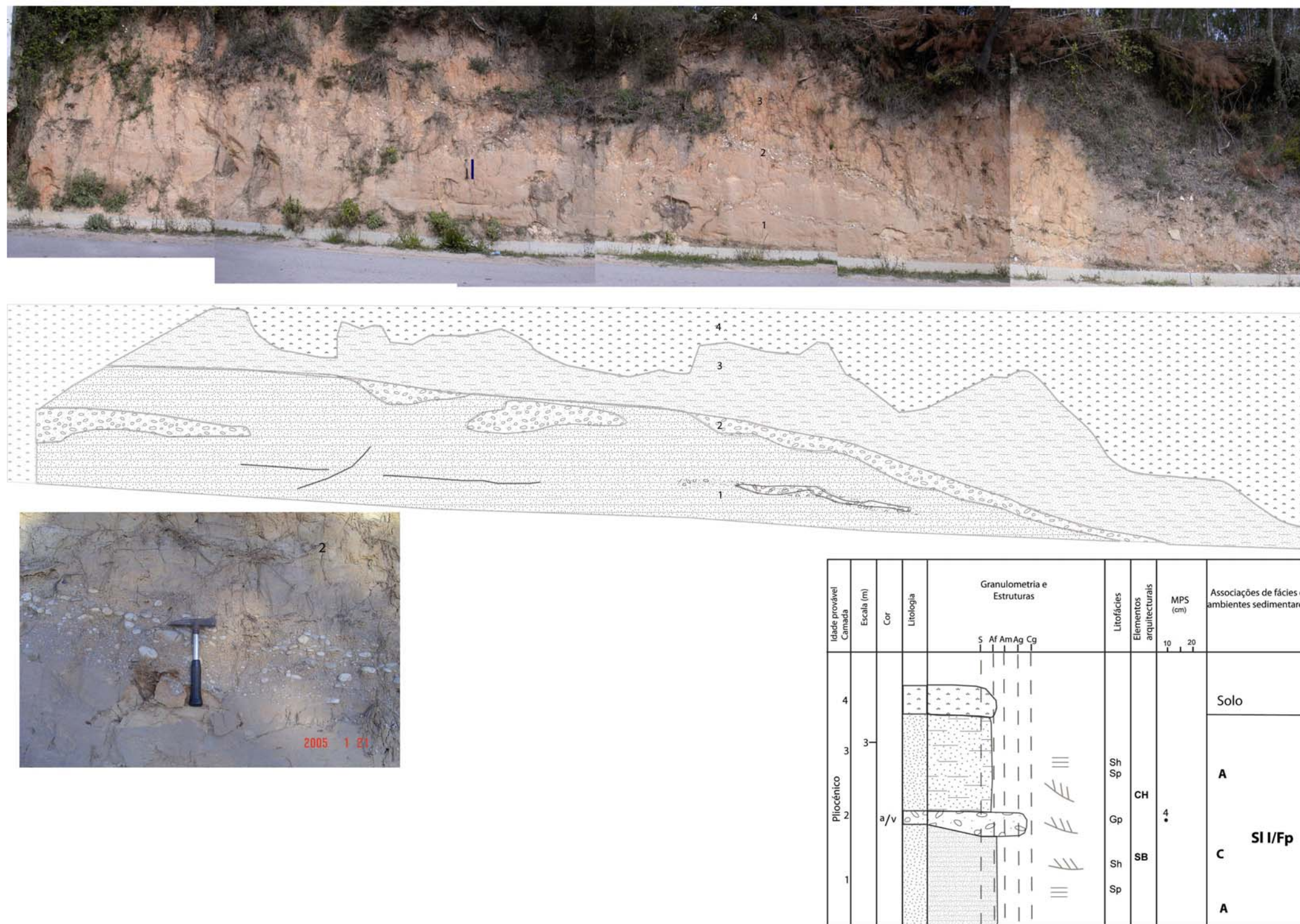
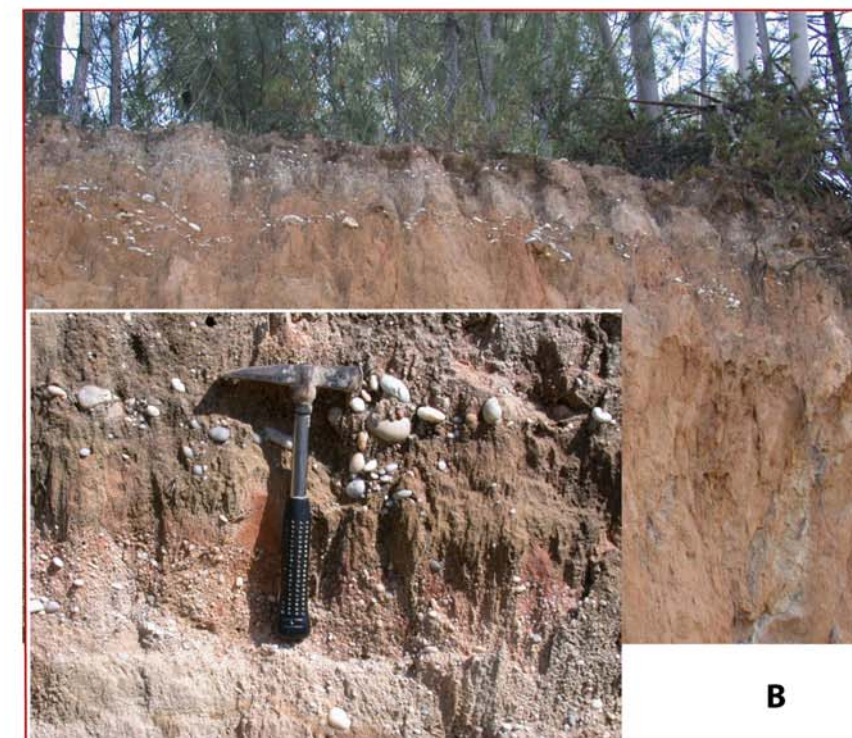
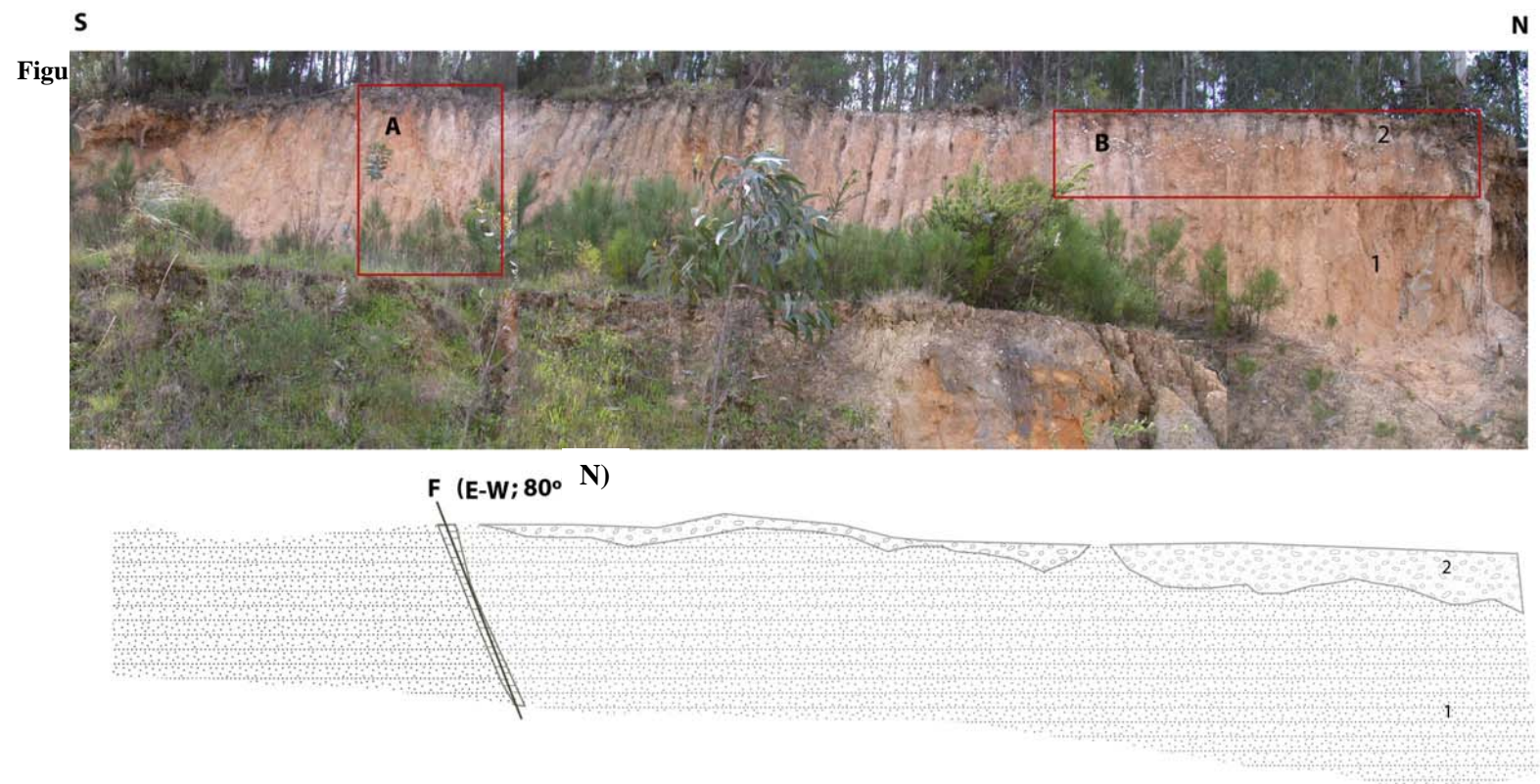


Figura 4.40 – Painel fotográfico, esquema interpretativo e perfil estratigráfico do afloramento So2.



Idade provável Camada	Escala (m)	Cor	Litologia	Granulometria e Estruturas					Litofácies	Elementos arquitecturais	MPS (cm)	Associações de fácies e ambientes sedimentares
				S	Af	Am	Ag	Cg				
Pliocénico	2								Gp Gt	CH	10	C Fp
	5	a/v							Sh Sp	SB		A SII

Abrunheira (Ab) – (149496; 349680)

Localizado no extremo NW da plataforma somital do anticlinal de Verride, a uma cota de 103m e espessura exposta de 3m, apresenta da base para o topo:

- 1 (1m) - arenito muito fino, micáceo, amarelo com laminação horizontal;
- 2 (2m) - areia muito grosseira, consolidada com seixo redondo de quartzo e estruturas cruzadas côncavas.
- 3 Termina com conglomerado pelicular (Gm) com MPS=7cm e constituído por clastos de quartzo e quartzito, redondos e muito angulosos (figura 4.42).

Casalinho (Ca) – (151531; 345115)

Localiza-se a SE de Abrunheira, com a **associação de fácies A** na base, com 2m de espessura exposta (figura 4.43).

Plataforma Paião – Marinha das Ondas (PM) – (142069; 341924)

Este corte, localizado na plataforma estabelecida entre Paião e Marinha das Ondas, espessura exposta de 3m, foi levantado durante as obras de abertura do traçado da A17. A base da SLD13 contacta com a **Formação de Amor** (1m), e está representada por 2m de arenito muito fino da fácies definida como **associação de fácies A – FSI I**. Segue-se 1 metro de areias eólicas holocénicas (figura 4.44).

Silveirinha (Si) – (140859; 337634)

Neste corte, o Pliocénico apresenta espessura de cerca de 6m. Ravina a **Formação de Taveiro (Silveirinha)** e contacta na base com um conglomerado pouco espesso (**Gm**), constituído por calhaus e seixos dispersos. Segue-se arenito muito fino, amarelo, micáceo, muito bem calibrado. Este corpo arenoso, apresenta na base laminação horizontal (**Sh**), passando a maciço para o topo (**Sm**). Tem intercalado um pequeno pavimento de seixos muito rolados de quartzo, cujos feixes inclinam no sentido N180° (figura 4.45). Representa associação de fácies de transição entre **FSI I** e **FPr**.

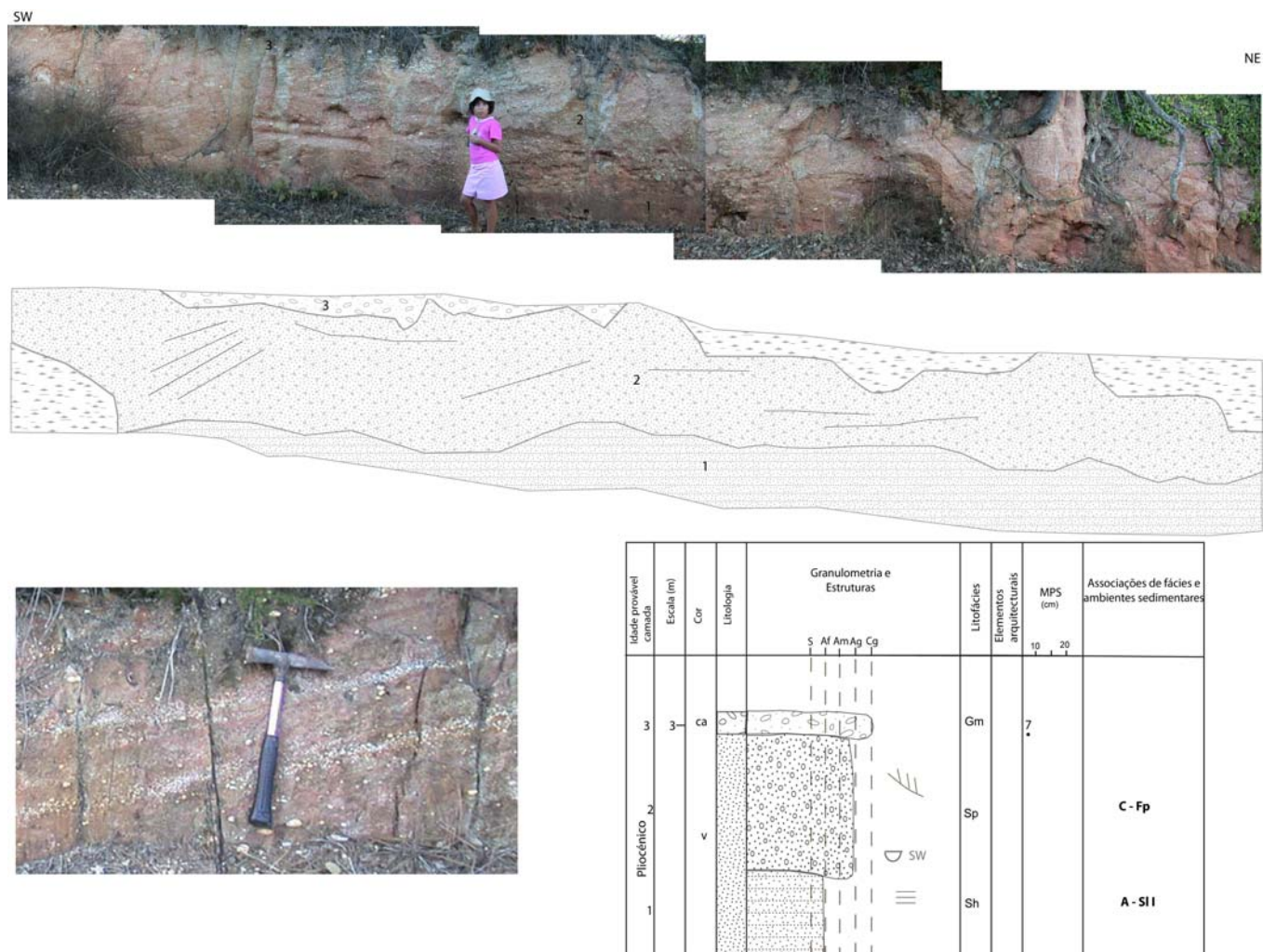
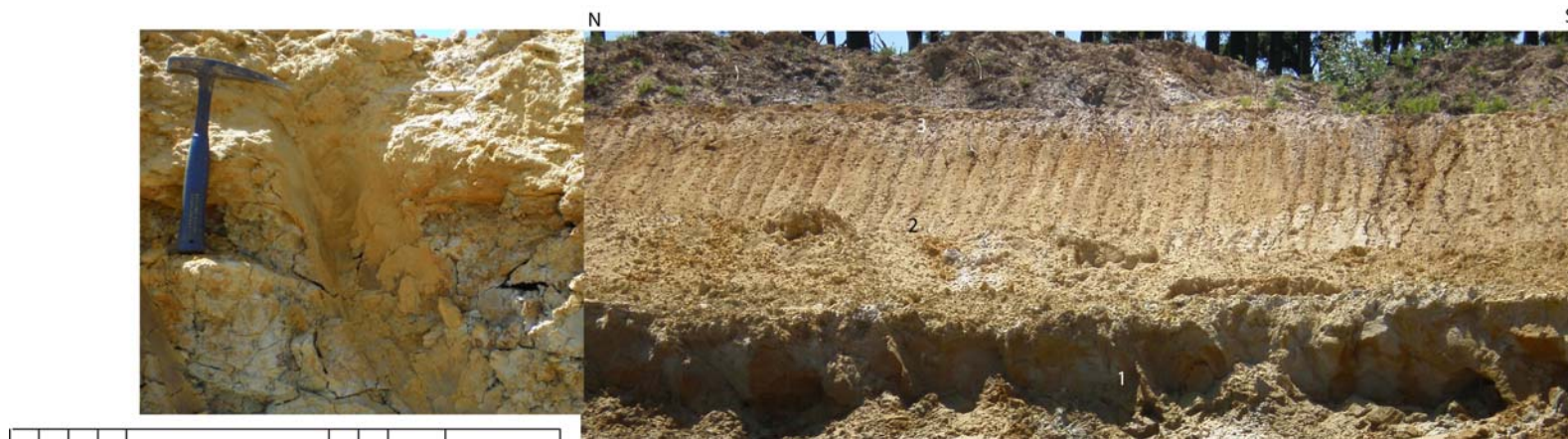
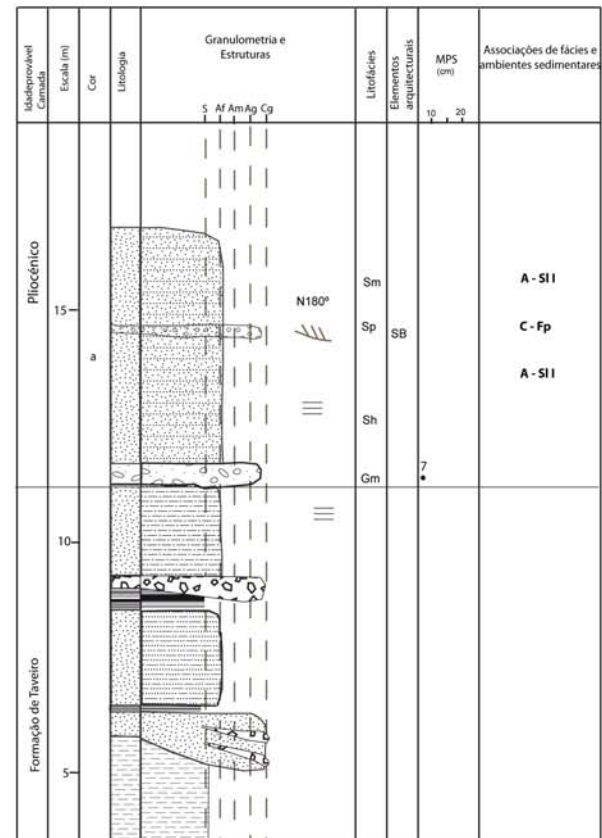


Figura 4.42 – Painel fotográfico, esquema interpretativo e perfil estratigráfico do afloramento da Abrunheira.



Figura 4. 43 – Painel fotográfico, esquema interpretativo e perfil estratigráfico do afloramento do Casalinho.





Barracão (Ba) – (148835; 316620)

Este é considerado um afloramento chave neste trabalho, é nele que melhor estão representadas as **associações de fácies E** tradutoras de ambientes pantanosos (**FP**), e as associações de fácies representativas de ambientes aluviais distais (**FA I**), (figura 4.46). Assenta em discordância sobre o Cretácico e existem as seguintes camadas, da base para o topo:

- 3m de arenitos e argilas negras que actualmente não se encontram expostos. Foram visualizadas em escavação efectuada posteriormente ao levantamento da coluna estratigráfica.

1 (1,2m) – Arenito muito grosseiro, esbranquiçado, maciço (**Sm**) que passa superiormente a lutito cinzento (**Fsc**).

2 (1m) – Arenito muito grosseiro, esbranquiçado, maciço. Termina por arenito argiloso.

3 (1,2m) – Inicia-se na base com arenito grosseiro, amarelo, com estruturas cruzadas côncavas (**St**), passa superiormente a arenito grosseiro maciço (**Sm**).

4 (0,6m) - Lutito castanho (**Fsc**).

5 (1,4m) - Arenito muito grosseiro, esbranquiçado, com estruturas cruzadas planares (**St**) que passa superiormente a lutito cinzento claro (**Fsc**).

6 (1,3m) – Alternância de arenito grosseiro amarelo claro (**St/Sm**) com finos leitos de arenito fino argiloso, cinzento.

7 (0,8m) – Lutito cinzento (**Fsc**) com pequenas intercalação de arenito grosseiro.

8 (1,2m) – Arenito grosseiro amarelo claro (**St**) intercalado com lenticulas de arenito médio a grosseiro maciço (**Sm**). Termina com lenticula de lutito cinzento escuro.

9 - Registo incompleto devido a má exposição do corte no local. A continuação do corte prosseguiu a partir do patamar oeste do afloramento.

10 (2m) – Sucessão de camadas de lutito cinzento (**Fsc**), areia branca bem calibrada (**Sm**), arenito argiloso e lutito cinzento (**Fsc**).

11 (1,3m) – Na base encontra-se arenito grosseiro amarelo claro, maciço e por vezes com estruturas cruzadas côncavas (**Sm/St**), passa superiormente a siltito cinzento escuro (**Fm/Fsc**).

12 (0,5m) – Conglomerado maciço (**Gm**), com clastos de quartzo e quartzito, redondos e sub-angulosos, MPS=6cm.

13 (0,4m) – Arenito grosseiro amarelo claro, maciço (**Sm**). É sobreposto por lenticula lutítica cinzenta (**Fsc**).

14 (1,4m) – Sequência de arenito grosseiro amarelo claro, com estruturas cruzadas planares, arenito maciço (**Sm**) e lutito cinzento (**Fsc**).

15 (1,6m) - Arenito grosseiro amarelo claro, maciço (**Sm**). É sobreposto por lutito maciço marmorizado (**Fm**).

16 (0,4m) - Conglomerado maciço (**Gm**), com clastos de quartzo e quartzito, redondos e sub-angulosos, MPS=6cm.

17 (0,5m) – Siltito cinzento (**Fsc**).

18 (2m) – Areia esbranquiçada, bem calibrada, maciça. No topo desta camada encontra-se silto-argilite vermelho escuro (**Fsc**).

19 (1m) – Arenito fino, esbranquiçado, bem calibrado, ravinado por pequeno canal preenchido por conglomerado de clastos de quartzo redondos e MPS=4cm. No topo surgem 0,2 m de lutito cinzento (**Fsc**).

20 (1,3m) – Conglomerado amarelo esbranquiçado, muito bem calibrado, com clastos de quartzo muito redondos e pouco angulosos. É maciço na base e no topo (**Gm**), apresentando estruturas cruzadas planares na porção intermédia (**Gp**).

21 (1m) - Arenito grosseiro amarelo claro, maciço (**Sm**). É sobreposto por lenticula lutítica cinzenta (**Fm**).

22 (1,2m) - Arenito médio, esbranquiçado, maciço (**Sm**). É sobreposto por lenticula lutítica cinzenta (**Fm**).

23 a 25 (3,5m) - São constituídas por arenitos muito grosseiros com estruturas cruzadas côncavas de grande tamanho (**St**). Surge intercalada pequena lenticula de arenito argiloso cinzento maciço (**Sm**).

26 (0,5m) – Siltito branco laminado (**Fl**).

27 (1m) – Arenito branco (**Sc**) ravinado no topo por corpo conglomerático.

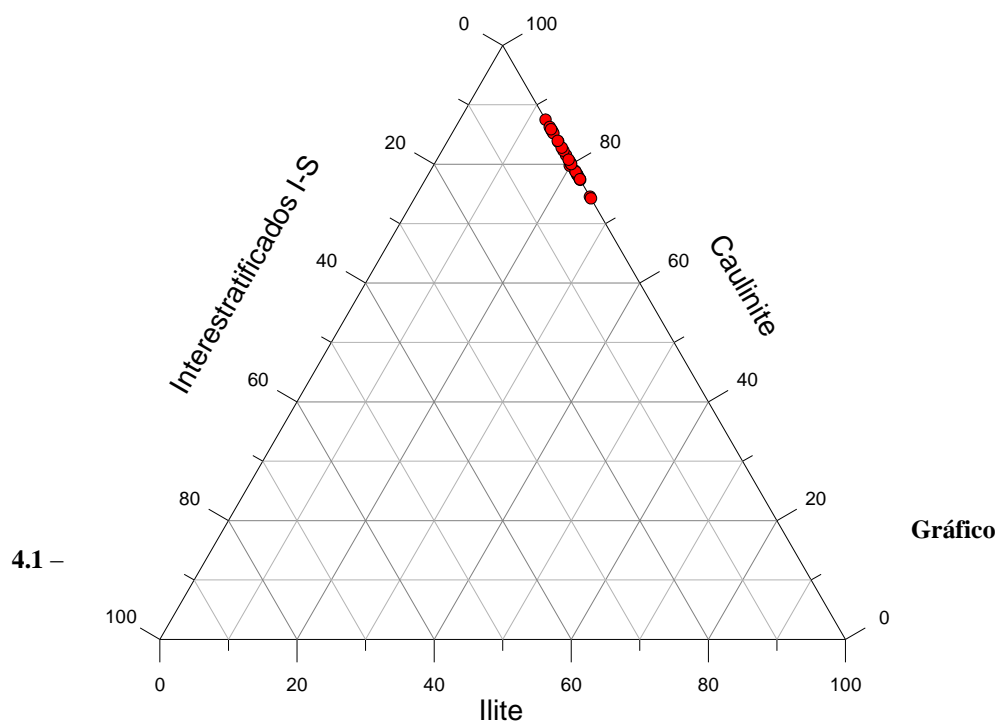
28 (6m) – Alternância de bancadas de arenitos brancos (**Sc**) com corpos conglomeráticos organizados em estruturas canalizadas. Os conglomerados apresentam nos corpos da base MPS=6cm, passando este valor, no topo do corte para 10cm. Os clastos são maioritariamente de quartzo relativamente ao quartzito, redondos e angulosos. Existe uma grande quantidade de matriz arenosa muito grosseira, rica em quartzo.

Termina com estrutura canalizada, com preenchimento areno-conglomerático, amarelo, MPS=10cm, com clastos de quartzo e quartzito, redondos e angulosos, com arranjos imbricados.

Sob o ponto de vista granulométrico, colheram-se amostras da base para o topo do perfil, essencialmente nos níveis de fácies mais finos, com a finalidade de determinar a presença de palinórfos (trabalho em colaboração com Doutor João Pais, Doutor Diamantino Pereira e Dr. Manuel Vieira). De acordo com informação oral do colega Manuel Vieira, as análises de polimorfos realizadas, mostram a presença de espécies termófilas (*Engelhardya sp.*; *Sapotaceae*; *Symplocus sp.*) nas argilas negras da base do afloramento (**associação de fácies E - FP**). A presença desta espécie indicam ambiente sub-tropical a temperado, muito húmido e quente.

Na passagem à **associação de fácies F(FA I)** desaparecem as espécies termófilas e surgem espécies como *Quercus sp.*; *Ericaceae* e *Alnus sp.*, tradutoras de ambiente temperado com sazonalidade, portanto um clima com temperaturas mais baixas e menos húmido. A localização da colheita das amostras é mostrado na figura 4.47 e a síntese dos parâmetros granulométricos obtidos, no quadro 4.1. Tal como o esperado, as fácies analisadas correspondem na sua maioria, a siltes e areias muito finas, muito mal calibradas associadas a ambientes fluviais e pantanosos.

Foram identificados os minerais na fracção <2µm, marcando presença significativa, a caulinite e a ilite verificando-se a ocorrência esporádica de interestratificados I-S (gráfico 4.1). A caulinite predomina sobre a ilite. A caulinite deve resultar da alteração dos feldspatos, apontando para um clima quente e húmido, durante a deposição dos sedimentos.



Projeção triangular das percentagens de minerais argilosos no afloramento do Barracão.

Quadro 4.1 – Parâmetros granulométricos das amostras do afloramento do Barracão.

Amostra	Média	Assimetria	Curtose	Calibragem
BAR8	0,29 Areia grosseira	1,33 (positiva)	8,20 Ext. leptocúrtica	2,07 Muito mal calibrada
BAR9	6,26 Silte fino	1,31 (positiva)	2,69 Mt.leptocúrtica	1,66 Mal calibrada
BAR10	0,11 Areia grosseira	0,18 (positiva)	2,14 Mt.leptocúrtica	1,65 Mal calibrada
BAR11	5,96 Silte médio	1,39 (positiva)	2,93 Mt.leptocúrtica	1,71 Mal calibrada
BAR13	6,20 Silte fino	1,26 (positiva)	1,92 Mt.leptocúrtica	2,14 Muito mal calibrada
BAR14	6,11 Silte fino	1,17 (positiva)	2,76 Mt.leptocúrtica	1,72 Mal calibrada
BAR15	6,20 Silte fino	0,97 (positiva)	2,45 Mt.leptocúrtica	1,76 Mal calibrada

O Pliocénico e o Plistocénico da Plataforma Litoral entre o Cabo Mondego e a Nazaré

BAR16	5,84 Silte médio	0,86 (positiva)	2,54 Mt.leptocúrtica	1,83 Mal calibrada
BAR17	5,94 Silte médio	1,01 (positiva)	2,48 Mt.leptocúrtica	1,84 Mal calibrada
BAR18	3,18 Areia muito fina	0,43 (positiva)	2,73 Mt.leptocúrtica	3,41 Muito mal calibrada
BAR19	5,98 Silte médio	1,14 (positiva)	2,66 Mt.leptocúrtica	1,75 Mal calibrada
BAR20	6,31 Silte fino	1,17 (positiva)	2,43 Mt.leptocúrtica	1,69 Mal calibrada
BAR21	3,78 Areia muito fina	0,41 (positiva)	2,66 Mt.leptocúrtica	3,01 Muito mal calibrada
BAR22	5,99 Silte médio	1,04 (positiva)	2,69 Mt.leptocúrtica	1,77 Mal calibrada
BAR23	4,14 Silte grosseiro	0,69 (positiva)	2,95 Mt.leptocúrtica	2,29 Muito mal calibrada
BAR24	5,63 Silte médio	0,88 (positiva)	2,42 Mt.leptocúrtica	2,08 Muito mal calibrada
BAR25	2,61 Areia fina	0,78 (positiva)	4,00 Ext. leptocúrtica	2,71 Muito mal calibrada
BAR26	5,59 Silte médio	1,27 (positiva)	3,09 Ext. leptocúrtica	1,78 Mal calibrada
BAR27	3,78 Areia muito fina	1,03 (positiva)	3,52 Ext. leptocúrtica	1,94 Mal calibrada
BAR28	5,88 Silte médio	1,04 (positiva)	2,18 Mt.leptocúrtica	2,03 Muito mal calibrada
BAR29	4,27 Silte grosseiro	0,39 (positiva)	2,94 Mt.leptocúrtica	2,87 Muito mal calibrada
BAR30	5,88 Silte médio	0,77 (positiva)	2,48 Mt.leptocúrtica	1,91 Mal calibrada
BAR31	4,54 Silte grosseiro	1,16 (positiva)	3,59 Ext. leptocúrtica	1,95 Mal calibrada
BAR32	4,27 Silte grosseiro	0,39 (positiva)	2,94 Mt.leptocúrtica	2,87 Muito mal calibrada

Figura 4.47 – Coluna estratigráfica simplificada com a localização das amostras recolhidas no afloramento do Barracão.

Pêga (Pe) – (144270; 317721)

Areiro explorado pela empresa Argilis – Extracção de areias e argilas, Lda., numa área que ocupa 9,8 hectares (Matias *et al.*, 2002). Esta empresa facultou o acesso ao log de uma sondagem (figura 4.48), o que permitiu complementar os dados dos cortes expostos. Os resultados, da identificação de argilas, foram obtidos pelo colega Hugo Gomes, durante o seu trabalho de estágio da licenciatura orientado pelo Prof. Pedro Cunha.

O corte que serviu para representar as diferentes fácies da SLD13, neste areiro apresenta uma espessura exposta de 6 metros e orientação E-W. Apresenta da base para o topo (figura 4.49):

- 1 (0,2m) – Arenito fino, argiloso, vermelho, laminado (**Sh**).
- 2 (0,1m) – Areno-siltito cinzento claro, muito micáceo.
- 3 (0,9m) – Areia média a grosseira, amarela, rica em feldspatos e com estruturas cruzadas planares (**Sp**).
- 4 (0,8m) – Areia grosseira, branca, com intercalações argilosas e estruturas cruzadas planares (**Sp**).
- 5 (0,33m) – Areno-siltito cinzento claro com laivos avermelhados. No topo apresenta carapaça ferruginosa (óxidos de ferro).
- 6 (0,96m) – Areno-siltito fino, micáceo, com óxidos de ferro.
- 7 (0,55m) – Areia grosseira, amarela na base, tornando-se branca para o topo. Com estruturas cruzadas planares (**Sp**).
- 8 (0,9m) – Silte cinzento com laminação horizontal (**Sh**).
- 9 (0,2m) – Areia grosseira, amarela.
- 10 (0,2m) – Silte cinzento com laminação horizontal (**Sh**).
- 11 (1,9m) – Areno- conglomerado amarelo, com matriz arenosa quartzosa, semi-consolidada, amarela. Clastos de quartzo e quartzito, redondos, angulosos, MPS=10cm.

Os parâmetros granulométricos das amostras de areia neste afloramento constam no quadro 4.2. O número das amostras são equivalentes ao número da camada no perfil estratigráfico. As amostras efectuadas revelaram-se mal calibradas, com assimetria positiva e curvas extremamente leptocúrticas.

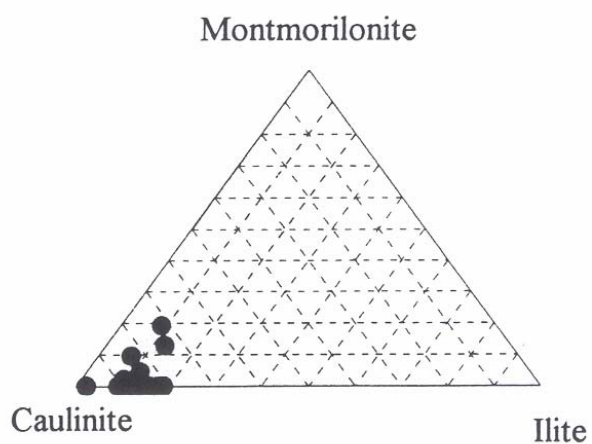
Quadro 4.2 - Parâmetros granulométricos das amostras do afloramento da Pêga.

Amostra	Média	Assimetria	Curtose	Calibragem
Pêga 2	3,57 Areia muito fina	1,63 (positiva)	5,26 Ext. leptocúrtica	1,77 Mal calibrada
Pêga 3	5,15 Silte médio	1,41 (positiva)	4,05 Ext. leptocúrtica	1,65 Mal calibrada
Pêga 5	0,45 Areia grosseira	1,76 (positiva)	11,25 Ext. leptocúrtica	1,94 Mal calibrada
Pêga 6	4,52 Silte grosseiro	1,32 (positiva)	3,88 Ext. leptocúrtica	1,97 Mal calibrada

De acordo com o relatório do IGM (Areias da Pêga, 2004), neste local de exploração, as camadas de silte exploradas são essencialmente caulino-quartzo-iliticas apresentando como minerais acessórios a montmorilonite, feldspatos e goetite, e como vestigiais, a hematite e a lepidocrocite.

Segundo Gomes (2005) os minerais de argila presentes nas amostras estudadas são, caulinite, ilite e montmorilonite (Kim) como mostra o gráfico 4.2.

Gráfico 4.2 – Projecção triangular das percentagens de minerais argilosos no afloramento da



Pêga (Gomes, 2005).



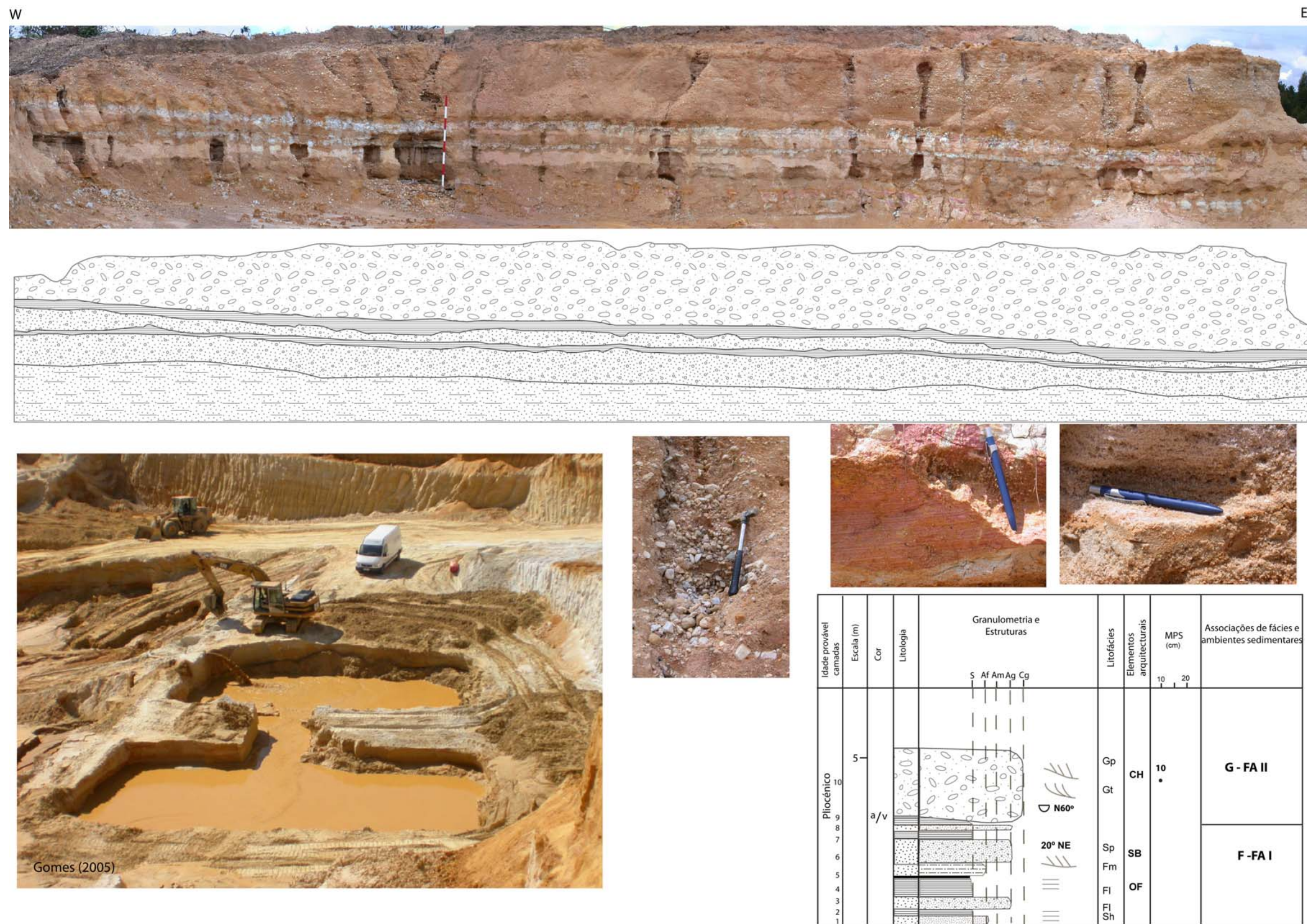


Figura 4.49 – Painel fotográfico, esquema interpretativo, perfil estratigráfico, pormenores do afloramento e aspecto geral da exploração de areias e argilas da Pêga.

Pinheiros (Cova das Faias –CF)

Os levantamentos realizados na zona de Pinheiros ocorreram aquando da construção de uma série de infraestruturas da Zona Industrial da Cova das Faias. Os cortes representativo da SLD13 neste local (figura 4.50 e 4.51), apresentam da base para o topo:

CF1 – (145260; 311175)

Caracteriza-se por (figura 4.50):

1 (> 2m) – Arenito siltoso, amarelo, médio a grosseiro, micáceo, com estruturas cruzadas planares e côncavas (**Sp/St**) e ripples de ondulação (Sr). Encontram-se, dispersos na matriz arenosa, clastos de quartzo e quartzito com MPS= 8 cm na sua maioria redondos e sub-angulosos, com baixa esfericidade.

2 (1m) – Pavimento conglomerático com clastos essencialmente de quartzo e quartzito, estando presentes, em pequena percentagem, lidito e grés. MPS=8cm. Os clastos redondos e sub-angulosos.

3 (1m) – Semelhante a 1.

4 (2m) - Areia vermelha, grosseira, sem matriz argilosa, com estruturas cruzadas planares e côncavas (**Sp/St**).

5 (1m) – Corpo de areão grosseiro e seixos de quartzo muito rolados, MPS=4cm, imbricados e definindo feixes cruzados planares com inclinação de 10° para quadrante oeste.

Os parâmetros granulométricos das fácies mais representativas de CF1 encontram-se no quadro 4.3. O número da amostra equivale ao número da camada no perfil estratigráfico. No geral tratam-se de materiais mal calibrados, com granulometria a variar do silte a areias grosseiras.

Os minerais de argila são em termos quantitativos e qualitativos semelhantes aos encontrados no afloramento da Pêga.

Quadro 4.3 - Parâmetros granulométricos das amostras do afloramento da Cova das Faias.

Amostra	Média	Assimetria	Curtose	Calibragem
CF3	6,65 Silte fino	-0,96 (negativa)	1,04 Mesocúrtica	5,86 Muito mal calibrada
CF2	0,34 Areia grosseira	1,65 (positiva)	10,18 Ext. leptocúrtica	1,98 Mal calibrada
CF1	2,96 Areia fina	1,34 (positiva)	3,52 Ext. leptocúrtica	2,42 Muito mal calibrada

CF2 – (145425; 311395)

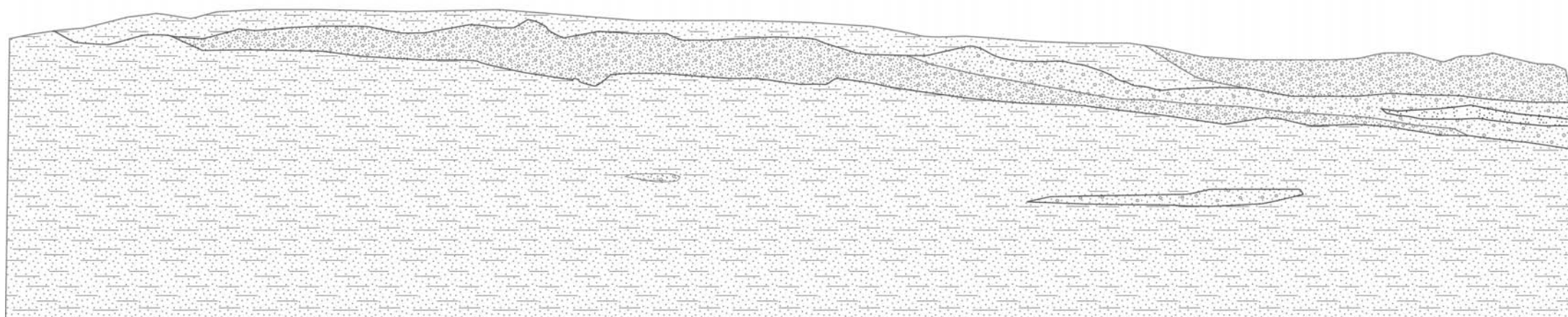
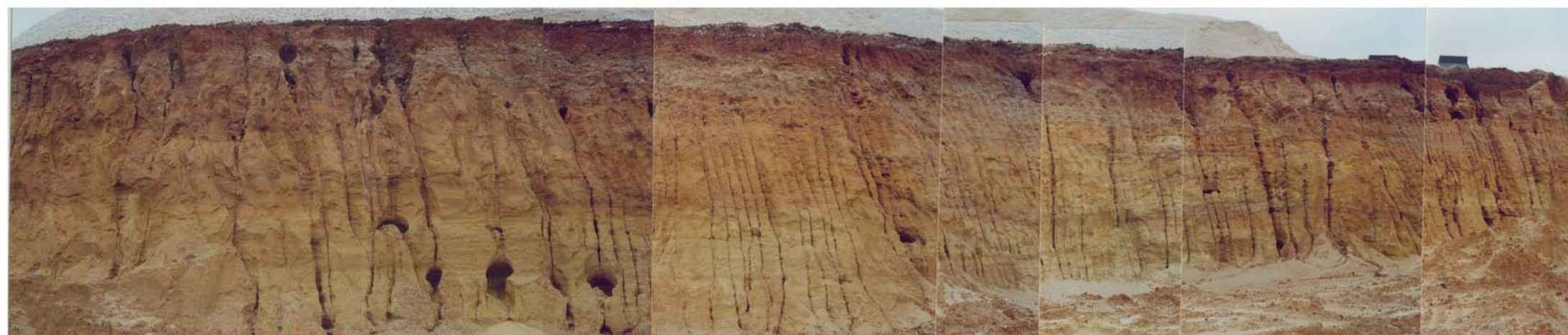
Localizado a sul de **CF1**, com a base localizada 10m acima de **CF1**, registou-se outro corte com extensão de 50 metros, espessura exposta de 9 metros e orientação N-S. Define-se por dois corpos principais. O da base com cerca de 7 metros, caracteriza-se pela alternância de lutitos cinzentos claros, com laivos avermelhados, marmoreados e com laminação horizontal (**Fsc/FI**), organizados em camadas com base e tecto bastante irregulares e lenticulas de arenito siltoso vermelho, com estruturas cruzadas planares e côncavas (**Sp/St**), com mistura de clastos de quartzo, quartzito e lidito bastante angulosos e MPS=3cm. A espessura das lenticulas arenosas aumenta para oeste.

No topo, surge um corpo conglomerático com espessura de cerca de 1,5m, com estrutura canalizada que ravina o topo das unidades inferiores. Os clastos são de quartzo e quartzito, redondos e angulosos, MPS=10cm (figura 4.51).

No conjunto, os afloramentos da Cova das Faias constituem episódios de transição entre **associação de fácies A – FSI I e associação de fácies C – FFPr (CF1)** que superiormente passam progressivamente a associação de fácies aluviais médias (**FA II**), correspondendo em termos paleogeográficos a uma progradação de materiais continentais (fluviais) sobre os marinhos de frente de praia.

SW

NE



Idade provável Camada	Escala (m)	Cor	Litologia	Granulometria e Estruturas					Litofácies	Elementos arquitecturais	MPS (cm)	Associações de fácies e ambientes sedimentares
				S	Af	Am	Ag	Cg				
Pliocénico	5	v	[Diagram showing vertical sedimentary structures]	[Diagram showing grain size and structures]	[Diagram showing grain size and structures]	[Diagram showing grain size and structures]	[Diagram showing grain size and structures]	[Diagram showing grain size and structures]	Gp	CH	4	C - FPr
	4								Sp			
	3	a	[Diagram showing vertical sedimentary structures]	[Diagram showing grain size and structures]	[Diagram showing grain size and structures]	[Diagram showing grain size and structures]	[Diagram showing grain size and structures]	[Diagram showing grain size and structures]	St	SB		A - FSI I
	2								Sh			
	1											

Figura 4.50 – Painel fotográfico, esquema interpretativo, pormenores e perfil estratigráfico do afloramento CF1.



SW NE



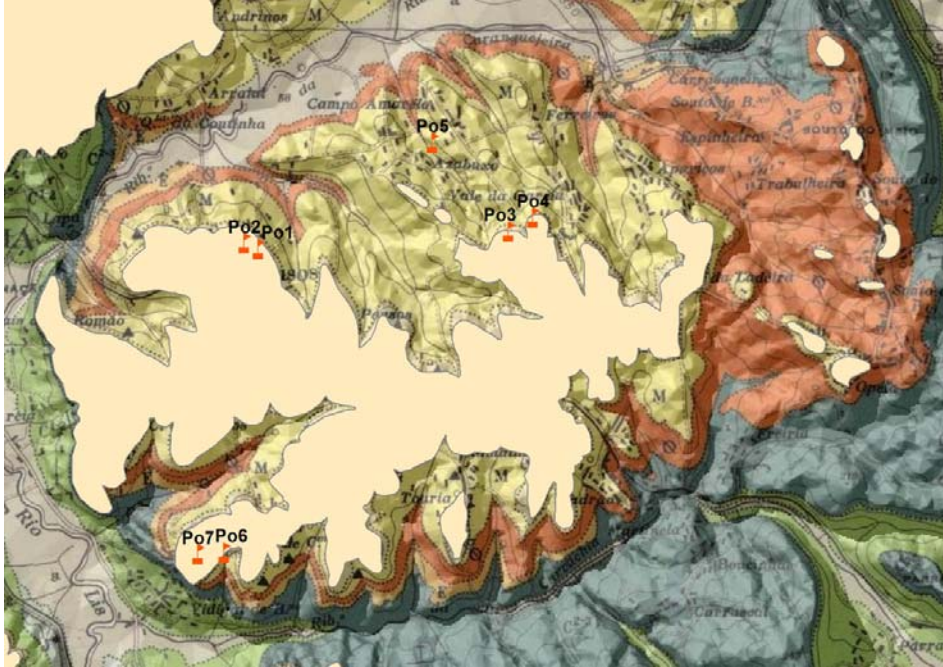
Idade provável camada	Escala (m)	Cor	Litologia	Granulometria e Estruturas					Litofácies	Elementos arquitecturais	MPS (cm)	Associações de fácies e ambientes sedimentares										
				S	Af	Am	Ag	Cg														
Pliocénico	5	v	[Diagram showing pebbles in a matrix]	[Diagram showing structures]	[Diagram showing structures]	[Diagram showing structures]	[Diagram showing structures]	Gp	CH	4	G - FA II											
												a	[Diagram showing structures]	[Diagram showing structures]	[Diagram showing structures]	Sp	OF					
																		vl	[Diagram showing structures]	[Diagram showing structures]	[Diagram showing structures]	FI
A	[Diagram showing structures]	[Diagram showing structures]	[Diagram showing structures]	[Diagram showing structures]	FI	F - FA I																
							[Diagram showing structures]	[Diagram showing structures]	[Diagram showing structures]	[Diagram showing structures]	Sh											

Figura 4.51 – Painel fotográfico, esquema interpretativo, pormenores e perfil estratigráfico do afloramento CF2. A – Fácies F; B . Fácies G

Sinclinal de Pousos

O sinclinal de Pousos localiza-se a este de Leiria. Nele foram levantados cortes que serão designados por **Po1**, **Po2**, **Po3**, **Po4**, **Po5**, **Po6** e **Po7** (figura 4.52).

Figura 4.52 – Localização dos afloramentos de Pousos (modificado da Carta Geológica de Portugal, folha 23-C, escala 1:50000).



Po1 – (144875; 308204)

Na pequena plataforma, cuja cota ronda os 132m e onde se situa a povoação de Pousos, encontra-se um arenito grosseiro (2m), amarelo, micáceo, com estruturas côncavas planares (**Sp**), com intraclastos de argila cinzenta (figura 4.53), compatível com fragmento de rocha básica alterado, e intercalações (0,30m) conglomeráticas (**Gp/Gt**) constituídos por seixos de quartzo e quartzito, MPS=3cm, redondos e subangulosos. Apresentam matriz quartzarenítica, arcósica, grosseira, ferruginosa. No seu conjunto definem arranjos imbricados e estruturas cruzadas côncavas, cuja orientação sugere paleodrenagem para SW (figura 4.54).



Figura 4.53

- Intraclasto

de rocha básica muito alterada nas areias da plataforma de Pousos.



Figura 4.54 - Pequenos seixos que ocupam o topo da plataforma de Pousos.

Po2 – (145205; 308259)

Descendo um pouco em direcção a oeste (± 100 m) encontra-se um pavimento conglomerático, grosseiro, apenas visível nas fundações recentes de uma habitação (figura 4.55). No seu conjunto, o corte exposto tem 1m de espessura, com 0,8m de siltito arenoso, amarelo, micáceo, com estruturas cruzadas planares (**Sp**). Segue-se um corpo conglomerático com 0,2m de espessura, constituído por clastos de quartzo e quartzito, muito redondos e sub-angulosos com MPS=15cm,



(0,20m) – Conglomerado Gp, constituído por quartzo e quartzito, amarelo esbranquiçado, clastos redondos e sub-angulosos, MPS=15cm



(0,80 m) – Siltito arenoso.
com estruturas cruzadas planares e
com finas micáceas.

Em algumas zonas, visualizam-se na barreira da
superfície manchas conglomeráticas (figura 4.56)
com clastos de quartzo e quartzito, redondos e
sub-angulosos, numa matriz composta por areia amarela e vermelha,

grosseira quartzarenítica ferruginosa e MPS=18cm. Deste depósito faz parte uma fracção conglomerática menos grosseira constituída por quartzo rosa e quartzito, com MPS=3cm, clastos redondos, muito angulosos e esfericidade baixa sugerindo material retrabalhado a partir do substrato. Sugere depósito coluvionar.



Figura
Corpo

4.56 –

conglomerático na superfície de Vale Garcia.

Po4 – (146910; 308919)

Localiza-se 200m a NE do afloramento Po3, à cota de 150m, onde se observa da base para o topo (figura 4.57):

- 1 (1,8m) – Areias e argilas vermelhas da **Formação de Amor**.
- 2 (0,5m) – Lenticula de areia grosseira, amarela, com pouca fracção silto-argilosa, a sugerir fácies de frente de praia, com estruturas cruzadas planares e côncavas. A sua espessura diminui para N e S, estando mesmo biselada a N.
- 3 (0,6m) – Arenito siltoso, muito fino, muito micáceo, com laminação horizontal (**Sh**).
- 4 (0,1m) – Pavimento de pequenos seixos de quartzo, muito redondos e definindo estruturas cruzadas planares e côncavas (**Sp, St**).
- 5 (5m) – Areia muito fina a média, amarela, muito micácea com intercalações de leitos de seixos muito rolados de quartzo.
- 6 (0,6m) – Conglomerado semelhante a Po3.

Os parâmetros granulométricos revelaram a presença de materiais arenosos mal calibrados, variando dos termos muito fino a grosseiro (quadro 4.4).

Quadro 4.4 - Parâmetros granulométricos das amostras do afloramento Po4

Amostra	Média	Assimetria	Curtose	Calibragem
Po4 -3	0,16 Areia grosseira	6,91 (positiva)	-	1,05 Mal calibrada
Po4 - 2	3,24 Areia muito fina	1,48 (positiva)	4,03 Ext. leptcúrtica	2,32 Muito mal calibrada

Os minerais de argila não apresentam variação relativamente aos apresentados nos afloramentos da Cova das Faias.

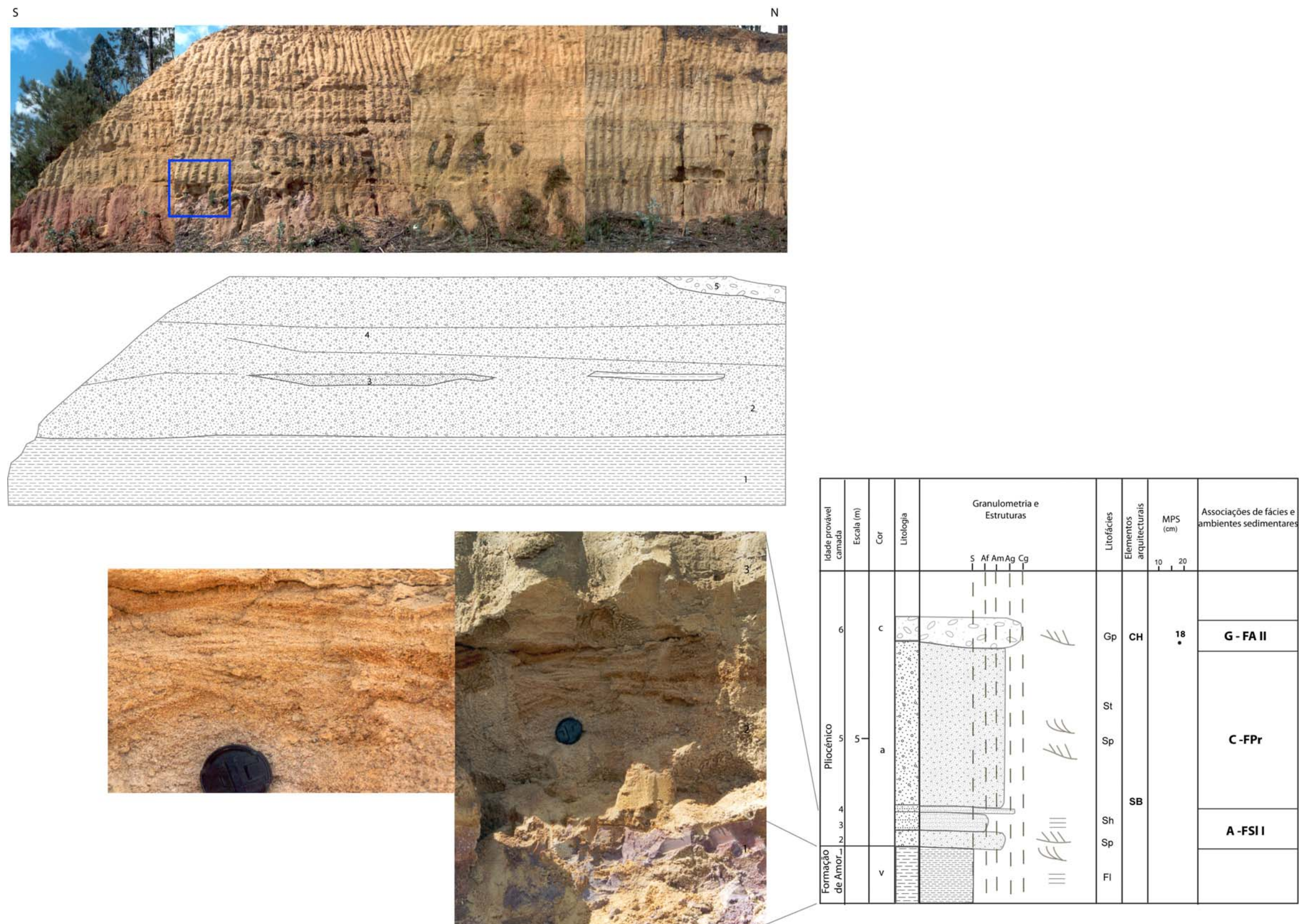


Figura 4.57 – Painel fotográfico, esquema interpretativo, pormenores e perfil estratigráfico do afloramento Po4.

Po5 – (146195; 308919)

Depósito marinho pelicular que ocupa os pontos de cota mais elevada neste local. Na sua constituição entra areia fina a grosseira, sem matriz silto-argilosa, com seixo branco de quartzo muito rolado com MPS =2cm (figura 4.58).



Figura 4.58 –
frente de praia em
Amarelo

Depósito de
Campo

Po6 –

306114)

Localiza-se em

(junto à zona

Tem orientação E-W e nele estão representadas, da base para o topo, as seguintes fácies (figura 4.59):

1 (3m) - Argila vermelha e esverdeada (**Formação de Amor**).

2 (3m) – Arenito silteoso, amarelo avermelhado, fino, micáceo. Na transição entre este nível e o anterior encontram-se dispostos horizontalmente, blocos métricos de brecha silicificada, resultantes da desagregação, por acção marinha, de formações de idade cretácica ou paleogénica. Estes blocos são indicadores da localização do máximo da incursão marinha do início do Placenciano.

3 (1m) - Conglomerado constituído por duas classes distintas de clastos: uma, grosseira, com calhaus de quartzo e quartzito, com patine ferruginosa, redondos e angulosos, MPS=18cm. A outra, representada por seixos rolados de quartzo com MPS=4cm (característicos de associações de fácies de frente de praia- **FPr**).

(144545;

Vidigal
industrial).

Po7 – (144930; 306169)

Localizado em Vidigal do Meio (Rua atrás da Eira), orientado E-W, junto à estrada, com 4 metros de espessura exposta e 10 metros de extensão (figura 4.60).

1 (3m) - Inicia-se na base com arenito silteoso médio a grosseiro, amarelo, micáceo, com estruturas cruzadas planares e côncavas (**Sp/St**) e ripples de ondulação (**Sr**).

Interstratificados, encontram-se feixes de seixos de quartzo brancos muito rolados, com MPS=3cm, tratando-se de um depósito da associação de **fácies C**, ambiente de frente de praia (**FPr**).

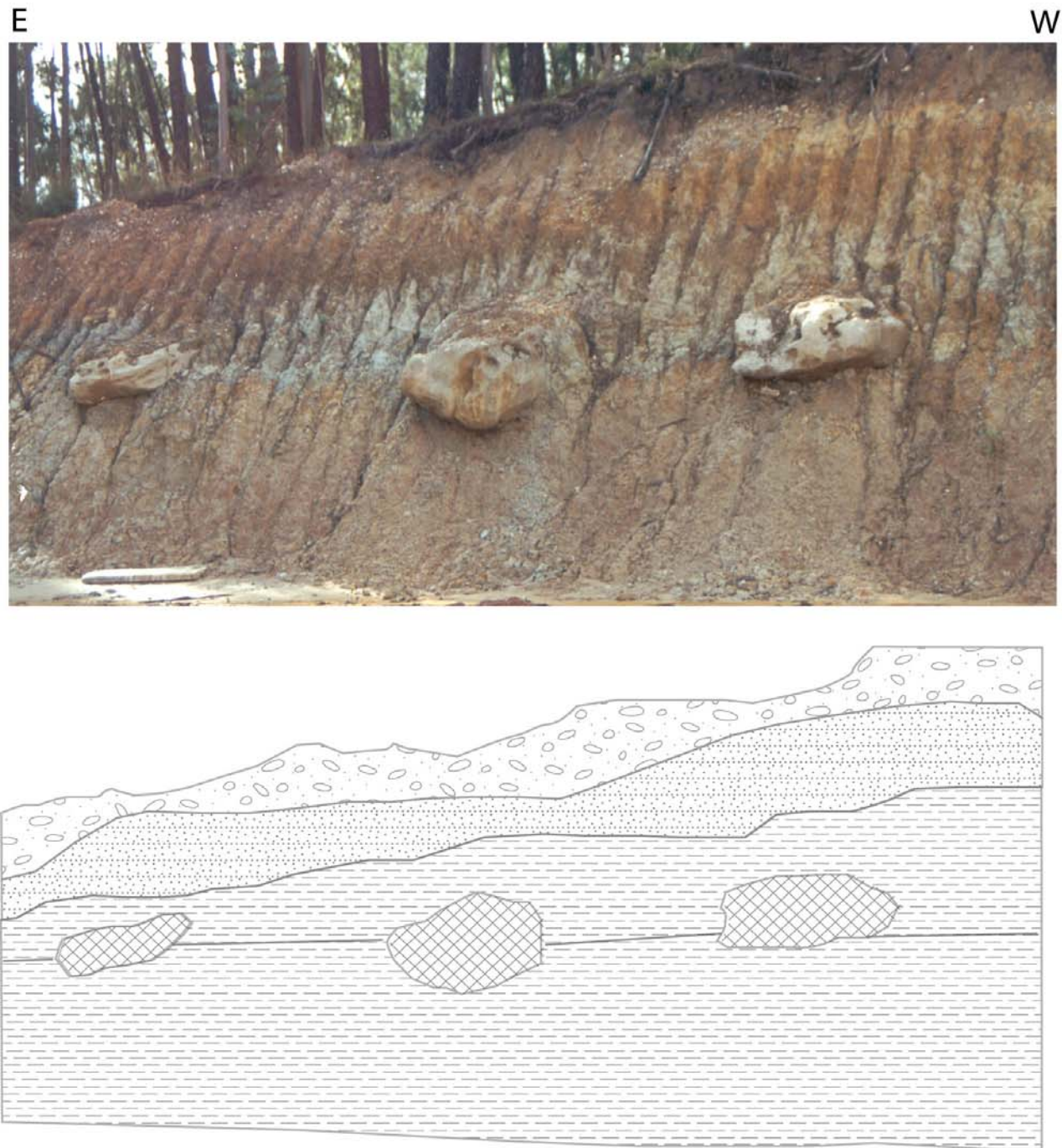
2 (0,8m) - Para o topo a **associação de fácies C** adopta um aspecto maciço tradutor de maior definição de um ambiente de frente de praia (**FPr**).

Curvachia (Cr) – (146250; 304464)

Corte visível na barreira da estrada que liga Leiria a Arrabal, com orientação E-W e cota de 200m.

Coroa a linha de cumieira da Curvachia. Trata-se de uma estrutura canalizada preenchida por conglomerado com clastos predominantemente de quartzo e quartzito ($\geq 90\%$), os restantes $\approx 10\%$ estão representados por rocha básica, xisto e brecha silicificada. Os clastos são, no conjunto, redondos e muito angulosos, com MPS=18cm, correspondendo à **associação de fácies G** de ambiente aluvial proximal (**FA II**), (figura 4.61).

A matriz deste corpo conglomerático é areno-argilosa, ferruginosa, mal calibrada. Ocorrem estruturas cruzadas planares e côncavas (**Gp/Gt**), imbricação de clastos e graduação positiva. As medições efectuadas nos elementos imbricados forneceram dados que apontam para uma paleodrenagem com sentido SW (paleoLis?). Todo o conjunto assenta sobre arenitos da **Formação de Figueira da Foz**.



Idade provável Camada	Escala (m)	Cor	Litologia	Granulometria e Estruturas					Lito fácies	Elementos arquitecturais	MPS (cm)	Associações de fácies e ambientes sedimentares
				S	Af	Am	Ag	Cg				
Pliocénico	4	c	[Diagram: Sandstone with pebbles]						Gm	CH	18	G - FA II
	3											
5	a/v	[Diagram: Sandstone]					Sh	SB		A - FS I		
Formação de Amor		ve	[Diagram: Sandstone]						FI			
		v	[Diagram: Sandstone]									

Figura 4.59 – Painel fotográfico, esquema interpretativo e perfil estratigráfico do afloramento Po6.

W

E

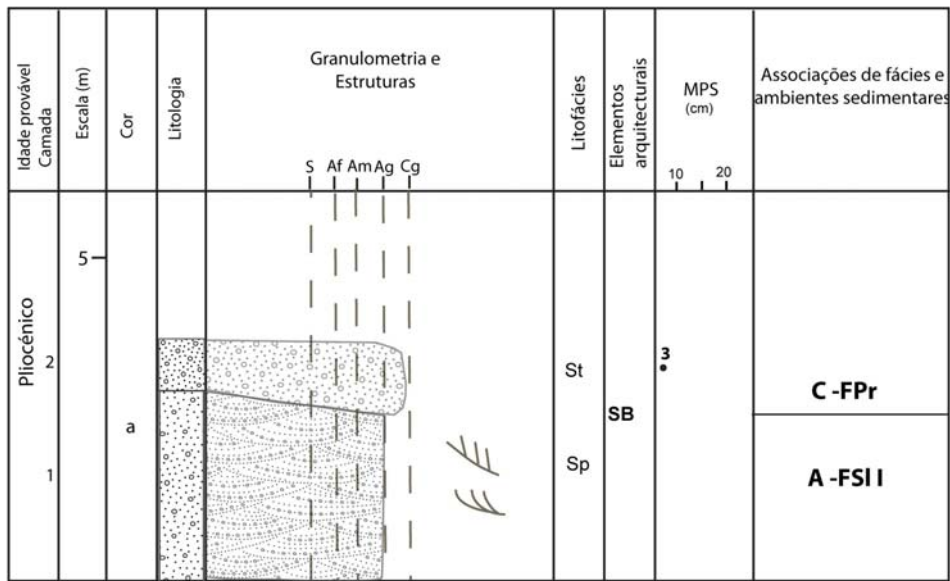


Figura 4.60 – Painel fotográfico, esquema interpretativo, pormenores e perfil estratigráfico do afloramento Po7.

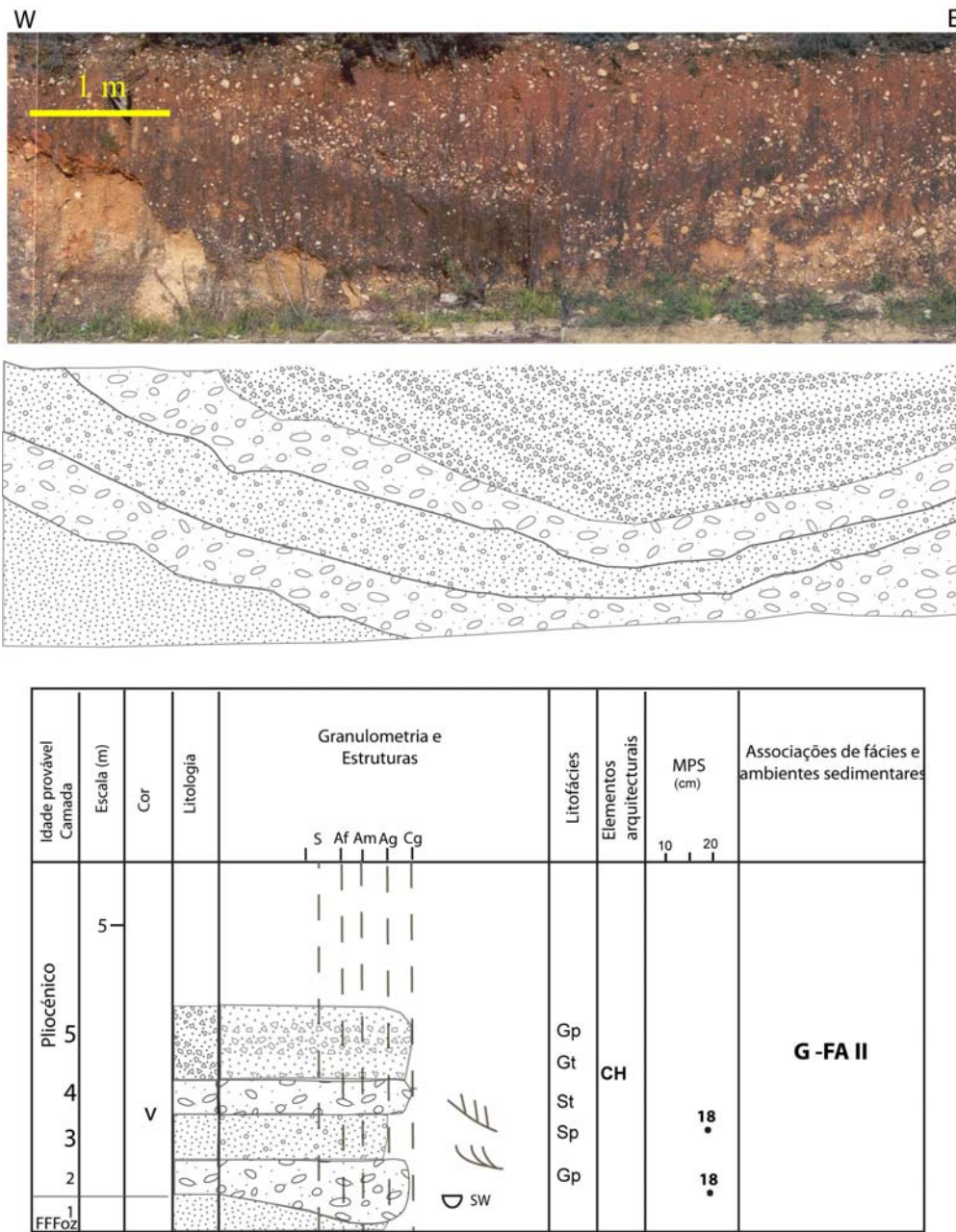


Figura 4.61 – Painel fotográfico, esquema interpretativo, e perfil estratigráfico do afloramento da Curvachia.

Barosa (**Br**) – (138898; 309961)

Num areeiro com área aproximada de 200m² e frentes com exposição vertical superior a 10m, observa-se arenito siltoso, amarelo, muito fino, muito micáceo com estruturas cruzadas côncavas (St/Sp) que se acentuam para o topo, indicando paleodrenagem para SW (figura 4.62). Interestratificadas encontram-se lenticulas de areia muito grosseira.





Figura 4.63 – Arenito muito fino, amarelo, com acumulação de moscovite.

A amostra recolhida mostrou tratar-se de areia muito fina e mal calibrada (quadro 4.5).

Quadro 4.5 - Parâmetros granulométricos das areias do afloramento da Barosa.

Amostra	Média	Assimetria	Curtose	Calibragem
Br	3,68 Areia muito fina	1,83 (positiva)	5,02 Ext.leptocúrtica	1,92 Mal calibrada

Relativamente aos minerais de argila, estão presentes 60% de caulinite e 40% de ilite.

Monte Real (MRe) – (139098; 320471)

Os cortes expostos na área envolvente de Monte Real registam bem, sobretudo, as **associações de fácies A, C, D e G**, definidas para a SLD13. Mostram também o contacto dos materiais evaporíticos do diapiro de Monte Real com a base do Placenciano. O afloramento da figura 4.64 mostra da base para o topo, a exposição de:

- 1 (1-2m) – Margas gipsíferas da **Formação de Margas de Dagorda**.
- 2 (3m) – Arenito siltoso, amarelo, muito fino e muito micáceo com laminação horizontal (Sh). **Associação de fácies A** de ambiente sublitoral. Esta camada encontra-

se deformada pelos evaporitos da camada subjacente. De notar, a laminação resultante de compressão, no contacto das duas unidades, pós deposição da SLD13.

3 (2m) – Areia grosseira com seixo rolado de quartzo, amarela, com estruturas cruzadas planares e côncavas (Sp/St)-**Associação de fácies C** de frente de praia (**Fpr**).

4 – (0,7m) – Conglomerado disperso, com clastos de quartzo e quartzito, redondos e muito angulosos, MPS=7cm, correspondente ao desmantelamento de **associações de fácies G**, de ambiente aluvial médio (**FA II**).

Azóia (Az) – (139869; 304629)

Localizado a sul de Leiria, a cota de 80m e com espessura vertical exposta de 10 metros. Apresenta da base para o topo (figura 4.65):

1 (2m) – Arenito siltoso, amarelo, muito fino, muito micáceo, maciço (**Sm**). **Associação de fácies A** de ambiente sub-litoral.

2 (0,3m) – Areia grosseira amarela esbranquiçada, maciça (**Sm**).

3 (3m) – Semelhante a 1, com interestratificações de areão com espessuras de 1m e estruturas cruzadas planares (**Sp**).

4 (1,5m) – Areia média a grosseira, amarelo esbranquiçado, com estruturas cruzadas planares e côncavas (Sp/St).

5 (1,5m) – Arenio siltoso, fino, amarelo, com laminação horizontal (**Sh**)

Telheiro (Te) – (142730; 305399)

Corte com 9m de espessura vertical exposta, a cota de 138m, por trás do complexo desportivo de Telheiro. Mostra da base para o topo, duas unidades (4.66):

1 (5m) – Arenito siltoso fino, com interestratificações de areias grosseiras e areão, amarelas a esbranquiçadas, com abundantes estruturas cruzadas planares e côncavas, com pavimentos conglomeráticos finos.

2 (4m) – Corpo conglomerático com clastos de quartzo e quartzito, redondos e angulosos, MPS=12cm, matriz arenosa grosseira, amarela avermelhada. Com estruturas cruzadas planares (Gp).

N

S

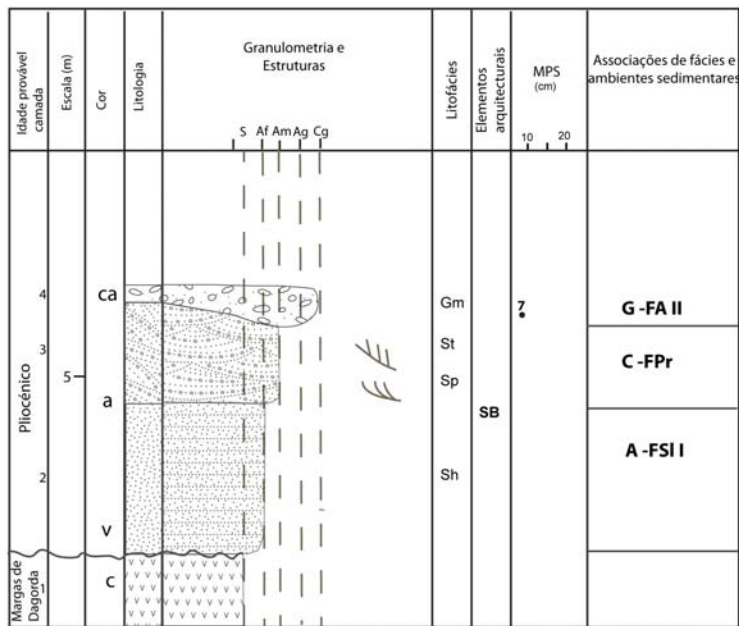
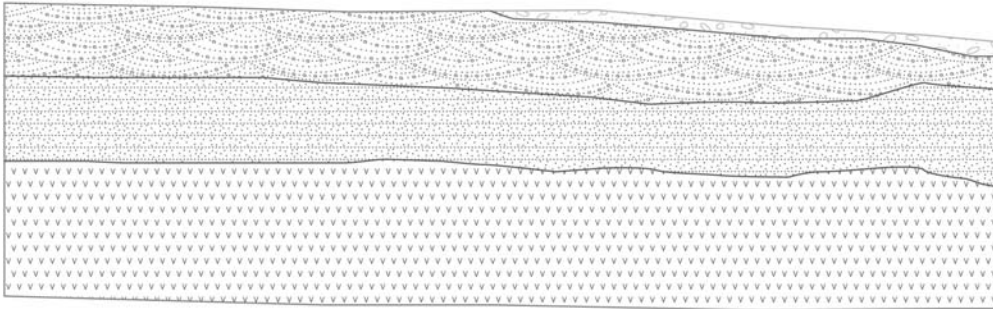


Figura 4.64 – Painel fotográfico, esquema interpretativo e perfil estratigráfico de Monte Real.

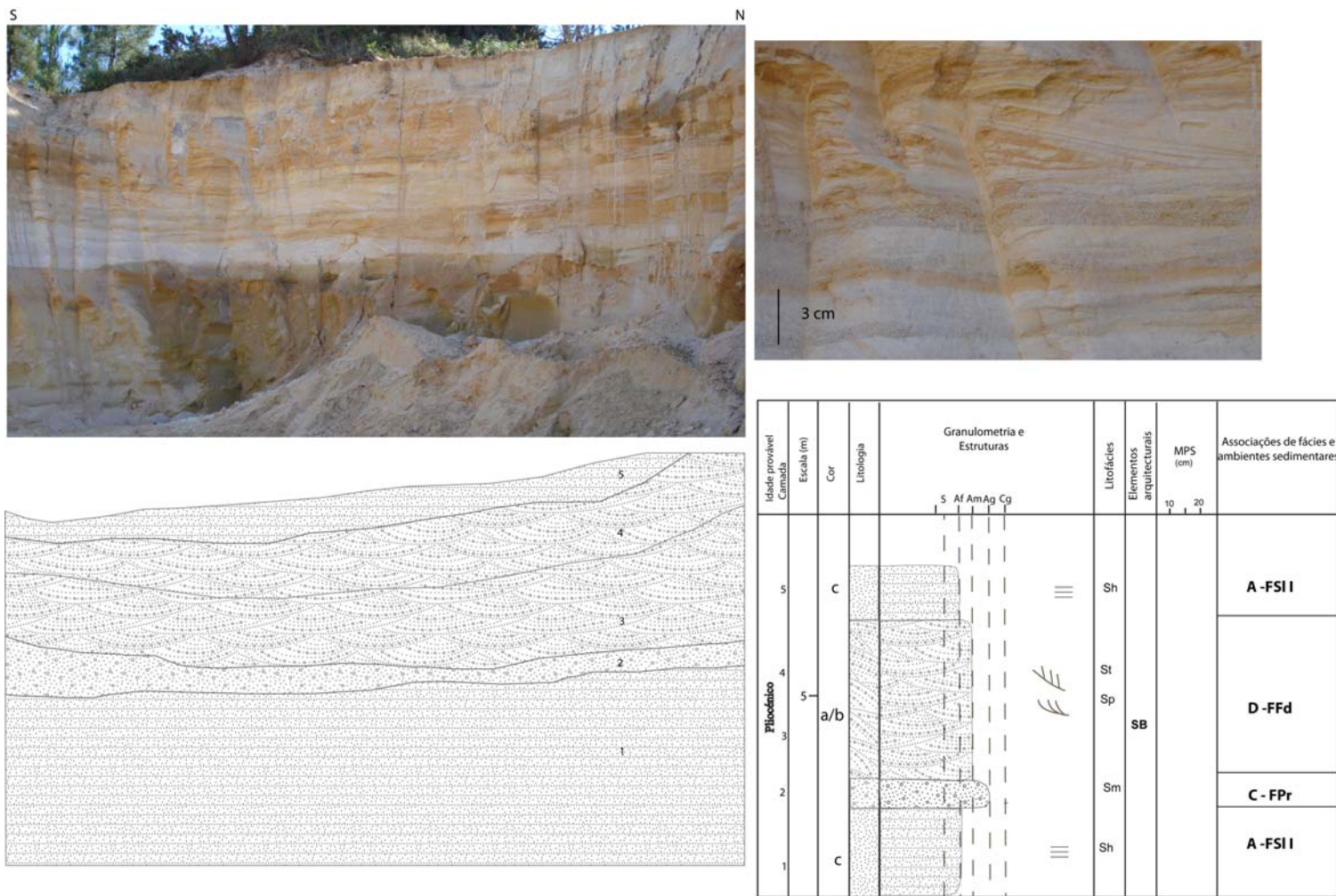
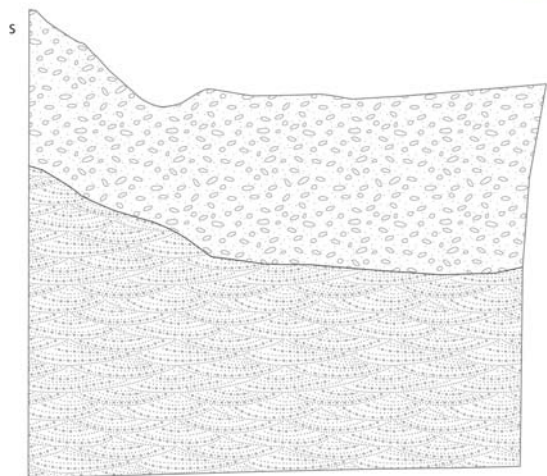


Figura 4.65 – Painel fotográfico, esquema interpretativo e perfil estratigráfico do afloramento da Azóia.



Figura 4.66 – Painel fotográfico, esquema interpretativo e perfil estratigráfico do afloramento de Telheiro.



Idioma provável Cartão	Escala (m)	Cor	Litologia	Granulometria e Estruturas		Lito fácies	Elementos arquitecturais	MPS (cm)	Associações de fácies e ambientes sedimentares
				S	AF Am Ag Cg				
Pliocénico	5		C			Gp		12	G-FA II
	4		a/b			St			D-FFd
	5					Sp			
	2								
	1								

Mata do Rato (Alcoughulhe) - MR (137559; 304299)

Depósito conglomerático com espessura de 4m, a cota de 150m. O conglomerado é constituído por clastos de quartzo e quartzito (>90 %), raros clastos de xisto e grés, MPS=35cm. A matriz é arenosa grosseira, amarela. É interpretado como a **associação de fácies H** de ambiente aluvial proximal (**FA III**), (figura 4.67).

Figura 4.67 – Depósito da plataforma da Mata do Rato.



Sinclinal de Alpedriz (Outeiro de Pisões) – (OP) – (131178; 298688)

Pela observação da área verifica-se que nela se desenvolve uma superfície que inclina no sentido NE – SW, baixando de cotas de 150m até cerca dos 50m.

No bordo NW do sinclinal (Outeiro de Pisões) os depósitos encontrados correspondem a uma mistura de areias muito grosseiras a microconglomeráticas, constituídas por materiais do substrato e seixos muito rolados de quartzo, imbricados e com estruturas cruzadas côncavas, característicos da **associação de fácies C (FPr)**. (figura 4.68).

Figura 4.68 – Afloramento no bordo NW do sinclinal de Alpedriz (Outeiro de Pisões).

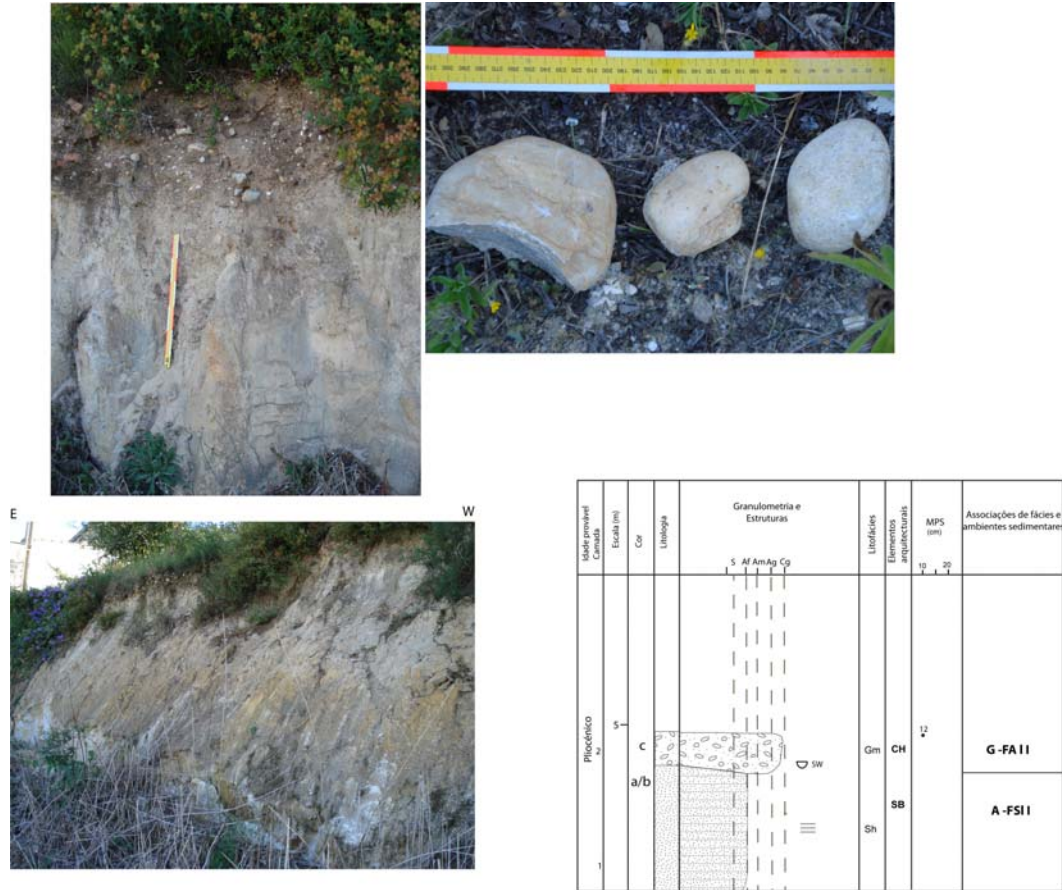


Barro (Bo) – (140254; 297973)

Localizado nas proximidades da Batalha, a cota de 135m, apresenta uma espessura vertical exposta de 5m, onde se individualizam duas unidades, da base para o topo (figura 4.69):

- 1 (4m) - Arenito siltoso fino, amarelo, micáceo, com laminação horizontal (**Sh**).
- 2 (1m) – Corpo conglomerático com clastos de quartzo e quartzito, redondos e angulosos, MPS=12cm, matriz arenosa grosseira, amarela avermelhada. Com estruturas cruzadas planares (**Gp**).

Figura 4.69 – Pannel fotográfico, esquema interpretativo e perfil estratigráfico do afloramento de Barro (Batalha).



Água de Madeiros (AM) – (122431; 308589)

Localizado junto à linha de costa, apresenta cerca de 10m de espessura de arenito siltoso fino, amarelo, micáceo, com laminação horizontal (**Sh**)- **associação de fácies A**, ambiente sedimentar sublitoral (**FSI I**). Segue-se cerca de 1m de areias eólicas (figura 4.70).



Figura 4.70– Afloramento de Água de Madeiros.

Canto do Azeche (CA) – (122872; 303143)

Sobre este afloramento e área adjacente são de referir os trabalhos de Dollfus e Cotter, 1909; Freire de Andrade, 1937; Cachão, 1989; Ribeiro 1998; Ribeiro e Cabral, 1998.

Os arenitos placencianos que constituem este afloramento encontram-se deformados por falha com atitude N55°E; 50°NW. A análise das estrias no espelho desta falha indicam um tipo de movimentação mista, com predomínio da componente vertical. Para oeste as camadas apresentam ligeira torção, já que a sua atitude é de N50°E;50°NW.

A coluna estratigráfica destes materiais é composta, da base para o topo (figura 4.71):

- 1 (6m) - Arenito fino, amarelo, sob o ponto de vista mineralógico predominam o quartzo e o feldspato, havendo algum silte. Apresenta estrutura cruzada planar (Sp) e côncava (St). Nos feixes planares mediram-se as seguintes direcções: E-W;50°N e E-W;45°N. Estão também presentes estruturas circulares (figura 4.72), algumas delas sugerindo o contorno de corpos com forma circular (fósseis de troncos de árvores). De notar a presença de pequenas fracturas que afectam esta forma arenosa.
- 2 (0,5m) – Siltito vermelho, laminado.
- 3 (0,5m) – Lignito com pequenos cristais de gesso.
- 4 (0,1m) – Semelhante à camada 2, com estrias pontuais.

4.72 –



Figura

Estruturas sedimentares com forma circular, presentes na camada 1.



Flanco norte do Canto de Azeche

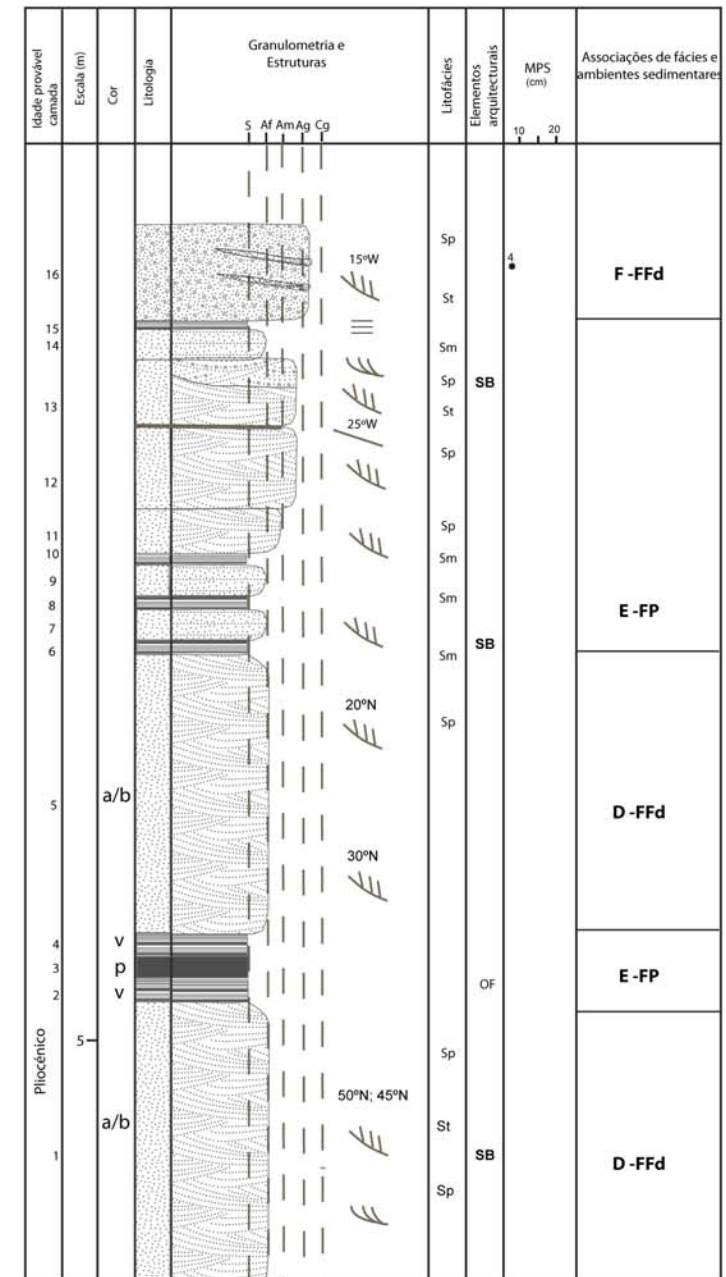
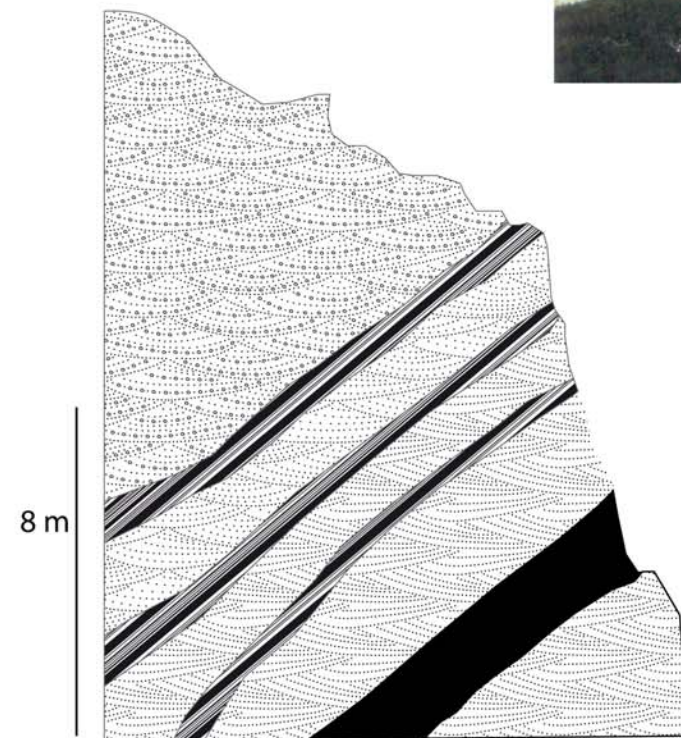
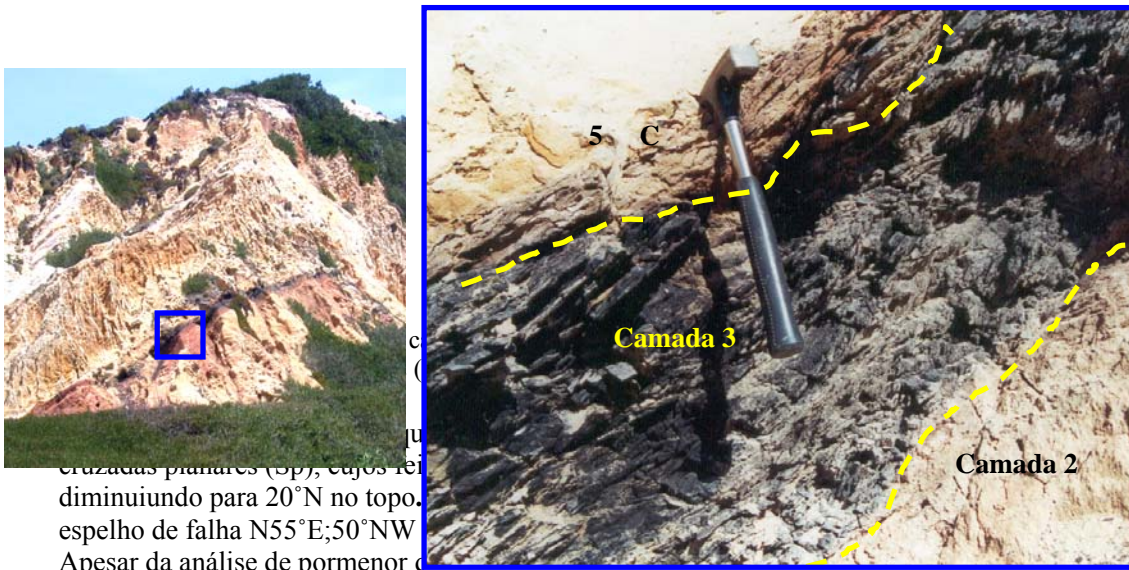


Figura 4.71 – Painel fotográfico e perfil estratigráfico do afloramento do Canto do Azeche.

A figura 4.73 mostra o enquadramento geral das camadas 2, 3 e 4 e o pormenor do seu posicionamento relativo.



estruturas cruzadas planares (Sp), cujos eixos de inclinação diminuído para 20°N no topo. O espelho de falha N55°E;50°NW. Apesar da análise de pormenor que indica componentes horizontais, com predomínio da componente vertical do movimento, dado o declive apresentado por estes materiais e a concordância entre a direcção da falha e a direcção da estratificação, não excluimos a possibilidade de um fenómeno de escorregamento dos arenitos ao longo de uma superfície que facilita o movimento de vertente, superfície esta, materializada por materiais plásticos silto-argilosos.



Figura 4.74 - Estruturação da falha N50°E; 50°NW, com o espelho de falha N55°E; 50°NW. A falha apresenta um movimento de deslizamento de vertente, com o sentido do movimento de vertente para o NW. A falha é caracterizada por uma superfície de deslizamento de vertente, com o sentido do movimento de vertente para o NW. A falha é caracterizada por uma superfície de deslizamento de vertente, com o sentido do movimento de vertente para o NW. A falha é caracterizada por uma superfície de deslizamento de vertente, com o sentido do movimento de vertente para o NW.

fino (0,02m) leito argiloso cinzento acima do qual se verifica aumento da granulometria do arenito.

8 (0,4m) – Siltito cinzento acastanhado, maciço.

9 (0,8m) – Arenito muito fino, amarelo, micáceo.

10 (0,2m) – Siltito vermelho acastanhado, maciço.

11 (1,2m) – Arenito médio a fino, amarelo torrado, mineralogicamente muito rico em feldspatos e quartzo, com estrutura cruzada planar (Sp).

12 (2 m) – Arenito médio a grosseiro, esbranquiçado, muito rico em feldspatos e quartzo, com largos feixes planares e inclusões circulares de areia branca (figura 4.75).



Figura 4.75 –
13 (1,5m) –
descontinuidade
argiloso, br
amarelo torr
côncavas (S
MPS=3cm,
feixes como

cie de
renito
grosseiro,
nares e
ura 4.78) com
ados. Tanto os

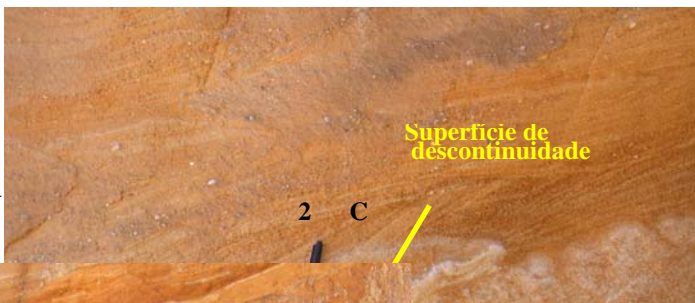


Figura 4.76 –

camada 13.



Figura 4.77 – Estruturas cruzadas planares e côncavas presentes na camada 13.



Figura 4.78 – Clastos de quartzo e quartzito, muito angulosos, redondos e com esfericidade baixa, que se encontram em pavimentos na camada 13.

14 (0,7m) – Arenito amarelo, muito fino, muito micáceo, maciço (Sm).

15 (0,1m) – Siltito castanho avermelhado, laminado, com óxidos de ferro. A sua atitude é concordante com a estratificação N45°E; 15°NW.

16 (2m) – Arenito amarelo, médio, com quartzo e silte, pobre em feldspatos e mica, com laminação horizontal e leitos conglomeráticos, estes, constituídos por seixos de quartzo e quartzito com MPS=3cm, redondos e sub-angulosos, dispostos em feixes planares com inclinação no sentido SW (figura 4.79).



Figura 4.79 – Feixes constituí

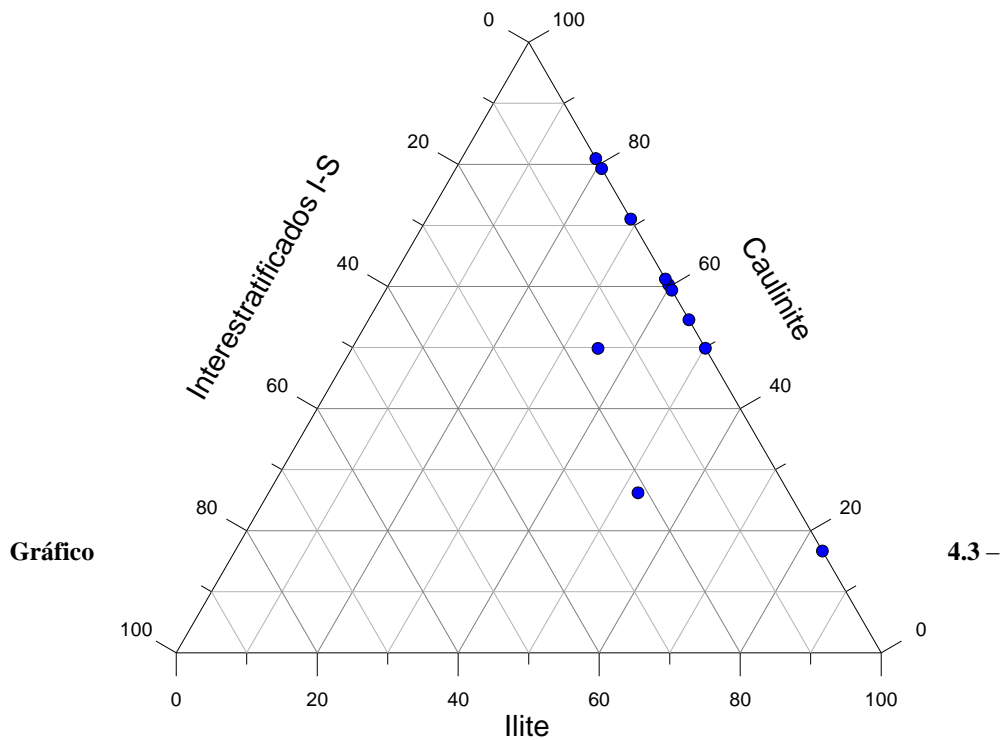
dos por seixos de quartzo e quartzito, presentes na camada 16.

Os parâmetros granulométricos dos materiais amostrados no afloramento do Canto do Azeche são mostrados no quadro 4.6. O número da amostra equivale ao número da camada no perfil estratigráfico.

Quadro 4.6 – Parâmetros granulométricos das amostras do afloramento do Canto do Azeche.

Amostra	Média	Assimetria	Curtose	Calibragem
CA17	2,11 Areia fina	1,79 (positiva)	6,18 Ext. leptocúrtica	1,98 Mal calibrada
CA15	2,70 Areia fina	0,42 (positiva)	3,04 Mt.leptocúrtica	1,39 Mal calibrada
CA9	3,20 Areia muito fina	1,01 (positiva)	3,26 Ext. leptocúrtica	2,11 Mal calibrada
CA7	2,67 Areia fina	1,89 (positiva)	6,45 Ext. leptocúrtica	1,86 Mal calibrada
CA5	2,15 Areia fina	1,90 (positiva)	6,22 Ext. leptocúrtica	2 Muito mal calibrada
CA2	2,90 Areia fina	1,77 (positiva)	7,03 Ext. leptocúrtica	-3,35 Muito bem calibrada
CA1	1,89 Areia média	2,55 (positiva)	9,78 Ext. leptocúrtica	1,71 Mal calibrada

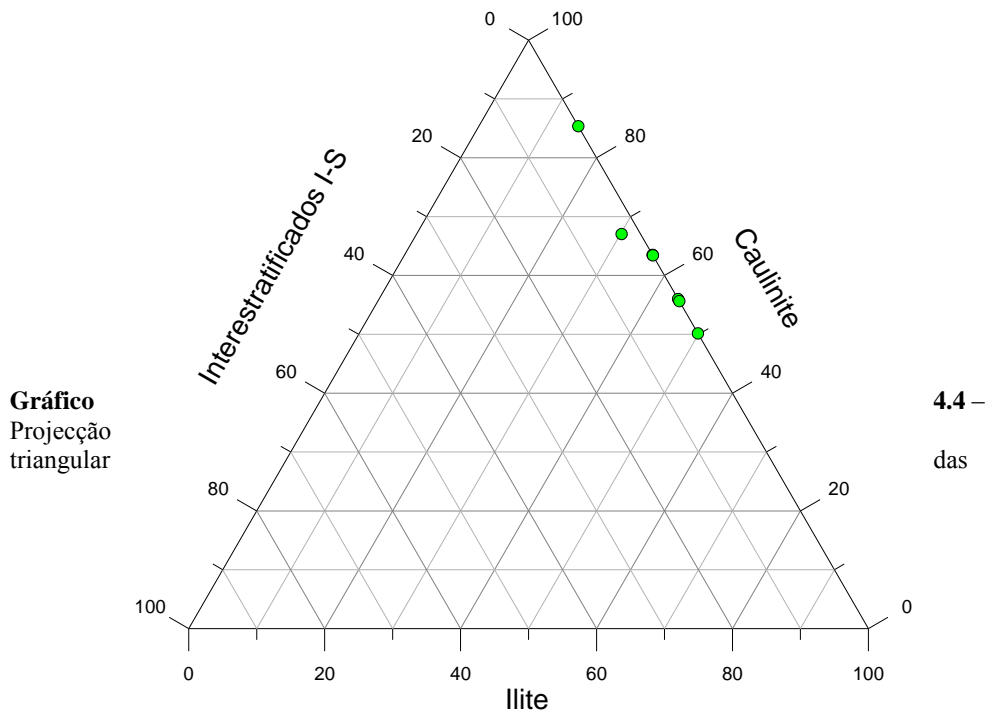
Os parâmetros granulométricos das amostras colhidas mostram a existência de areias finas e mal calibradas. Quanto à distribuição dos minerais de argila, estão presentes a ilite e a caulinite. A ilite regista um aumento quantitativo para o topo, contrariamente à caulinite. Isto pode dever-se ao facto da ilite se poder formar por degradação de caulinite e moscovite, mas também, indicar um arrefecimento do clima, já que a presença de ilite é indicadora de temperaturas baixas (gráfico 4.3). De notar também, próximo das camadas do topo, a presença de interestratificado ilite-esmectite indicador de degradação do edifício estrutural da ilite.



Projeção triangular das percentagens de minerais argilosos no afloramento do Canto do Azeche.

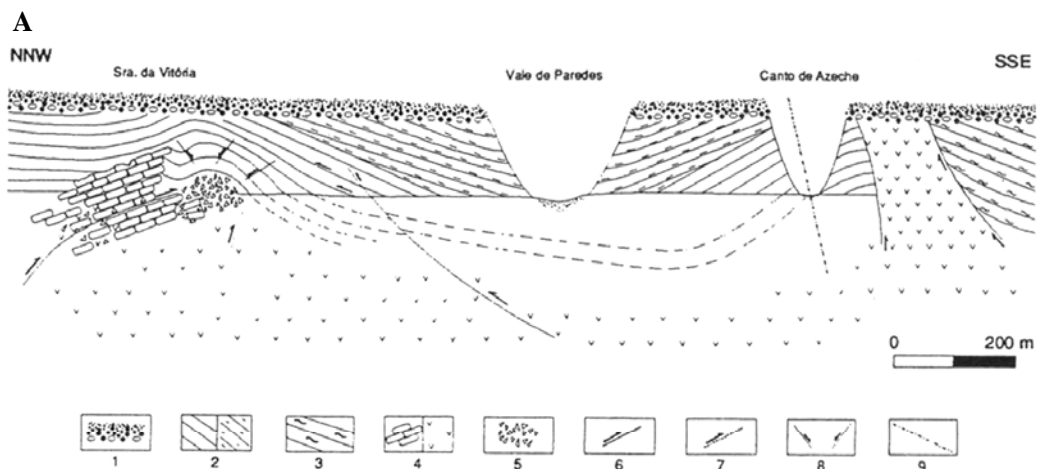
As colheitas de amostras para análise de polimorfos, efectuadas pelo colega Manuel Vieira e Prof. João Pais mostraram (comunicação oral) a presença de espécies (*Quercus sp.*; *Ericaceae*; *Alnus sp.*) de clima temperado com sazonalidade, temperaturas baixas e diminuição da humidade. Este facto foi também constatado na **associação de fácies E (FA I)** do afloramento do Barracão.

A análise dos minerais de argila nas fácies mais finas e no lignito, em amostras recolhidas para determinação de polimorfos, mostra diminuição da illite e desaparecimento dos interestratificados (gráfico 4.4). Podendo indicar um arrefecimento progressivo do clima à medida que se sobe na coluna estratigráfica, onde se verifica a ocorrência de maior percentagem de illite e interestratificados.



percentagens de minerais argilosos no lignito do afloramento do Canto do Azeche.

Em síntese, tendo em atenção as características sedimentológicas, estratigráficas e estruturais observadas neste afloramento propomos para a interpretação da área envolvente do Canto do Azeche o esquema da figura 4.80.



Corte estrutural interpretativo da deformação plio-quaternária em Vale de Paredes (escala vertical sobrelevada). 1 - Quaternário; 2 - Pliocénico superior ("Arenito de Carnide" e "Arenito de Paredes"); 3 - Cretácico; 4 - Liásico inferior (calcários e margas gipsíferas); 5 - brecha diapírica; 6 - falha no substrato diapírico; 7 - falha provável no substrato diapírico; 8 - microfalhas na cobertura pliocénica, com indicação do sentido de movimento relativo; 9 - flexura (?).

Figura 4.80 – B - Esquema interpretativo da sedimentologia, estratigrafia e estrutura da área envolvente do Canto de Azeche (re-interpretado de Ribeiro e Cabral, 1998 - A).

4.3 - Datações

Os métodos de datação são aplicados quer à determinação da idade dos sedimentos e fósseis, quer em estudos geomorfológicos. Podem ser agrupados em técnicas isotópicas e técnicas não isotópicas, subdivididas em técnicas dosimétricas e outras, e são as seguintes (Quadro 4.7, 4.8):

- a) Técnicas isotópicas - Baseiam-se no decaimento de alguns radionuclídeos, segundo processos em que a velocidade de decaimento é conhecida - ^{14}C , ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , ^{41}Ca , ^{53}Mn , ^{129}I , $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, U, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$.
- b) Técnicas dosimétricas - Englobam a **Luminescência**, a **Ressonância de "spin"** e os **traços de fissão**. Estas técnicas fundamentam-se na medição da dose total de radiação absorvida por um mineral a partir de um dado momento, o qual é designado por “acerto do cronómetro”. A quantidade de energia armazenada na malha de materiais isoladores vai depender, quer da radiação retida, quer de processos de recombinação.
- c) Outras técnicas de datação - Além das técnicas descritas anteriormente, existe um conjunto de outras técnicas com poucas afinidades entre si, que por uma questão de sistematização poderão ser agrupadas nesta alínea. Podem ser incluídas neste grupo a racemização de aminoácidos, a dendrocronologia e a hidratação de vidros vulcânicos.

Formatadas: Marcas e numeração

Quadro 4.7 - Materiais, cuja idade é possível determinar a partir de métodos de datação utilizando técnicas isotópicas e dosimétricas, racemização de aminoácidos, dendrocronologia e hidratação de vidros vulcânicos (Ramos, 2000).

Métodos de Datação	Tipos de técnicas		Materiais a que se aplicam
	Técnicas isotópicas	Radionuclídeos	$^3\text{H}/^3\text{He}$
^{10}Be			Sedimentos sem carbonatos (nódulos de Mn).
^{14}C			Matéria orgânica incarbonizada, restos microflorísticos, amostras de gelo, travertinos e espeleotemas.
^{26}Al			Amostras de gelo, sedimentos sem carbonatos (nódulos de Mn); determinação da taxa de erosão, meteorização e o período de exposição.
^{36}Cl			Rochas de zonas húmidas ou solos; determinação das velocidades de erosão e acumulação em zonas áridas.
^{41}Ca			Carbonatos secundários e ossos.
^{53}Mn			Amostras de gelo, esférulas de ferro.
^{129}I			Matéria orgânica.
$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$			Mínerais de quartzo e feldspatos.
U			Mínerais de quartzo e feldspatos.
Rb			Mínerais de quartzo e feldspatos.
$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$			Mínerais de quartzo e feldspatos.
Técnicas dosimétricas			Luminescência BERGER (1988) WINTLE & HUNTLEY (1982)
	Luminescência óptica	Quartzo e feldspatos	
	Luminescência de infravermelhos	Feldspato k	
	Ressonância de “spin” do electrão	Carbonatos formados em zonas cársicas ou em nascentes de águas cálcicas (tufos calcários), esmalte dos dentes de mamíferos, corais, quartzo com lamelas formado por metamorfismo.	
	Traços de fissão (“Fission track”)	Mínerais com teor elevado de Urânio.	
Outras técnicas de datação	Racemização de amino-ácidos	Conchas de moluscos e cascas de ovos.	
	Dendrocronologia	Depósitos fluviais de cheias, deslizamentos de terrenos, moreias muito recentes, fenómenos ligados à neotectónica. Utilizada para calibrar datações pelo ^{14}C .	
	Hidratação de vidros vulcânicos	Vidros vulcânicos com qualquer composição.	

Quadro 4.8 - Métodos de datação utilizados em função da idade dos materiais a datar (Ramos, 2000).

Método de Datação	IDADE				
	(em anos)	10.000	100.000	1.000.000	10.000.000
	HOLOCÉNICO	PLISTOCÉNICO	PLIOCÉNICO	MIOCÉNICO	
Magnetismo	—————				
¹⁴ C	—————				
²¹⁰ Pb	—				
³ H/ ³ He	—————				
¹⁰ Be			—————		
²⁶ Al			—————		
³⁵ Cl			—————		
TL	—————				
LO	—————				
LEIV	—————				
RA	—————				
DC	—————				
HVV	—————				

Legenda: TL – Termoluminescência; LO – Luminescência óptica; LEIV – Luminescência estimulada de infravermelhos; RA - Racemização de aminoácidos; DC – Dendrocronologia; HVV – Hidratação de vidros vulcânicos.

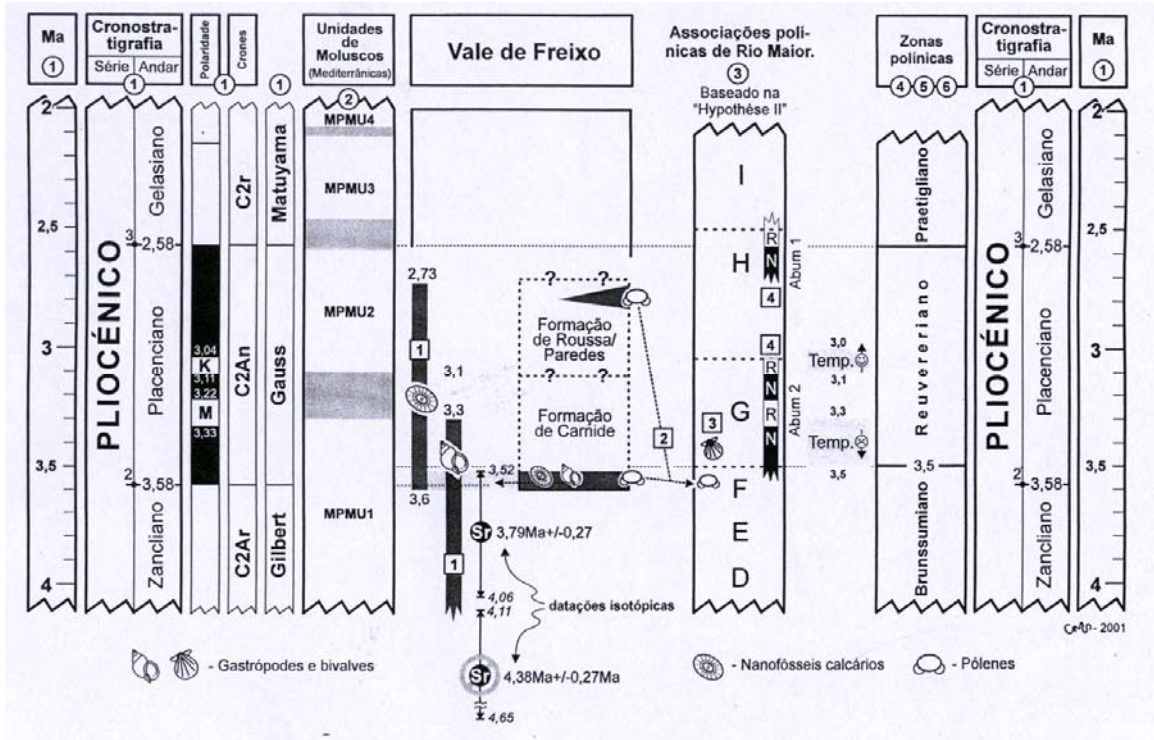
correspondente à biozona *Discoaster tamalis*, CN12a de Okada e Bukry (1980); topo do Zancleano a Placenciano (Cachão, 1989; 1990), ou seja, 3,75 a 2,73 Ma. Cachão (1989, 1990) mostrou ser possível limitar um pouco mais o intervalo representado para 3,6 a 2,73 Ma.

Tendo em conta o resultado dos trabalhos de Castradori *et al.* (1998) desenvolvidos no Mediterrâneo e os nanofósseis calcários, Silva (2001) considera que os níveis fossilíferos de Vale do Freixo têm idade precisa correspondente ao extremo superior do Zancleano (últimos 20 ka) a Placenciano (3,6 a 2,73 Ma), mas, na prática, de acordo com Castradori *et al.* (1998) o posicionamento do vale do Freixo pode ser tomado como do início do Placenciano.

Para a obtenção de maior detalhe na datação dos níveis fossilíferos de Vale do Freixo, o autor utilizou técnicas de datação numérica baseada em análises de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr.

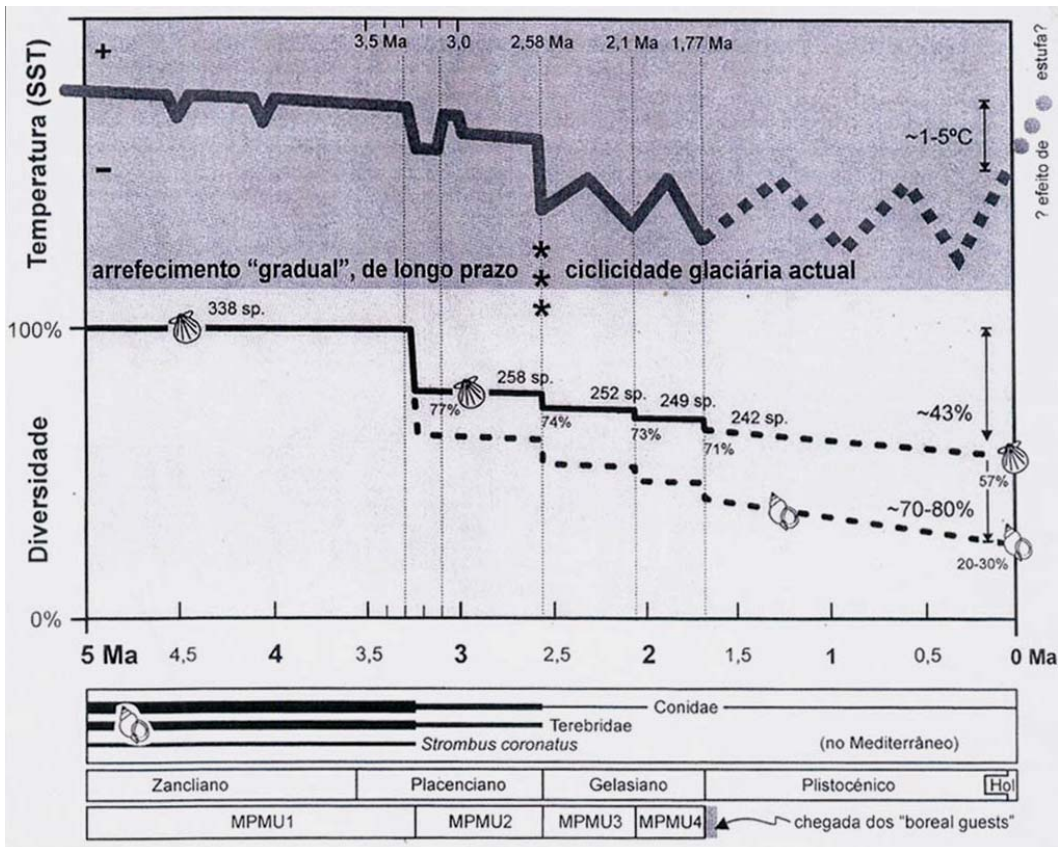
Com base nestes novos dados cronostratigráficos e um conhecimento mais aprofundado da malacofauna pliocénica marinha portuguesa, o autor considera que esta deve ser atribuída à Mediterranean Pliocene Molluscan Unit 1 (MPMU1) (Silva, 2001)

de Raffi e Monegatti (1993) (figura 4.80). Foram também tidos em consideração a diversidade da fauna de gastrópodes e os principais eventos climáticos de arrefecimento registados no Plio- Plistocénico (figura 4.81) e a comparação dos limites das sequências sísmicas no Banco das Baamas com os ciclos de Haq *et al.* (1987) (figura 4.82).



Posicionamento estratigráfico dos níveis fossilíferos da jazida de Vale de Freixo (Pombal, Portugal Centro-Oeste). Esquema de correlação geral com escalas bio e ecostratigráficas marinhas, com a sequência polínica de Rio Maior e com a escala climatostratigráfica, polínica, europeia. Legenda: (1) - Berggren *et al.* (1995a; 1995b); (2) - Raffi & Monegatti (1993); (3) - Modificado de DINIZ (1984); (4) - ZAGWIJN (1974); (5) - Suc (1982); (6) - Suc & ZAGWIJN (1983); [1] - Datações dos níveis marinhos fossilíferos de Vale de Freixo com base em nanofósseis calcários e moluscos bentónicos. [2] - Relação das palinofloras de Vale Farpado, de Vale de Freixo (Base do Arenito de Carnide) e do Complexo de Barracão (intra/topo do Arenito de Roussa/Paredes) com o topo da associação F de Rio Maior (DINIZ, 1984). [3] - Presença de indícios de influência marinha. Quistos de dinoflagelados e restos moluscos marinhos, e.g. *Palliolium excisum* (fide DINIZ, 1984). [4] - Magnetostratigrafia de Abum 1 e de Abum 2 (DINIZ, 1998).

Figura 4.81 – Esquema geral, muito simplificado, da relação entre a diversidade da fauna de



gastrópodes e os principais eventos climáticos de arrefecimento registados no Plio- Quaternário (de acordo com Silva, 2001).

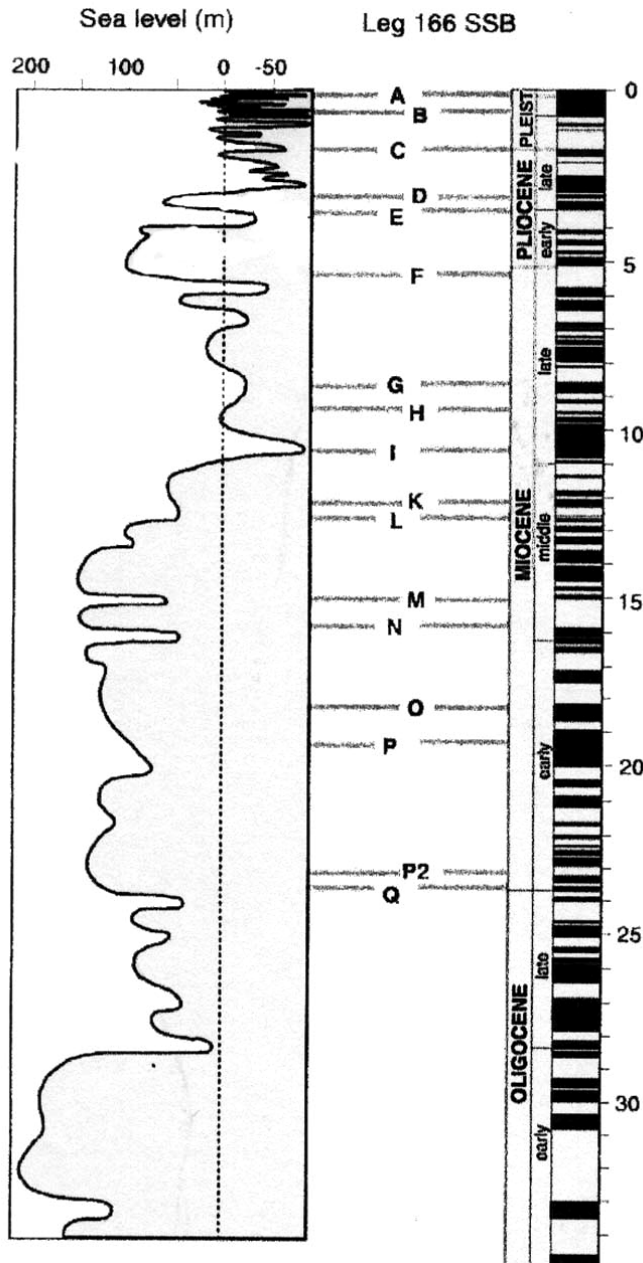


Figura 4.82 - Comparação dos limites das seqüências sísmicas (SSB) no Banco das Baamas com os ciclos de Haq *et al.* (1987). A carta é ajustada à escala temporal de Berggren *et al.* (1995). Aproximadamente dois terços dos limites das seqüências coincidem com os períodos de baixo nível do mar propostos. (http://www-odp.tamu.edu/publications/166_SR/chap_16/c16c16_f2.htm).

4.4 - Interpretação paleogeográfica

4.4.1- Análise de secções estratigráficas

Formatadas: Marcas e numeração

A área em estudo apresenta uma extensão considerável e é palco de desenvolvimento de variados processos de ordem sedimentológica, estratigráfica geomorfológica e tectónica. As fácies sedimentares identificadas apontam para uma região, onde, desde os finais do Zancleano até ao Gelasiano, os processos sedimentares de natureza marinha foram preponderantes sobre os continentais fluviais. Este facto viria a inverter-se no Gelasiano e início do Plistocénico, com o desencadear da incisão da rede fluvial, embora esta tenha estado sempre condicionada pelos diferentes ciclos de glaciário/inter-glaciário decorridos no Plistocénico.

Nas figuras 4.83 a 4.90 é feita uma reconstituição espacial da deposição das diferentes associações de fácies documentadas no terreno. É óbvia a variação lateral de fácies de oeste para este, respectivamente de marinhas sub-litorais, praia e delta a continentais fluviais, não esquecendo a situação dos ambientes pantanosos.

De notar o papel importante que a tectónica sin-sedimentar teve na evolução dos processos deposicionais da área, manifestamente evidenciada na zona de Barracão-Roussa e Barosa. É precisamente nesta zona que a série pliocénica apresenta as maiores espessuras (Capítulo 4, secção 4.1) e onde se encontra completa em termos de associações de fácies, tendo aí sido possível elaborar a estratigrafia do Pliocénico da região central de Portugal com o denominado **Grupo de Barracão**.

Esta área terá constituído um depocentro durante a deposição da SLD13 de Cunha (1992).

O Maciço Calcário de Sicó e o Maciço Calcário Estremenho tiveram um importante papel como barreira geográfica no máximo da incursão marinha, já que marcam o desaparecimento para oriente, de depósitos pliocénicos. O evento transgressivo responsável pelo desenvolvimento e sedimentação das fácies pliocénicas, na área, terá iniciado antes do Placenciano, já que data de 3.6-2,73 Ma (Cachão, 1989; 1990), na jazida do Vale do Freixo (Carnide-Pombal) a, aproximadamente, 30km da linha de costa actual.

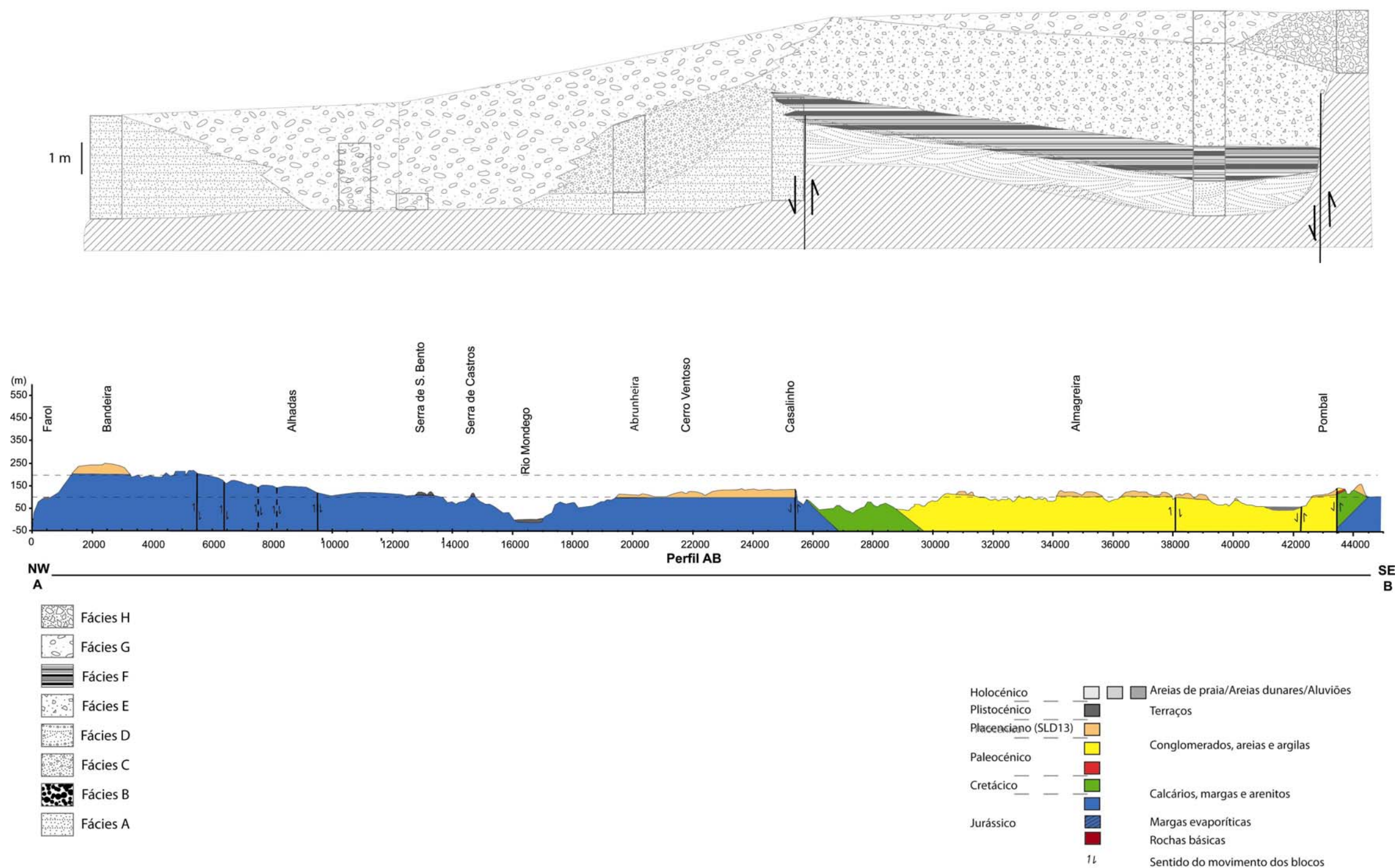


Figura 4.83 – Corte geológico e variação lateral de fácies no perfil AB (Capítulo 4, secção 4.1).

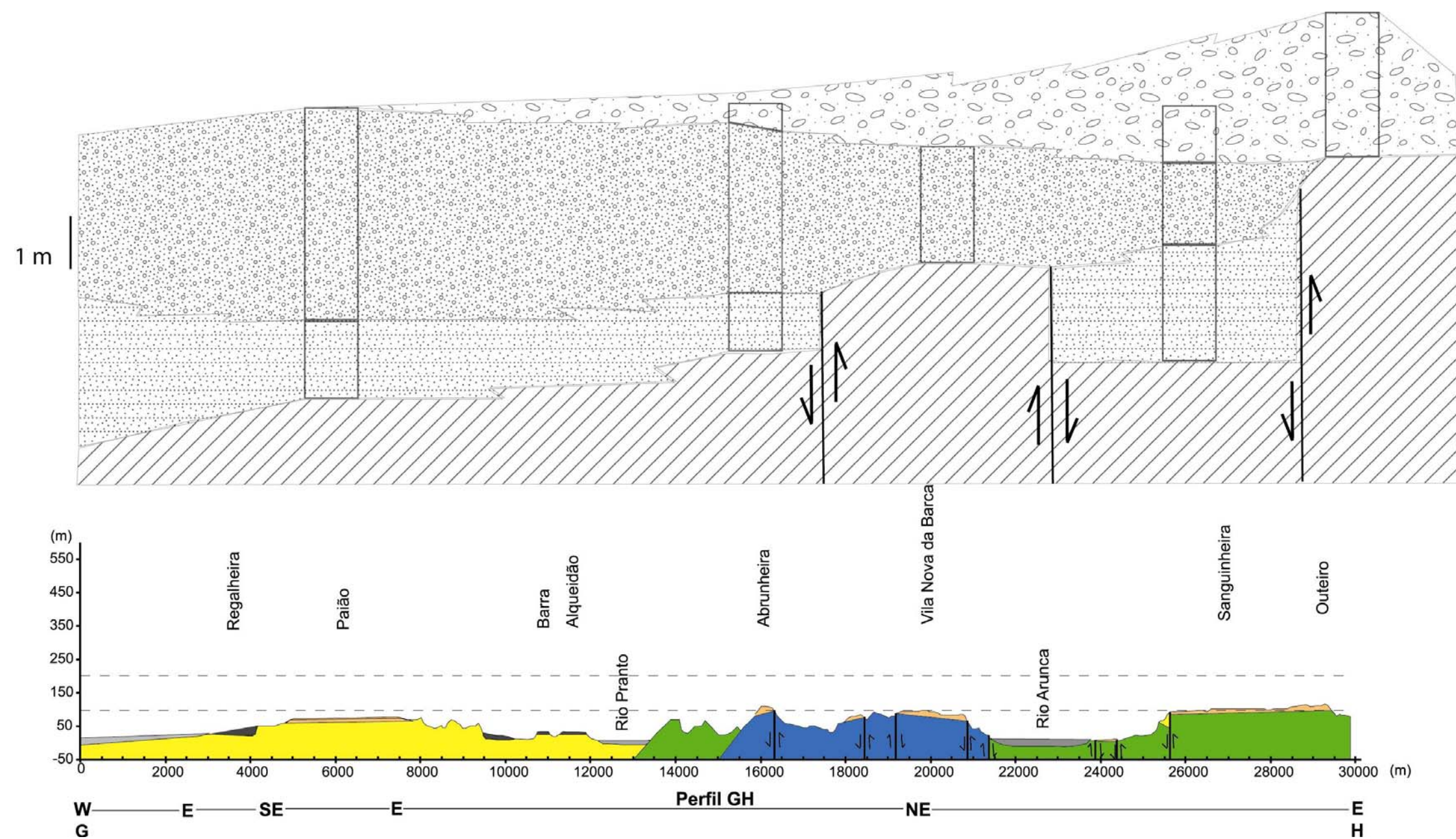
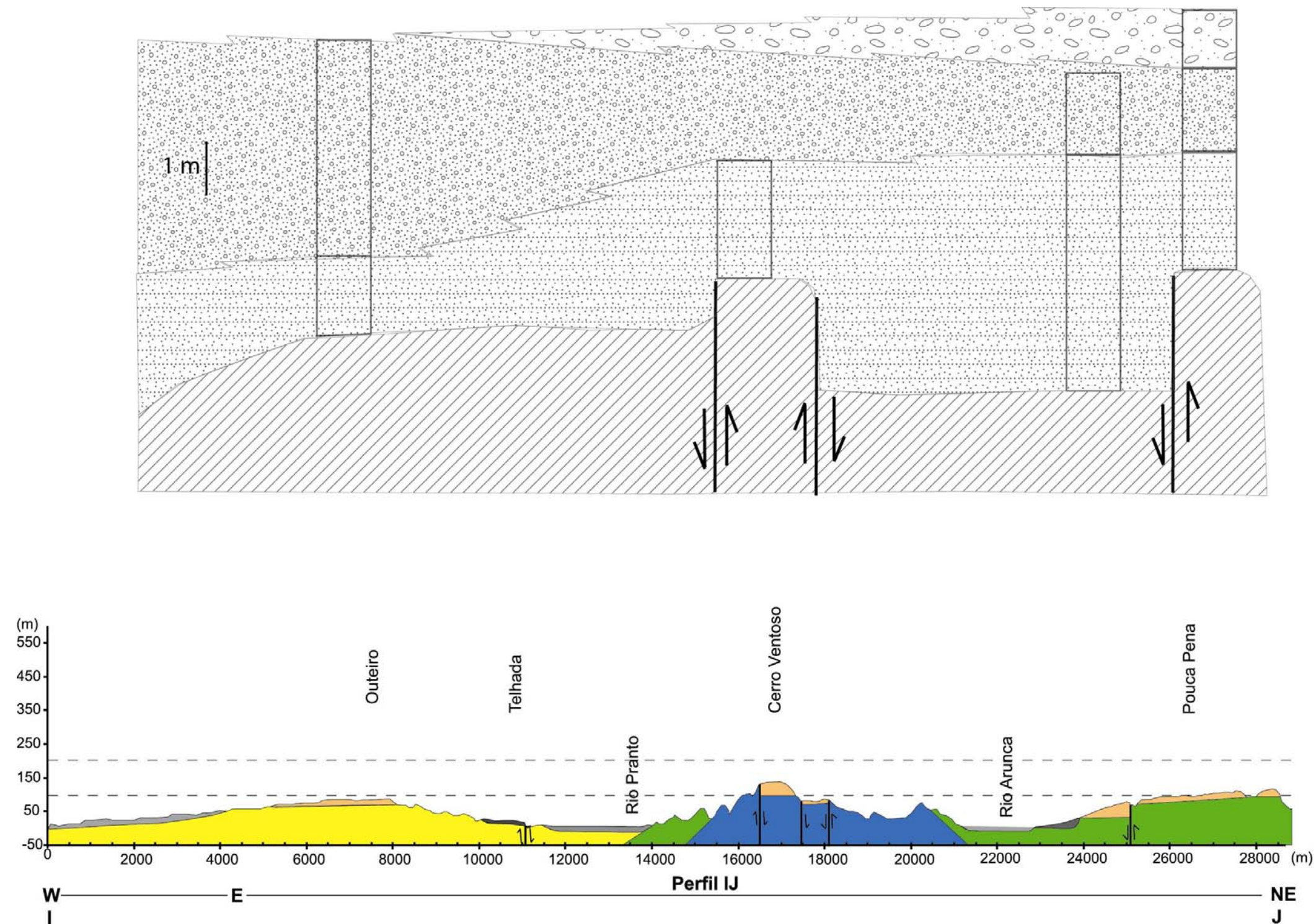


Figura 4.84 – Corte geológico e variação lateral de fácies no perfil GH (Capítulo 4, secção 4.1).

Figura 4.85 – Corte geológico e variação lateral de fácies no perfil IJ (Capítulo 4, secção 4.1).



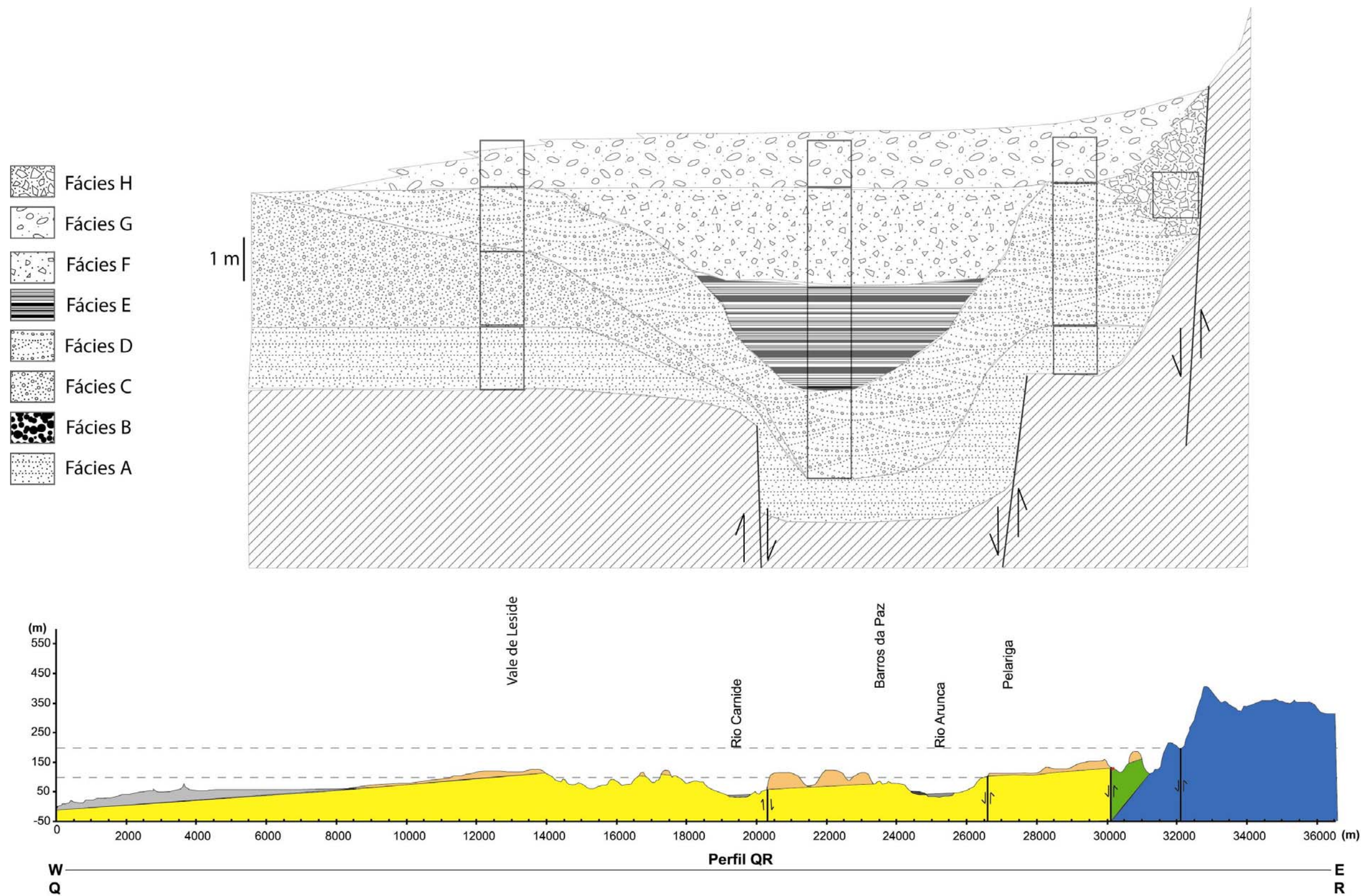


Figura 4.87– Corte geológico e variação lateral de fácies no perfil QR (Capítulo 4, secção 4.1).

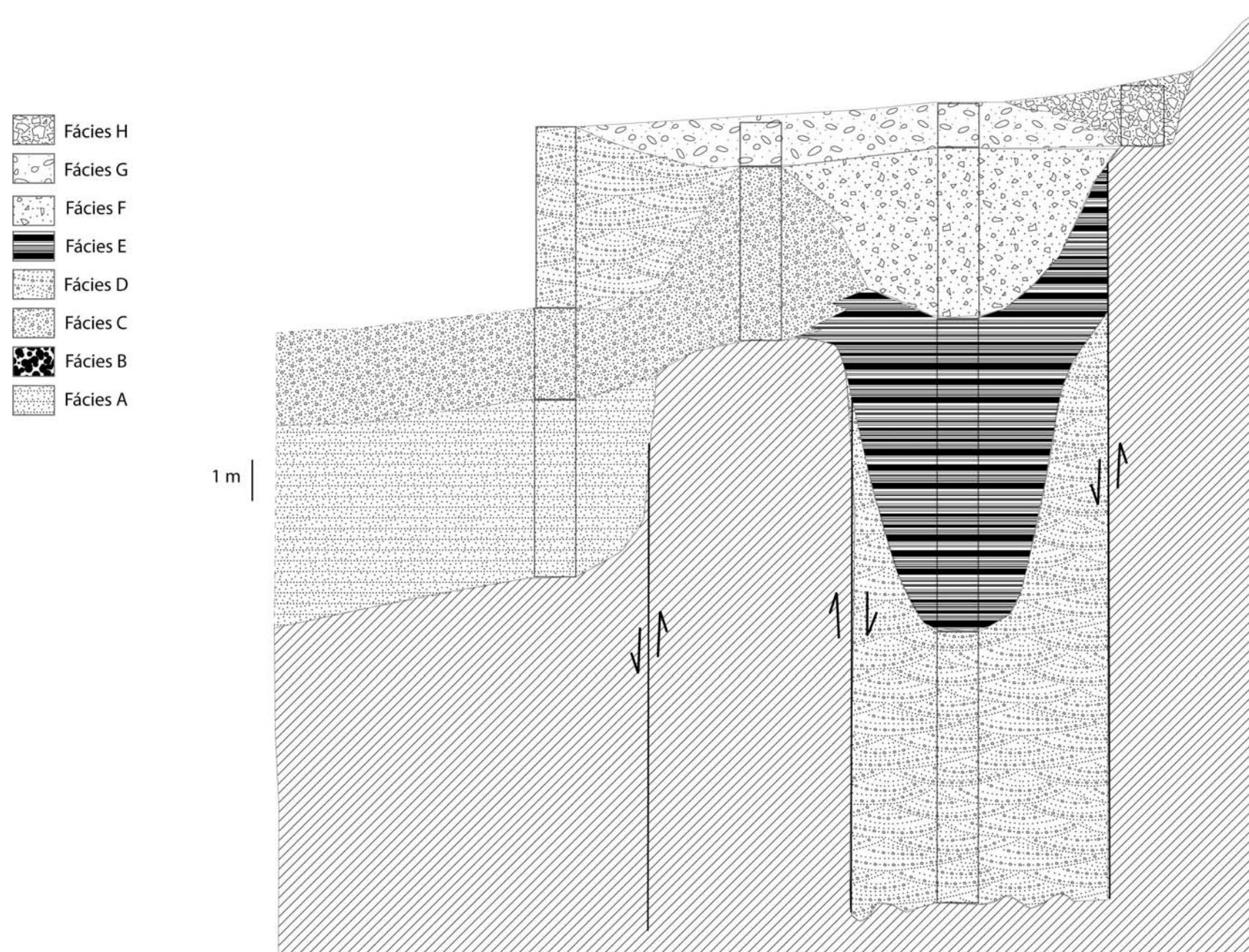
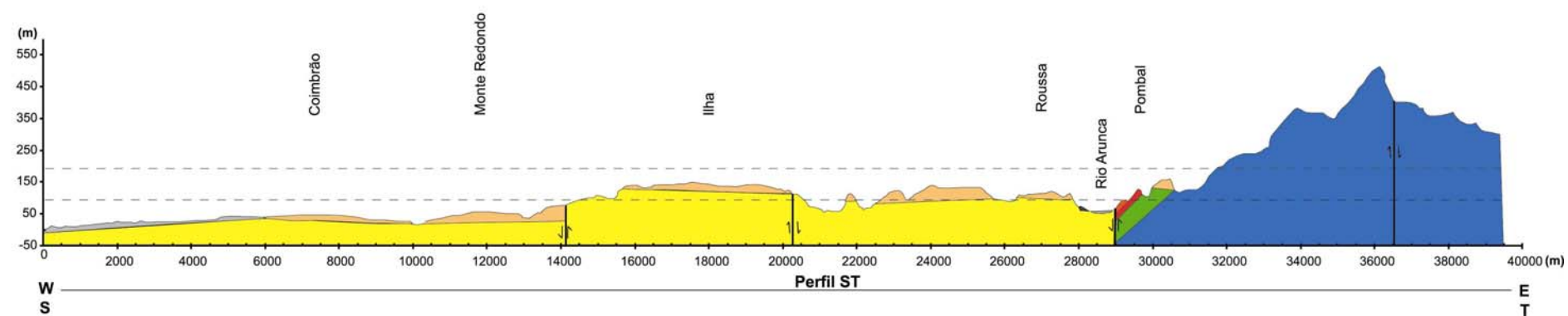


Figura 4.88 – Corte geológico e variação lateral de fácies no perfil ST (Capítulo 4, secção 4.1)



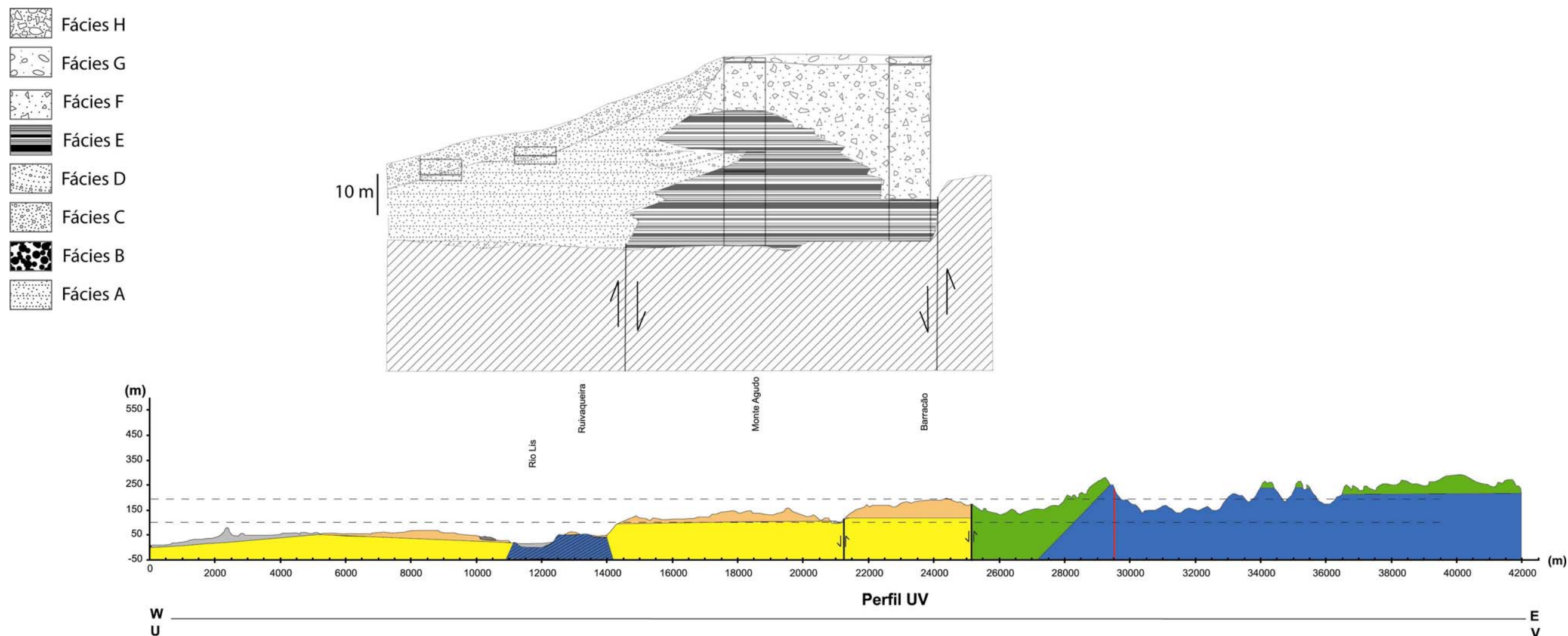


Figura 4.89 – Corte geológico e variação lateral de fácies no perfil UV (Capítulo 4, secção 4.1)

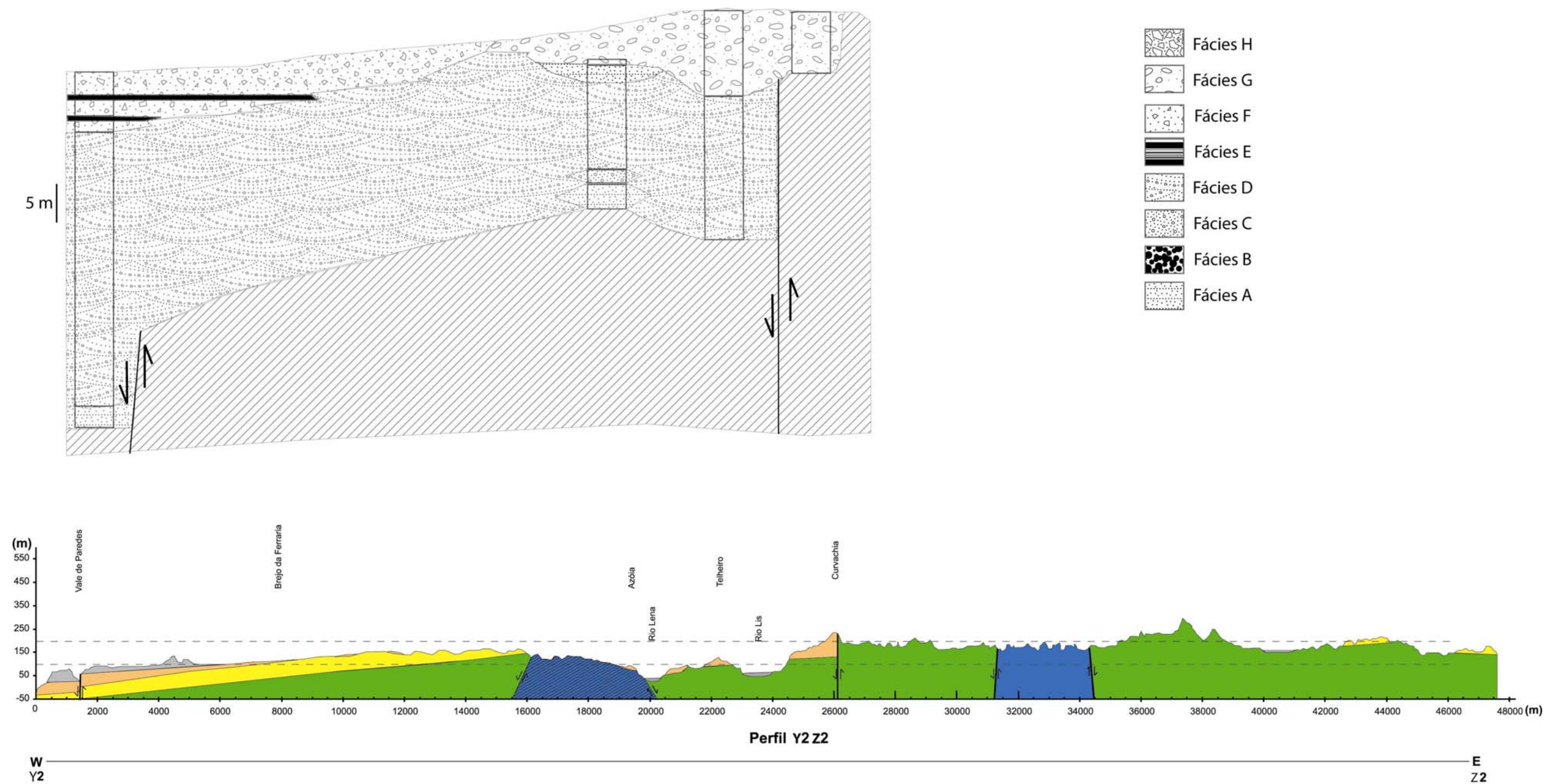


Figura 4.90 – Corte geológico e variação lateral de fácies no perfil Y2Z2 (Capítulo 3, secção 3.1)

4.4.2– Reconstituição paleogeográfica

Os esquemas apresentados resultam de uma série de dados analisados, no âmbito da litostratigrafia, sedimentologia, cronostratigrafia e tectónica, e que são apresentados, nos vários capítulos deste trabalho. As figuras 4.91 e 4.92 dão conta da evolução paleogeográfica verificada, respectivamente, para a base e topo da SLD13.

Como resultado da observação das figuras 4.91 e 4.92, pode-se dizer que durante o Zancleano terminal - Placenciano, ocorreu na plataforma litoral uma deposição em ambiente continental, com a formação de sistemas fluviais, e marinho pouco profundo. Este esquema corrobora as ideias já expressas por Ramos e Cunha (2004), para a evolução da fachada litoral do centro de Portugal. O mar desenhava uma série de amplas reentrâncias costeiras.

Pela distribuição das associações de fácies para esta área, podemos apontar as seguintes conclusões:

1 – os depósitos que se encontram a leste são todos de natureza continental e estão relacionados com a actuação de processos fluviais;

2 – à medida que seguimos para oeste, os depósitos compostos por associações de fácies fluviais vão-se tornando progressivamente mais finos;

3 – existem vários aparelhos fluviais antigos com várias digitações para oeste que depositariam parte dos seus materiais em contexto marinho, sensivelmente nas áreas que hoje correspondem ao Mondego, Arunca e Carnide, embora os dois últimos se tenham formado por captura dos antigos aparelhos fluviais, devido a acção da tectónica (sistemas NNW-SSE e NE-SW – capítulo 6).

4 – o aparelho exutor do Pré-Mondego, Pré-Arunca, Pré-Carnide e Pré-Lis parecem ter desenvolvido uma frente deltaica onde se alternariam condições de deposição (marinho – continental, com destaque para o último) e nesta frente ocorreria, naturalmente, muita remobilização de sedimentos;

5 – nas áreas de menor altitude de então e sujeitas a menor quantidade de acarreios continentais ocorreria uma penetração marinha que se faria por uma plataforma de baixo ângulo, sobre a qual se depositaram fácies, essencialmente, de estrão;

6 – Devido a acção tectónica dos principais sistemas de falhas (capítulo 6), na zona a leste, entre Pombal e Leiria, sectores da plataforma sofreram soerguimento. Os seus ambientes sofreram diminuição do hidrodinamismo dando lugar a sedimentação pantanosa (argilas e lignitos do **Grupo de Barracão**).

Em resumo, a paisagem pliocénica seria bastante diferente daquela que encontramos actualmente, na plataforma litoral entre os paralelos do Cabo Mondego e a Nazaré. Neste espaço deveríamos ter sistemas de *fan-delta* (os percursos dos principais rios actuais na área) que se estabeleciam logo à saída dos relevos calcários do Maciço de Sicó e Maciço Calcário Estremenho, nos quais se desenvolveria a rede hidrográfica que o abastecia. Os acarreios continentais deste *fan-delta* depositavam-se no mar próximo. Entre estes dois principais conjuntos morfológicos e deposicionais teríamos um ambiente de transição com alguma penetração marinha.

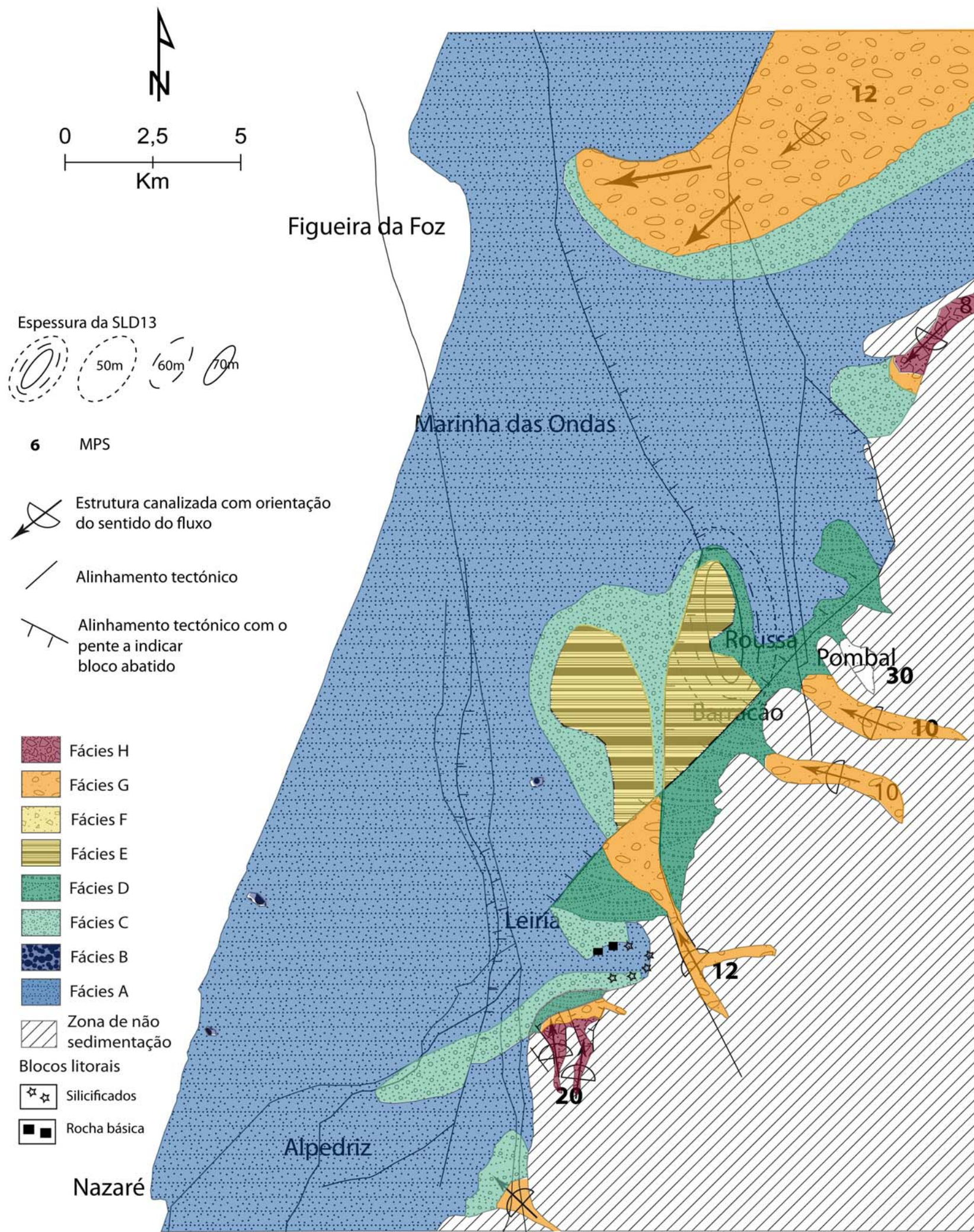
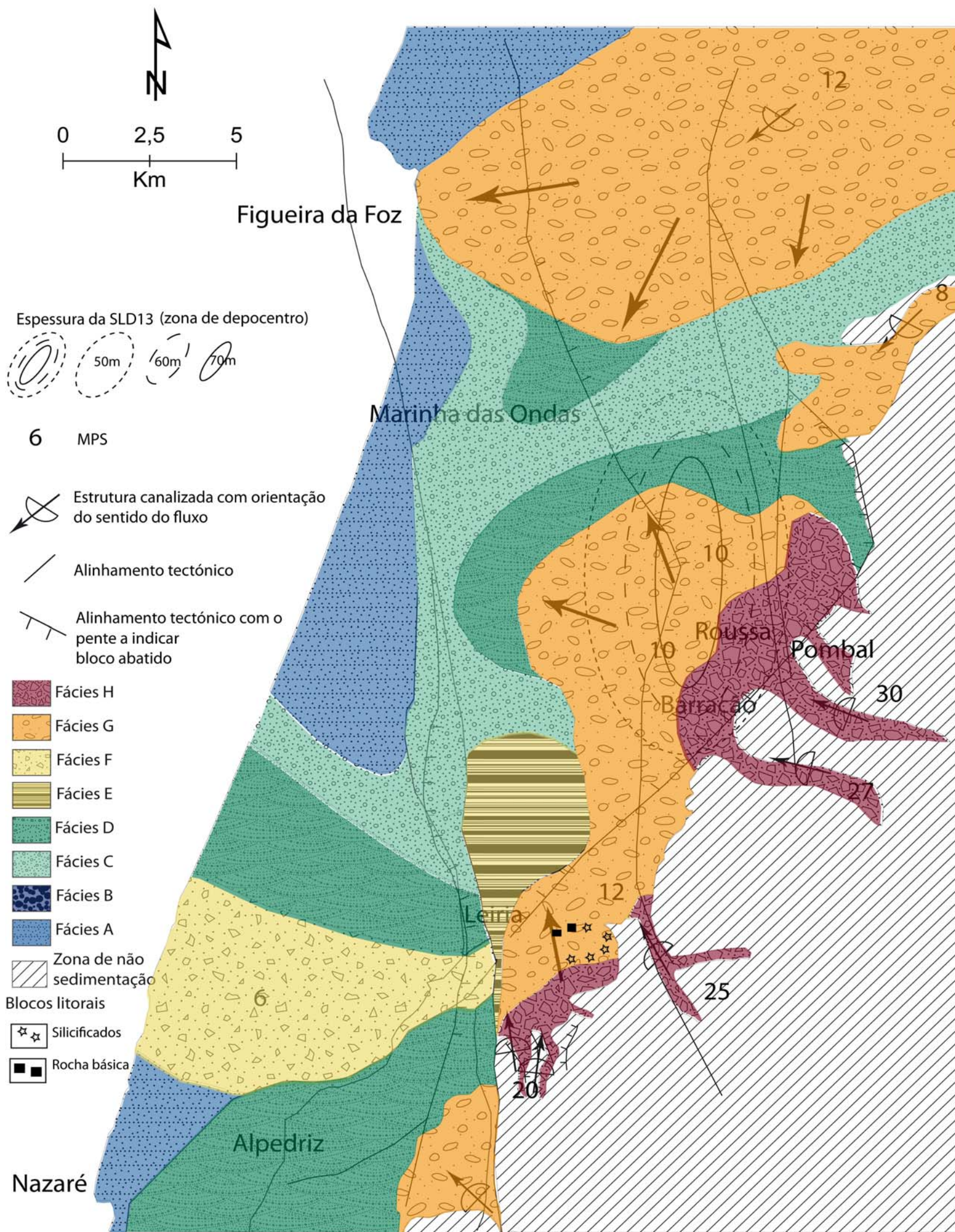


Figura 4.91 – Distribuição espacial de ambientes sedimentares e associações de fácies da base da SLD13.



4.5 – Modelos e controlos deposicionais das associações de fácies da SLD13

Formatadas: Marcas e numeração

Na secção 4.1 descrevem-se as associações de fácies que caracterizam os diferentes ambientes sedimentares. As associações de fácies e a sua relação com o registo sedimentar, bem como o tratamento de dados texturais e composicionais e a contextualização morfostrutural, fundamentam a criação dos modelos e controlos deposicionais que são apresentados de seguida.

4.5.1- Associação de fácies A (FSI-I)

Esta associação de fácies constitui a base do registo sedimentar da SLD13. Está presente em toda a área. O seu registo é mais disperso a norte e a sul, sendo inexistente sobre os relevos calcários marginais, excepção vai para o pequeno retalho que se encontra no topo da Serra da Boa Viagem e na plataforma da Batalha. A sua maior espessura ocorre entre os paralelos de Pombal e Leiria, onde é mais significativa a continuidade dos afloramentos. Em diversas unidades neogénicas do litoral português estão referidos sedimentos com distribuições granulométricas semelhantes às litofácies Sh e Sm da **associação de fácies A**, por vezes sob a designação de areolas (Cachão e Freitas, 1998 *in* Dinis, 2004). A interpretação dos dados granulométricos levaram Cachão e Freitas (1998) a considerar que estes sedimentos foram depositados em ambiente de plataforma interna, sob condições hidrodinâmicas fracas. No caso da região litoral entre os paralelos do Cabo Mondego e Nazaré, estas fácies estão relacionadas com a transgressão Pliocénica, sendo entendidas como marinhas. Por vezes, como é o caso dos afloramentos de Soure, as **associações de fácies A** surgem intercaladas com corpos areno-conglomeráticos e seixos rolados de praia. Esta situação traduz ambientes de transição praia/plataforma interna em ambientes, tanto actuais como antigos, sujeitos a eventos tempestuosos (Dinis, 2008). Os corpos conglomeráticos estariam associados aos picos energéticos, em condições de sobrelevação de tempestade com erosão da praia e mobilização de sedimentos para áreas mais distais (Niedorada *et al.*, 1985b; Cheel e Leckie, 1992 *in* Dinis, 2004). As areias finas micáceas são depositadas nas fases de quebra de energia.

Nestas associações de fácies nunca se observaram estruturas *hummocky*, o que de acordo com Dinis (2004) não traduz a organização proposta por Dott e Bourgeois (1982) para sequências tempestíticas. No entanto, dada a granulometria grosseira, as fácies têm grandes analogias com tempestitos depositados em posições muito próximas da linha de costa e que podem não apresentar estruturas sedimentares *hummocky* (Cheel e Leckie, 1992).

4.5.2– Associação de fácies B (FSI-II)

Por vezes a base da SLD13 é caracterizada por acumulações de moluscos marinhos (*Iumachellas*). Estas ocorrências verificam-se quando o substrato é calcário e permitiu a fixação dos moluscos bentónicos. A ocorrência desta fácies reverte-se de grande significado, já que permitiu na jazida de Vale de Freixo, a datação da base da SLD13 quando se estaria muito próximo da situação do máximo transgressivo, tendo-lhe sido atribuída idade Pliocénica (Zancleano superior a Placenciano) por Silva (2001). Estas fácies bioclásticas encontram-se em posições proximais e apesar dos afloramentos que as contêm serem escassos e dispersos a sua ocorrência é registada em algumas sondagens como o caso da sondagem do areeiro da Pêga o que nos leva a pensar que a sua existência, pelo menos entre os paralelos de Pombal e Leiria, seria mais contínua, uma vez que em termos paleoambientais se encontrariam numa plataforma marinha

infralitoral com águas mais quentes do que actualmente, dada a presença de espécies termófilas (Silva, 2003). O desaparecimento destas espécies no Pliocénico médio, na frente atlântica europeia e mediterrânica sugere a ocorrência de episódios de arrefecimento sucessivos durante o Plio-Plistocénico (Silva, 2003).

4.5.3– Associação de fácies C (FPr)

A associação de fácies C sucede lateralmente, para posições mais próximas, a **associação de fácies A**. Dadas a suas características morfoscópicas e composicionais apontam para um ambiente deposicional de estrão (*foreshore*). Segundo Arche (1992) chama-se zona de estrão ou de baixa-mar à parte inclinada da praia compreendida entre as marés alta e baixa. Nesta zona o processo dominante resulta da batida das ondas que selecciona muito bem os sedimentos e produz estruturas cruzadas planares de baixo ângulo com inclinação para o mar. Os grupos de lâminas correspondentes a sucessivos episódios de depósito são discordantes entre si, dado que o pendor da praia varia continuamente e estão separados por superfícies erosivas que reflectem os arrasamentos periódicos que sofre.

Quando o aporte de sedimentos provenientes da área mãe é significativo, tal como acontecia na área durante a transgressão pliocénica, a ondulação pode empilhar os sedimentos em barras formando sistemas de barra e sulco (*ridge and runnel*) que ao migrar para terra pelo conjunto da ondulação e das marés produzem estruturas cruzadas planares (Arche, 1992).

Na base do *foreshore* encontram-se as acumulações de materiais mais grosseiros dos sedimentos disponíveis e que no estudo presente são constituídos por seixos muito rolados de quartzo e quartzito com dimensões de 2-3cm. A estrutura interna caracteriza-se por estruturas cruzadas planares com sentido a apontar na direcção do mar. Quando a fracção é muito grosseira, persiste apenas a acumulação maciça.

4.5.4– Associação de fácies D (FFd)

Esta associação de fácies é predominante nos sectores entre o paralelo de Pombal e Leiria, exactamente onde a unidade apresenta as maiores espessuras. É nesta zona que a observação destas fácies é facilitada pelas grandes frentes, expostas devido à exploração destas areias, nos areiros da Gândara dos Olivais, Pêga, Milagres e Barracão.

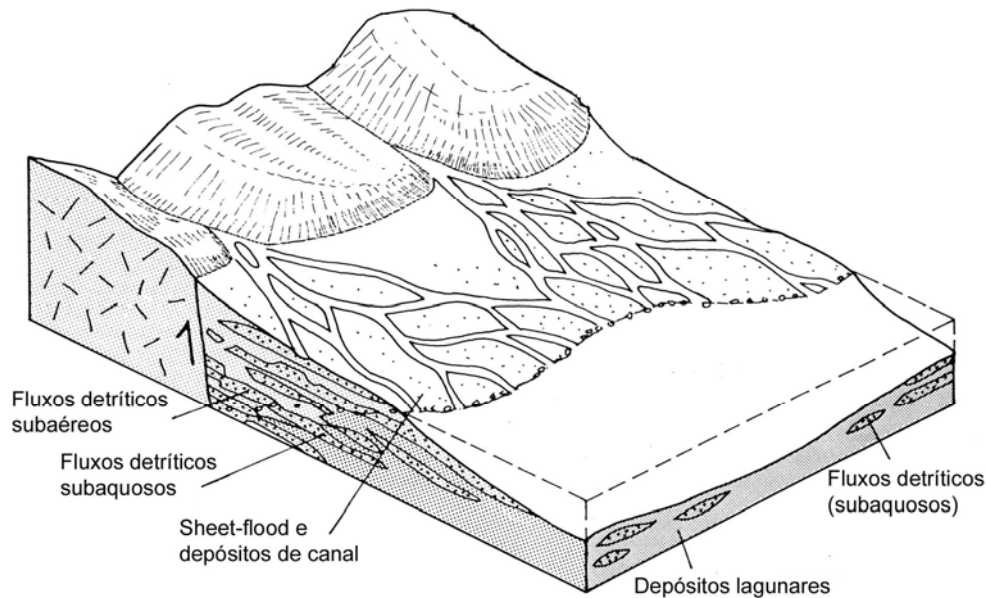
É possível que este sector constitua um eixo de drenagem antigo, que por captura, deu origem aos actuais rios Arunca e Carnide, dada a grande espessura de sedimentos e o seu vasto espalhamento nesta área. Apesar de não haver registo actual, situação semelhante passar-se-ia na continuação do eixo de drenagem que constituía o pré-Mondego.

A morfologia de canais erosivos e de uma vasta superfície de inundação que estaria ora submersa, ora a descoberto é evidenciada pelo tipo de sedimentos e arranjo estrutural que manifestam. Os leques aluviais costeiros progradantes para o mar ou para um lago formam leques deltaicos constituídos por uma rede empilhada de canais. Assim os canais, por onde circula importante carga sedimentar atingem o corpo aquoso (mar ou lago), largam o material sedimentar na margem costeira e nos *foresets* do pró-delta (figura 4.93).

Segundo Einsele (2000), a espessura das unidades com estratificações cruzadas (geralmente de poucos metros) reflecte a profundidade da coluna de água em que o delta foi construído. Os *foresets* mergulham em ângulos de 10 a 25° e consistem em arenitos, passando gradualmente a *bottom sets* mais finos de silte e argila, depositados largamente por suspensão na frente do delta. Os *top sets* estão bem desenvolvidos e

podem consistir em lenticulas conglomeráticas, areias e sedimentos mais finos, depositados em canais no topo do delta. Na margem de um contexto marinho os sedimentos continentais canalizados estabelecem uma cunha que representa a sua progradação.

Figura 4.93 – Estrutura de um fan-delta (Einsle, 2000; Gomes, 2008).



Estruturas do tipo *flaser bedding* em que os arenitos com estratificação e laminação cruzada contêm lenticulas argilosas a preencher espaços entre feixes, são comuns em sedimentos de frente deltaica, onde ocorrem flutuações no fornecimento de sedimento e alterações na intensidade da corrente ou actividade das ondas (Tucker, 1996).

Nalguns casos, acima destes arenitos claros como acontece em Roussa, existem outros níveis arenosos grosseiros de cor acastanhada com estruturas côncavas, no qual se intercalam camadas de pequena espessura compostas por uma argila de cor mais clara e que representam curtos episódios de decantação (afloramento de Azóia).

As acumulações arenosas extensas a ladear um leque principal (*sand skirt* dos leques aluviais *c.f.* Blair & McPherson, 1994) é vulgar em aparelhos do tipo *Fan-delta*. Por isso, a morfologia arenosa que encontramos representa a distribuição pelas áreas adjacentes ao leque principal dos materiais que eram transportados e pela formação de canais por onde se espriavam os materiais mais finos.

4.5.5– Associação de fácies E (FFd)

Esta associação de fácies tem expressão muito localizada. Só ocorre na zona do Barracão e dispõe-se sobre ou lateralmente em relação às unidades da associação de fácies A e C. Estas litofácies (argilas negras do Barracão), ligadas a um contexto sedimentar progradante, sugere que se tenham depositado em baías protegidas, de baixo hidrodinamismo, de uma planície deltaica.

4.5.6– Associação de fácies F (FFA – I)

Estas fácies sobrepõem-se às fácies pantanosas da associação de fácies E, reflectindo o carácter progradante do sistema deltaico. São dominadas por areno-conglomerados organizados em corpos métricos de geometrias lenticulares, com tendência para desaparecerem nos sectores mais ocidentais, exceptuando o caso de Paredes de Vitória.

As suas características texturais e composicionais, acompanhadas da arquitectura sedimentar apresentada, julgamos que se associam a sistemas fluviais com alguma energia e de reduzida sinuosidade.

A presença de formas canalizadas, embutidas umas nas outras, com enchimento de reduzida espessura e a escassez de sedimentos areno-lúfticos de planície de inundação sugere sistemas fluviais mistos areia/cascalho de tipo entrançado, semelhantes ao modelo 9 (*shallow perennial sand bed braided river*) de Miall (1996).

4.5.7– Associação de fácies G e H (FFA – II e III)

Estas fácies têm expressão sobretudo a oriente acompanhando a geometria do contacto com os relevos calcários que constituem o Maciço de Sicó e Maciço Calcário Estremenho.

A proximidade de um relevo mais elevado que sofreu um soerguimento mais acentuado, implicou a formação de depósitos do tipo fluvial mais competentes e dado que estamos no coração da faixa de movimentação principal responsável, em parte, pelo soerguimento tectónico da área a leste, encontramos fácies mais proximais desses sistemas aluviais antigos. Os depósitos fluviais encontram-se junto dos relevos interiores e recobrem amplamente a plataforma litoral desenhando manchas mais largas em forma de leque que teriam a sua origem nos relevos interiores (faldas da Serra de Sicó, Aire e Candeeiros).

São acumulações sedimentares siliciclásticas predominantemente conglomeráticas na base e mais grosseiras à medida que nos encaminhamos para o interior, onde os maiores clastos podem facilmente atingir os 35cm de MPS. Por vezes, estes depósitos grosseiros alternam com canais de largura métrica preenchidos por material silto-argiloso de cor avermelhada que se depositaria nos momentos de paragem do escoamento torrencial.

Para o topo, deparamos com uma superfície erosiva de reactivação do escoamento e um incremento no tamanho dos clastos, uma mudança de cor (formações de cor mais acastanhada) e clastos muito variados em termos do grau de arredondamento. Junto da escarpa a leste, estes corpos sedimentares ravinam o substrato calcário e alguns corpos sedimentares exibem ainda a topografia característica dos leques aluviais (Bull, 1977; Blair & McPherson, 1994, 1998).

Os depósitos conglomeráticos superiores pelas características que apresentam são nitidamente continentais e progradantes sobre os arenitos inferiores que se depositaram em contexto marinho sob influência mareal. A sequência negativa que definem em termos ambientais, no conjunto das associações de fácies, evidencia uma descida do nível do mar (regressão) que poderá ser apenas eustática ou motivada por um soerguimento tectónico da plataforma litoral. As duas hipóteses são válidas pelos dados que temos e provavelmente actuaram em simultâneo, dado que é aceite que o nível do mar esteve mais alto durante o Pliocénico (Dowsett *et al.*, 1996).

Em síntese pode-se dizer que a sedimentação da SLD13 na plataforma litoral ocorreu no pliocénico de forma organizada em deltas que se desenvolveram segundo direcção E-W de acordo com os grandes sistemas de drenagem existentes naquela altura e repetem-se sucessivamente de norte para sul. Sem dúvida, o que tem o seu registo melhor preservado encontra-se entre Pombal e Leiria. As razões para este facto prendem-se com a reestruturação da rede hidrográfica de que resultaram capturas dos cursos de água pioneiros desse sistemas de drenagem. Em alguns casos, como na zona de Pombal, Leiria e Batalha, nas proximidades dos relevos calcários, essas capturas resultaram da acção tectónica, bastando para isso observar a distribuição dos principais acidentes tectónicos da área (capítulo 6). Por outro lado, das movimentações tectónicas resultaram blocos abatidos que promoveram a acomodação de maior espessura de sedimentos, como acontece na zona do Barracão, Roussa e Barosa.

Podemos considerar que os controlos deposicionas que ditaram a génese e evolução da plataforma litoral, foram por um lado o eustatismo com subida do nível do mar, que de acordo com Dowsset *et al.* (1996), estaria 60m cima do nível do mar actual e os dados permitem afirmar que no máxima da incursão marinha a linha de costa se afeiçoava à bordadura ocidental das Serra de Sicó, Aire e Candeeiros. Essa subida proporcionou área de acomodação sedimentar. O clima era quente e húmido promovendo a alteração e meteorização dos materiais da área mãe, criando o aporte necessário para preencher o espaço de acomodação criado pela transgressão marinha. A acrescentar é de referir a acção da tectónica que compartimentou a plataforma em zonas deprimidas favorecendo a acumulação de grandes espessuras de materiais, por outro lado surgiram compartimentos soerguidos que criaram lagos isolados e por isso de baixa actividade hidrodinâmica levando à formação de pântanos. Os movimentos que levaram ao soergimento dos relevos calcários favoreceram a progradação de leste, dos materiais silicicláticos continentais sobre os materiais marinhos da plataforma para oeste.

Capítulo 5 – O Plistocénico entre os paralelos do Cabo Mondego e da Nazaré

5.1 – Definição e caracterização litostratigráfica

5.1.1 – Definição e génese de terraços fluviais

Os terraços fluviais têm contribuído para o conhecimento do Plistocénico, isto, porque nalguns casos, contêm fósseis, artefactos líticos, leitos de cinzas vulcânicas, depósitos de “loess” e paleossolos, os quais permitem datar ou correlacionar eventos geológicos. Nos terraços, não só fluviais, como também de génese marinha ou lacustre encontram-se registos reveladores de episódios de glaciação, variações climáticas, variações do nível de base, ajustamentos tectónicos, distribuição da fauna e flora e ocupação humana das planícies aluviais. No entanto, o discernimento do registo contido nos terraços nem sempre é fácil. Com frequência, os terraços encontram-se degradados ou em pequenas superfícies isoladas, nestes casos os dados recolhidos não são suficientemente claros para se proceder a correlações com outros terraços dentro da área de estudo, especialmente se apresentarem diferenças litológicas e altimétricas.

Daveau (1993), considera que a transformação quaternária das formas de relevo não ocorreu com a mesma intensidade em todos os locais, uma vez que, existem zonas que apresentam hoje um modelado semelhante ao que apresentavam no Terciário, outras foram profundamente modificadas, sobretudo e de forma generalizada nos vales dos cursos de água e no litoral, sendo possível a observação “*abaixo dos extensos planaltos de interflúvio ou da habitual plataforma litoral, uma sucessão escalonada de formas aplanadas de forma reduzida, que liga os suaves modelados de origem ante-quaternária ao fundo dos vales ou à actual linha de costa*”(Daveau, 1993, p. 17).

As “formas aplanadas” referidas correspondem a “terraços” que podem ser de origem fluvial ou marinha e têm vindo a ser definidos por vários autores (quadro 5.1).

Quadro 5.1 – Definição de terraço fluvial apresentada por diferentes autores.

*Miller (1883)	“Os terraços são formas complexas de origem multicausal”
Ribeiro e Patrício (1943)	“Seguimos o princípio de definir um terraço pela altura da sua superfície de aterro (remblaiement), em relação ao nível das águas de estiagem. O cimo de um terraço, além da forma topográfica bem definida – uma superfície perfeitamente plana e semeada de calhaus – é sempre um elemento mais fácil de distinguir do que a base”.
Leopold, Wolman e Miller (1964)	“Os terraços podem ser definidos como sendo antigas planícies de inundação que foram abandonadas”.
Christofoletti (1981)	“O terraço fluvial insere-se entre os elementos morfológicos do vale, constituindo-se em plano horizontal ou aproximadamente horizontal, de comprimento e larguras variadas. No lado interno, em direcção ao canal do rio, limita-se por uma escarpa, dominando as partes mais baixas ou a planície de inundação; do lado externo, é limitado por topografia mais elevada, sendo dominado por escarpas de terraços mais altos ou pela vertente do vale. Quando os terraços são delimitados por outros terraços, no perfil transversal do vale forma-se uma sucessão de superfícies escalonadas, desde a planície de inundação até à vertente do vale”.
Daveau (1993)	“Um terraço é, por um lado, uma forma topográfica, rechã ou patamar, que se individualiza na vertente de um vale ou na descida do continente para o mar; por outro lado é uma formação sedimentar, de origem fluvial ou marinha, com possíveis contaminações coluviais, que assenta sobre, ou até constitui, a dita rechã. A formação pode estar bem ou mal conservada, ao ponto de só subsistirem, às vezes, alguns calhaus rolados”.

* in Christofoletti (1981)

Das definições apresentadas pelos diferentes autores, consideramos que as opiniões são válidas e variam de acordo com a evolução do conhecimento do conceito de terraço fluvial, na altura em que cada autor fez as suas investigações. As observações que fizemos na área de estudo, sobre terraços fluviais, em especial os associados ao Rio Mondego, vão de encontro à definição apontada por Daveau (1993), embora neste trabalho, apesar de não ser abandonado o termo “terraço fluvial”, passamos a referir-nos a “plataformas de agradação” associadas a episódios de escavação-agradação, relacionados com a evolução do curso de

O Pliocénico e o Plistocénico da Plataforma Litoral entre o Cabo Mondego e a Nazaré água, determinados por variações climáticas e eustáticas (escala global) e tectónicas (escala global e/ou local, regional).

5.1.1.1 - Génese e tipos de terraços fluviais

Após a constatação da existência de terraços como formas resultantes da evolução dos sistemas geomorfológicos pliocénicos e tratada a sua definição surge o problema da sua génese e mecanismos responsáveis pela sua formação.

A formação de cada terraço individual (erosivo, aluvial ou misto) explica-se, na opinião de Gilsanz (1996), mediante uma sequência simples com duas etapas básicas: durante a primeira ocorre expansão lateral do leito (por escavação ou por escavação e aluvionamento associados), da qual resulta uma planície (erosiva ou aluvial); na seguinte, o rio concentra a sua acção erosiva vertical e sobre-escava um novo leito, deixando “suspensa” a planície primitiva.

Todos estes processos (ciclos de escavação, aluvionamento) foram inicialmente associados a oscilações do nível de base, o qual estabelece o perfil longitudinal de equilíbrio e regula até certo ponto, a energia do fluxo para produzir escavação, transporte e sedimentação, portanto, a capacidade do rio para escavar a sua própria planície aluvial (encaixando-se) ou continuar a expandi-la lateralmente.

Considerando que, o nível de base final em bacias exorreicas é o mar e dada a relação do volume das águas do mar com as oscilações glaciares, concluiu-se que os terraços foram causados por fenómenos glácio-eustáticos (subida e descida do nível médio do mar, segundo a fusão-retenção de água nas bacias glaciares) ocorridos durante o Plistocénico, sendo por isso possível a sua correlação a escala mundial (Tylor, 1868; Lamothe, 1901; Déperet, 1903 a 1923 *in* Bourdier, 1959; Baulig, 1935).

Verificou-se contudo, que o glacio-eustatismo deixava sem explicar factos como:

- a) aluvionamentos ou sobre-escavações contínuos em zonas que, atendendo ao perfil teórico do rio deveriam apresentar um terraço;
- b) Rios, cujo número de terraços não equivale aos ritmos de variação do nível do mar;
- c) patamares com alturas sobre o canal actual sem equiparação com as taxas oscilatórias do nível do mar;

- d) possível relação entre fases de aluvionamento-escavação e períodos de cheia-estiagem;
- e) alterações da dinâmica do rio em resposta a actividade tectónica, ou segundo trechos (curso baixo, médio ou alto) em relação com o regime de alimentação.

A estas objecções deve ainda adicionar-se a heterogeneidade espacial das oscilações do nível do mar, no que diz respeito ao estabelecimento de correlações. As variações do nível do mar obedecem a múltiplos factores: os climáticos são globais; pelo contrário, os tectónicos e a distribuição da massa de água numa bacia têm carácter local ou regional. Desta forma, Gilsanz (1996) considera que qualquer que seja a sua tipologia ou disposição (figura 5.1) deve recorrer-se a modelos de causas múltiplas para explicar os terraços. No quadro 5.2 estão representados os processos de causa múltipla responsáveis pela formação dos terraços, apresentados por diferentes autores.

Partindo de um rio tipo (caudal permanente, regime climático próprio de latitudes médias, nascente numa bacia glaciária e foz no mar), os modelos de causas múltiplas de Trevisan (1950) consideram três grupos básicos de terraços: eustáticos, climáticos e fluvioglaciares. Para o seu entendimento há que ter em conta questões que dizem respeito à dinâmica fluvial: ritmos climáticos implicam variações na alimentação, portanto, do regime fluvial; estruturação do rio segundo trechos, pois cada um possui dinâmica diferencial.

No que se refere aos ritmos climáticos, uma alternância entre fases de cheia e estiagem, bem como as variações glacio-eustáticas, não podem associar-se a períodos glaciares e interglaciares, na realidade correspondem a avanços-retrocessos dos gelos entre dois máximos consecutivos: são períodos **ana-** (entre um máximo de estiagem ou retrocesso glaciário e um de pluviosidade ou avanço glaciário) e **cata-** (com funcionamento contrário), sejam glaciário ou pluvial (figura 5.2).

A estruturação do rio em troços considera uma dinâmica diferencial regulada por gradientes energéticos, ao longo do curso fluvial. A tendência geral do rio é escavar o seu leito para homogeneizar essa energia, tratando-se esta tendência de um fenómeno progressivo, o nível energético do rio encontrar-se-á em função do seu estado evolutivo. Partindo duma perspectiva teórica, num rio podem diferenciar-se três grandes sectores dinâmicos: inferior, médio e superior.

O troço inferior ou “curso baixo” encontra-se próximo do nível mínimo energético, na ausência de modificações externas (tectónicas e eustáticas principalmente) ocorre sedimentação e enchimento (*fill*). O troço intermédio ou “curso médio” ocupa um nível

O Pliocénico e o Plistocénico da Plataforma Litoral entre o Cabo Mondego e a Nazaré transitório (ou indiferente) onde surgem acções de escavação-transporte-sedimentação e alternâncias de sobre-escavação-enchimento (*cut and fill*).

No troço superior ou “curso alto” existe excesso energético. Qualquer que seja a circunstância evolutiva do nível de base predominam as acções de escavação e transporte sobre a sedimentação, gerando-se assim sobre-escavações permanentes (*cut*). De acordo com esta dinâmica diferencial ao longo dos diferentes troços do curso fluvial, o “curso baixo”, permanece regulado energeticamente pelo seu nível de base, originando **terraços eustáticos**. O troço intermédio (“curso médio”) está condicionado pelos caudais, os quais, dependem da quantidade de precipitação que ocorre na bacia hidrográfica, dando lugar a **terraços climáticos**. Por constituir uma zona de transição podem ocorrer **terraços mistos eustático-climáticos**. No troço superior (“curso alto”) ocorre escavação permanente. Os terraços que se formarem neste sector do curso do rio são denominados **terraços erosivos**.

A este esquema teórico devem juntar-se outros factores capazes de gerar terraços, uma vez que alteram a dinâmica de um determinado curso fluvial. É o caso dos controlos tectónicos que ao controlarem a dinâmica fluvial podem originar **terraços tectónicos** e **terraços subsidentes**.

Quadro 5.2 - Processos multicausais defendidos por diferentes autores para a formação dos terraços (Ramos, 2000).

Autor	Processos de formação de terraços fluviais
*Miller (1883)	Entre as causas mais comuns destaca as que se relacionam com antigas margens marinhas, com planícies fluviais abandonadas devido a elevação altimétrica ou ao entalhamento episódico em resposta às oscilações climáticas, zonas preservadas como resultado de grandes cheias, margens ligadas à fusão de massas glaciares, ou como sendo formas de relevo produzidas pela acção fluvial durante uma fase de incisão resultante de erosão acentuada.
*Davis (1902, 1909)	Partindo dos seus conceitos de ciclo de erosão, nível de base, e perfil longitudinal, apresenta detalhadamente as sequências evolutivas da formação de Terraços de Rios americanos, onde afirma: “ <i>Se um curso de água meandriforme degrada lentamente o leito do vale, cada meandro passará num determinado ponto num nível ligeiramente mais baixo do que o seu predecessor, e sempre que a alternância de meandros ocorrer ao longo do vale, de um lado para o outro, e volta novamente ao lado inicial, ele retomará num nível distintamente mais baixo do que o nível anteriormente deixado</i> ”. Esse processo continua até que a degradação diminua ou cesse, ocorrendo então o desenvolvimento de nova planície de inundação em detrimento da anterior cobertura aluvial do vale, delimitada por escarpamento nítido.
Tricart (1949,77)	O factor determinante na formação de terraços é geralmente o factor morfoclimático (terraços climáticos).
Bull (1990)	Soerguimento;Variações climáticas;Ajustamentos dentro do sistema fluvial.
Daveau (1993)	Variações generalizadas (eustáticas) do nível do oceano, devidas a causas quer tectónicas quer climáticas; Levantamento tectónico progressivo do continente em relação ao mar; Modificações climáticas capazes de interferir significativamente na capacidade de erosão ou deposição dos Rios. A autora faz notar que, o primeiro tipo de causa actua de maneira uniforme à escala planetária, os dois últimos são de âmbito regional diferenciado.
Baize <i>et al.</i> (1998)	Consideram que a caracterização de um sistema geomorfológico litoral, escalonado é feita a partir de dois tipos de informação: marcas de erosão nas morfologias de superfície e materiais resultantes de erosão acumulados sobre o continente. Estas informações, permitem, segundo os Autores, evidenciar a existência de actividade tectónica. São também de opinião que a evolução dos sistemas geomorfológicos é principalmente controlada por movimentos verticais relativos responsáveis pela mudança do nível de base. Para cada rio, o seu nível de base prende-se com o nível do mar no seu estuário (Schumm, 1993).

*in Christofolletti (1981)

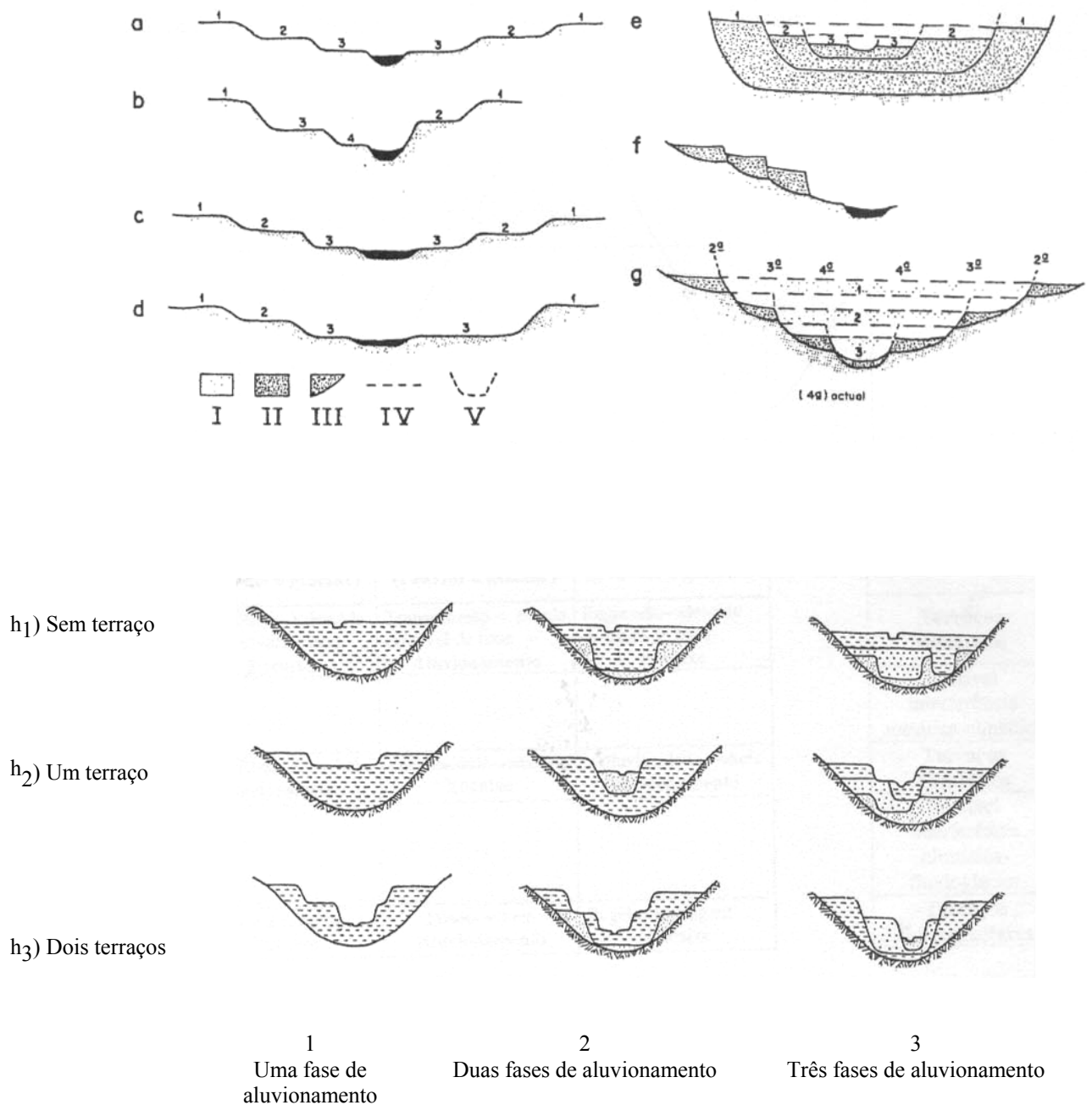


Figura. 5.1 – Tipos mais frequentes de terraços segundo as secções dos seus perfis transversais (segundo GILSANZ, 1996):

- a) “Emparelhados”: níveis que se correspondem em ambos os lados do leito, sejam ou não simétricos.
- b) “Não emparelhados”: situação contrária à anterior.
- c) Simétricos: “emparelhados” com o mesmo desenvolvimento ou extensão desde a linha central do leito.
- d) Assimétricos: “emparelhados” ou não, situação contrária à anterior.
- e) Sobrepostos encaixados: a sobre-escavação não atinge o nível anterior de escavação, afectando apenas as aluviões.
- f) Escalonados justapostos: a sobre-escavação atinge o nível de escavação prévio, encaixando-se no substrato sem deixar que este aflore.
- g) Escalonados suspensos: caso semelhante ao anterior, mas o excesso de sobre-escavação e a ausência de enchimento posterior, fazem aflorar o substrato deixando os terraços suspensos ou “pendurados”.
- h) Diferentes sequências de enchimento aluvial e configuração para o sistema de terraços em função das fases com aluvionamento-encaixe (segundo Leopold e Miller, 1954 *in* Leopold *et al.*, 1964).

Legenda (figuras e, f, g): I-aluvionamento total desaparecido posteriormente durante a sobre-escavação; II e III-enchimentos aluviais que chegam a formar terraços; IV-limites aproximados para as diferentes etapas de aluvionamento (figura g); V-referências aos níveis de sobre-escavação.

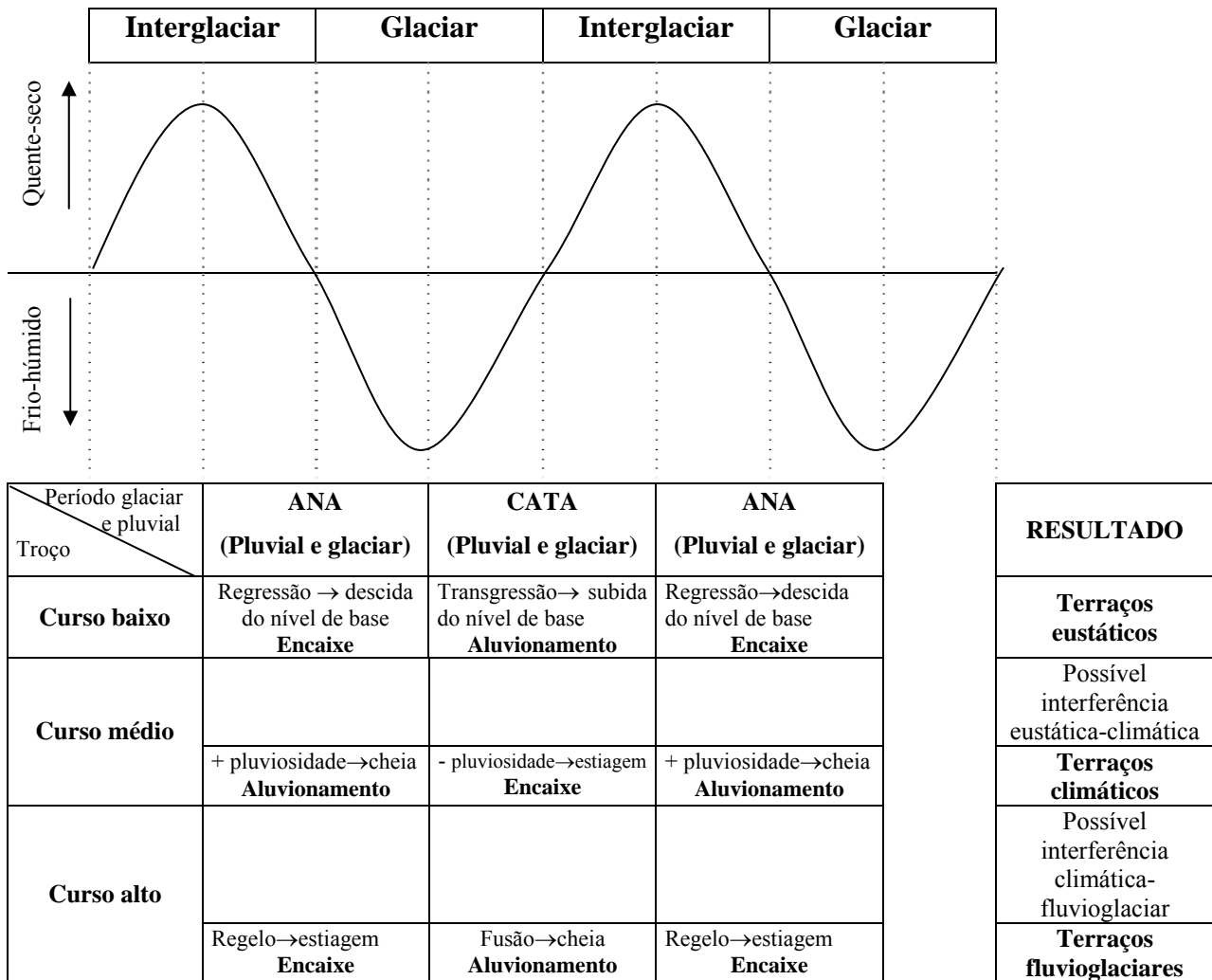


Figura 5.2 – Esquema baseado em Trevisan (1950), precisando a correlação entre diferentes etapas ana- e cata- (pluviais e glaciares) e a formação de terraços nos diferentes troços de um curso fluvial (segundo Gilsanz, 1996).

A existência de contrastes litológicos diferenciais (mais ou menos resistentes à escavação) pode manifestar-se como fenómenos de sobre-imposição (quando o leito do rio atinge uma formação subjacente à medida que se encaixa), ou de outro tipo (captura, obstrução do canal por deslizamentos de massas rochosas ou subsidência por carsificação), obrigando a reajustes dinâmicos cujo resultado é a diminuição ou aumento da capacidade de escavação nessa zona concreta, sendo conseqüente, uma modificação da tendência geral do rio. É preciso considerar também os efeitos antrópicos que, com as retenções de caudal nas barragens e desvios dos cursos de água modificam a dinâmica global do rio, ao induzir efeitos similares a uma modificação do nível de base ou cheias e períodos de estiagem com ritmos impostos artificialmente.

De modo semelhante à classificação feita por Trevisan (1950) quanto aos tipos de terraços, Bull (1990) refere três tipos de terraços quanto à sua génese, estabelece modelos conceptuais de estudo dos terraços fluviais (limiar de potência crítica nos cursos de água, incisão induzida pela tectónica, perfis longitudinais e erosão do nível de base e tipos de equilíbrio em cursos de água). Considera, tendo em conta esses modelos conceptuais, que os cursos de água podem ser retratados como tendo passado por uma simples sequência de fases em resposta às perturbações tectónicas, isostáticas ou climáticas.

No caso dos **terraços tectónicos**, nos locais onde a potência do curso de água, as taxas de soerguimento e a erosão o permitem, os cursos de água degradam-se de modo a atingir o **tipo I do equilíbrio dinâmico**. A erosão lateral do substrato rochoso é o processo dominante e pode continuar durante bastante tempo de modo a criar superfícies extensas e niveladas. Como formas fundamentais de terraço de origem tectónica existem as plataformas rochosas extensas.

Para os **terraços climáticos**, os fenómenos de agradação representam curtas inversões das tendências a longo prazo da incisão ou entalhamento desencadeadas por processos de natureza tectónica. A agradação é geralmente provocada pela incapacidade de um curso de água transportar toda a sua carga sólida devido a diminuição do caudal ou aumento da quantidade e dimensão da respectiva carga sólida.

As modificações climáticas do final do Plistocénico teriam provocado tanto o enchimento dos vales com depósitos conglomeráticos, como a degradação subsequente desse enchimento.

Os **terraços de resposta complexa** de Bull (1990) são, quanto a este autor, terraços secundários. Os terraços climáticos e tectónicos resultam da resposta primária às modificações das variáveis independentes (clima e tectónica) em sistemas fluviais com dimensões suficientes para provocar a passagem de um modo de operação para outro. Estes terraços principais fornecem o enquadramento, no qual se formam os terraços secundários ou de resposta complexa. Estes depósitos de resposta complexa podem ser recentes ou antigos, baixos ou altos, extensos ou de pequena dimensão. Eles resultam de ajustamentos internos (Schumm, 1973, 1977; Schumm e Parker, 1973), como variáveis dependentes que interactuam nos sistemas fluviais que sofreram perturbações tectónicas ou climáticas.

Normalmente, os cursos de água degradam-se intermitentemente de modo a atingir o perfil de equilíbrio. As interrupções das fases de degradação, ou os breves episódios de

enchimento (agração), correspondem aos momentos de formação dos terraços de enchimento, de plataformas rochosas ou de corte e enchimento de resposta complexa.

As plataformas rochosas de origem tectónica e as superfícies de agração de origem climática podem diferir no seu grau de sincronia. O momento actual corresponde a um período em que foi atingido o nível de base para muitos cursos de água importantes, especialmente para aqueles que correm sobre materiais brandos (Bull, 1990).

É importante distinguir entre o sincronismo no momento de formação de um terraço no interior de um único sistema fluvial e o sincronismo de terraços fluviais numa base regional. O sincronismo regional engloba tópicos importantes na correlação de terraços. Os terraços fluviais tectónicos parecem constituir o melhor sincronismo regional, especialmente quando passam gradativamente a terraços marinhos, devido ao facto de ter havido momentos, como na actualidade, favoráveis para atingir o perfil de equilíbrio. Os terraços fluviais climáticos (superfícies de agração) podem variar bastante no seu grau de sincronismo regional. Podem-se esperar encontrar terraços diacrónicos em regiões caracterizadas por climas semi-áridos ou áridos com estações fortemente contrastantes e onde a área da bacia de drenagem, o relevo e a litologia são muito variadas (Bull, 1990).

Os terraços de resposta complexa tendem a ser regionalmente diacrónicos, porque resultam de ajustamentos locais no interior dos sistemas fluviais individuais. Os exemplos de processos geomorfológicos que podem funcionar à escala local em vez de regional, os quais podem levar à formação de criação de terraços de resposta complexa diacrónicos, incluem:

- fenómenos de precipitação local que renovam a degradação, a qual, conduz à criação de terraços de plataformas rochosas e de corte e enchimento.
- falhas locais que iniciam a incisão de plataformas rochosas ou zonas de agração que estão próximas do limiar da potência crítica do curso de água.

5.1.2– Litostratigrafia

As plataformas de agradação que se observam na área de estudo (figura 5.3) estão intimamente relacionadas com o padrão apresentado pela rede de drenagem a que se associam. Verifica-se que o encaixe da rede hidrográfica é afectado pela tectónica consoante o compartimento em que se encontre. Existe um grande número de cursos de água em que não se encontram plataformas de agradação que marquem momentos de estabilidade no processo de encaixe da rede fluvial. Por outro lado, é sobretudo nos vales dos rios Mondego e Lis que é possível identificar vários níveis de agradação, alguns com registo sedimentar local. Este facto aponta para um relacionamento com o maior caudal e competência do curso de água em causa, para que a superfície de agradação fique morfológicamente registada, mediante o alargamento do vale com agradação sedimentar nas margens. Na porção final do estuário do rio Mondego (a oeste do eixo Brenhelas-Reveles) identificaram-se seis episódios de escavação-agradação, que correspondem a seis plataformas (M1, M2, M3, M4, M5 e M6-capítulo 3). As que melhor preservam o registo sedimentar, capaz de as distinguir das restantes, correspondem aos níveis M4 e M5. No geral todos os níveis espelham a ocorrência de actividade neotectónica, em especial os que se relacionam geograficamente com os diferentes compartimentos (topo, vertente norte e sul) da Serra da Boa Viagem (Capítulo 6). No sistema de drenagem do Pranto, afluente do Mondego, estão também identificadas plataformas, algumas sem registo sedimentar, outras com depósitos essencialmente arenosos, mas que se relacionam com os episódios de agradação identificados para o Mondego.

Embora escassas, ao longo do vale do rio Arunca, as superfícies de agradação são assimétricas relativamente à margens deste rio. Ocorrem apenas na margem esquerda entre Pombal e Pelariga, passando a marcar presença, apenas na margem direita, a norte desta localidade. Esta assimetria é da responsabilidade da actividade tectónica vigente na área. O vale do Arunca é condicionado por três acidentes tectónicos importantes (Capítulo 6): a falha **Montemor-o-Velho – S. Simão de Litém**, a Este; a falha **Barros da Paz – Casalinho** a Oeste e a falha **Foz do Liz – Barros da Paz** que separa transversalmente os dois conjuntos de plataformas.

No vale do rio Lis encontram-se desenvolvidos quatro níveis de terraços (Cunha-Ribeiro, 1999). A sua distribuição é assimétrica, sendo essa assimetria, à semelhança do referido para o vale do Arunca, consequência da actividade neotectónica (Capítulo 6) das falhas **Cumieira–Barosa (sistema NNE–SSW)**, **Batalha–Leirosa (sistema NNW-SSE)** e

do **diapiro de Monte Real**. Como resultado desta actividade, o vale do Lis faz parte de um corredor abatido que tem correspondência com a porção do vale tifónico que se estabelece entre Monte Real e Leiria.

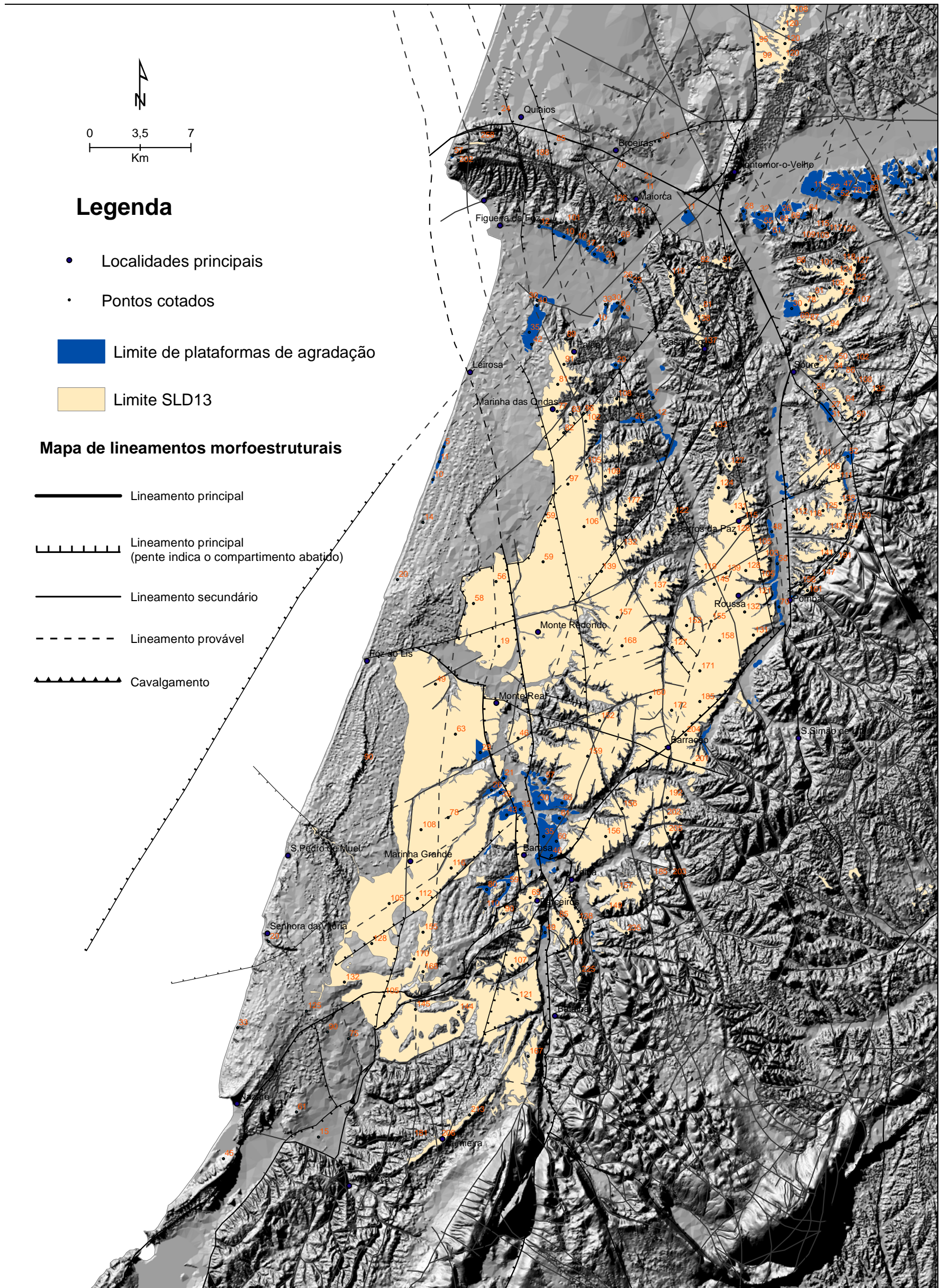


Figura 5.3 – Localização das superfícies de agradação sedimentar associadas aos cursos de água, sua relação com a SLD13 e acidentes neotectónicos. Encontram-se sobrepostas a um modelo de iluminação oblíqua com ampliação vertical de 8x.

5.1.2.1– Associações de fácies

Alguns factos como a reduzida exposição dos sedimentos ligados à incisão da rede de drenagem actual, as variações e recorrência de fácies e a existência de materiais areno-conglomeráticos do substrato Meso-Cenozóico dificultam a definição de unidades litostratigráficas.

Para o estuário do Mondego e Pranto foram definidas as seguintes associações de fácies:

Associação de Fácies M1 (AFM1)

Esta associação de fácies caracteriza-se pela presença de fácies conglomeráticas, areníticas e lutíticas, cujas características se apresentam de seguida.

Litofácies conglomeráticas

Os depósitos compostos por estas litofácies são pouco extensos, com espessuras que não ultrapassam os 4m, dispersos sobre o substrato mesozóico. A sua observação é possível na Serra de S. Bento (126m). As suas características constam no quadros 5.3 e 5.4.

Quadro 5.3 – Características das litofácies conglomeráticas da AFM1

MPS (cm)	Fracção (%)		Mineralogia (%)					Estruturas sedimentares	Fácies de Miall (1996)
	Ar	Clastos	Qz	Qt	Fd	Xt	Grs		
7	50	40	50	45	3	1	1	Graduação positiva	Gmg
12	40	60	50	45	5	V	V	Estratificação oblíqua planar Imbricação	Gt/Gp

Legenda: Ar – Areia, Qz – Quartzo; Qt – Quartzito; Fd – Feldspatos; Xt – Xisto; Grs – Grés; V – Vestígios.

Quadro 5.4– Morfometria dos clastos da AFM1

Grau de arredondamento (%)					Grau de esfericidade (%)		5.1.1.2 Cor
M. Red.	Red.	S. Red.	S. Ang.	Ang.	Alta	Baixa	
V	15	35	30	20	20	80	Amarelo com “patine” ferruginosa

Legenda: M. Red. – Muito Redondos; Red. Redondos; S. Red. – Sub-redondos; S. Ang. – Sub-angulosos; Ang. - Angulosos.

Litofácies areníticas e lutíticas

Estas litofácies encontram-se na base dos corpos conglomeráticos, em lentículas ou a constituir a matriz dos conglomerados. A sua constituição mineralógica apontam para a existência de quartzo, microclina e micas, a fracção <2µm é dominada pela caulinite que é originada a partir da diagénese dos feldspatos, indicando condições de clima temperado húmido durante a deposição dos sedimentos. Os parâmetros granulométricos revelam materiais mal a moderadamente calibrados.

Associação de fácies M2 (AFM2)

Litofácies conglomeráticas

Esta associação de fácies distingue-se da anterior em alguns aspectos. As litofácies conglomeráticas são mais ricas em matriz arenosa e pobres em estruturas sedimentares. Podem observar-se na Serra de Castros (118m) na margem direita do Mondego (quadros 5.5 e 5.6).

Quadro 5.5 – Características das litofácies conglomeráticas da AFM2

MPS (cm)	Fracção (%)		Mineralogia (%)	Estruturas Sedimentares	Fácies de Miall (1996)
	Areia	Clastos	Qz+Qt		
6	70	30	> 90	Maciço	Gmm

Legenda: Qz – Quartzo; Qt – Quartzito.

Quadro 5.6 – Morfometria dos clastos das litofácies conglomeráticas da AFM2

Grau de arredondamento (%)					Grau de esfericidade (%)		Cor
M. Red.	Red.	S. Red.	S. Ang.	Ang.	Alta	Baixa	
10	15	30	25	20	20	80	Amarelo com “patine” ferruginosa

Legenda: M. Red. – Muito Redondos; Red. Redondos; S. Red. – Sub-redondos;

S. Ang. – Sub-angulosos; Ang. Angulosos.

A esta associação de fácies pertencem também, pelo seu carácter pelicular e imaturo uma série de acumulações essencialmente conglomeráticas, constituídos por materiais do substrato cretácico ou jurássico retrabalhados em regime fluvial.

Quando observados em pormenor, a constituição destes depósitos apresenta materiais de dois tipos, representados por fracções com granulometria e morfometria distintas. Uma das fracções é constituída por materiais do substrato, resultante, portanto da desagregação deste. Esta fracção constitui uma grande percentagem do total do material do depósito. Na sua composição entram clastos de quartzo, redondos e com esfericidade baixa, apresentam dimensões inferiores a 7cm. A fracção que constitui 40% do depósito está representada por clastos de quartzo e quartzito com “patine” ferruginosa, cujas dimensões variam de 7 a 20cm. Nesta fracção os calhaus são mais angulosos do que na fracção anterior e, sob o ponto de vista morfológico e lítico mostram identidade com os clastos que constituem os corpos conglomeráticos dos depósitos da Serra de Castros. Embora o quartzo e quartzito representem mais de 95% do total desta fracção, ocorrem vestígios de xisto, grés ferruginoso e grés semelhante ao Grés do Buçaco.

Litofácies areno-lutíticas

a) Apresentam sob o ponto de vista mineralógico quartzo, micas, microclina e albite, estando os minerais de argila representados pela caulinite, ilite e vermiculite (Kiv). Quanto aos parâmetros granulométricos estas litofácies apresentam valores de média que rondam 2.3ϕ e a mediana varia de 2 a 2.9ϕ (areia fina). As distribuições revelaram-se no geral pobremente calibradas com índice de assimetria negativo e índice de curtose é variável. A forma das curvas granulométricas destas litofácies mostram a existência de duas a três populações

distintas, com truncatura dos componentes mais finos ($> 3\phi$) e mais grosseiros ($< 1.3\phi$). Estas litofácies encontram-se em associação com as fácies conglomeráticas.

b) Areias eólicas e hídricas

Estas litofácies encontram-se em manchas relativamente extensas, quando comparadas com as dos depósitos de natureza areno-conglomerática. Os depósitos argilosos, de ocorrência mais rara, surgem em associação com os depósitos de natureza arenosa. De um modo geral, estas areias encontram-se nas zonas aplanadas e deprimidas, sugerindo ser esta a causa para a sua preservação. A associação destas areias aos depósitos de natureza argilosa manifesta-se sempre com a mesma característica, ou seja, as areias constituem mantos espessos que sobrepõem os corpos argilosos, como que fossilizando-os. As areias são finas, amarelas, siltosas, arcósicas, com presença de moscovite e os grãos de quartzo são redondos e foscos.

As areias eólicas revelaram a presença de quartzo, microclina e albite. A fracção argilosa está, nesta areias, maioritariamente representada pela caulinite seguida da ilite. A média é de 2.08ϕ , valor semelhante ao apresentado pela mediana. Trata-se de uma distribuição moderadamente calibrada com assimetria positiva em que os materiais parecem estar truncados dos componentes mais finos ($> 3\phi$).

Litofácies lutíticas

Surgem a uma cota de 60m, sob as areias eólicas. Estão representadas por lentículas de natureza lutítica, de cor negra, com matéria carbonosa. Podem encontrar-se na base de paleocanais ravinadas por areias hídricas.

As litofácies lutíticas apresentam composição mineralógica semelhante às litofácies areníticas. Em termos granulométricos as amostras revelaram médias distintas, sendo ambas mal calibradas e com assimetria a variar entre assimetria negativa a aproximadamente simétrica. A curtose é também variável.

A forma das curvas granulométricas traduzem a presença de populações distintas, verificando-se que os materiais se encontram, mais uma vez, truncados da fracção $> 3\phi$ e $< 1\phi$.

Associação de fácies M3 (AFM3)

Litofácies areno-conglomeráticas

Caracterizam-se por um conglomerado (Gcm/Gp), amarelo, oligomítico em quartzo e quartzito (quadros 5.7 e 5.8). O corpo conglomerático apresenta estruturas cruzadas planares e em ventre (Gp/Gt) organizando-se em estruturas canalizadas ou a preencher formas cársicas (lapiás).

Quadro 5.7 – Características das litofácies areno- conglomeráticas da AFM3

MPS (cm)	Fracção (%)		Mineralogia (%)					Estruturas sedimentares	Fácies de Miall (1996)
	Ar	Clastos	Qz	Qt	Fd	Xt	Grs		
6-10	60	40	55	45	-	-	V	Estruturas cruzadas planares	Gcm/Gp

Legenda: Ar – Areia, Qz – Quartzo; Qt – Quartzito; Fd – Feldspatos; Xt – Xisto;
Grs – Grés; V – Vestígios

Quadro 5.8 – Morfometria dos clastos da litofácies areno-conglomerática da AFM3.

Grau de arredondamento (%)					Grau de esfericidade (%)		Cor
M. Red.	Red.	S. Red.	S. Ang.	Ang.	Alta	Baixa.	
10	15	25	30	20	20	80	Amarelo com “patine” ferruginosa

Legenda: M. Red. – Muito Redondos, Red. Redondos, S. Ang. – Sub-angulosos, Ang. - Angulosos.

Litofácies areno-lutíticas

As litofácies areno-lutíticas caracterizam-se por um arenito fino (Sr), vermelho, imaturo, com estratificação oblíqua planar e com material lutítico interestratificado. Sob o ponto de vista granulométrico, a amostra recolhida mostrou tratar-se de um material com os valores de média e mediana de 1.53ϕ , bem calibrado, permitindo traçar uma curva aproximadamente simétrica e leptocúrtica. Sob o ponto de vista mineralógico estão presentes, em ordem decrescente, quartzo, microclina e micas. Quanto aos minerais de argila, foram

detectadas caulinite (80%) e ilite (20%). De notar também a presença de quantidade elevada de óxidos de ferro. Este arenito constitui a matriz das litofácies areno-conglomeráticas.

Associação de fácies M4

Litofácies conglomeráticas

Conglomerado polimítico e heterométrico, estando a sua composição lítica e características morfoscópicas expressas nos quadros 5.9 e 5.10 respectivamente.

Quadro 5.9 – Características líticas das litofácies conglomeráticas da AFM4

MPS (cm)	Fracção (%)		Mineralogia (%)					Fácies de Miall (1996)
	Ar	Clastos	Qz	Qt	Fd	Xt	Grs	
30	20	80	40	35	V	20	5	Gcm/Gp/Gt

Legenda: Ar – Areia, Qz – Quartzo; Qt – Quartzito; Fd – Feldspatos; Xt – Xisto; Grs – Grés; V – Vestígios

Quadro 5.10 – Morfometria dos clastos da litofácies conglomeráticas da AFM4

Grau de arredondamento (%)					Grau de esfericidade (%)		Cor
M. Red.	Red.	S. Red.	S. Ang.	Ang.	Alta	Baixa	
15	20	30	20	15	15	85	Amarelo com “patine” ferruginosa

Legenda: M. Red. – Muito Redondos; Red. Redondos; S. Red. Sub-redondos; S. Ang. – Sub-angulosos; Ang. Angulosos.

São os clastos de quartzo e quartzito que apresentam as maiores dimensões, chegando, nalguns casos, o seu eixo maior a medir 35cm. Apresentam marcas de choque, em grande parte pouco vincadas. Trata-se de uma litofácies que se distingue em relação às litofácies conglomeráticas anteriormente descritas, pela elevada percentagem de patelas de xisto e seixos de quartzo muito rolados (MPS=3cm).

Estas litofácies conglomeráticas, quando presentes nos depósitos de maior espessura, apresentam na base, fácies Gt/Gp que, para o topo passam a fácies do tipo Gmg. Esta variação

de fácies da base para o topo é acompanhada de diminuição da quantidade de “patelas” de xisto, diminuição dos valores do MPS e de alterações morfométricas que se manifestam pelo aumento do grau de arredondamento dos clastos, bem como da sua esfericidade.

Litofácies areníticas

a) Nesta associação de fácies, as litofácies areníticas ocorrem com menor frequência, quando comparadas com as fácies conglomeráticas. Observam-se na base dos depósitos conglomeráticos, ou a constituir a matriz destes. Tratam-se de areias de cor amarela acastanhada, médias a grosseiras, submaturas, com estruturas cruzadas planares (Sp) e em ventre (St). Em termos mineralógicos, são ricas em quartzo microclina e albite, com os minerais de argila a serem representados por 80% de caulinite e 20% de ilite.

b) Na AFM4 surgem litofácies areníticas médias a grosseiras, esbranquiçadas, mal calibradas e praticamente sem fracção argilosa. Com estruturas cruzadas planares e côncavas, traduzindo ambientes de praia. Estas litofácies colocam a AFM4 numa posição distinta relativamente às anteriores, já que não só apresentam litofácies de carácter fluvial, mas também litofácies de praia. Este facto mostra a presença de um nível de escavação-agradção com as suas superfícies de agradção fluvial e as equivalentes marinhas.

Associação de fácies M5 (AFM5)

Pertencem a esta associação de fácies, os sedimentos de natureza conglomerática arenítica e pelítica que se encontram com melhor estado de preservação na zona envolvente do estuário do Mondego e Pranto.

Litofácies conglomeráticas

Caracterizam-se por um conglomerado castanho, grosseiro, polimítico (quadros 5.11 e 5.12), MPS 22-30 cm, contando com a presença de seixo de quartzo muito rolado. Nestas litofácies articulam-se fácies conglomeráticas Gp predominantes sobre Gmg, com atributos sedimentológicos e estruturas sedimentares semelhantes aos da unidade lítica U1 de Soares *et al.* (1998) (ver também descrição de Soares *et al.*, 1989).

Quadro 5.11 – Características líticas da litofácies conglomerática da AFM5

MPS (cm)	Fracção (%)		Mineralogia (%)					Estruturas sedimentares	Fácies de Miall (1996)
	Ar	Clastos	Qz	Qt	Fd	Xt	Grs		
22-30	20	80	45	40	V	15	V	Estruturas cruzadas planares e em ventre Imbricação	Gcm/Gt

Legenda: Ar – Areia, Qz – Quartzo; Qt – Quartzito; Fd – Feldspatos; Xt – Xisto; Grs – Grés;
V – Vestígios

Quadro 5.12 – Morfometria dos clastos do corpo conglomerático da litofácies conglomerática da AFM5

Grau de arredondamento (%)					Grau de esfericidade (%)		Cor
M. Red.	Red.	S. Red.	S. Ang.	Ang.	Alta	Baixa	
15	15	30	25	15	15	85	Castanho com “patine” ferruginosa

Legenda: M. Red. – Muito Redondos; Red. Redondos; S. Red. – Sub-redondos; S. Ang. – Sub-angulosos; Ang. Angulosos.

Litofácies areníticas

a) Associadas aos depósitos conglomeráticos

As litofácies areníticas surgem sobre o corpo conglomerático atrás citado e são caracterizadas por areias amarelas, médias a grosseiras, moderadamente calibradas, articulação de fácies St predominantes sobre Sp, Sr e Sm, por vezes com finos leitos conglomeráticos interstratificados (Gh), embora as fácies conglomeráticas se encontrem subordinadas em relação às fácies areníticas.

b) Associadas a depósitos estuarinos

Em posição superior relativamente às fácies descritas em a) é possível observar em pormenor pequenos “ripples” em areia branca, muito fina (Sr), matura e quartzosa que superiormente passam a corpos arenosos onde predomina as estruturas cruzadas planares e em ventre.

A composição mineralógica das amostras recolhidas nos diferentes afloramentos, revelou a presença quartzo, microclina e albite. A fracção argilosa é dominada pela caulinite relativamente à ilite. Os parâmetros granulométricos indicam a média com valores a rondar 1 a 1.35 ϕ (areia média), próximos dos valores da mediana. Tratam-se de areias moderadamente calibradas com índice de assimetria revelando distribuições aproximadamente simétricas. O índice de curtose é variável. As curvas granulométricas mostram uma individualização em três troços, traduzindo a presença de populações distintas em transporte. Este facto associado à morfometria dos grãos e estruturas sedimentares revela a presença de: 1) areias eólicas, quando se tratam de areias finas a médias, essencialmente quartzosas, grãos de quartzo foscos e com laminação; 2) areias estuarinas, quando se caracterizam como areias médias, essencialmente quartzosas e associadas a estratificação oblíqua planar e em ventre, pequenos *ripples* e drenagens bipolarizadas.

c) Associadas a depósitos de praia

Apresentam espessura aproximada de 6m e observam-se em areiros como Copeiro e Outeiro. Tratam-se de areias grosseiras com abundantes seixos de quartzo muito rolados, às quais se segue areia branca muito fina, sem matriz argilosa, solta, por vezes com laminação horizontal. A composição mineralógica destas areias é semelhante à das anteriores. A média varia de -0,63 a 1,33 ϕ e a mediana de -0,68 a 1,59 (areia muito grosseira a média). As distribuições são pobremente a moderadamente calibradas, com índices de assimetria e curtose variáveis.

Litofácies areno-lutíticas

Sobrepõem-se às litofácies areno-conglomeráticas. Ocupam uma posição de topo nos afloramentos. Apresentam cor cinzenta, com aspecto marmoreado (fácies Fsm), a sua espessura ronda 1m, podendo surgir em lenticulas de menor espessura. A composição mineralógica é semelhante à das facies areníticas. Em termos granulométricos, a média e mediana têm valores de 1,8 e 2,9 ϕ (areia muito fina), as distribuições são pobremente a moderadamente calibradas com truncatura de algumas fracções muito finas (3 e 4 ϕ). O índice de assimetria revela distribuições aproximadamente simétricas.

5.2 – Caracterização do registo sedimentar

5.2.1 - Registo sedimentar dos níveis de escavação-agradção do Mondego e Pranto

Os depósitos tratados com maior detalhe neste trabalho são aqueles que se encontram nas margens do rio Mondego, na porção final do estuário, e os do vale do Pranto. Estes depósitos foram alvo de estudo minucioso e detalhado de campo na sequência da elaboração da dissertação de mestrado (Ramos, 2000), tendo alguns aspectos sido completados neste trabalho, nomeadamente a descrição, um enquadramento geomorfológico conforme que apoiou o estabelecimento de um modelo litostratigráfico dos diferentes níveis, o qual foi corroborado pelas datações efectuadas.

Estabelecemos um quadro litostratigráfico, dentro do qual, tal como referido anteriormente se identificam seis níveis, equivalentes de seis episódios de escavação-agradção (M1, M2, M3, M4, M5 e M6), que se distinguem sob o ponto de vista topográfico e de associações de fácies. Cada um dos níveis se distingue dos restantes pelas associações de fácies que o caracteriza. O nível M1 é caracterizado pela associação de fácies M1 (**AFM1**), o nível M2 pela associação de fácies M2 (**AFM2**), o mesmo se passando para os restantes níveis.

Os diferentes níveis de agradção sedimentar na área estudada do estuário do Mondego estão bem realçados no capítulo 3, onde o esboço geomorfológico do estuário do Mondego faz ressaltar desde logo, a sua distribuição assimétrica entre as margens. A dissimetria nas escadarias presentes reflecte a importância que as movimentações tectónicas assumem na morfologia do vale e na definição dos vários compartimentos tectónicos que se individualizam (figura 5.4)

5.2.1.1 - Primeiro episódio de escavação-agradção (M1)

Na área estudada do estuário do Mondego, o primeiro nível de embutimento da rede hidrográfica plistocénica tem registo sedimentar na Serra de S. Bento, onde ocorrem as associações de fácies **AFM1**. O afloramento localizado junto do vértice geodésico é o que melhor representa as fácies conglomeráticas que aqui se encontram organizadas numa estrutura canalizada. A exposição deste afloramento resulta da abertura da estrada que faz a ligação entre a povoação de S. Bento e Fonte de Ramilo. Apresenta orientação NW-SE e

altitude de 123 metros. Foi-nos possível observar na base uma camada com 0,50m de espessura, de natureza argilosa (Fl), vermelha escura, com rubefacção e laminação horizontal que pertence aos níveis argilosos do Jurássico Superior. Segue-se um areno-pelito (Fl/Fm) fino, com espessura de 0,80m, de cor amarela e castanha, com pequenos pavimentos conglomeráticos interstratificados, constituídos por calhaus de quartzo, com dimensões não superiores a 3cm, redondos e angulosos. Passa superiormente a um conglomerado (Gp), com 0,30m de espessura, amarelo, imaturo e constituído essencialmente por calhaus de quartzo e quartzito com MPS=3cm e tendo como matriz areia grosseira, imatura e ferruginosa. Pelas características apresentadas, os materiais até agora descritos assemelham-se bastante àqueles que constituem o substrato mesozóico, sugerindo ter sido remexidos a partir destes. Superiormente passa-se a um depósito conglomerático sub-horizontal, com estruturas cruzadas côncavas predominantes sobre estruturas cruzadas planares, graduação positiva e imbricação de clastos. Revela ainda uma estrutura de canal com cerca de 8m de largura e 2m de altura, com o eixo a apontar no sentido N240° (figura 5.5).

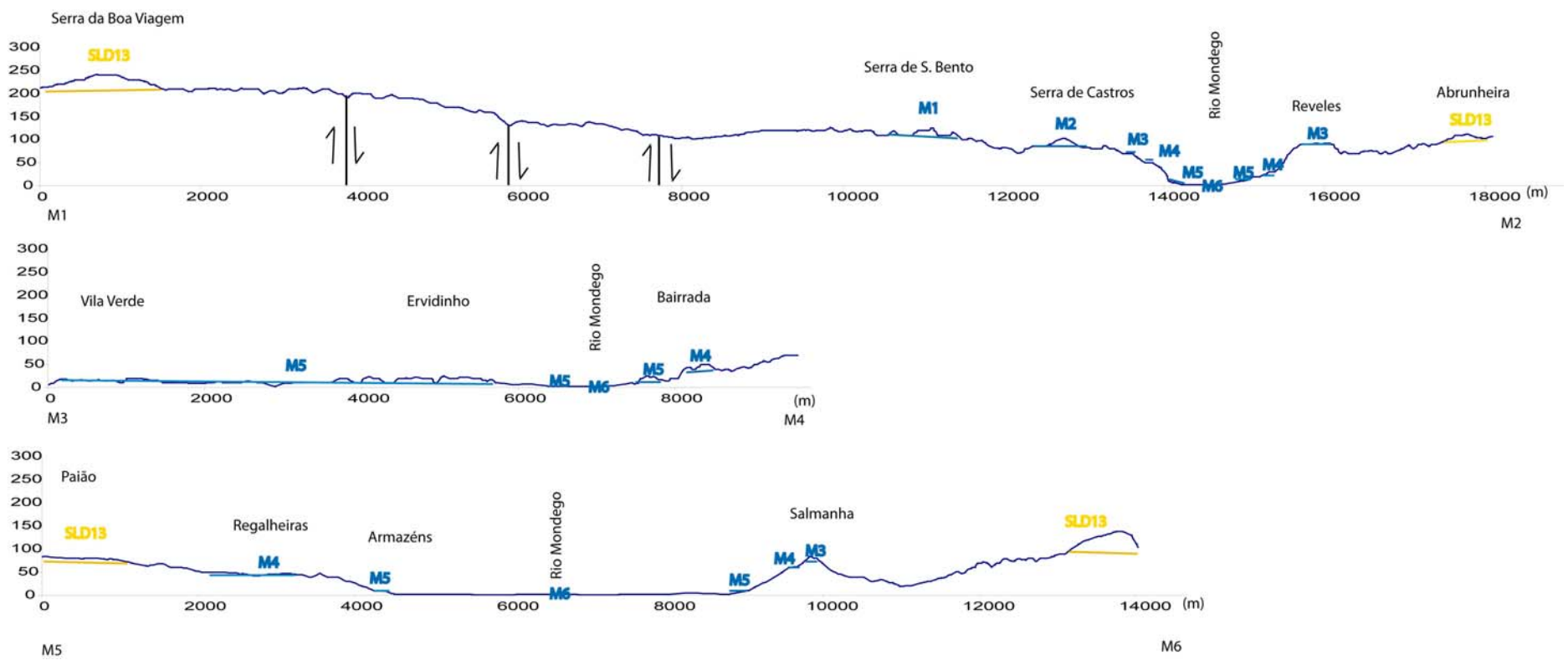
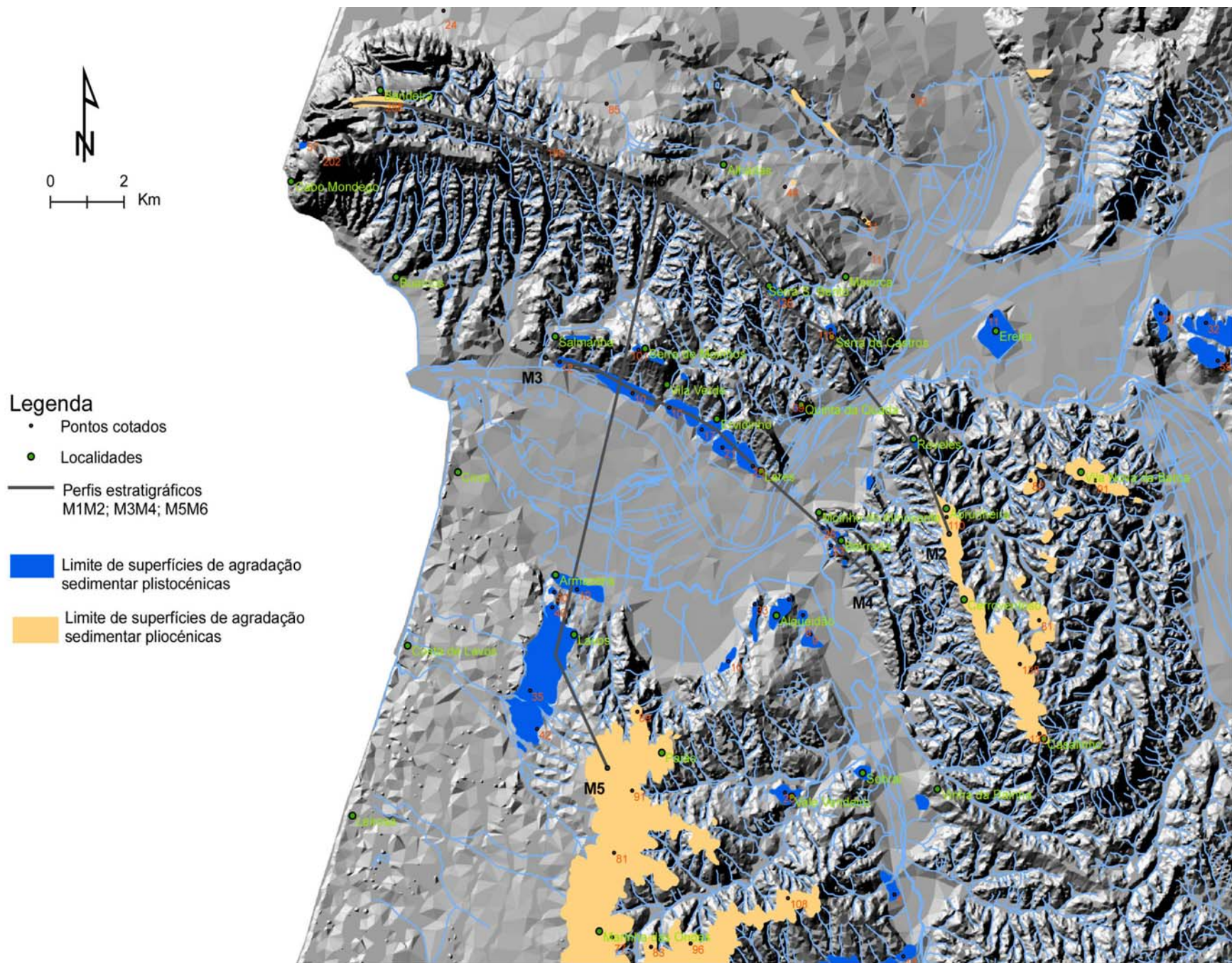


Figura 5.4 – Distribuição das plataformas de agração sedimentar na porção terminal do estuário do Mondego. Perfis topográficos M1M2, M3M4 e M5M6 que evidenciam os episódios de agração M1, M2, M3, M4, M5 e M6.

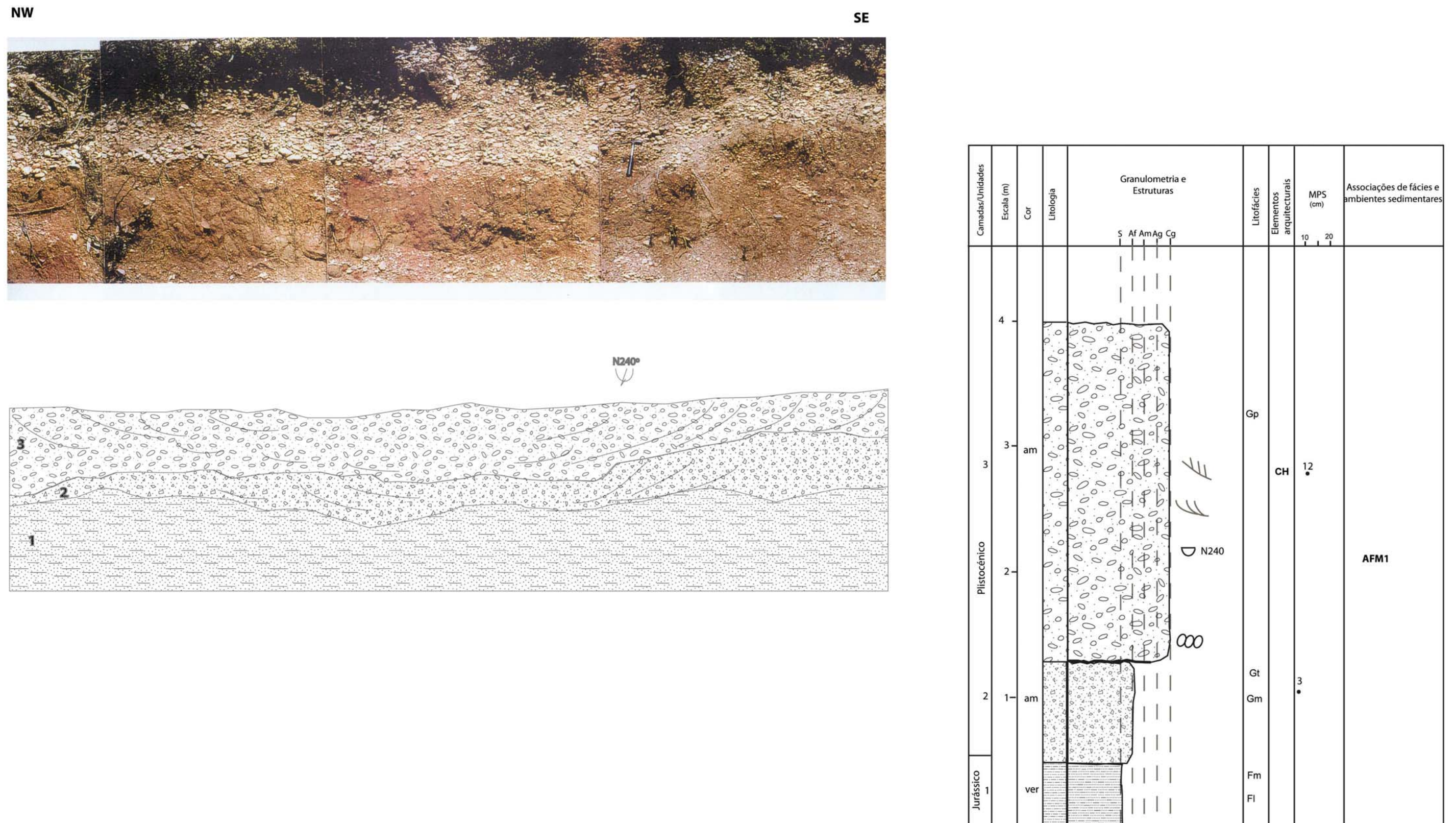


Figura 5.5 – Painel fotográfico, esquema interpretativo e perfil estratigráfico de S. Bento

As **litofácies arenosas** (figura 5.6), apresentam-se articuladas com as conglomeráticas. As amostras recolhidas nos vários afloramentos de S. Bento mostram (quadro 5.13) a sua composição mineralógica, bem como os parâmetros granulométricos.

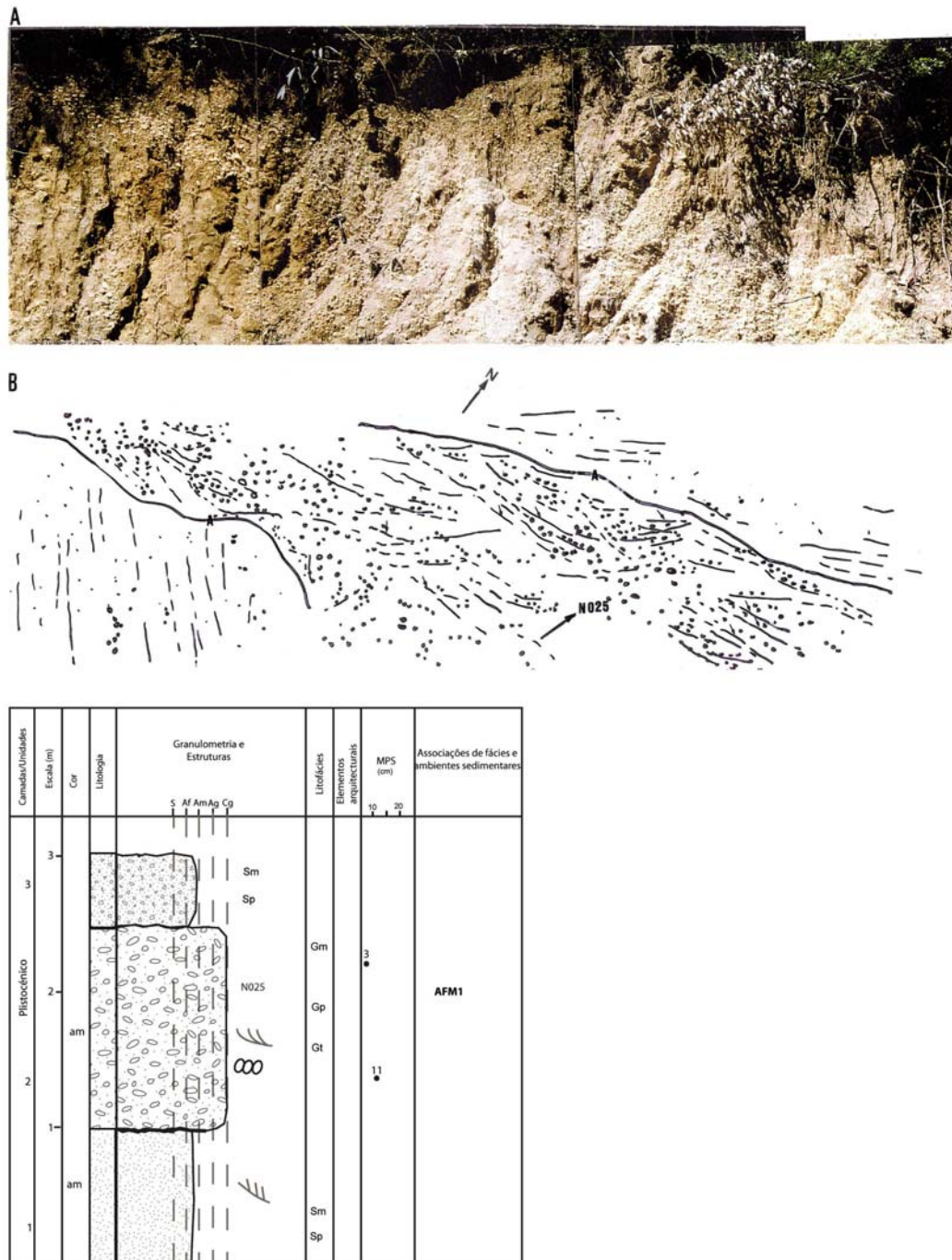


Figura 5.6 – Painel fotográfico, esquema interpretativo e perfil estratigráfico de S. Bento 2 (SB2).

Quadro 4.13 - Composição mineralógica e parâmetros granulométricos das litofácies areníticas e areno-pelíticas da AFM1.

Amostras	Mineralogia		Parâmetros granulométricos				
	Outros	<2 µm	M	Md	Calibragem	Assimetria	Curtose
SB1 base	Quartzo Microclina Micas	Caulinite (>90%) Irite (V)	3	2,93	1,64 (Pobrememente calibrada)	-0,05 (Assimetria negativa)	0,86 (Platicúrtica)
SB1 topo	Quartzo Microclina Albite	Caulinite (70%) Irite (30%) Vermiculite (V)	1,78	1,93	1,67 (Pobrememente calibrada)	-0,12 (Assimetria negativa)	1,05 (Mesocúrtica)
SB3 base	Quartzo Microclina Micas	Caulinite (70%) Irite (30%)	2,3	2,25	0,87 Moderadamente calibrada)	-0,14 (Assimetria negativa)	1,55 (Muito leptocúrtica)
SB3 topo	Quartzo Microclina Albite Micas	Caulinite (70%) Irite (30%) Vermiculite (V)	2,33	2,53	1,82 (Pobrememente calibrada)	-0,2 (Assimetria negativa)	0,93 (Mesocúrtica)
SB3 P	Quartzo Micas	Caulinite (80%) Irite (12%) Vermiculite (8%) Int (10-14V) (V)	2,38	2,13	1,25 (Pobrememente calibrada)	0,16 (Assimetria positiva)	1,45 (Leptocúrtica)

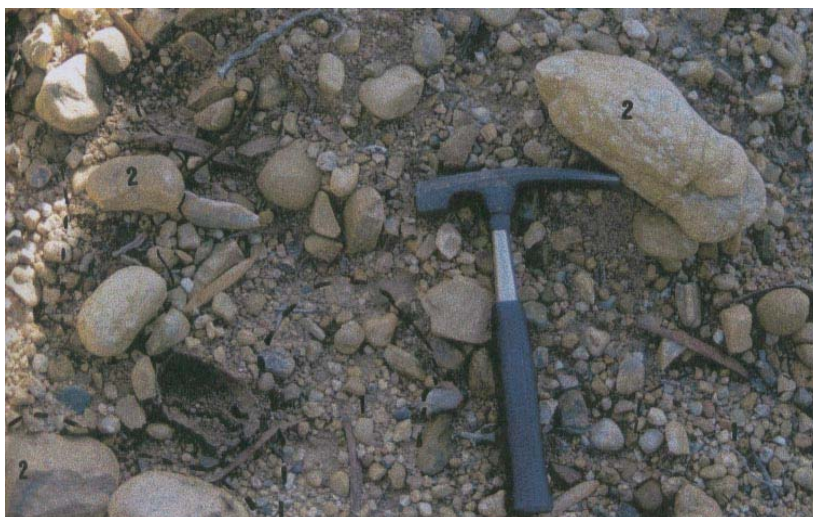
Legenda: M – Média, Md – Mediana, Int (10-14 V)ir – Interstratificado irregular Irite-vermiculite, V – Vestígios. SB- locais de colheita de amostras nos afloramentos da Serra de S. Bento.

As razões que nos levam a apontar este depósito como o primeiro nível de embutimento são:

- em termos de distribuição geográfica, as ocorrências de depósitos da SLD13 estão afastados nas margens, relativamente a S. Bento;
- sob o ponto de vista sedimentológico, as fácies que compõem a SLD13 são de ambiente marinho (**FSL I e FPr**), as fácies conglomeráticas de S. Bento, sob o ponto de vista morfométrico apresentam desgaste fluvial (Carvalho, 1950);
- embora haja semelhanças com as **fácies G (FAII)** da SLD13, não se exclui a possibilidade de retoma desses materiais, a quando do primeiro entalhe da rede hidrográfica pliocénica, constituindo de facto, o primeiro episódio de agração-escavação ocorrido na hierarquia litostratigráfica dos diferentes episódios;
- Os aspectos geomorfológicos individualizam plataformas onde a mais representativa contém os depósitos da Serra de S. Bento a cotas de 123-126m.

5.2.1.2 – Segundo episódio de escavação-agração (M2)

A **AFM2** caracteriza este episódio. As **litofácies conglomeráticas** encontram-se dispersas e são peliculares constituindo pequenas acumulações em plataformas alinhadas topograficamente na vertente sul da Serra da Boa Viagem. O quadro 5.14 e figura 5.7



mostram as suas principais características mineralógicas e morfométricas.

Figura 5.7 – Duas classes granulométricas distintas das litofácies conglomeráticas da AFM2.

Quadro 5.14 – Características líticas, mineralogia e morfoscopia dos depósitos conglomeráticos da AFM2.

Localização	MPS (cm)	Litologia do substrato	Mineralogia (%)		Arredondamento (%)					Esfericidade (%)		Espessura (m)
			Qzo+Qto	Ot.	MR	R	SR	SA	A	Baixa	Alta	
Relvinha (106 m)	21	Arenitos de Boa Viagem	>95%	<5%	25	20	25	20	10	80	20	<2
Minhoto (115 m)	21	Arenitos de Boa Viagem	>95%	<5%	20	25	25	20	10	70	30	1
Quinta da Ricardinha (96 m)	18	Arenitos de Boa Viagem	>95%	<5%	15	25	20	25	15	80	20	Pelicular
Arruelas (89 m)	11	Form. de Fig. da Foz	>95%	<5%	25	15	25	20	15	90	10	Pelicular
Junqueira (90 m)	18	Form. de Fig. da Foz	>95%	<5%	10	20	30	30	10	90	10	<1
Quinta da Bela Vista (90 m)	17	Form. de Fig. da Foz	>95%	<5%	10	25	20	35	10	90	10	Pelicular
Matioas (70 m)	9	Form. de Fig. da Foz	>95%	<5%	10	20	30	25	15	80	20	Pelicular

Legenda: Qzo – Quartzo; Qto – Quartzito; Ot – Outros; MR – Muito Redondos; R – Redondos; SA – Sub-angulosos; A – Angulosos.

As litofácies areníticas de natureza eólica e hídrica encontram-se bem representadas no afloramento do Alto da Vigia (520750; 44456) numa zona deprimida acomodada entre os vértices geodésicos de S. Bento, Serra de Castros e Brenhelas, com uma extensão de cerca de 100m, entre cotas de 60 e 80m. Toda esta depressão se encontra preenchida por um corpo arenoso, com espessura superior a 10m. Trata-se de uma areia amarela, fina, imatura, arcósica, com presença de moscovite. Os grãos de quartzo são redondos e foscos. Nos locais mais baixos (60m), esta areia encontra-se em associação com seixos de quartzo e quartzito, com MPS de 4-5cm e seixo rolado, sugerindo um depósito formado à custa de uma mistura de materiais distintos.

Neste local as litofácies pelíticas surgem a uma cota de 60 m, sob as areias e numa extensão de 65m. Neste afloramento observam-se três lentículas de natureza argilosa, de cor negra, com matéria carbonosa.

Litofácies pelíticas

Outro depósito de natureza semelhante encontra-se ao longo do caminho que faz a ligação entre a estrada de Maiorca e o Largo da Feira (520200; 444593), na Serra de S. Bento. No entanto, este depósito apresenta-se com forma distinta, uma vez que se pode observar numa estrutura que corresponde à secção transversal de um paleocanal (figura 5.8), com largura de 3m e altura de 1,70 m, orientado NE–SW. Os depósitos de natureza argilosa fazem a transição entre os depósitos arenosos inferiores e os que se encontram a preencher a estrutura. No tecto do nível argiloso, com espessura de 0,60m, há, localmente, uma superfície endurecida ferruginosa com espessura de 5-10cm. A areia de preenchimento apresenta estratificação oblíqua planar com orientação N120°.

As composições mineralógicas e parâmetros granulométricos das litofácies areníticas e pelíticas estão assinaladas nos quadros 5.15 e 5.16 respectivamente. As areias eólicas revelaram a presença de quartzo, microclina e albite. A fracção argilosa está, nesta areias, maioritariamente representada pela caulinite seguida da illite. A média é de 2.08ϕ , valor semelhante ao apresentado pela mediana. Trata-se de uma distribuição moderadamente calibrada com assimetria positiva em que os materiais parecem estar truncados dos componentes mais finos ($> 3\phi$).

As litofácies pelíticas apresentam composições semelhantes às litofácies areníticas. Em termos granulométricos as amostras revelaram médias distintas, sendo ambas mal calibradas e com assimetria a variar entre assimetria negativa a aproximadamente simétrica. A curtose é também variável.

A forma das curvas granulométricas traduzem a presença populações distintas, verificando-se que os materiais se encontram, mais uma vez, truncados da fracção $> 3\phi$ e $< 1\phi$.

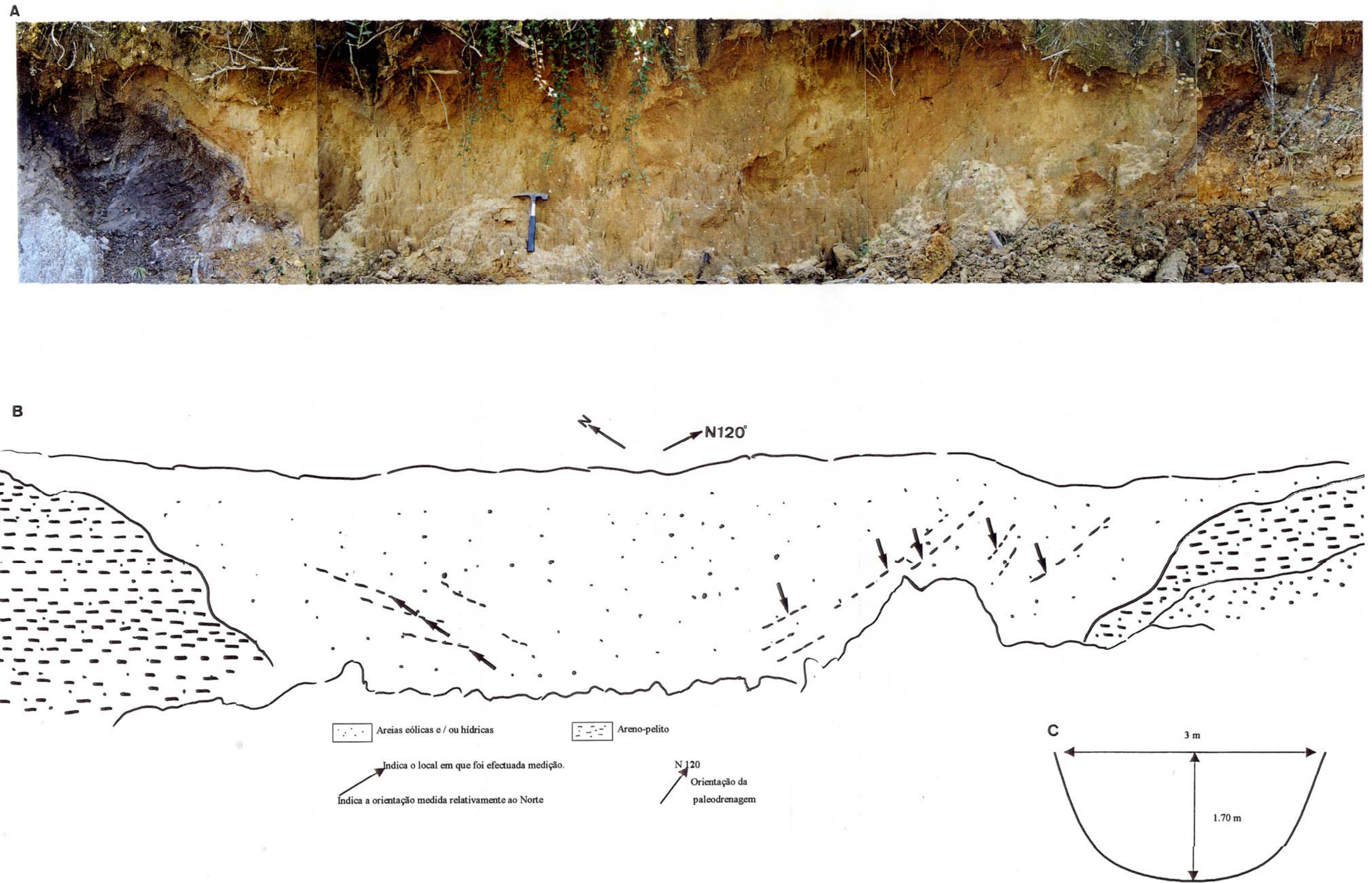


Figura 5.8 – Painel fotográfico, esquema interpretativo e geometria do canal que contém as litofácies areníticas e lutíticas na Serra de S. Bento.

Quadro 5.15 – Composição mineralógica e parâmetros granulométricos das areias eólicas e/ou hídricas de S. Bento.

Amostras	Mineralogia		Parâmetros granulométricos				
	Outros	Fracção <2 μ	M	Md	Calibragem	Assimetria	Curtose
Altovigia1	Quartzo Microclina Albite	Caulinite (60%) Illite (40%) Vermiculite (V)	2,08	2,03	0,74 (Moderadamente calibrada)	0,30 (Assimetria positiva)	1,93 (Muito leptocúrtica)

Legenda: M – Média, Md – Mediana; V - Vestígios.

Quadro 5.16 – Composição mineralógica e parâmetros granulométricos das litofácies pelíticas de S. Bento.

Amostras	Mineralogia		Parâmetros granulométricos				
	Outros	Fracção <2 μ	M	Md	Calibragem	Assimetria	Curtose
Sanfinsbaixo	Quartzo Microclina Albite	Caulinite (85%) Illite (15%)	1,4	1,6	1,61 (Pobrememente calibrada)	-0,17 (Assimetria negativa)	1,21 (Leptocúrtica)
Altovigia2	Quartzo Microclina	Caulinite (60%) Illite (30%) Vermiculite (10%)	2,9	2,8	1,33 (Pobrememente calibrada)	-0,03 (Aproximadamente simétrica)	0,95 (Mesocúrtica)

Legenda: M – Média, Md – Mediana.

5.2.1.3 – Terceiro episódio de escavação-agradção (M3)

À semelhança do que anteriormente exposto apresentaremos os afloramentos que melhor ilustram as litofácies da AFM3.

Litofácies areno-conglomeráticas

Os depósitos que se encontram na costeira dos calcários cenomano-turonianos e que se estende desde Salmanha, Serra do Pessoa, Serra de Moinhos, Vila Verde até Lares apresentam-se sob duas formas fundamentais: a) peliculares; b) ou a encher formas cársicas. Ocupam os pontos mais altos, que correspondem de NW para SE, respectivamente, à Serra da Salmanha (70m), Serra do Pessoa (90m), Serra de Moinhos (94 m) e Vila Verde (Canaboiços) (99m). Constituem também o depósito de preenchimento dos lapiás que se encontram desenvolvidos nas superfícies calcárias destas Serras.

A sua composição lítica e morfometria estão indicadas nos quadros 5.17 e 5.18, respectivamente.

Quadro 5.17 – Características dos conglomerados da Costeira da Salmanha.

MPS (cm)	Fracção (%)		Mineralogia (%)					Estruturas sedimentares	Fácies de Miall (1996)
	Ar	Clastos	Qz	Qt	Fd	Xt	Grs		
6-10	60	40	55	45	-	-	V	Estratificação oblíqua Planar	Gcm/Gp

Legenda: Ar – Areia, Qz – Quartzo; Qt – Quartzito; Fd – Feldspatos; Xt – Xisto; Grs – Grés; V – Vestígios

Quadro 5.18 – Morfometria dos calhaus da Costeira da Salmanha.

Grau de arredondamento (%)					Grau de esfericidade (%)		Cor
M. Red.	Red.	S. Red.	S. Ang.	Ang.	Alta	Baixa.	
10	15	25	30	20	20	80	Amarelo com “patine” ferruginosa

Legenda: M. Red. – Muito Redondos, Red. Redondos, S. Ang. – Sub-angulosos, Ang. Angulosos.

Em Vila Verde (Canaboiços –517350; 444418) o depósito conglomerático apresenta uma espessura de 10 m, encontrando-se a preencher depressões escavadas na superfície calcária (figura 5.9).

No essencial corresponde a um conglomerado amarelo, com discreta estratificação oblíqua em ventre (Gt) e adaptado às estruturas que preenche.

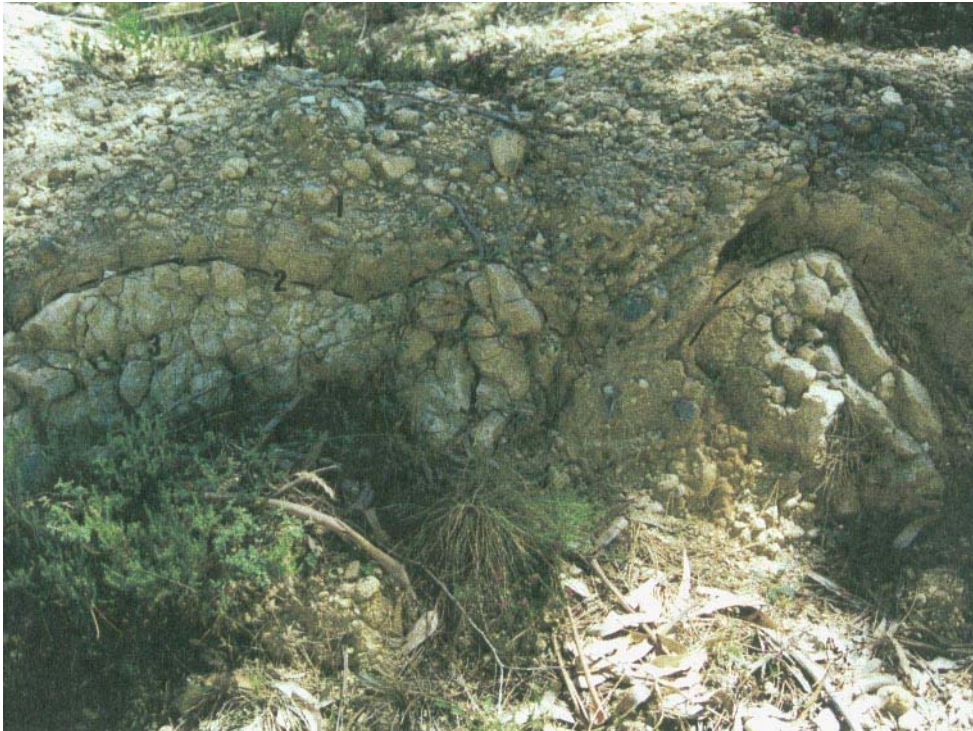


Figura 5.9 – Litofácies conglomeráticas em Vila Verde (Canaboiços). 1 – Depósito conglomerático, 2 – Superfície de carsificação.

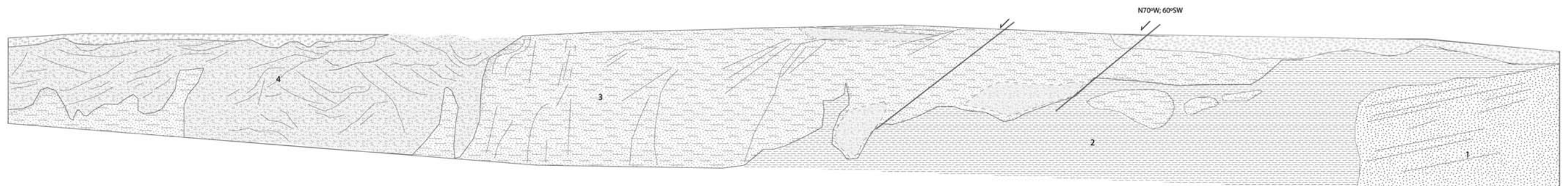
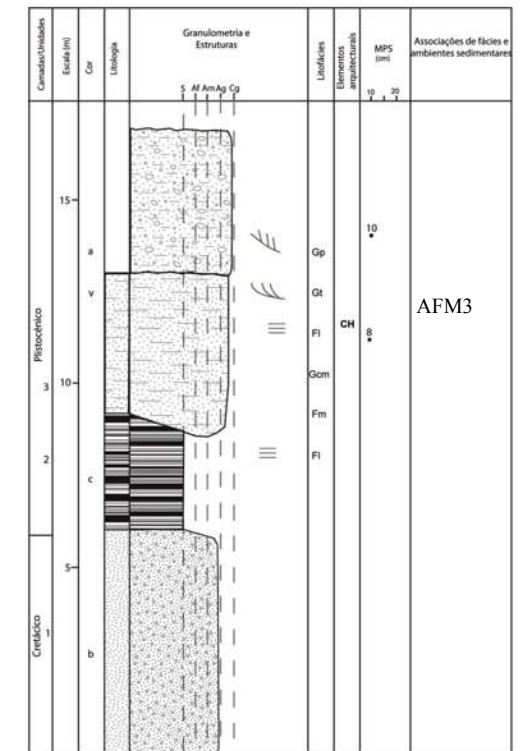
O afloramento da Serra de Moinhos localiza-se no talude oeste do caminho que dá acesso à passagem superior sobre a via rápida (IP3) e que liga Vila Verde a Caceira. Tem uma extensão aproximada de 40m, orientação N–S e coloca-se a uma altitude de 80 m. Nele encontram-se materiais de natureza distinta, cujos contactos são estabelecidos por falhas. Na base ocorrem cerca de 6m de arenito grosseiro (1) com estrutura cruzada planar e côncava, correspondente à **Formação da Figueira da Foz**, que contactam por falha, com orientação N70°W; 60°SW com corpo pelítico cinzento escuro (Fsm), laminação horizontal discreta e espessura de 3m (2). A unidade diminui de espessura para Sul. Sob o ponto de vista mineralógico este corpo revelou a presença de quartzo e microclina. Quanto aos minerais de

O Pliocénico e o Plistocénico da Plataforma Litoral entre o Cabo Mondego e a Nazaré
argila, foi identificada a associação 80 % de caulinite + 20% de ilite degradada
(interstratificado irregular ilite-esmectite).

Seguem-se, numa extensão aproximada de 16m, alternância de litofácies areno-pelíticas e areno-conglomeráticas (3). As litofácies areno-pelíticas caracterizam-se por um arenito fino (Sr), vermelho, imaturo, com estrutura cruzada planar e com material pelítico interstratificado. Sob o ponto de vista granulométrico), a amostra recolhida mostrou tratar-se de um material com os valores de média e mediana de 1.53ϕ , bem calibrado, permitindo traçar uma curva aproximadamente simétrica e leptocúrtica. Os valores da média são semelhantes aos encontrados no depósito da pedreira de Lares, o mesmo se passando quanto à composição mineralógica, sendo constituído, em ordem decrescente, por quartzo, microclina e micas. Quanto aos minerais de argila, foram detectadas caulinite (80%) e ilite (20%). De notar também a presença de quantidade elevada de ferro. Este arenito constitui a matriz das litofácies areno-conglomeráticas caracterizadas por um conglomerado (Gcm/Gp), amarelo, oligomítico em quartzo e quartzito. O corpo conglomerático apresenta estrutura cruzada planar e côncava, particularmente evidentes na extremidade sul do afloramento.

O afloramento da Serra de Moinhos termina por um depósito conglomerático pelicular (4), localmente escorrido sobre as unidades subjacentes e com características semelhantes às dos materiais areno-conglomeráticos já descritos (figura 5.10).

Figura 5.10 – Painel fotográfico, esquema interpretativo e perfil topográfico das litofácies areno-conglomeráticas e lutíticas da Serra de Moinhos



Litofácies areno-lutíticas**Pedreiras da Salmanha, Serra do Pessoa e Lares**

Com a finalidade de averiguar eventual variação granulométrica e mineralógica, foram recolhidas amostras do depósito de preenchimento das lápias das pedreiras da Salmanha (514.500; 444476), Serra do Pessoa (515750; 444470) e Lares (518925; 444285), que se encontram orientadas, respectivamente, de NW para SE a cotas de 70, 90 e 70m. Trata-se de um areno-pelito (Fl) fino, vermelho, laminado e imaturo, com a composição mineralógica e os parâmetros granulométricos expressos no quadro 5.17.

Quadro 5.17 – Composição mineralógica e parâmetros granulométricos dos depósitos de enchimento dos lápias e fendas calcárias na Salmanha, Serra do Pessoa e Lares.

Localização (amostras)	Mineralogia		Parâmetros granulométricos (ϕ)				
	Outros	Fracção <2 μ m	M	Md	Calibragem	Assimetria	Curtose
Salmanha (70m)	Quartzo Microclina Albite	Caulinite (80%) Ilite (20%)	0,68	1,18	1,64 (Pobrememente calibrada)	-0,05 (Assimetria negativa)	0,53 (Muito platicúrtica)
Serra do Pessoa (90m)	Quartzo Microclina Albite	Caulinite Degradada (70%) Ilite degradada (30%)	3,36	3,37	1,30 (Pobrememente calibrada)	-0,24 (Assimetria muito negativa)	1,08 (Mesocúrtica)
Lares (7 m)	Quartzo Microclina	Caulinite (80%) Ilite+Int(1014S)ir (20%)	1,55	1,47	1,49 (Pobrememente calibrada)	0,08 (Aprox. simétrica)	1,05 (Mesocúrtica)

Legenda: M – Média, Md – Mediana, Int (10-14 S)ir – Interstratificado irregular ilite-esmectite.

Verifica-se de NW para SE o desaparecimento da albite e a ocorrência em Lares de interstratificados irregulares ilite – esmectite. A média e a mediana mostram afinidades entre os depósitos da Salmanha e Lares; todas as amostras se revelaram pobrememente calibradas; quanto à assimetria esta apresenta valores negativos para Salmanha e Serra do Pessoa, e

O Pliocénico e o Plistocénico da Plataforma Litoral entre o Cabo Mondego e a Nazaré valores positivos para o depósito de Lares. A curva granulométrica passa de muito platicúrtica na Salmanha a mesocúrtica na Serra do Pessoa e Lares. As distribuições granulométricas revelam ainda a presença de populações distintas, todas elas com os materiais truncados das fracções > 3 ϕ . O areno-pelito da Serra de Moinhos mostra média e mediana com valores de 1.5 ϕ (areia média), com distribuição granulométrica bem calibrada e simétrica.

5.2.1.4 – Quarto episódio de escavação-agradção (M4)

Os afloramentos mais representativos da **AFM4** são, na margem direita do Mondego, o depósito da Quinta da Quada e na margem esquerda, os das proximidades do Moinho do Almoxarife, e Alqueidão. Nestes depósitos predominam, em associação, as litofácies conglomeráticas e areníticas. Em Regalheiras o depósito é composto por areias de praia.

Litofácies areno-conglomeráticas

Afloramento da Quinta da Quada

Trata-se de um depósito de natureza conglomerática (519925; 444355), ímpar na margem direita do estuário do rio Mondego. Encontra-se a coroar uma colina com altitude que varia dos 54 aos 61m a montante de Lares, sobre a **Formação da Figueira da Foz**. O conglomerado que constitui este depósito é polimítico e heterométrico, estando a sua composição lítica e características morfoscópicas expressas nos quadros 5.18 e 5.19, respectivamente.

Quadro 5.18 – Características líticas do depósito conglomerático da Quinta da Quada

MPS (cm)	Fracção (%)		Mineralogia (%)					Fácies de Miall (1996)
	Ar	Clastos	Qz	Qt	Fd	Xt	Grs	
30	20	80	40	35	V	20	5	Gcm

Legenda: Ar – Areia, Qz – Quartzo; Qt – Quartzito; Fd – Feldspatos; Xt – Xisto; Grs – Grés; V – Vestígios

Quadro 5.19 – Morfometria dos clastos da Quinta da Quada

Grau de arredondamento (%)					Grau de esfericidade (%)		Cor
M. Red.	Red.	S. Red.	S. Ang.	Ang.	Alta	Baixa	
15	20	30	20	15	15	85	Amarelo com “patine” ferruginosa

Legenda: M. Red. – Muito Redondos; Red. Redondos; S. Red. Sub-redondos; S. Ang. – Sub-angulosos; Ang. Angulosos.

Apresenta-se sub-horizontal, com espessura aproximada de 7m. É difícil determinar a sua estrutura interna porque toda a colina foi alvo de intenso arroteamento. No entanto, a presença, alguns metros a norte, de vestígios de um outro depósito semelhante, leva a pensar que estes estariam em continuidade formando um único depósito mais espesso e extenso. Os clastos de quartzo e quartzito apresentam o seu eixo maior com 35cm (figura 5.11) e a apresentarem marcas de choque, em grande parte pouco vincadas.



Figura 5.11 – Clasto de quartzito do afloramento da Quinta da Quada.

Trata-se de um depósito que se distingue em relação aos anteriormente descritos, pela elevada percentagem de xisto em seixos “apatelados” e de seixos muito rolados de quartzo com MPS=3cm, que contribuíram para os 15% de clastos muito redondos e esféricos.

Afloramentos de Alqueidão e Bairrada

Estes constituem um grupo de depósitos que é possível observar ocupando pequenas plataformas no topo das vertentes da margem sul do rio Mondego. A figura 5.12 mostra a distribuição das diferentes plataformas de agração em Bairrada.

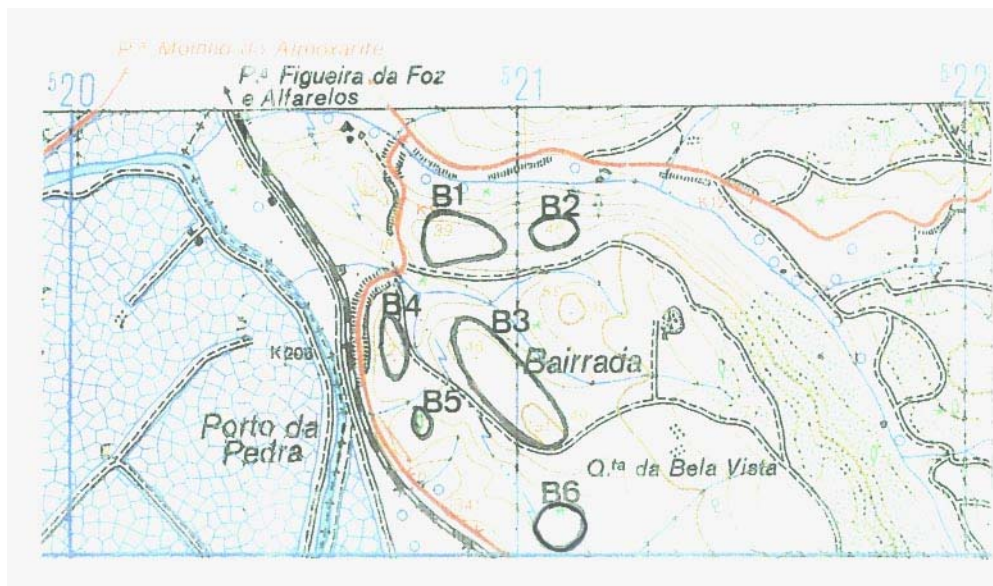


Figura 5.12 – Distribuição das plataformas de agração fluvial em Bairrada (ext. da Carta Militar nº 249, esc. 1/25000).

Nestes depósitos ocorre a articulação de fácies areníticas e conglomeráticas, com predomínio das segundas. Os depósitos que permitem melhor observação das diferentes fácies são os da Bairrada. Nos restantes é possível apenas analisar as fácies conglomeráticas, cujas características são semelhantes entre si.

As litofácies conglomeráticas presentes nestes depósitos caracterizam-se pela existência, na base dos depósitos, de fácies Gt/Gp que, para o topo passam a fácies do tipo Gmg. Esta variação de fácies da base para o topo é acompanhada de diminuição da quantidade de “patelas” de xisto, diminuição dos valores do MPS e de alterações morfométricas que se manifestam pelo aumento do grau de arredondamento dos clastos, bem como da sua esfericidade (quadros 5.20 e 5.21).

Quadro 5.20 – Características das litofácies conglomeráticas nos depósitos de Bairrada e Alqueidão

Depósitos	MPS (cm)	Fracção (%)		Mineralogia (%)				Estruturas sedimentares	Fácies de Miall (1996)	
		Ar.	clastos	Qz	Qt	Xt	Grs			
Bairrada1	27	10	90	50	40	10	V	Imbricação	Gt/Gp	
Bairrada2	8-12	40	60	55	45	V	-	Esruturas cruzadas planares Imbricação	Gt/Gp	
Bairrada3	28	10	90	50	40	10	V	-	Gmg	
Bairrada4	Topo	8-12	40	60	60	40	V	-	Imbricação Esruturas cruzadas planares	Gt/Gmg
	Base	20	20	80	50	40	10	V		
Bairrada5 e 6	Topo	8	40	60	60	40	-	-	Graduação positiva	
	Base	22	25	75	55	40	5	V		
Alqueidão	18	20	80	60	40	V	V	Imbricação Estruturas cruzadas planares e em ventre	Gt/Gp	

Legenda: Ar – Areia, Qz – Quartzo; Qt – Quartzito; Xt – Xisto; Grs – Grés; V – Vestígios.

Quadro 5.21 – Morfometria dos clastos dos depósitos de Bairrada e Alqueidão

Depósitos	Grau de arredondamento (%)					Grau de esfericidade (%)		Cor	
	M. Red	Red.	S. Red.	S. Ang.	Ang.	Alta	Baixa		
Furadouro	5	40	10	30	15	20	80	Amarelo com "patine" ferruginosa	
Bairrada1	10	40	5	30	15	20	80		
Bairrada2	20	45	5	20	10	30	70		
Bairrada3	10	40	10	30	10	20	80		
Bairrada4	Topo	20	40	10	20	10	30		70
	Base	10	30	10	40	10	10		90
Bairrada5 e 6	Topo	30	30	10	20	10	30		70
	Base	10	30	10	40	10	10		90
Alqueidão	5	40	10	30	15	10	90		

Legenda: M. Red. – Muito Redondos; Red. Redondos; S. Red. – Sub-redondos; S. Ang. – Sub-angulosos; Ang. Angulosos.

O quadro 5.22 mostra a composição mineralógica e os parâmetros granulométricos das litofácies areníticas em Bairrada. Na figura 5.13 está representado o aspecto da cascalheira que constitui o afloramento de Bairrada3.

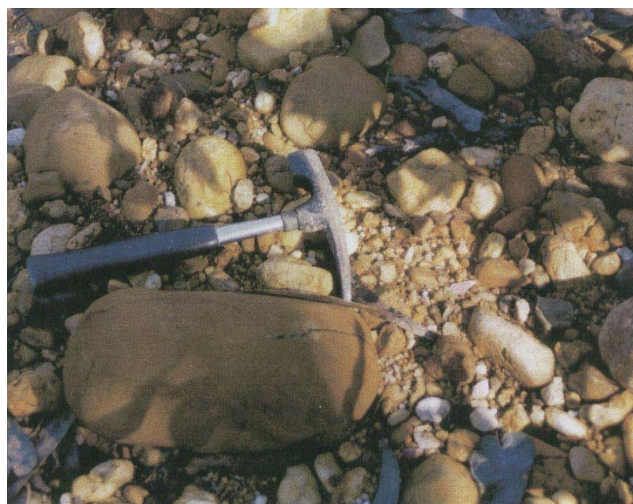


Figura 5.13 – Cascalheira de Bairrada 3

Quadro 5.22 – Composição mineralógica e parâmetros granulométricos das litofácies areníticas nos depósitos da Bairrada.

Amostras	Mineralogia		Parâmetros granulométricos (ϕ)				
	Outros	Fracção <2 μ m	M	Md	Calibragem	Assimetria	Curtose
Bairrada6	Quartzo Microclina Albite	Caulinite (80%) Ilite (20%)	0,32	0,25	1,11 (Pobrementec calibrada)	0,12 (Assimetia positiva)	1,31 (Leptocúrtica)
Bairrada7	Quartzo Microclina	Caulinite (80%) Ilite (20%) Vermiculite (Vest.)	1,05	1,06	0,8 (Moderadamen te calibrada)	-0,04 (aproximadamen te simétrica)	1,16 (Leptocúrtica)

Legenda: M – Média, Md – Mediana, Vest. - Vestígios.

A figura 5.14 mostra o afloramento Bairrada 2 e a respectiva articulação de litofácies.

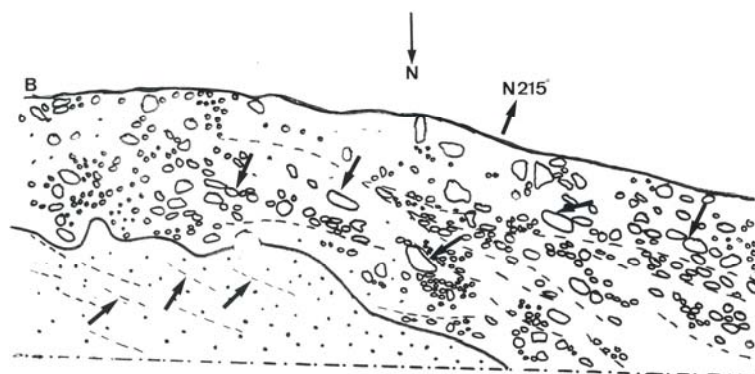


Figura 5.14 – Painel e esquema interpretativo de Bairrada 2.

Areias de praia**Afloramento de Regalheiras**

Correspondem a acumulações de areias com espessuras métricas sobre plataformas actualmente pouco extensas e descontínuas, que surgem nas margens direita e esquerda do Rio Pranto. Estas areias apresentam cor amarela, são finas a médias, submaturas, arcósicas, pouco consolidadas, por vezes laminadas ou com estruturas cruzadas planares. A composição mineralógica deste grupo de areias é semelhante à das descritas até aqui (quadro 5.23). Os valores da média variam de 0,6 a 2,15 ϕ e a mediana de 0,44 a 1,93 ϕ (areias grosseiras e médias a finas). As distribuições são moderadamente a pobremente calibradas, encontrando-se também aqui truncadas da fracção 3 ϕ . Os índices de assimetria e de curtose são variáveis.

Quadro 5.23 - Mineralogia e parâmetros granulométricos das areias que constituem os depósitos de Regalheiras.

Depósitos	Mineralogia		Parâmetros granulométricos (ϕ)				
	Outros	Fracção <2 μ	M	Md	Calibragem	Assimetria	Curtose
Regalheiras	Quartzo Microclina Albite	Ilite(60%) Caulinite(40%) Esmectite (Vest.)	1,00	1,15	1,58 (Pobremente calibrada)	-0,13 (Assimetria negativa)	1,65 (Muito lepticúrtica)

Legenda: M – Média, Md – Mediana, Vest. - Vestígios.

Depósito do Moinho do Almojarife

Trata-se de um depósito que se encontra sobre a colina formada pelos calcários cenomano-turonianos, próximo do vértice geodésico da Pena (68m). É constituído por pequenos seixos de quartzo, amarelos, muito redondos e com esfericidade baixa. É um depósito residual, pelicular, sendo a sua observação possível nos locais deprimidos do topo da colina calcária (figura 5.15).



Figura 5.15 – Aspecto do depósito do Moinho do Almoxarife.

5.2.1.5 – Quinto episódio de escavação-agradiação (M5)

Os afloramentos que permitem a observação das litofácies da AFM5, compreendem uma faixa entre Vila Verde e Lares e Bairrada 4.

Os depósitos de Vila Verde – Lares são observáveis ao longo da estrada que faz a ligação de Vila Verde a Lares, numa extensão aproximada de 3Km.

O afloramento **VV1** foi estudado quando se encontravam em curso as obras de construção da ETAR de Vila Verde, tendo muitas das observações sido feitas nas suas fundações. Actualmente apenas estão disponíveis as camadas superiores que constituem o talude que se encontra por trás da estação de tratamento de águas residuais.

De um modo geral há, da base para o topo, articulação de corpos conglomeráticos seguidos de litofácies areno-conglomeráticas, com predomínio das arenosas, terminando com litofácies areno- lutíticas e lutíticas.

Litofácies Conglomeráticas

Caracterizam-se por um conglomerado castanho, grosseiro, polimítico (quadro 5.24 e 5.25), com presença de seixo de quartzo muito rolado e MPS=22-30 cm. Verifica-se articulação de fácies Gp predominantes sobre Gmg, com atributos sedimentológicos e estruturas sedimentares semelhantes aos da unidade lítica **U1** de Soares *et al.* (1998) (ver

O Pliocénico e o Plistocénico da Plataforma Litoral entre o Cabo Mondego e a Nazaré também descrição de Soares *et al.*, 1989). As características deste corpo conglomerático mantêm-se constantes, à excepção da espessura que diminui no sentido do afloramento de Lares para VV1. As medições efectuadas em arranjos imbricados conduziram à determinação de uma orientação N 310°. Na figura 5.16 (base de VV1) pode observar-se imbricação dos clastos, estratificação oblíqua em ventre e descontinuidade de **4ª ordem** (Miall, 1996) na passagem à litofácies arenosa subjacente. A figuras 5.17 mostra as fácies conglomeráticas no afloramento do Ervidinho (VV4) sobrepostas pelas areias estuarinas.

Na margem esquerda do Mondego, estas litofácies estão representadas pelo afloramento de Bairrada 4 que se encontra basculado para NE, testemunho da actividade neotectónica na área (figura 5.18).

Quadro 5.24 – Características líticas do corpo conglomerático em Vila Verde – Lares

MPS (cm)	Fracção (%)		Mineralogia (%)					Estruturas sedimentares	Fácies de Miall (1996)
	Ar	clastos	Qz	Qt	Fd	Xt	Grs		
22-30	20	80	45	40	V	15	V	Estruturas cruzadas em ventre Imbricação	Gcm/Gt

Legenda: Ar – Areia, Qz – Quartzo; Qt – Quartzito; Fd – Feldspatos; Xt – Xisto; Grs – Grés; V – Vestígios

Quadro 5.25 – Morfometria dos calhaus do corpo conglomerático de Vila Verde - Lares

Grau de arredondamento (%)					Grau de esfericidade (%)		Cor
M. Red.	Red.	S. Red.	S. Ang.	Ang.	Alta	Baixa	
15	15	30	25	15	15	85	Castanho com “patine” ferruginosa

Legenda: M. Red. – Muito Redondos; Red. Redondos; S. Red. – Sub-redondos; S. Ang. – Sub-angulosos; Ang. Angulosos.



Figura 5.16 – Corpo conglomerático que constitui a base do afloramento VV1, com elevada frequência de clastos imbricados indicando paleodrenagem com sentido N310°. As fácies areníticas sobrepõem-se às conglomeráticas.



Figura 5.17 – Fácies conglomeráticas fluviais na Base de Ervidinho (VV4)



Figura 5.18 – Basculamento para NE das litofácies conglomeráticas e arenoconglomeráticas de Bairrada 4.

Litofácies areníticas

As litofácies areníticas surgem sobre o corpo conglomerático atrás citado e são caracterizadas por areias amarelas, médias a grosseiras, moderadamente calibradas, articulação de fácies St predominantes sobre Sp, Sr e Sm, por vezes com finos leitos conglomeráticos interstratificados (Gh), embora as fácies conglomeráticas se encontrem subordinadas em relação às fácies areníticas.

A sua espessura aumenta para jusante, estando melhor representadas em Ervidinho (VV4) (figura 5.19), onde, nas camadas superiores do afloramento, é possível observar em pormenor pequenos “*ripples*” em areia branca, muito fina (Sr), lavada e quartzosa. Superiormente, estas passam a corpos arenosos onde predominam as estruturas cruzadas planares e côncavas.

A composição mineralógica das amostras recolhidas nos diferentes afloramentos, revelou a presença quartzo, microclina e albite. A fracção argilosa é dominada pela caulinite, verificando-se inversão desta tendência, pontualmente, na base de VV1 (quadros 5.26, 5.27 e 5.28). Os parâmetros granulométricos indicam a média com valores a rondar 1 a 1,35 ϕ (areia média), próximos dos valores da mediana. Exceptua-se a amostra VV4-4, cuja média é 1,92 ϕ e mediana 1,84 ϕ (areia fina). Tratam-se de areias moderadamente calibradas com índice de assimetria revelando distribuições aproximadamente simétricas. O índice de curtose é variável. As curvas granulométricas mostram uma individualização em três troços, traduzindo a presença de populações distintas em transporte. Este facto associado à morfometria dos grãos e estruturas sedimentares revela a presença de: 1) areias eólicas, quando se tratam de areias finas a médias, essencialmente quartzosas, grãos de quartzo foscos e com laminação; 2) areias estuarinas, que se caracterizam como areias médias, essencialmente quartzosas e associadas a estratificação oblíqua planar e em ventre, pequenos *ripples* e drenagens bipolarizadas. Embora, como referimos, as fácies areníticas predominem sobre as fácies conglomeráticas, verifica-se em VV1 (camadas 9 e 10) a ocorrência de um corpo areno-conglomerático com 2m de espessura, imaturo, amarelo, com presença de estruturas cruzadas planares e em ventre (fácies Gmt e Gmp). O MPS é de 15cm na base, diminuindo para o topo onde o apresenta valores de 11cm. Quanto às suas características líticas é de referir que estes conglomerados são constituídos quase exclusivamente por quartzo e quartzito. De um modo geral, em todos os corpos os clastos são predominantemente redondos a muito redondos e de esfericidade baixa.

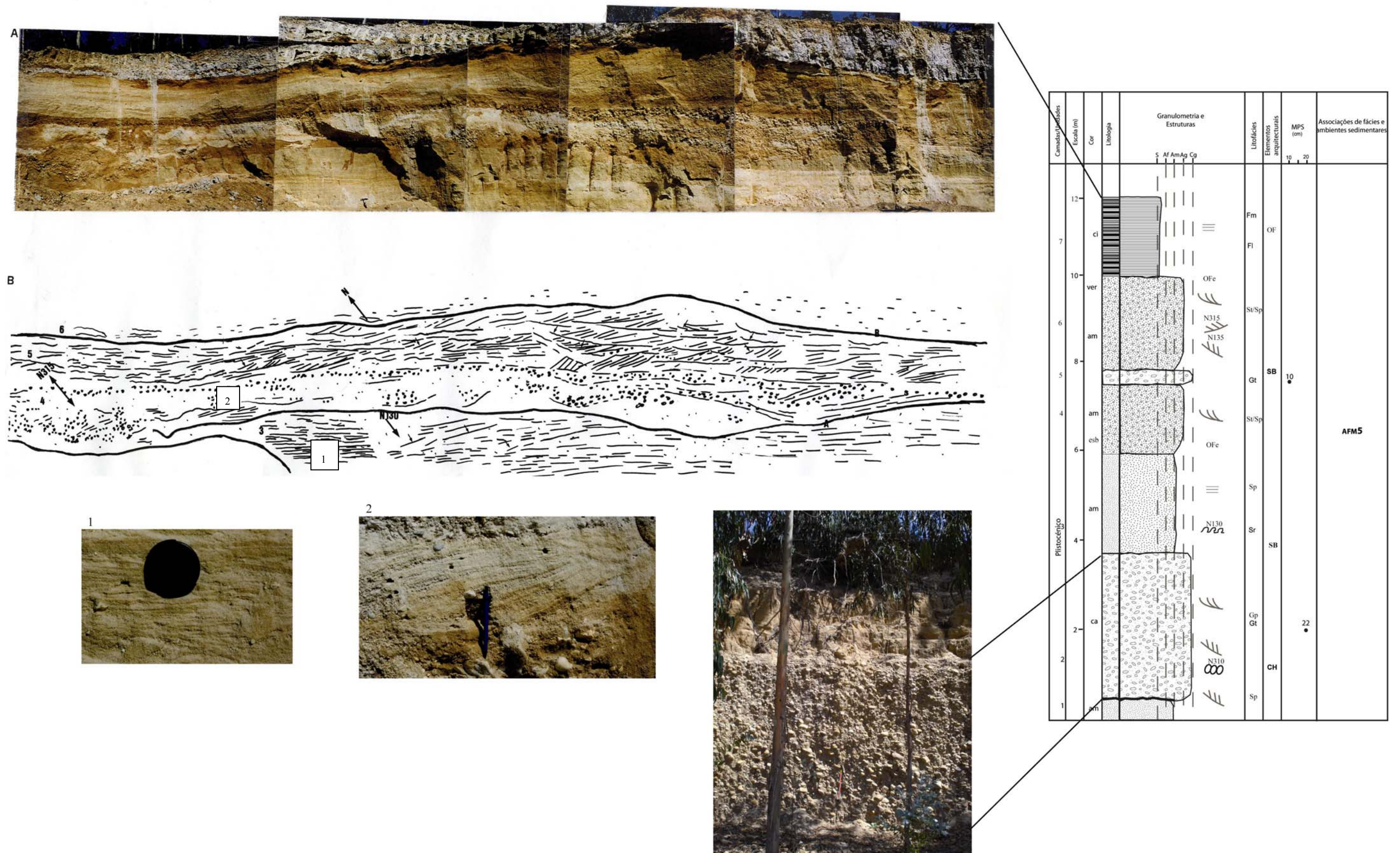


Figura 5.19 – Painel fotográfico, esquema interpretativo, perfil estratigráfico e pormenores das litofácies areníticas da AFM5.

Quadro 5.26 – Composição mineralógica e parâmetros granulométricos das litofácies areníticas no afloramento VV1.

Amostras	Mineralogia		Parâmetros granulométricos (ϕ)				
	Outros	Fracção <2 μ m	M	Md	Calibragem	Assimetria	Curtose
VV1-2	Quartzo Microclina Albite	Ilite (52%) Caulinite (32%) Vermiculite (16%)	1,21	1,25	0,89 (Moderadamente calibrada)	-0,05 (Aprox. simétrica)	1,11 (Leptocúrtica)
VV1-6	Quartzo Microclina Albite	Caulinite (64%) Ilite (36%) Int (10-14S) (Vestígios)	1,35	1,4	0,61 (Moderadamente calibrada)	-0,36 (Assimetria negativa)	1,85 (Muito leptocúrtica)

Legenda: M – Média, Md – Mediana, Int (10-14 S)ir – Interstratificado irregular ilite-esmectite.

Quadro 5.27 – Composição mineralógica e parâmetros granulométricos das litofácies areníticas no afloramento VV3.

Amostras	Mineralogia		Parâmetros granulométricos (ϕ)				
	Outros	Fracção <2 μ m	M	Md	Calibragem	Assimetria	Curtose
VV3-3	Quartzo Microclina Albite	Caulinite (61%) Ilite (29%) Clorite (10%)	0,91	1	0,83 (Moderadamente calibrada)	-0,12 (Aprox. simétrica)	0,99 (Mesocúrtica)

Legenda: M – Média, Md – Mediana, Int. ir (10-14 S) – Interstratificado irregular ilite-esmectite

Litofácies lutíticas

Sobrepõem-se estratigraficamente às litofácies areno-conglomeráticas. Estão presentes no topo de VV4 e em VV1. Apresentam cor cinzenta, com aspecto marmoreado (Fácies Fsm) nas camadas do topo de VV1 (figura 5.20). A sua espessura ronda 1m em VV4, no entanto, no afloramento VV1 varia de 0,10m a cerca de 2,5m nas camadas superiores. A composição mineralógica é semelhante à das facies areníticas (quadro 5.29). Aqui a média e mediana têm valores de 1,8 e 2,9 ϕ (areia muito fina), as distribuições são pobremente a moderadamente calibradas com truncatura de algumas fracções muito finas (3 e 4 ϕ). O índice de assimetria revela distribuições aproximadamente simétricas.

Quadro 5.28 – Composição mineralógica e parâmetros granulométricos das litofácies areníticas no afloramento VV4.

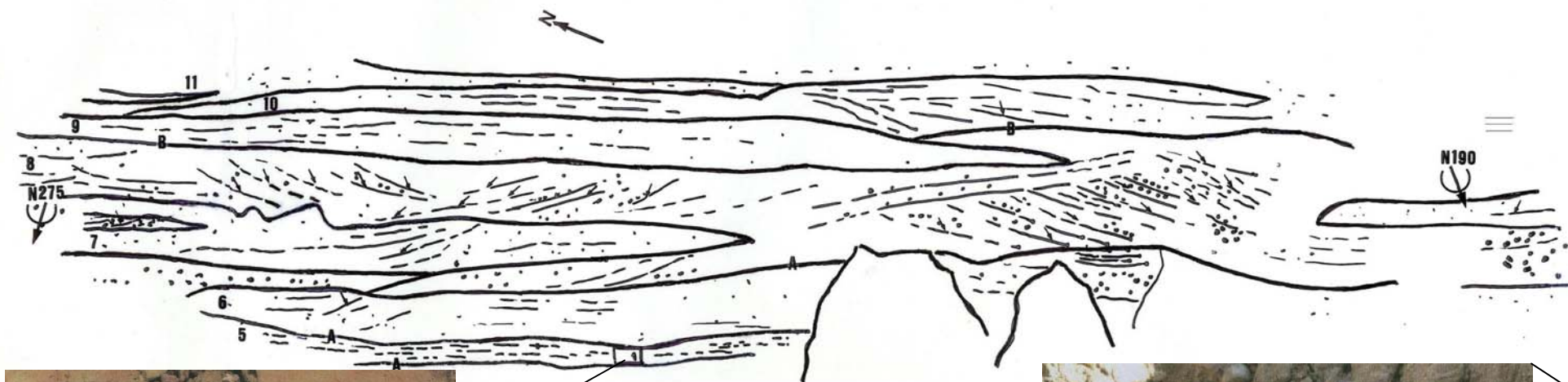
Amostras	Mineralogia		Parâmetros granulométricos (ϕ)				
	Outros	Fracção <2 μ m	M	Md	Calibragem	Assimetria	Curtose
VV4-1	Quartzo	Caulinite (81%) Ilite (19%)	1,21	1,25	0,89 (Moderadamente calibrada)	-0,05 (Aprox. simétrica)	1,11 (Leptocúrtica)
VV4-3	Quartzo	Caulinite (76%) Ilite (24%)	1,35	1,4	0,61 (Moderadamente calibrada)	-0,36 (Assimetria negativa)	1,85 (Muito leptocúrtica)
VV4-4	Quartzo Microclina	Caulinite (81%) Ilite (19%) Int(10-14M) (Vestígios)	1,92	1,84	0,80 (Moderadamente calibrada)	0,23 (Assimetria positiva)	1,43 (Leptocúrtica)
VV4-5	Quartzo Microclina	Caulinite (51%) Ilite (49%)	0,14	0,15	1,29 (Pobremente calibrada)	0,02 (Aprox. simétrica)	1,08 (Mesocúrtica)

Legenda: M – Média, Md – Mediana, Int (10-14 S)ir – Interstratificado irregular ilite-esmectite.

Quadro 5.29 – Composição mineralógica e parâmetros granulométricos das litofácies areno-pelíticas nos afloramentos de Vila Verde-Lares.

Amostras	Mineralogia		Parâmetros granulométricos (ϕ)				
	Outros	Fracção <2 μ	M	Md	Calibragem	Assimetria	Curtose
VV1-5	Quartzo Microclina Albite	Caulinite (60%) Ilite (40%) Esmectite (Vestígios)	-	-	-	-	-
VV1-11	Quartzo Microclina	Caulinite (64%) Ilite (36%) Esmectite (Vestígios)	2,91	3	1,16 (Pobrememente calibrada)	-0,14 (Aproximadamente simétrica)	0,97 (Mesocúrtica)
VV4-8	Quartzo Microclina Albite	Caulinite (57%) Ilite (43%) Int(10-14M)ir (Vestígios)	1,8	1,8	0,80 (Moderadamente calibrada)	-0,04 (Aproximadamente simétrica)	1,24 (Leptocúrtica)

Legenda: M – Média, Md – Mediana, Int (10-14 S)ir – Interstratificado irregular ilite-esmectite.



Camadas/Unidades	Escala (m)	Cor	Litologia	Granulometria e Estruturas					Lito fácies	Elementos arquitecturais	MPS (cm)	Associações de fácies e ambientes sedimentares		
				S	Af	Am	Ag	Cg						
10			ci									Fm		
11			esb					≡				OF		
10			ver						OFe			FI		
8			am									Gp	11	CH
9			am						N190			Sp		
8			am									Gp	14	
7			am						N275			Sp		
6			ci									FI		
5			am									Sp		
4			am						N310			SB		
3			am						N130			Sp		
2			ca						OFe			Gp		
2			ca						N310			Gt	21	CH
1			am									Sp		
												AFM5		

Figura 5.20 – Painel fotográfico, esquema interpretativo, perfil estratigráfico e pormenores das litofácies de VV1. A – Descontinuidades entre fácies eólicas e estuarinas; B – Descontinuidades entre fácies estuarinas.

Verifica-se que nos depósitos de Vila Verde – Lares têm melhor representatividade as associações de fácies conglomeráticas e areníticas. Embora estes depósitos também comportem associações de fácies pelíticas, estas são menos frequentes.

Os perfis geológicos esquemáticos e os perfis realizados (VV1, VV3, VV4, Lares) por Ramos (2000 p.151) mostram, de SE para NW: 1) diminuição da percentagem das fácies conglomeráticas; 2) aumento da percentagem de fácies areníticas e pelíticas; 3) diminuição da caulinite com aumento da percentagem de interstratificados. Esta variação lateral de fácies mostra aumento de fácies areníticas para porções mais distais. As estruturas sedimentares destas fácies mostram a presença de ambiente estuarino. Na altura do nível de agradação M5 o estuário do Mondego estabelecia-se já, e tendo em conta o registo sedimentar, entre Lares e Vila Verde, prolongando-se para NW até à linha de costa.

Areias de praia

Depósito do Sobral

Este afloramento (521625; 443565), com 7m de espessura, inicia-se na base com conglomerado imaturo, oligomítico (Quartzo>90%), rico em clastos subredondos a angulosos e com MPS=4 cm. Seguem-se 3 m de areia amarela, média a grosseira, submatura a matura, com estratificação oblíqua planar, e/ou oblíqua em ventre e pequenos “ripples”(1 – figura 5.21). Passa, por superfície de ravinamento, a areno-pelito com 1.5 m de espessura, cinzento, laminado e com aspecto marmorizado (2 - figura 5.21) e sobre o qual se encontra uma camada pouco espessa (0,30m) constituída por arenito grosseiro, ferruginoso e endurecido. Este afloramento termina com 1m de areia amarela, fina a média, submatura, com laminação horizontal. A mineralogia desta areias não é diferente das que têm vindo a ser descritas. Apresentam médias de $-0,08$ a 1ϕ e medianas de $-0,18$ a 1.11ϕ (areia muito grosseira a grosseira). As distribuições são pobremente calibradas, com assimetrias positivas e negativas. O índice de curtose é variável (quadros 5.30 e 5.31).

As curvas que representam fácies areníticas são idênticas e mostram três populações distintas. A curva granulométrica do areno-lutito mostra uma distribuição truncada de fracções muito finas (3 e 4ϕ). Os depósitos de Vale Vendeiro (figura 5.22) e Armazéns (figura 5.23) são também de natureza marinha.

Quadro 5.30 - Mineralogia e parâmetros granulométricos das areias do Sobral

Amostras	Mineralogia		Parâmetros granulométricos (ϕ)				
	Outros	Fracção <2 μ	M	Md	Calibragem	Assimetria	Curtose
SO4	Quartzo Microclina Albite	Caulinite (70%) Ilite (30%) Vermiculite (Vest.)	1,00	1,11	0,99 (Moderadamente calibrada)	-0,17 (Assimetria negativa)	1,22 (Leptocúrtica)
SO3	Quartzo	Caulinite (70%) Ilite (30%)	-0,08	-0,18	1,05 (Pobrememente calibrada)	0,22 (Assimetria positiva)	1,24 (Leptocúrtica)
SO1	Quartzo	-	0,38	0,62	1,17 (Pobrememente calibrada)	-0,27 (Assimetria negativa)	0,90 (Platicúrtica)

Legenda: M – Média, Md – Mediana.

Quadro 5.31 - Mineralogia e parâmetros granulométricos do lutito do Sobral.

Amostras	Mineralogia		Parâmetros granulométricos (ϕ)				
	Outros	Fracção <2 μ	M	Md	Calibragem	Assimetria	Curtose
SO2	Quartzo Microclina Albite	Caulinite (40%) Ilite (35%) Esmectite (25%)	3,36	3,40	0,97 (Moderadamente calibrada)	-0,17 (Assimetria negativa)	1,14 (Leptocúrtica)

Legenda: M – Média, Md – Mediana.

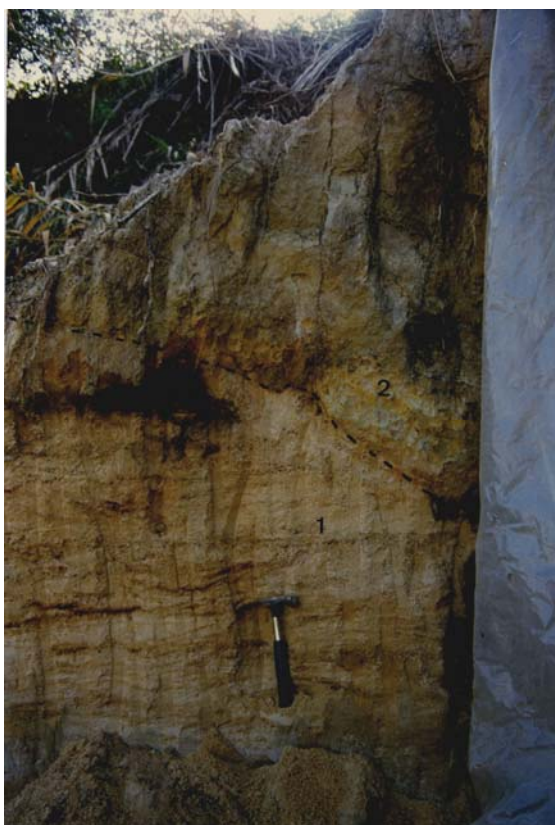


Figura 5.21 – Articulação das litofácies areníticas e areno-lutítica no afloramento do Sobral (margem esquerda do Pranto). **1** – Areia de praia; **2** – Areno-pelito; - - - Superfície de ravinamento.



Figura 5.22 – Fácies de praia cobertas por areias eólicas em Vale Vendeiro (margem esquerda do Pranto).



Figura 523 – Areias de praia no afloramento de Armazéns (Local de colheita para datação por OSL).

Depósitos de Outeiro

Estes depósitos encontram-se sobre uma plataforma relativamente extensa, e a sua observação é ainda hoje possível em antigos areeiros (515750; 443350) (figura 5.24). Pode ver-se um depósito essencialmente arenoso com uma espessura aproximada de 6m, sendo constituído na base por uma areia castanha esbranquiçada (3,5m), grosseira, imatura, arcósica e micácea, com seixos de quartzo (MPS=3cm), muito redondos e esfericidade alta. Apresenta-se consolidada, sendo possível observar laminação horizontal e estruturas cruzadas planares de baixo ângulo. Segue-se-lhe areia branca (0,50m), muito fina, matura a submatura, solta, por vezes com laminação horizontal. Após um corpo arenoso (0,50m) semelhante ao primeiro surge uma fina camada (0,30m) arenolútílica cinzenta escura e laminada. Este depósito termina com um solo escuro, areno cascalhento e rico em matéria orgânica. A composição mineralógica destas areias é semelhante à das anteriores. A média varia de $-0,63$ a $1,33\phi$ e a mediana de $-0,68$ a $1,59$ (areia muito grosseira a média). As distribuições são pobremente a moderadamente calibradas, com índices de assimetria e curtose variáveis (quadro 5.32).

Quadro 5.32 - Mineralogia e parâmetros granulométricos das litofácies areníticas de Outeiro.

Amostras	Mineralogia		Parâmetros granulométricos (ϕ)				
	Outros	Fracção < 2 μ m	M	Md	Calibragem	Assimetria	Curtose
O2	Quartzo Microclina Albite	Caulinite (80%) Ilite (20%) Esmectite (Vest.)	1,33	1,59	1,08 (Moderadamente calibrada)	-0,4 (Assimetria negativa)	1,35 (Leptocúrtica)
O1	Quartzo Microclina	Caulinite (90%) Ilite (10%)	-0,63	-0,68	1,21 (Pobrememente calibrada)	0,17 (Assimetria positiva)	1,07 (Mesocúrtica)

Legenda: M – Média, Md – Mediana, Vest. - Vestígios.



Figura 5.24 – Aspecto geral do afloramento de Outeiro num antigo areeiro.

5.2.1.6 – Sexto episódio de escavação-agradiação (M6)

Admitimos que o registo sedimentar correspondente a este episódio esteja coberto pelas aluviões do Mondego na parte mais distal do seu estuário, podendo para montante estar representado pelo terraço de Ereira a cota de 6m.

5.2.2 – Litostratigrafia e registo sedimentar dos níveis de escavação- agradção do Lis

A organizaçõ e litostratigrafia dos depõsitos plisticénicos que marginam o vale do Lis é feita recorrendo aos trabalhos de Cunha-Ribeiro (1999), sendo nosso objectivo num futuro próximo tratar as plataformas de agradçõ do Lis, com o mesmo detalhe e minúcia que usámos para o Mondego, nomeadamente o enquadramento geomorfológico de pormenor e a obtençõ de datações que permitam estabelecer, de forma precisa, a litostratigrafia dos níveis de escavação-agradçõ do Lis.


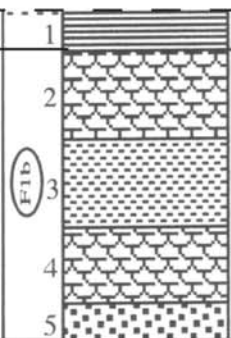
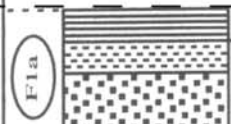
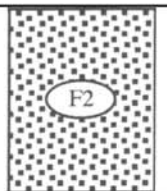
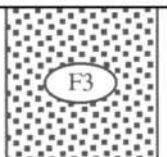
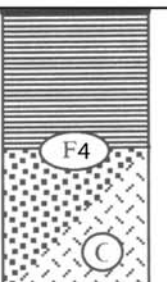
O estudo do registo sedimentar das formações fluviais correspondentes a episõdios de escavação-agradçõ do Lis, centraram-se, tal como fez Cunha-Ribeiro (1999), na zona do vale do Lis imediatamente a jusante de Leiria, onde a sua ocorrêcia tem melhor expressõ. No entanto existem outros pequenos retalhos destas formações para montante, tanto ao longo do vale do Lis, como ao longo do rio Lena (figura 5.25).

Verifica-se que é entre Monte Real e a Praia de Vieira de Leiria, povoaçõ junto da qual o Lis desagua no Oceano Atlântico, numa zona onde o rio começa por encaixar o seu leito nos materiais infra-liásicos, que afloram as plataformas de agradçõ mais expressivas, no eixo do Diapiro de Monte Real, para de seguida atravessar a plataforma dunar que se desenvolve ao longo do litoral. Sõ de referir os níveis de cascalheiras alinhados paralelamente à linha de costa, frequentemente relacionados com antigos níveis de praia, sendo de salientar os da Praia do Osso da Baleia, que podem relacionar-se com a evoluçõ do curso do Lis (Dinis, 1996).

5.2.2.1- Definiçõ e litostratigrafia

Tal como para o Mondego, apresentamos para o Lis (quadro 5.33) a litostratigrafia dos níveis de agradçõ correspondentes aos respectivos episõdios de agradçõ-escavação(L1, L2, L3, L4) tendo para tal, tido em conta a proposta de Cunha-Ribeiro (1999). Foi fundamental a anlise geomorfológica e estrutural da área envolvente do vale do Lis (figura 5.25 e figura 3.6 do cap. 3).

O Pliocénico e o Plistocénico da Plataforma Litoral entre o Cabo Mondego e a Nazaré
Quadro 5.33 – Litostratigrafia dos níveis de agradação do Lis

Níveis de agradação sedimentar	Litofácies	Morfogénese (Cunha-Ribeiro, 1999)	Estratigrafia (Cunha-Ribeiro, 1999)
L1 Fase de agradação	Sh	Sedimentação fluvial argilo-arenosa	
	St Gp/Gt Sp Sh	Sedimentação fluvial com textura grosseira	
	Fm Sh	Sedimentação fluvial argilo-arenosa Sedimentação fluvial com textura grosseira	
	Fase de escavação		
L2 Fase de agradação	Sh Sp	Sedimentação fluvial com textura grosseira	
Fase de escavação			
L3 Fase de agradação	Sp	Sedimentação fluvial com textura grosseira	
Fase de escavação			
L4 Fase de agradação	Fm Sm Gp	Sedimentação fluvial argilo-arenosa Sedimentação fluvial com textura grosseira coluvionamento nas vertentes e eolização	

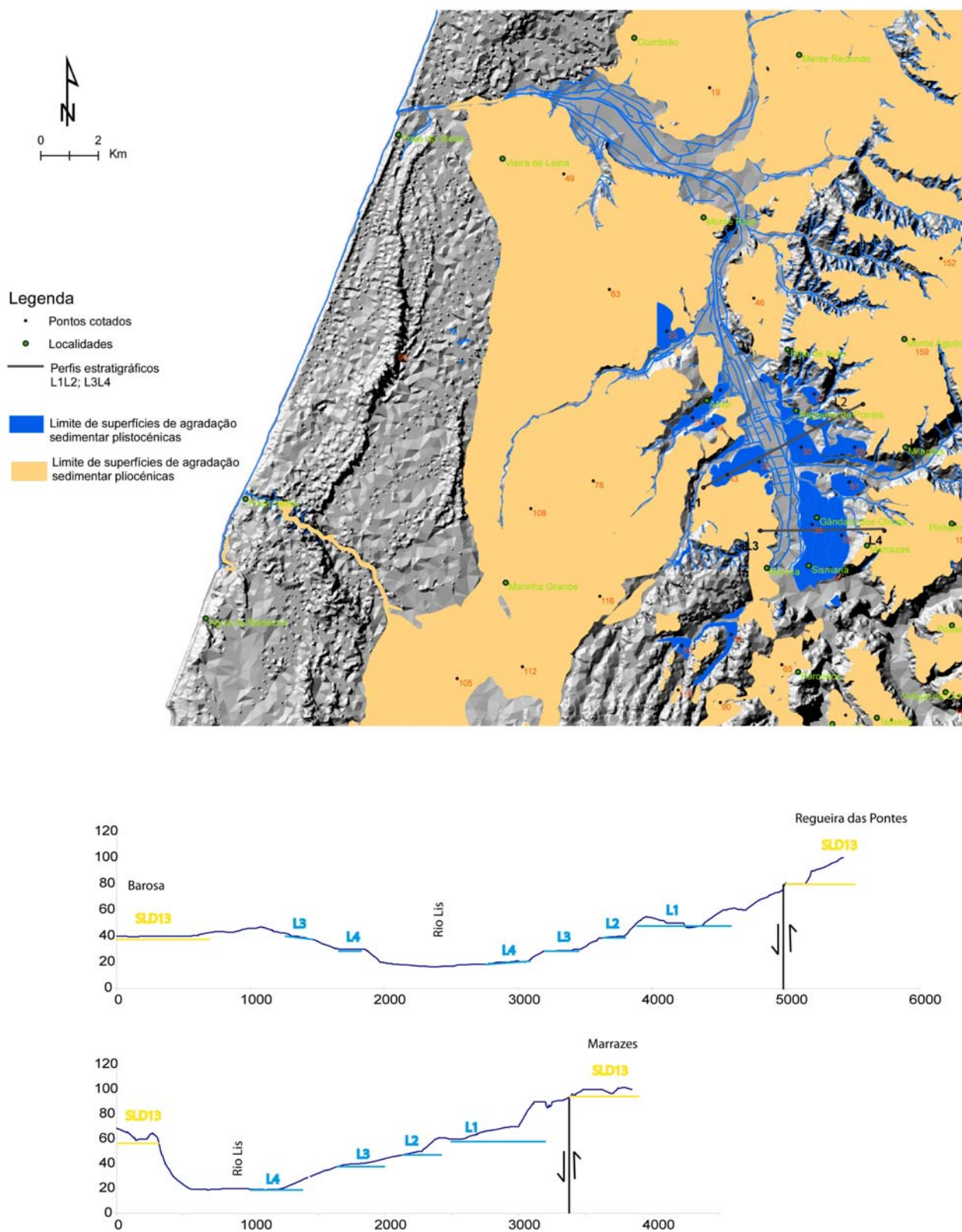


Figura 5.25 – Distribuição das plataformas de agração sedimentar no vale do Lis. Perfis topográficos L1L2 e L3L4 que evidenciam os episódios de agração L1, L2, L3 e L4.

5.2.2.2 – Distribuição dos níveis de escavação-agradção e a sua relação com o registo sedimentar

Como referimos anteriormente, os dados de campo que possuímos sobre o registo sedimentar dos níveis de agradção sedimentar do Lis são escassos.

Para o nível L1 apresentamos, na figura 5.26, o registo da articulação de litofácies conglomeráticas e areno conglomeráticas no afloramento de Outeiro da Gândara.

O nível L3 está representado na figura 5.27, com litofácies conglomeráticas organizadas numa estrutura canalizada exposta a quando da abertura da circular externa de Monte Real. Na sua composição estão clastos de quartzo e quartzito, MPS=15cm, redondos e angulosos. Apresentam imbricação que indica sentido de paleocorrente para norte. Este canal pode constituir o último registo da drenagem do Lis para norte, sendo L4, coberto pelas aluviões, servindo de testemunho do novo curso do Lis para oeste, por imposição tectónica.

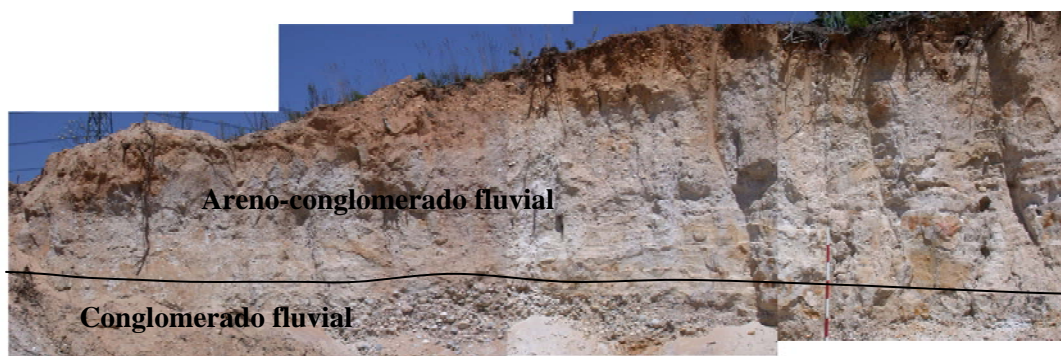


Figura 5.27 – Articulação das litofácies de L1 no afloramento de Outeiro da Gândara.



Figura 5.28 – Superfície de agradção fluvial de L3.

5.3 – Datações nos terraços do rio Mondego

5.3.1 - Introdução metodológica

Tal como descrito por Huntley e Lian (1999) e sumariado por Martins e Cunha (2006b), nas técnicas de datação de sedimentos por luminescência, a idade de uma amostra obtém-se dividindo a *paleodose* pela taxa de radiação ambiental (*dose-rate*). A paleodose é a energia (electrões) acumulada em defeitos (*traps*) do edifício cristalino dos minerais, desde a última vez em que estes foram expostos à luz solar. Os minerais normalmente utilizados na OSL são o quartzo (Qz) e o feldspato potássico (Fk). A exposição à luz descarrega a energia latente anterior, processo designado por *bleaching*. Nessa altura é como se o “relógio” da contagem do tempo fosse colocado a zero. Logo que os grãos são enterrados começam a receber radiação ionizante proveniente de elementos radioactivos (ex. T, U e K) existentes nos sedimentos e também a dos raios cósmicos. A energia acumulada pode ser medida em laboratório (obtendo-se a dose equivalente - De). É, portanto, crucial que a energia latente da amostra de sedimento seja colocada próximo de zero antes deste ser enterrado; caso contrário, a idade da amostra ficará sobrestimada. A sobre-estimação da idade resultante do incompleto *bleaching* pode ser significativa em sedimentos do Holocénico, mas não será grave em sedimentos do Plistocénico, pois nestes a energia presente na altura do enterramento é muito pequena relativamente à acumulada após a última exposição à luz.

O sinal OSL resultante da estimulação pela luz é mais facilmente “limpo” (*bleached*) do que o sinal luminescente resultante da estimulação pela temperatura (termoluminescência - TL), sendo essa uma das principais vantagens da OSL relativamente à TL. Usando o protocolo SAR (Murray e Wintle, 2000), na medição de grãos de Qz, a OSL permite datar sedimentos até 150.000 anos, caso a taxa de radiação ambiental não seja elevada. A principal limitação do quartzo nas datações por OSL é a saturação energética dos grãos, que ocorre a cerca de 300 Gy.

As datações OSL em quartzo, apesar de precisas (Murray e Olley, 2002), são praticamente inviáveis para datar terraços fluviais do rio Tejo e Mondego, cujos sedimentos possuem altas doses de radiação ambiental (geralmente 3 a 7 Gy/ka). Para os terraços, a datação OSL em feldspato potássico surge como alternativa; com este mineral pode ir-se até um milhão de anos (Wallinga, 2002); contudo, esta metodologia é mais complexa, morosa e as idades obtidas precisam de ser corrigidas relativamente à perda de energia (*anomalous*

O Pliocénico e o Plistocénico da Plataforma Litoral entre o Cabo Mondego e a Nazaré *fading*) que ocorre nos grãos de feldspato potássico ao longo do tempo (Wintle, 1973) e mudanças de sensibilidade nos defeitos do cristal (Wallinga, 2002). Os dois fenómenos são ainda mal compreendidos e as correcções são problemáticas, como se demonstra em recentes trabalhos (Martins e Cunha, 2006a; Cunha et al., 2008).

5.3.2 - Resultados das datações por luminescência

O quadro 5.34 apresenta as idades obtidas em dois distintos terraços do rio Mondego.

A amostra ARMAZ1, que corresponde a um arenito de praia colhido em Armazéns (Figueira da Foz), no topo do terraço M5, permitiu ao Prof. Pedro Cunha medir em OSL no *Nordic Laboratory for Luminescence Dating (Riso National Laboratory, Dinamarca)*, uma idade de 99 ± 7 ka; corresponde ao alto nível marinho do Eemiano, nomeadamente ao estágio isotópico quente 5a (figura 5.29)

A amostra COM2 foi colhida pelo Prof. Pedro Cunha e Dr. Nick Debenham na camada de siltito do topo do terraço M4, com topo aos 30m de altitude. Trata-se do terraço cuja base conglomerática aflora ao longo da estrada até às imediações das bombas de gasolina de Tentúgal. A aquisição de serviço ao *Quaternary TL Survey* permitiu obter uma idade >138 ka, dado que a medição da fracção polimineral já indicava saturação no armazenamento de electrões. É provável que a idade real do topo do terraço M4 em Tentúgal seja ca. de 145-150 ka e terá que ser obtida por medição OSL em feldspato K, com correcção do “anomalous fading” para que a idade não fique subestimada. De igual modo podemos admitir que os depósitos marinhos de Regalheiras, pertencentes a este mesmo terraço M4, representem o estágio isotópico 7 (ca. 200Ka); (figura 5.29).

As medições e análise dos dados obtidos por medição OSL em quartzo e feldspato K em várias posições estratigráficas e distintos sectores nos vários níveis de terraço do rio Mondego estão em curso pelo Prof. Pedro Cunha, no âmbito de investigação que tem vindo a ser desenvolvida em colaboração com os investigadores Prof. Andrew Murray e Dr. Jan-Pieter Buylaert (*Nordic Laboratory for Luminescence Dating*), bem como com o Prof. António A. Martins (Univ. Évora).

Quadro 5.34 – Datações por termoluminescência (TL) e por luminescência opticamente estimulada (OSL) em dois terraços do Baixo Mondego (Pedro Cunha, inédito).

Código amostra	Local	Altitude da superfície do Terraço	Posição estratigráfica	Método de datação	Resultado
COM2	Tentúgal	30 m	Terraço M4, posição intermédia	TL	>138 ka
ARMAZ1	Armazéns	8 m	Terraço M5, topo	OSL em quartzo	99±7 ka

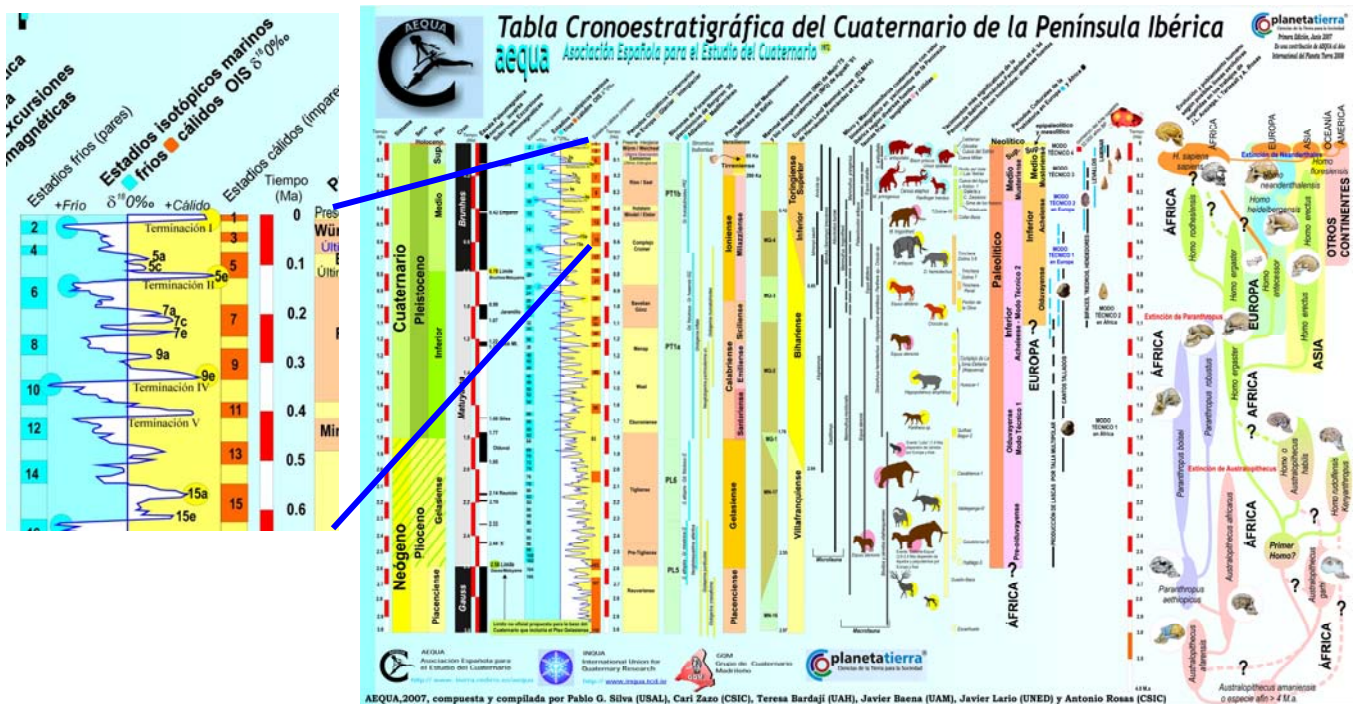


Figura 5.29 – Tabela cronostratigráfica do Quaternário da Península Ibérica (AEQUA, 2007).

5.4 - Interpretação dos episódios de escavação-agração fluvial – modelos sedimentares e controlos deposicionais

Os episódios de escavação-agração, objecto da nossa análise pertencem aos sistemas fluviais do Mondego e do Lis. Compreendem pois, conjuntos de terraços fluviais em áreas afastadas das fronteiras de placas cujas origens têm sido atribuídas a variações do nível de base (nível do mar, na generalidade dos casos), provocado pelas subidas e descidas do nível do mar em resposta às flutuações climáticas quaternárias (Törnqvist, 1998; Karner & Marra, 1998; Blum & Straffin, 2001), supondo-se que os episódios de agração decorrem quando os vales terminais são invadidos pela subida do nível marinho (etapas transgressivas) e os episódios de escavação decorrem nos períodos em que se dá uma descida do nível do mar (etapas regressivas).

Como refere Gomes (2008) alguns autores (Bridgland *et al.*, 2007; Maddy *et al.*, 2007) consideram que há sinais que indicam a ocorrência de uma aceleração global de soerguimento continental no Plistocénico, talvez em resposta à Revolução do Plistocénico Médio, isto é, ao momento em que as flutuações climáticas passam a seguir os ciclos de Milankovitch de 100.000 anos. Segundo esses autores, os terraços formados anteriormente a esta tendência geral consistem em bancadas de agração que representam provavelmente ciclos de 41.000 anos, o que motivou a formação de terraços ao longo de vários ciclos. Posteriormente, os vales ficaram mais entrincheirados e os terraços formados são uma resposta ao forte condicionamento climático dos ciclos de 100.000 anos, originando em muitos casos, cerca de um terraço por cada ciclo.

É consensual que a formação de uma escadaria de terraços é uma resposta ao soerguimento crustal, funcionando esse elemento morfológico, como um registo do soerguimento regional (*e.g.* Maddy *et al.*, 2007; Antoine *et al.*, 2003; Bridgland *et al.*, 2007; Westaway, 2007). É por isso aceite que as áreas que apresentam escadarias de terraços bem desenvolvidas não podem ser consideradas como tectonicamente estáveis, como era geralmente aceite (Gomes, 2008).

Ward *et al.* (2005), refere que para alguns sistemas fluviais o número de glaciações registadas nas etapas do registo isotópico marinho excede o número de terraços que se costumam encontrar.

Por outro lado, Westaway (2007) refere que para alguns rios estudados na costa leste dos EUA existe uma diferença importante em relação à Europa Central e Ocidental, já que o número de terraços é muito menor.

Para Santisteban e Schulte (2007), o tempo de incisão dos maiores sistemas fluviais ibéricos é variável desde o fim do Neogénico até à actualidade, dependendo do substrato e do ambiente tectónico. As sequências fluviais do Plistocénico Inferior ou mais antigas, nas áreas centrais da Península possuem um registo mais extensivo da evolução fluvial e melhor conservado que os níveis de terraço existentes nos sectores costeiros de altitudes moderadas. Segundo estes autores depois de contrastarem os dados relativos a vários rios peninsulares (Ebro, Tejo, Águas, Guadalquivir, Guadiana, Douro), a localização em relação à linha de costa desempenha um papel importante, dado que as sequências localizadas no interior da Península preservam maior número de terraços que as localizadas perto do nível do mar. Para o Plistocénico Superior ao Holocénico, o esquema ibérico fica mais complexo (Gomes, 2008).

Santisteban & Schulte (2007), consideram que cada rio tem uma resposta diferente consoante o controlo climático local ou regional, os processos glaciares e periglaciares nas cabeceiras das altas montanhas, variações glacio-eustáticas e padrão tectónico local e regional (Gomes, 2008).

É claro que as variações climáticas, os movimentos tectónicos e as variações do nível do mar têm trabalhado juntos em diferentes escalas de tempo e que o seu impacto relativo é variável nas diferentes áreas de um sistema fluvial (Antoine *et al.*, 2003). No entanto, quando há incerteza na idade de exposição do terraço não é possível a correlação directa com eventos climáticos específicos, como as etapas isotópicas marinhas (Gomes, 2008).

Em síntese, face ao que observamos no sistema fluvial do rio Mondego podemos assumir um esquema global que define seis etapas principais de escavação fluvial com seis etapas de agradação. O seu relacionamento com as principais variações do nível do mar e eventos climáticos principais ao longo do quaternário foi possível graças aos dados das datações que permitiram atribuir a idade de 100Ka a M5 e 200Ka a M4, que correspondem aos estádios isotópicos 5a e 7 respectivamente (AEQUA, 2007; figura 5.29). Se tivermos em conta que “os terraços formados são uma resposta ao forte condicionamento climático dos ciclos de 100.000 anos, originando em muitos casos, cerca de um terraço por cada ciclo” (Gomes, 2004), então, a partir dos dados obtidos das datações que permitiram datar os momentos de deposição de M5 e M4, o episódio de agradação fluvial mais antigo no Mondego (M1) terá idade de cerca de 400Ka.

Para o sistema fluvial do Lis admitimos um esquema de quatro episódios de escavação-agradção. Mas para este curso de água não possuímos dados que permitam datar os momentos de deposição nos terraços. O esquema geral admitido de L1, L2, L3 e L4 fica estabelecido com base na topografia, geomorfologia e sedimentologia. Contamos num futuro próximo obter valores de idade (usando a metodologia aplicada aos terraços do Mondego) para que se possa aferir com precisão o esquema agora apresentado.

Em ambos os sistemas há evidências morfológicas de deslocamentos tectónicos entre as diferentes superfícies de agradção, tais como as cotas diferentes entre margens para o mesmo nível de terraço e a falta de terraços emparelhados, como é o caso do Lis (Barosa – Milagres) e do Mondego em especial para os níveis M1, M2 e M3, que pouco ocorrem no sistema do Pranto, podendo levar-nos a concluir que a abertura da Garganta de Lares terá ocorrido por imposição, quando já decorria o processo de antecedência, entre os momentos de agradção M3 e M4, ou seja entre 300ka e os 200ka.

Capítulo 6 – O condicionamento morfológico pela tectónica

6.1 – Considerações gerais

A área enquadra-se na Margem Ocidental Ibérica, cuja origem e evolução estão intimamente relacionadas com o processo de abertura do Oceano Atlântico Norte durante o Mesozóico (Ribeiro *et al.*, 1979; Wilson *et al.*, 1989).

A evolução geológica durante o Mesozóico e Cenozóico está relacionada com o “fabric” anisotrópico do soco hercínico (Ribeiro *et al.*, 1979; Wilson *et al.*, 1989). A acção de diferentes estados de tensão regional causou a reactivação, extensiva/transensiva no Mesozóico e compressiva transpressiva no Cenozóico, das maiores falhas subjacentes à cobertura sedimentar (Ribeiro, 1998).

A principal área de inversão é dominada por uma faixa NNE-SSW de rochas mesozóicas que separa duas bacias terciárias: Bacia do Mondego e Bacia do Baixo Tejo.

6.2 – Evolução tectono-sedimentar da margem atlântica ocidental, do Mesozóico ao Plistocénico

Durante o Mesozóico, a sedimentação na Bacia Lusitânica ocorreu em depressões individualizadas por umbrais controlados pela subsidência e basculamento de blocos ao longo de falhas (Reis *et al.*, 1992). Na evolução destas depressões podem-se reconhecer fases comuns de estruturação. A expressão desta ciclicidade e a importância das descontinuidades nela contida, permitem individualizar quatro etapas maiores de enchimento, todas elas relacionadas com as fases de *rifting* do Atlântico Norte: Triásico superior-Caloviano, Oxfordiano-Berrasiano, Valangiano inferior-Aptiano e Aptiano superior-Campaniano inferior (Wilson, 1988; Cunha, 1992).

A primeira fase de *rifting* iniciada no Triássico Superior, que precedeu o aparecimento do Atlântico Central durante o Jurássico e a separação das Placas Americana e Africana, provocou o aparecimento das primeiras fossas tectónicas. Estas, limitadas a oeste pelo alinhamento do Banco da Galiza – Berlengas foram afectadas por acidentes tectónicos transversais NE-SW que delimitaram vários compartimentos, contribuindo para a individualização de duas depressões maiores: uma a norte, com direcção NNW-SSE (Fossa da Beira Litoral); outra a sul, NNE-SSW (Fossa da Estremadura) (Reis *et al.*, 1992).

Impulsionada pela tectónica regional, a actividade diapírica ganha uma importância crescente, controlando a evolução de sectores individualizados, quer por umbrais criados pela ascensão de massas evaporíticas, quer pela subsidência e basculamento de blocos ao longo de falhas. No final do Jurássico Médio a instabilidade dos acidentes hercínicos provocou sulcos subsidentes e umbrais (Reis *et al.*, 1992).

Um sistema de grabens e semi-grabens condicionou o início da primeira fase de sedimentação, mas durante o Jurássico Inferior e Médio a deposição teve lugar numa plataforma carbonatada. No Toarciano Inferior é documentada, por Duarte (1990), uma descontinuidade ravinante, provavelmente ligada a diastrofismo. Infere-se o soerguimento do horst das Berlengas, que ocasiona influxo de material siliciclástico e ressedimentação de carbonatos.

Do Oxfordiano Médio ao Aptiano inferior ocorre a 2ª fase de *rifting* (Reis *et al.*, 1992) com um importante rejogo de fracturas hercínicas a ocasionar um significativo influxo de terrígenos na bacia, orientada SSW-NNE. Do Valangiano ao Campaniano a Placa Ibérica possuía rotação anti-horária (Galdeano *et al.*, 1989; Andeweg *et al.*, 1999; Andeweg, 2002), iniciando-se a acreção oceânica no Golfo da Biscaia durante o Aptiano Superior a Albiano Inferior. No intervalo Oxfordiano Médio – início do Valangiano a distensão permitiu a instalação de crosta oceânica na fossa do Tejo e filões básicos no bordo oriental da Bacia Lusitânica. A deposição de carbonatos marinhos de plataforma foi caracterizada por grandes variações laterais de espessura e de fácies. Esta fase particularmente activa de individualização de sub-bacias, ligada à segunda fase de *rifting*, é reflexo de uma etapa de reactivação das falhas do soco hercínico e movimentos halocinéticos concomitantes (Reis *et al.*, 1992). O início do Kimeridgiano foi marcado pela invasão de sedimentos terrígenos, provocando a substituição quase integral da sedimentação carbonatada pela siliciclástica e uma intensa subsidência em toda a bacia.

Durante o Valangiano inferior-Aptiano, a Bacia estruturava-se num sector central deprimido, marginado por semi-grabens; o registo do depocentro (que inclui a região de Lisboa) é constituído essencialmente por carbonatos marinhos de plataforma que passam lateralmente a sistemas siliciclásticos de transição e continentais. Durante o Valangiano

regista-se na bacia uma importante subida do nível do mar seguida de uma rápida regressão (Rey, 1984).

No início da SLD4 (Aptiano superior-Campaniano inferior segundo Cunha, 1992), a implantação da dorsal oceânica no sector adjacente à Bacia Lusitânica provoca actividade diastrófica de origem térmica e transpressão na placa. Correlativamente ocorre um episódio de regressão eustática de curto termo (Haq *et al.*, 1987). Como consequência a bacia expandiu-se para NE com implantação de cones aluviais. O tecto da SLD4 é marcado por silcreto (Cunha, 1992).

No Campaniano (médio) a Ibéria passa a mover-se juntamente com a África, cessando a abertura do Golfo da Biscaia (Galdeano *et al.*, 1989; Andeweg *et al.*, 1999; Andeweg, 2002). A SLD5 (Campaniano superior-Maastrichiano) inicia-se com diapirismo, vulcanismo básico (região de Lisboa) e abatimento da região a NW do alinhamento tectónico Nazaré-Lousã (Cunha, 1992). Os sedimentos traduzem sistemas fluviais sinuosos com drenagem para NW, passando a ambientes lagunares e marinhos. Lateralmente interdigitam com fácies aluviais peridiapíricas (Reis, 1983).

A SLD6 (Paleocénico-Eocénico inferior) regista uma planície aluvial em que predominam processos de inundação e decantação. Trata-se, de acordo com Cunha (1992), de um episódio de retracção sedimentar da bacia.

Do Luteciano superior ao Chatiano inferior intensificou-se a compressão nos Pirinéus (Srivastava *et al.*, 1990); no bordo ocidental do Maciço Hespérico deu-se uma reactivação distensiva de fracturas NE-SW, com a definição das depressões do Mondego e do Baixo Tejo (Cunha, 1992). Durante a deposição das SLD7 e SLD8 a área de sedimentação continental, areno-conglomerática, estende-se para NE, sendo a drenagem para SW (Cunha, 1991; 1992).

Do Chatiano superior a Tortoniano inferior, a Ibéria passa a englobar a placa Euroasiática e o contacto com a África situa-se na zona de fractura Açores-Gibraltar (Galdeano *et al.*, 1989; Andeweg *et al.*, 1999; Andeweg, 2002). Segundo Cunha (1992) este período, em termos sedimentares, engloba as SLD9 e SLD10.

Em Portugal, a compressão entre as placas Africana e Europeia atingiu o auge no Tortoniano e orientou-se segundo NNW-SSE; deu-se sucessivo rejogo inverso dos acidentes com orientação bética, ocasionando o soerguimento da Cadeia da Arrábida, Cordilheira Central Portuguesa, Maciço Calcário Estremenho, etc. (Carvalho *et al.*, 1983; Ribeiro *et al.*, 1990). Do Tortoniano Superior ao Plistocénico, no sopé das escarpas tectónicas geraram-se

cones aluviais. O regime compressivo que prosseguiu até a actualidade, gerou várias fases de levantamento tectónico registadas por descontinuidades regionais que separam as SLD11 a SLD13 (Cunha, 1992).

6.3 – A fase tectónica Alpina em Portugal

6.3.1 – Características gerais

Da convergência entre as placas Euroasiática e Africana soergueu-se a cadeia Alpina Mediterrânica. Na evolução da sua formação foram distintos os estilos tectónicos (Tapponier, 1977; Carvalho *et al.*, 1983-85; Ribeiro, 1998):

- Durante o Oligocénico a compressão fez-se segundo vector NNE-SSW;
- Uma extensão secundária no interior da placa Euroasiática produziu um sistema de *graben*, ao qual pertence a Bacia do Baixo Tejo, com orientação NNE-SSW;
- No Miocénico superior a colisão continental torna-se completa e a deformação prolonga-se ao *antepaís*, neste momento associada a uma compressão NNW-SSE.

De acordo com Ribeiro *et al.*, (1979); Ribeiro, (1988), no interior do bloco ibérico as estruturas alpinas resultam essencialmente da reactivação de estruturas hercínicas. Como ao longo das margens continentais do bloco ibérico, nesta altura, as estruturas hercínicas sofreram já a extensão mesozóica relacionada com a abertura do Oceano Atlântico, são estas estruturas distensivas que nas Margens Oeste e Sul Ibéricas, sofrem reactivação alpina.

Sob o ponto de vista cinemático, à escala continental, a deformação alpina transmite-se a centenas de quilómetros da sua frente, formando dobras de grande comprimento de onda e falhas de importante deslocamento em Portugal continental. Estas estruturas afectaram quer o soco quer a cobertura meso-cenozóica (tectónica *thick* e *thin-skinned* respectivamente; Ribeiro, 1988; Ribeiro, 1998).

Ribeiro (1988), baseado em dados cinemáticos interpretados a partir da estrutura em “horst” compressivo da Cordilheira Central e acidentes associados, considera a Cordilheira Central como uma estrutura tipo *pop-up* profundamente enraizada e resultante de uma tectónica *thick-skinned*.

Atendendo aos regimes de deformação regional, as Bacias Meso-Cenozóicas Meridional e Ocidental exibem um regime tectónico *thin-skinned* caracterizado por

descolamentos enraizados ao nível do complexo margo-evaporítico hetangiano, com formação de estruturas compressivas imbricadas e dobras assimétricas associadas, representando possivelmente, modelos de flexuras (*fault-bend*) e dobras de propagação de falha (*fault-propagation folds*); (Ribeiro *et al.*, 1990 in Ribeiro, 1998).

A ocorrência de estruturas peliculares, onde a cobertura mesozóica se encontra descolada do soco hercínico ao nível do complexo evaporítico hetangiano, verifica-se quer na Bacia Meridional Algarvia (e.g. Lopes, 2002; Lopes *et al.*, 2006) como na Bacia Ocidental Lusitânica (Ribeiro, 1998). Na Bacia Algarvia verificou-se inversão resultando da interacção entre a convergência África-Ibéria, a expulsão radial do Arco de Gibraltar e a halocinese. Na Bacia Lusitânica a inversão resulta em parte da oblíquidade entre o campo de tensão alpina e as fracturas preexistentes, e em parte devida à interacção entre a halocinese e a orogénese aquando da formação das estruturas (Ribeiro, 1998).

Ribeiro (1998) apresenta, no seu trabalho sobre o estudo da deformação tectónica e diapírica Plio-Quaternária em Vale de Paredes uma descrição da dinâmica tectónica decorrida nesta fase de evolução da Bacia Lusitânica. Segundo este autor, a compressão miocénica NNW-SSE foi aplicada a 45° da direcção média do seu eixo, orientado segundo NNE-SSW. Os bordos do fosso funcionaram como rampas laterais dos cavalgamentos alpinos e como zonas de transferência, enquanto as ondulações e falhas do soco sub-perpendiculares à compressão alpina influenciam a localização das rampas frontais.

6.3.2 – Tectónica salífera plio-pleistocénica na Orla Ocidental

Em muitas bacias sedimentares os níveis evaporíticos podem alcançar grandes espessuras e constituir a base da pilha de sedimentos. Tais níveis podem facilmente tornar-se instáveis e irromper através do sobrejacente devido à conjugação de (Jackson *et al.*, 1994): i) actuação de tensões regionais, compressivas ou distensivas; ii) baixa densidade dos evaporitos; iii) carga dos sedimentos sobrejacentes; iv) aumento do fluxo térmico. A dinâmica estrutural dos sistemas salíferos na ausência de tensões regionais compressivas ou extensivas designa-se genericamente por “mecanismo halocinético”.

“Espremidos” da jazida original os evaporitos concentram-se em massas ascendentes que deformam as camadas superiores e que podem atingir espessuras de milhares de metros no subsolo, valores que nada têm a ver com a espessura das camadas originais, gerando

estruturas evaporíticas. A ascensão das massas evaporíticas é facilitada pela presença de falhas e fracturas que afectam as rochas encaixantes.

A principal característica e processo fundamental do diapirismo activo, independentemente do ambiente tectónico, é a elevação forçada do topo do diapiro acima do *datum* regional, conduzida pela pressão do diapiro que se sobrepõe à resistência da cobertura. Esta depende da densidade das camadas acima do topo e da sua resistência à fracturação e dobramento, que acomodam a intrusão (Schultz-Ela *et al.*, 1993 *in* Ribeiro, 1998).

As estruturas evaporíticas aflorantes deixam marcas características na paisagem, ao sofrerem a acção dos agentes erosivos. Quando aparecem à superfície, as rochas evaporíticas são facilmente arrasadas pela erosão. A continuação da actividade erosiva acaba geralmente por rebaixar a área que lhes corresponde, relativamente às formações envolventes, mais resistentes, dando origem a formas deprimidas que facilitam o encaixe da rede fluvial: os vales tifónicos (e. g. Choffat, 1883; Carrington da Costa, 1944).

Um exemplo da importância do estudo das estruturas salíferas para o conhecimento geológico e tectónico de uma determinada bacia, consiste na evolução e manifestação dos evaporitos hetangianos da **Formação de Dagorda**, que influenciam com relevância a expressão tectónica geral, desde o Jurássico à actualidade ao gerar estruturas evaporíticas e ao actuar como uma superfície de descolamento durante as fases tectónicas pós-triássicas extensivas (Mesozóicas) e compressivas (Cenozóicas) que afectaram a Península Ibérica (e.g. Ribeiro *et al.*, 1990).

A deformação dos sedimentos pliocénicos localizados no interior de “vales tifónicos” e os contactos por falha, geralmente cavalgantes, entre aqueles depósitos e as formações mesozóicas dos bordos dos diapiros, têm vindo a constituir um problema da neotectónica.

Segundo Ribeiro (1984) e Cabral (1995), para a existência do diapirismo pós-Pliocénico seria necessário que os sedimentos pliocénicos estivessem em áreas subsidentes, marginais aos núcleos diapíricos, e não sobre o tecto dos diapiros, que deveriam ser áreas com tendência para levantamento. Estes autores interpretam os vales tifónicos portugueses como bacias tectónicas de tipo *ramp valley*, desenvolvidas posteriormente à sedimentação dos depósitos pliocénicos que ficaram abrigados da erosão no seu interior, enquanto foram erodidos nas áreas envolventes, elevadas relativamente ao núcleo diapírico.

No diapiro de Monte Real, na povoação de Carriço, foram abertas cavidades subterrâneas, através da lixiviação do salgema. Estas cavidades tiveram como objectivo o

armazenamento subterrâneo de gás natural. Este facto reforça a importância do estudo da dinâmica e evolução dos materiais evaporíticos associados às estruturas diapíricas sendo de salientar a eventual indução de sismicidade que poderá decorrer da injeção de gás a elevada pressão.

6.3.3 – As tensões na Margem Oeste-Ibérica durante o Plio-Plistocénico

O campo de tensões na península Ibérica reflecte a combinação de forças relacionadas com a colisão acoplada de África, Ibéria, Europa e a expansão do rifte Médio-Atlântico. Pode-se dizer que o enquadramento geodinâmico litosférico da Margem Oeste-Ibérica é dominado por convergência lenta (≤ 1 cm/ano) das placas Eurasiática e Africana numa direcção NNW-SSE a NW-SE, ao longo da fronteira de placas Açores-Gibraltar (Ribeiro *et al.*, 1996); (figura 6.1). Da colisão continental (estabelecida desde o Miocénico) na região do Arco de Gibraltar, o regime modifica-se a oeste para convergência intra-ocêânica, passando para um regime predominantemente transformante direito, ao longo da zona de fractura Açores-Gibraltar, a oeste de Gorringe (Ribeiro *et al.*, 1996 *in* Ribeiro 1998).

A alteração que se observa na interacção entre a Eurásia e a África (no contexto de margens passivas atlânticas), ao longo desta fronteira de placas a sul da Península Ibérica, conduz a uma aproximação diferencial entre as placas (mais rápida em domínio oceânico) e tende a induzir a “expulsão da Península Ibéria para ocidente, gerando-se tensões compressivas importantes no interior da litosfera da Península Ibérica, sobretudo na sua fachada ocidental (Cabral, 1995)

Em estudos levados a cabo por Cabral (1995) e Ribeiro *et al.*, 1996, foram definidos padrões de tensões tectónicas em Portugal Continental e região atlântica adjacente (figura 6.2), baseando-se em três tipos de indicadores de tensão: ovalização de furos de sondagens, estrias de falhas geológicas e mecanismos focais de sismos.

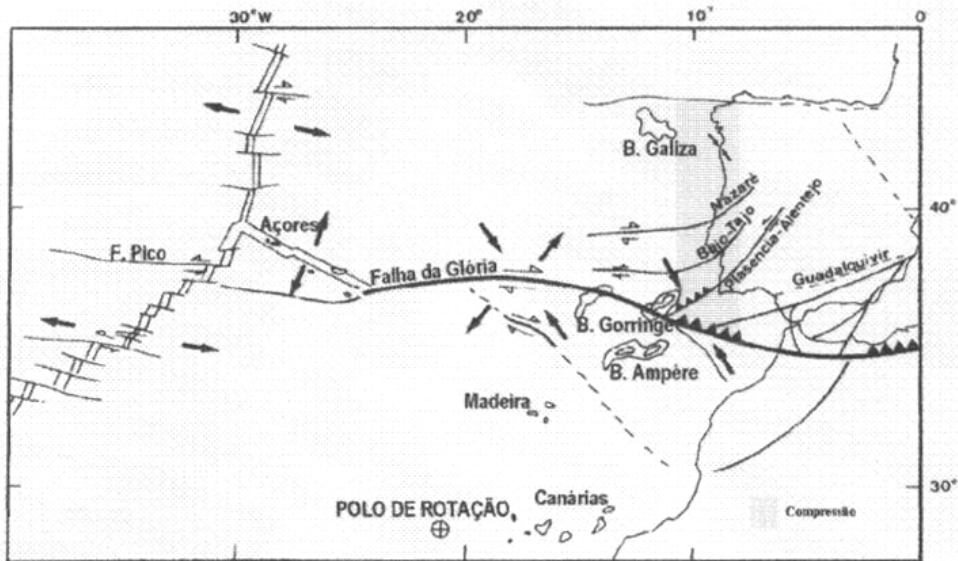


Figura 6.1 – Enquadramento sismotectónico da zona Açores-Gibraltar evidenciando as fronteiras de placas, as fracturas secundárias, a projecção horizontal dos eixos de tensão, as direcções de movimentação relativa e pólo de rotação e a faixa de compressão na Ibéria Ocidental (adaptado de Bufforn *et al.*, 1988 in Gomes 2008).

Os resultados obtidos sugerem uma progressiva rotação da compressão máxima de NNW-SSE, do Pliocénico Superior ao Plistocénico Médio, a NW-SE no Plistocénico Superior ao Holocénico, memorizado na rochas dos níveis superiores da crosta, e finalmente WNW-ESE na actualidade como é indicado pelos mecanismos focais (Ribeiro, 1998). A possível rotação das trajectórias de compressão máxima sugere a ocorrência, desde o Plistocénico, da expulsão para oeste da Península Ibérica em resultado da colisão Eurásia-África (*op.cit.*), (figura 6.3).

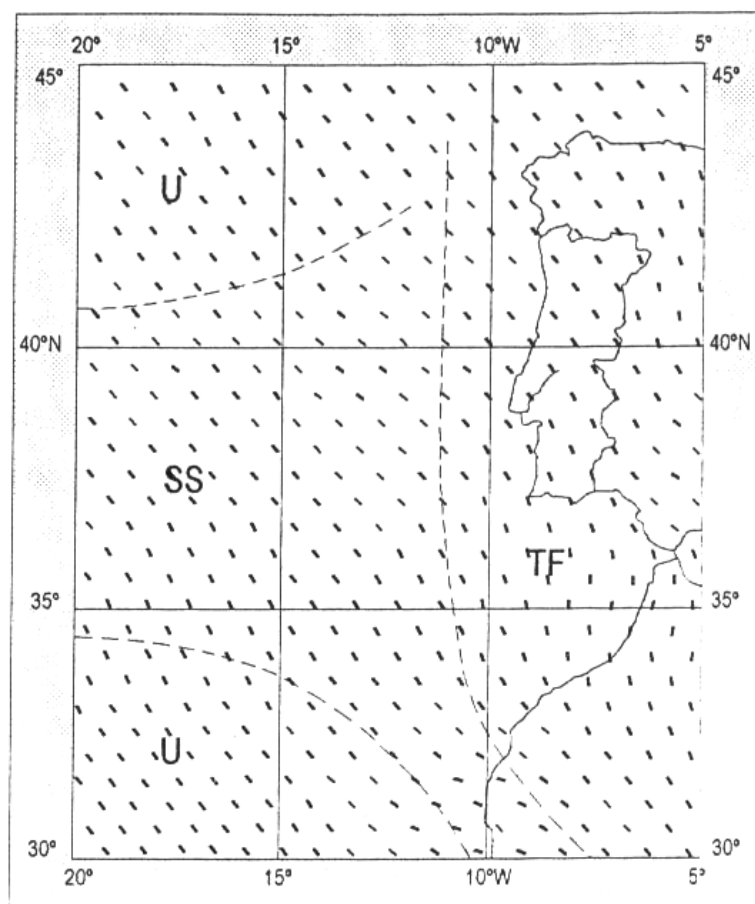


Figura 6.2 – Trajectórias da compressão horizontal máxima na margem Oeste Ibérica, segundo Ribeiro *et al.*, 1996. Os regimes de deformação estão separados por linhas tracejadas e identificados por: SS – regime de deslizamento; TF – regime de falha inversa; U – regime desconhecido.

Cabral (1995) considera que a expulsão lateral da microplaca Ibérica tende a aumentar e desviar mais para oeste a tensão compressiva máxima horizontal na Margem Continental Atlântica, capaz de produzir fenómenos neotectónicos e sísmicos significativos:

- assimetria na distribuição dos movimentos neotectónicos verticais, relativamente superiores a norte, aparentemente sem relação directa com a localização meridional da fronteira de placas Açores-Gibraltar;
- taxas médias de levantamento inferidas para a faixa litoral anormalmente elevadas relativamente ao que é típico em margens continentais passivas;
- Concentração de epicentros na faixa litoral ocidental incaracterística para uma margem continental passiva;

- ocorrência de alguns sismos relativamente profundos na fachada ocidental ibérica e área atlântica adjacente, atingindo mesmo profundidades intermédias (>70 Km).

Estes fenómenos sismotectónicos levaram a sugerir um modelo alternativo de enquadramento geodinâmico regional (Ribeiro e Cabral, 1986 *in* Cabral 1995). Este modelo considera que a Margem Continental Oeste-Ibérica se encontra num estado de tectónica de transição – de passiva a activa – com uma zona de subducção nucleada a sul, na área do Banco de Gorringe, que se propaga para norte ao longo da base da vertente continental oeste, na transição entre crusta continental normal e adelgada, e estendendo-se actualmente até à costa norte de Portugal (Ribeiro, 2008).

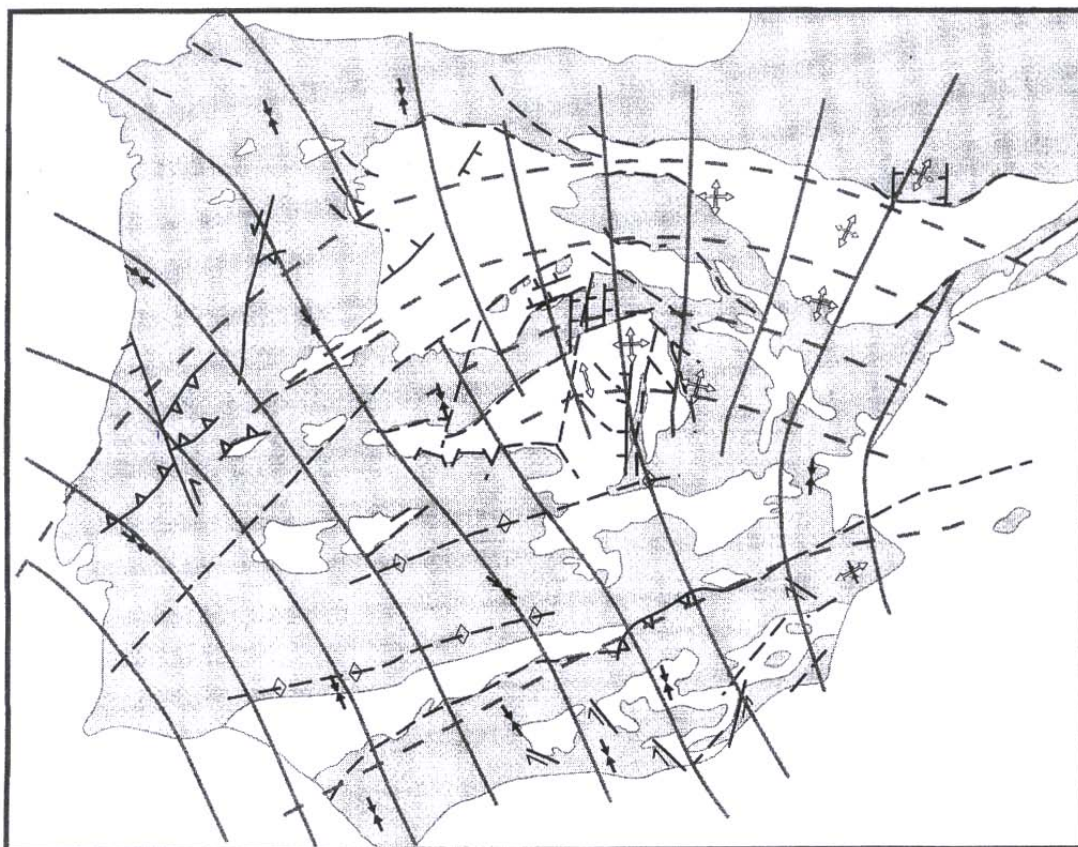


Figura 6.3 – Compilação de dados dos campos de tensão do Quaternário até a actualidade (Andeweg et al., 1999).

6.4– Estudo da neotectónica na área em análise

6.4.1 – Noção de lineamento

Como base de estudo dos acidentes tectónicos que afectam a área, foi usada a noção de “lineamento” sempre que na superfície topográfica, curso de água ou alinhamento de nascentes se identificaram segmentos de recta de comprimento possível de assinalar à escala de trabalho.

Gomes (2008) apresenta uma síntese das noções de lineamento existentes na literatura, referindo outros termos que lhe estão associadas: “traço de fractura”, “lineamento geológico”, “lineamento foto-interpretado” ou “lineamento geofísico”. O autor indica a noção de lineamento de Hobbs (1904), que definiu os lineamentos como linhas significativas da paisagem causadas por fracturas ou falhas e que revelam a arquitectura estrutural do substrato rochoso. Acrescenta, que os lineamentos ou traços de fractura, são características lineares naturais que podem ser traçadas a partir das imagens da fotografia aérea ou outros modos de detecção remota (ex. imagem de satélite). Considera também os lineamentos como características de superfície mapeáveis, que diferem dos padrões patentes para áreas adjacentes e reflectem, presumivelmente, estruturas sub-superficiais. Podem fazer-se representar por alinhamentos de tonalidades do solo, linhas claras ou escuras no solo, alinhamentos de vegetação, aberturas alinhadas nos cumes de elevações ou o alinhamento rectilíneo dos vales. Estas características são representativas da geologia superficial, e podem traduzir-se pela presença de falhas ou de fracturas principais (Cook, 2003 *in* Gomes, 2008). A análise estatística de dados de lineamentos pode fornecer informação sobre a densidade e orientação das fracturas.

6.4.2 – Metodologia da análise de lineamentos

O procedimento seguido no mapeamento e análise da distribuição espacial dos lineamentos, consistiu na vectorização, usando o software ArcGis 9.2, de todas as linhas que representam segmentos de lineamentos com a mesma direcção média.

Seguiu-se posteriormente uma série de etapas recorrendo a diferentes programas do tipo shareware:

- obteve-se a direcção de cada segmento a partir do *Find Polyline Angle* (<http://arcscripts.esri.com/details.asp?dbid=14234>). Para tal é tomado em consideração as coordenadas (x e y) do ponto inicial e final de cada segmento, calculando a direcção que se estabelece entre eles e desta forma, a direcção angular dos segmentos em relação ao norte geográfico assinalado no mapa.

- estabelecendo uma relação entre o ângulo de cada segmento e o respectivo comprimento, procedeu-se depois a análise estatística dessa relação (Campo *Geoangle*).

- a orientação das direcções encontradas, a partir dos vários segmentos, foi representada em diagramas de rosetas (<http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs.html>).

Os lineamentos, objecto deste estudo foram identificados recorrendo, essencialmente, a quatro tipos de informação: Modelo digital de terreno, modelos sombreados com iluminação oblíqua, imagens da fotografia aérea e análise dos padrões da rede de drenagem, sendo o último método seguido em estudos importantes da geomorfologia portuguesa (Feio, 1951; Ferreira, 1978; Coudé-Gaussen, 1981; Araújo, 1991).

Em Gomes (2008, p.97) são enunciados os critérios morfológicos na definição de vales de fractura, tendo por base a rede hidrográfica.

Os resultados deste tipo de análise (figura 6.4) foram depois confrontados com os dados da distribuição de nascentes naturais, já que a possibilidade das fracturas agirem como condutores do fluxo subterrâneo é afectada pela intensidade de conexão das fracturas. A conectividade das fracturas intensifica-se com o aumento do comprimento e densidade destas. Para além da conectividade, a variação na condutividade também está dependente, largamente, das variações na abertura que as fracturas exibem, o que de certa forma se relaciona com o contexto tectónico particular de cada área (Cook, 2003).

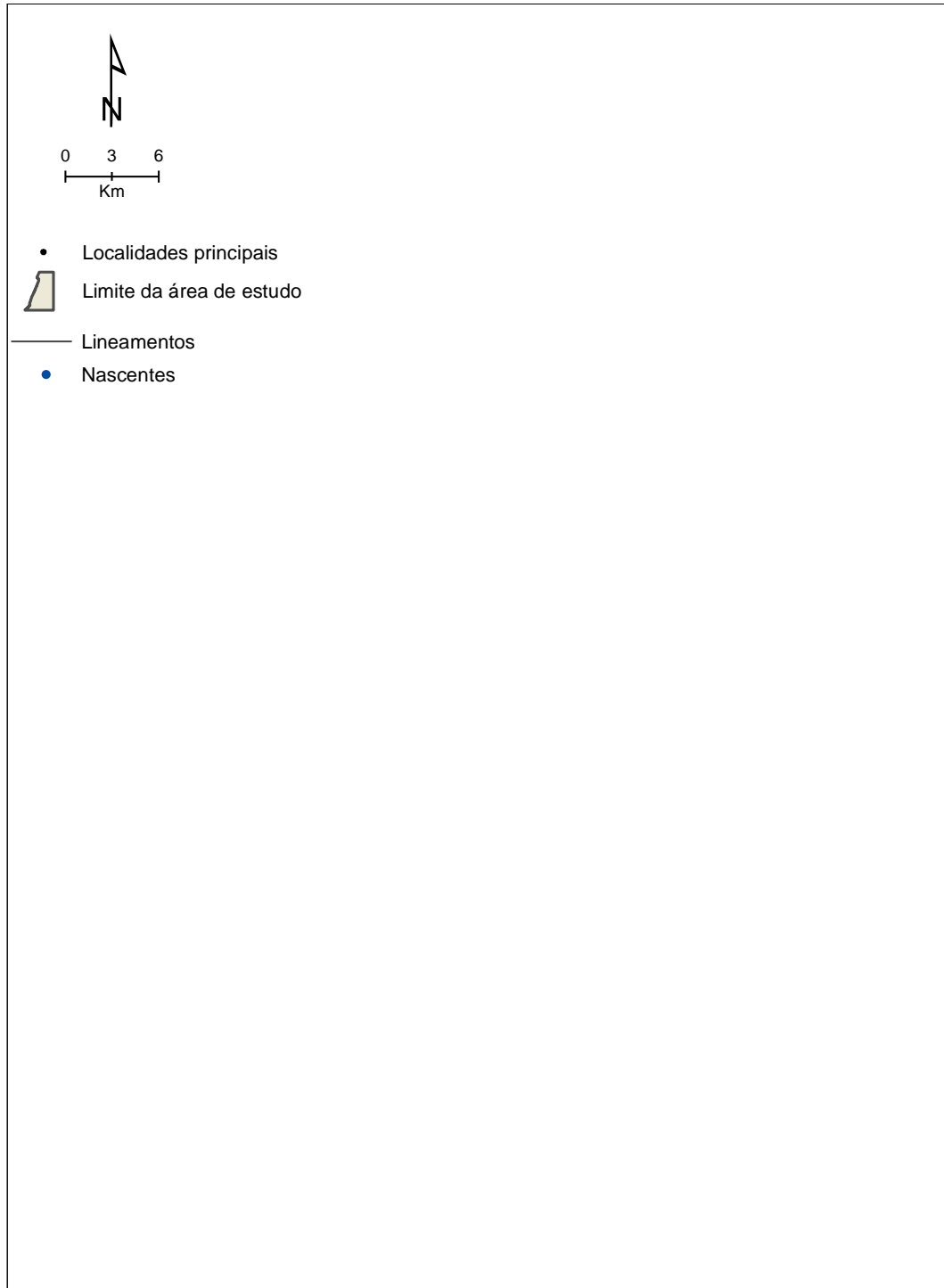


Figura 6.4 – Mapa de lineamentos deduzido a partir do modelo digital do terreno, rede hidrográfica, fotografia aérea, utilizando a inventariação de nascentes naturais para a sua validação.

O método de análise dos lineamentos dados pela posição das nascentes, teve em consideração, à semelhança de Gomes (2008), os seguintes elementos: várias nascentes que se dispõem ao longo de um alinhamento, um alinhamento de várias nascentes seguindo uma orientação preferencial, a continuidade do alinhamento de nascentes, a distribuição de várias nascentes ao longo de escarpas ou vales de falha/fractura.

Tal como aconteceu com este autor, também para nós, a aplicação desta metodologia às características da área em análise revelou que não constitui um bom método em áreas de fraco relevo, como acontece nos sectores da plataforma, na área de substrato sedimentar onde o número de nascentes superficiais assinalado na cartografia disponível é reduzido.

Para obter o mapa de densidades de nascentes foi aplicado o método de Kernel que estima densidades de ocorrências, num raio previamente estabelecido (Bailey e Gastrel, 1995), que neste caso foi de 1000m (figura 6.4). A aplicação deste método teve como objectivo identificar pólos de concentração de nascentes.

Da conjugação da distribuição dos alinhamentos com a densidade de nascentes, presentes na figura 6.5, identifica-se a definição de bolsas localizadas (sudeste da Figueira da Foz, oeste e sul de Pombal, zona envolvente de Nazaré e Alcobaça). Salienta-se também o facto de estas bolsas de concentração de nascentes se encontrarem em locais de intensa conectividade entre fracturas. Os locais de maior densidade de nascentes ocorrem nos calcários, sendo notavelmente menor na faixa ocidental entre Figueira da Foz e Marinha Grande, onde predominam os materiais arenosos. Entendemos que nos calcários, a maior concentração de emergências naturais resulte da existência de armadilhas estruturais que possibilitam a emergência da circulação subterrânea. Factores como a litologia, altimetria e o grau de recarga de cada aquífero, pela precipitação, influenciam a ocorrência e consequentemente, a densidade da distribuição das nascentes em cada local.

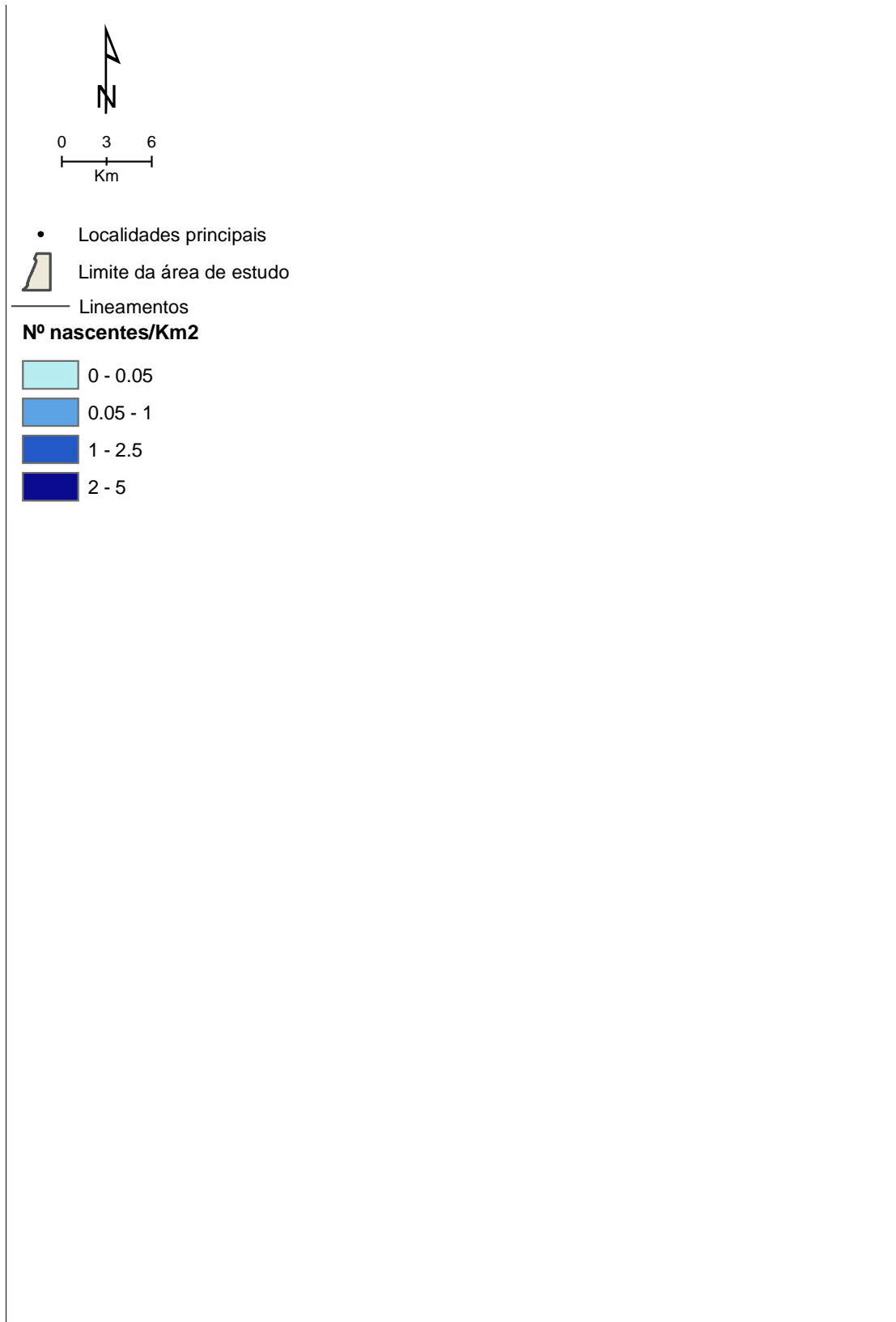


Figura 6.5 – Densidade de nascentes calculada pelo método de Kernel (raio de 1000m).

A figura 6.6 mostra as principais orientações dos lineamentos obtidos pela conjugação dos diferentes métodos.

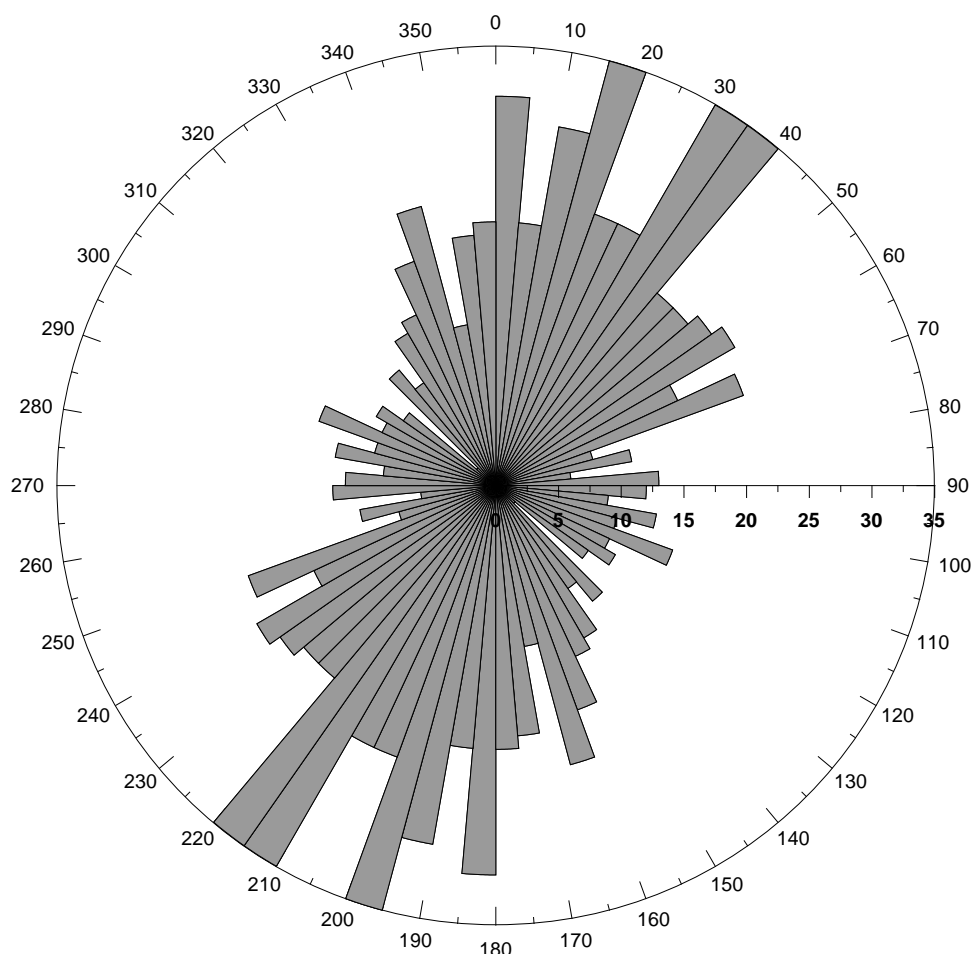


Figura 6.6 – Orientação dos lineamentos presentes, obtidos pela conjugação dos métodos referidos.

Confrontando os dados da figura 6.6 com os gráficos 6.1 A e B, verifica-se que são muito frequentes os segmentos com menos de 10Km de comprimento, estando presentes em todas as direcções, notando-se certa predominância nas direcções N-S a NE-SW. Os segmentos com comprimentos superiores a 20Km estão presentes sobretudo nas direcções N-S, NE-SW e NNW-SSE, sendo que os lineamentos com as duas últimas orientações apresentam, embora com menor frequência, comprimentos da ordem dos 40Km. Serão estes os sistemas de lineamentos com maior continuidade e por isso mais relevantes na área, como é apresentado na figura 6.12, definindo lineamentos com forte motivação estrutural.

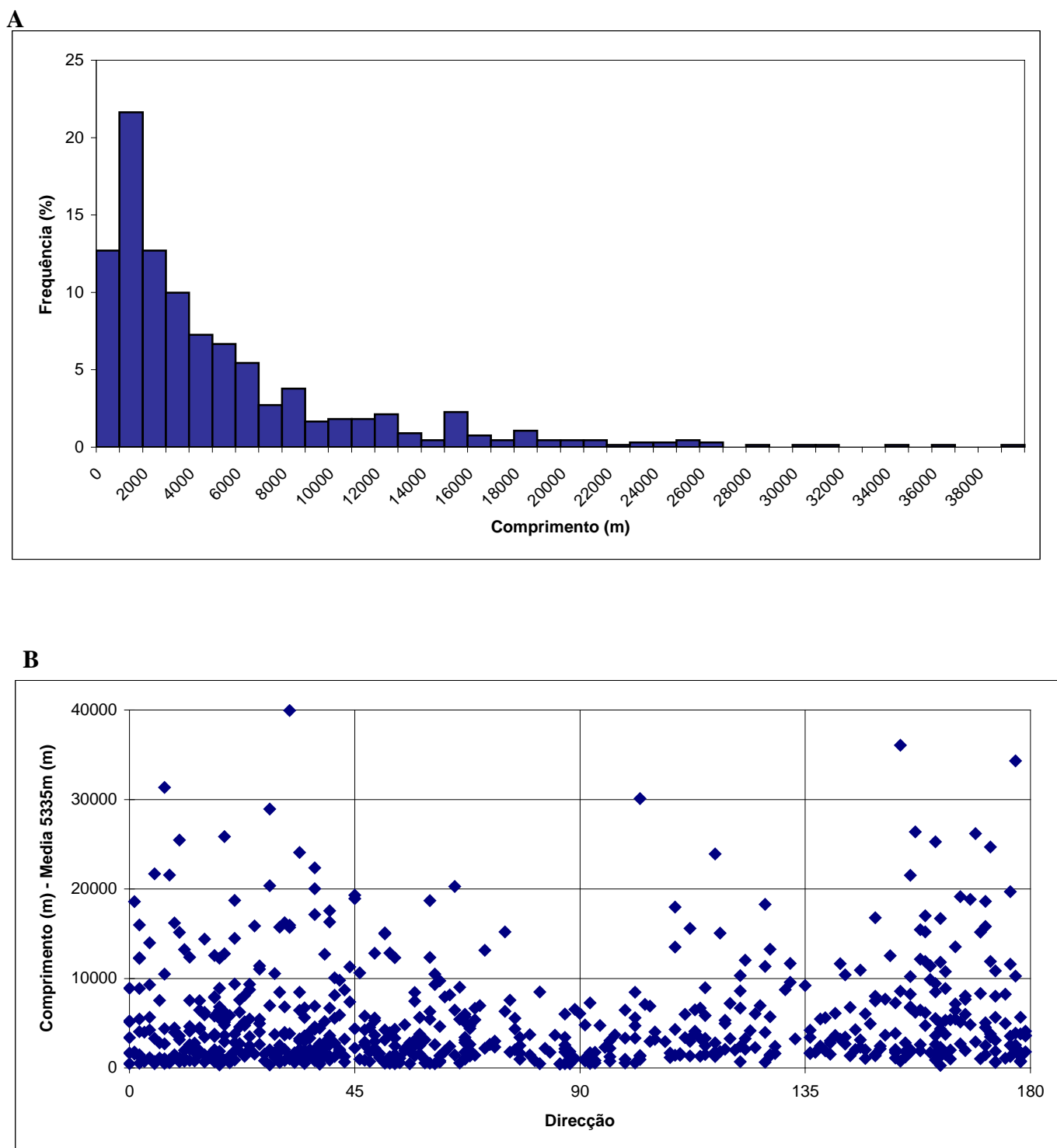


Gráfico 6.1 A e B – Histograma de tamanhos referentes aos segmentos dos diferentes lineamentos e gráfico de orientação/tamanho elaborado a partir do mapa de lineamentos.

6.5– Sismicidade da área

O território continental sofre sismos com origem no Oceano Atlântico, na zona envolvente da zona de fractura Açores Gibraltar, de magnitude elevada e intervalos de recorrência na ordem das centenas de anos. Ocorre também actividade sísmica significativa no interior do território português e junto ao litoral.

No NW de Portugal a actividade sísmica está relacionada com a ocorrência de sismos próximos, com origem no continente, em regra com magnitude moderada a fraca (Cabral, 1995) e intervalos de recorrência na ordem dos milhares de anos. Segundo este autor, a análise dos dados de eventos sísmicos no litoral português mostra tratar-se de uma sismicidade difusa, de magnitude moderada a baixa, afirmando-se que esta actividade sísmica consiste em sismicidade intraplaca, gerada em falhas activas no interior da placa litosférica euro-asiática.

Com base nos registos sísmicos ocorridos na área e suas proximidades, para um período de tempo recente (1990-2008), o valor máximo de magnitude obtido é de 4.4, mostrando que a área se encontra numa região de sismicidade moderada a baixa.

Os registos projectados na figura 6.7 foram obtidos através de consulta pública, via *internet*, dos boletins sismológicos disponíveis em: <http://www.ign.es/ign/es/IGN/SisCatalogo.jsp>, resultando um mapa da distribuição da sismicidade no espaço e localização temporal dos eventos mais fortes.

A distribuição das ocorrências é dispersa (figura 6.7), havendo no entanto uma faixa de maior concentração entre Pombal e Leiria, havendo registo significativo de ocorrência de sismos de magnitudes variadas, no ano de 2001, na área do diapiro de Monte Real. Os valores de magnitude mais elevados (3.3-4.4) registaram-se na região da Figueira da Foz (1991); Soure, provavelmente associado à falha Arunca – Montemor-o-Velho (2005); S. Pedro de Moel e a este de Alcobaça nas proximidades do contacto do Maciço Calcário Estremenho com a Plataforma Litoral (1999).

A distribuição da ocorrência de sismos na área sugere, não só, estar muito relacionada com a actividade diapírica que aí se desenvolve, como também com as falhas estruturais importantes existentes (figura 6.8).

De acordo com Bolt (2003 *in* Gomes 2008), a localização precisa de hipocentros de sismos de magnitudes baixas (microsismos com $M < 2$) é uma ferramenta importante na cartografia de falhas activas e na caracterização de zonas onde se está a libertar energia acumulada por acção de deformação crustal.

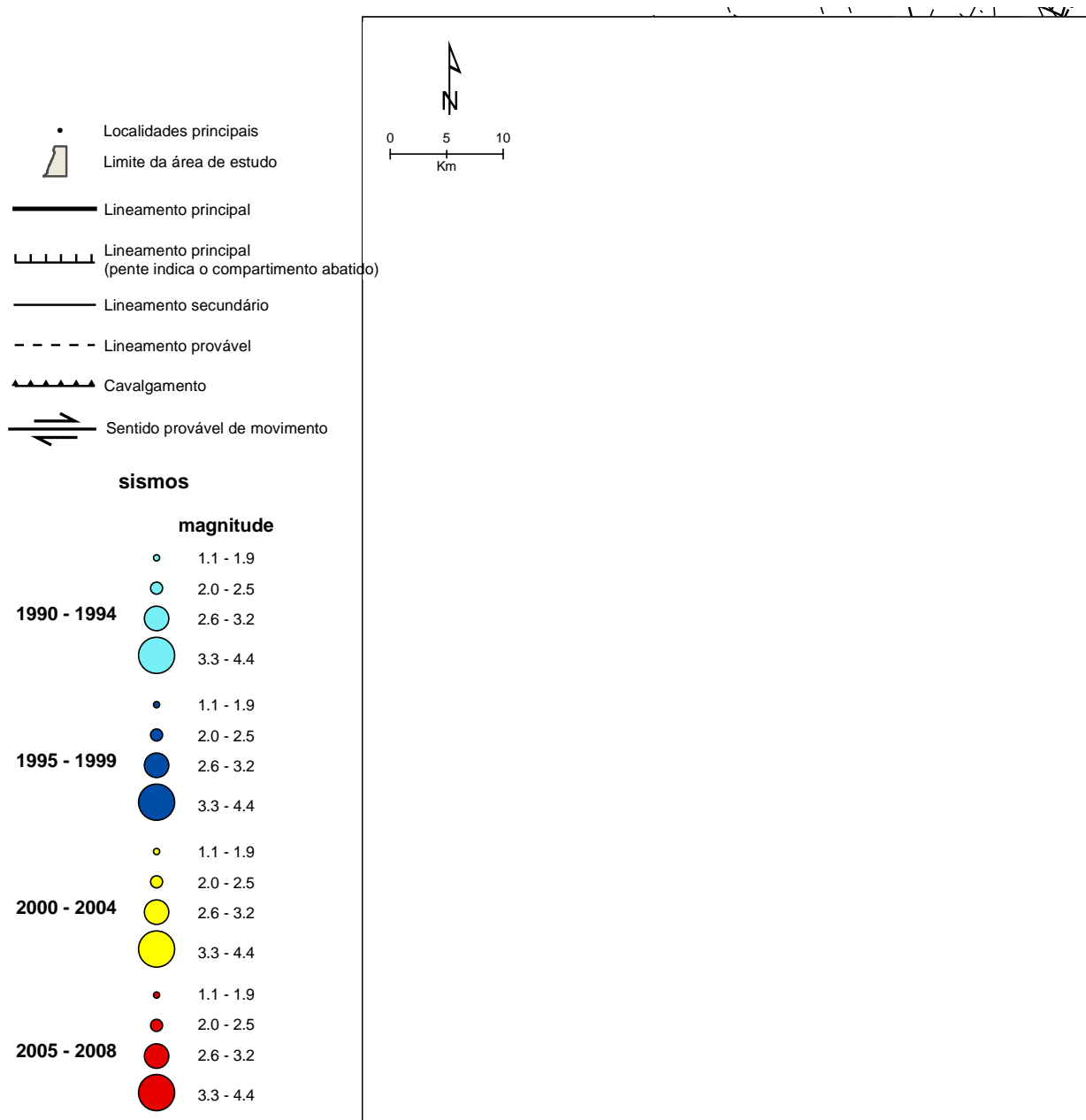


Figura 6.7 – Ocorrências sísmicas no período 1990-2008 na fachada ocidental do Centro de Portugal, projectadas na área em análise, sobre modelo digital de terreno com ampliação vertical de 8x.

6.5.1– Comparação do mapa de lineamentos com o mapa de distribuição da sismicidade

Na figura 6.7 apresenta-se o mapa conjunto dos lineamentos e da distribuição dos epicentros da área em análise. De um modo geral, os epicentros tendem a concentrar-se, e a apresentar as maiores magnitudes, ao longo dos lineamentos principais NNW-SSE (alinhamentos Leirosa-Batalha e Montemor-Pombal-S. Simão de Litém) e NE-SW (alinhamento Pombal-Leiria-São Martinho), e na região do cavalgamento de S. Pedro de Moel. Observa-se ainda alguma sismicidade, mas de menor magnitude, relacionada com o alinhamento ENE-WSW de Foz do rio Lis-Barros da Paz. O epicentro isolado localizado no flanco sul da Serra da Boa Viagem parece relacionar-se com a fracturação NNW-SSE aí existente.

Este estudo comparativo revela haver uma boa correlação entre os lineamentos identificados e a sismicidade da região, o que atesta o carácter neotectónico das estruturas com eles relacionadas. Todavia, este estudo ficaria mais completo e melhor constringido se fosse possível conhecer, para cada sismo projectado, o respectivo mecanismo focal, o que proporcionaria indicações importantes acerca do tipo de movimento na fonte e, conseqüentemente, da orientação do campo de tensões associado. Além disso, para nenhum destes sismos é conhecida a profundidade focal, o que diminui a qualidade interpretativa em termos da profundidade de enraizamento das estruturas geológicas com eles relacionadas.

6.6 – Mapa de lineamentos

Da análise morfoestrutural (figura 6.8) interpreta-se que os sistemas de lineamentos principais são:

- **Sistema NNW-SSE**, correspondente a um corredor com cerca de 30 Km de largura, sendo de referir o seu alargamento para sul, com inflexões de traçado e formando degraus desigualmente desnivelados.

As falhas mais importantes deste sistema, na área, são: a oeste, o alinhamento Leirosa – Batalha; e a este, o alinhamento Montemor-o-Velho – São Simão de Litém. É o sistema mais penetrativo.

- **Sistema NE-SW** que marca uma faixa com cerca de 25 Km de largura, com traçado segmentado, definindo uma escadaria que mostra subida para SE até atingir o compartimento soerguido correspondente ao Maciço de Sicó e Maciço Calcário Estremenho.

O alinhamento estrutural mais importante deste sistema é aquele que define a direcção Pombal-Leiria, bifurcando-se para SW desta última localidade em dois ramos: um a oeste, que passa junto à Nazaré; outro a este, que passa junto à localidade de Valado de Frades.

A diferente expressão morfoestrutural do Maciço Calcário Estremenho deve-se, não só à exposição de calcários, com um comportamento, quando sujeitos a tensões, mais frágil do que os arenitos e siltitos, mas também devido ao soerguimento sofrido.

Quando se verifica a intersecção de alinhamentos pertencentes aos sistemas principais, ocorre uma deflexão no correr de movimento desligante.

Existem outros sistemas de alinhamentos, menos dominantes:

- **Sistema NNE-SSW**, segundo o qual não se definem lineamentos tão penetrativos, terminando o seu movimento vertical no encontro com falhas pertencentes aos sistemas dominantes. É sugestiva a sua movimentação em desligamento esquerdo.

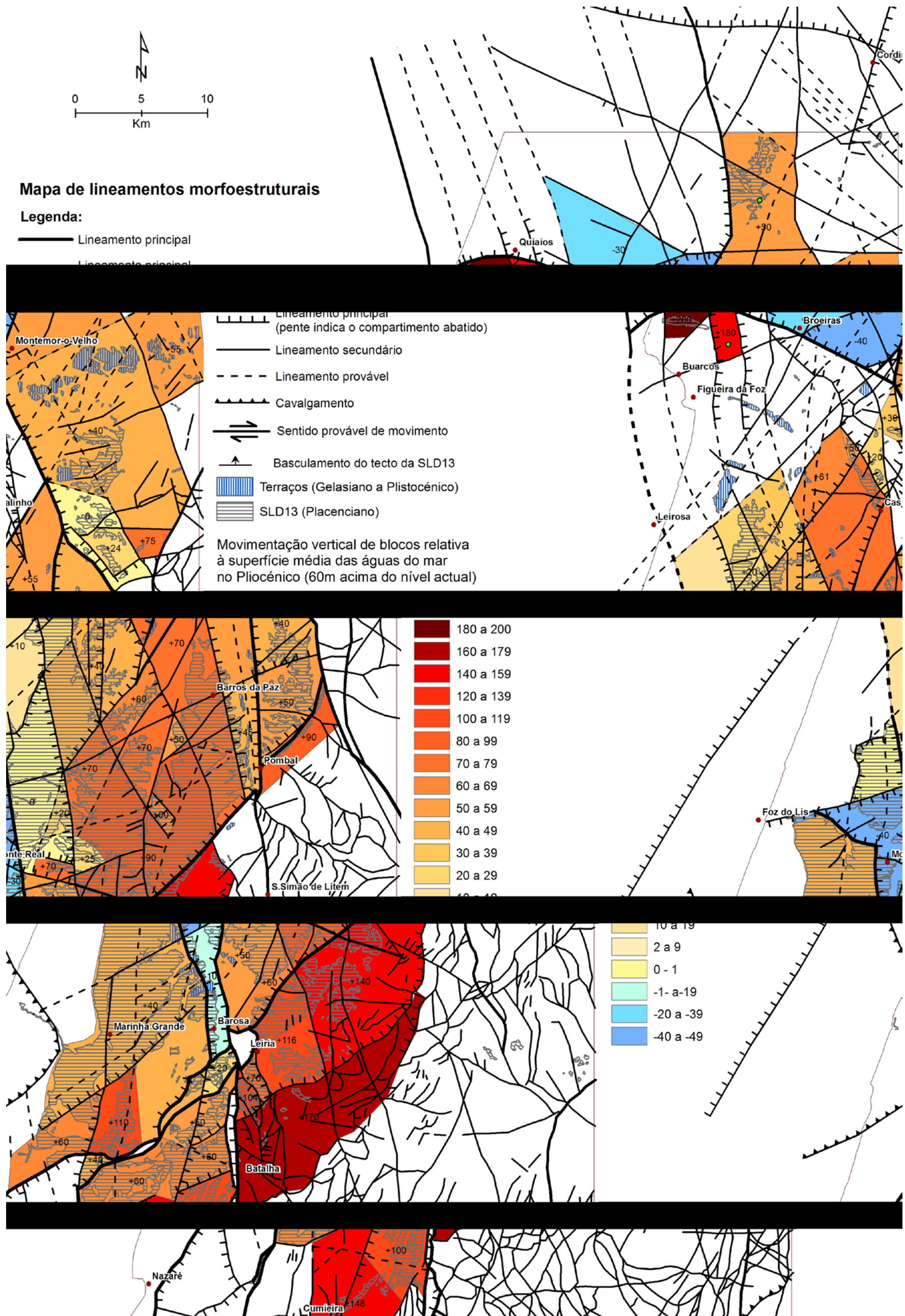


Figura 6.8 . Mapa de lineamentos morfoestruturais.

São exemplos os alinhamentos de Alcobaça-Marinha Grande, Cumieira-Barosa, Arrimal-Porto de Mós, Casalinho-Cordinhã.

- **Sistema WSW-ENE**, que é penetrativo e de que são exemplos os alinhamentos definidos por direcções Foz do rio Lis-Barros da Paz e Buarcos-Broeiras.

- **Sistema NW-SE**, com segmentos curtos e importante componente vertical. É um importante exemplo, o alinhamento Quinta da Areia-Monte Real.

No interior do grande bloco definido pelos alinhamentos mofoestruturais dominantes, definem-se pequenos compartimentos tectónicos, que estabelecem entre si desigualdades altiméricas importantes, na ordem dos 20 m.

Para avaliar a taxa de movimentação entre compartimentos, individualizaram-se blocos abatidos (relevos negativos) e blocos soerguidos (relevos positivos). Para estimar os valores relativos de movimentações verticais desiguais entre blocos, admitiu-se uma superfície de referência, relativamente à qual os blocos se movimentaram. Admitiu-se para essa superfície de referência de 60m (superfície do nível do mar no Pliocénico, Dowsett *et al.* 1996).

O compartimento mais abatido encontra-se actualmente 40m abaixo da superfície de referência (relevo negativo -40, por exemplo no Vale Tifónico junto a Monte Real). O compartimento mais subido encontra-se 200m acima da superfície de referência (relevo positivo de +200, na Serra da Boa Viagem). Os diferentes desníveis relativos de compartimentos estão representados na figura 5.13. Constatou-se que a cota média dos vários blocos é de 55m, com um desvio padrão de 49m, o que demonstra que o desnível relativo entre compartimentos foi bastante desigual.

A geometria dos compartimentos permite definir várias tendências:

1 – Nos bordos das falhas NNW-SSE define-se uma série contínua de compartimentos alongados com forte componente de abatimento, por onde se estabelecem os vales do rio Arunca e Lis.

2 – Ao longo da falha NE-SW desenvolvem-se compartimentos com a mesma direcção, estirados mas com componentes de movimentação complexa, umas vezes abatidos, outras vezes soerguidos.

O corredor deprimido do Vale Tifónico até Leiria, e sua continuação para a Barosa-Monte Real, pode corresponder a estruturas do tipo “pop down basin”, que se estabelecem na frente de um cavalgamento em cunha, motivado por uma compressão recente de oeste.

6.7 – Relação entre a orientação dos lineamentos e a direcção do campo de tensões Plistocénico ao Actual

Considerando que no Placenciano a orientação da tensão compressiva máxima passou a ser frequentemente horizontal segundo NNW-SSE (de acordo com os actuais indicadores de tensão obtidos a partir dos mecanismos focais; e.g. Borges *et al.*, 2001), mas também segundo WNW-ESE (de acordo com Ribeiro *et al.*, 1996; Bezzeghoud *et al.*, 2000), poder-se-ão admitir deslocamentos nos sistemas de lineamentos principais determinados (figura 6.9), descritos nos parágrafos seguintes.

Tensão compressiva máxima segundo NNW-SSE:

É de esperar importante fracturação distensiva “en échelon” ao longo do sistema com esta direcção (NNW-SSE), limitando blocos abatidos, acompanhada por falhamento inverso/cavalgamentos segundo o sistema ENE-WSW. Poderá ser exemplo destes corredores abatidos o alinhamento Leirosa-Batalha, o que facilitaria a reactivação da estrutura evaporítica de Monte Real.

Os sistemas NNE-SSE e NE-SW funcionariam nesta altura como corredores de desligamento esquerdo, enquanto que os sistemas NW-SE e WNW-ESE actuariam como corredores de desligamento direito. A existência de flexuras ao longo destes desligamentos criaria zonas alternantes transpressivas (as flexuras direitas nos desligamentos esquerdos e as flexuras esquerdas nos desligamentos direitos) e transtensivas (as flexuras direitas nos desligamentos direitos e flexuras esquerdas nos desligamentos esquerdos).

Tensão compressiva máxima segundo NW-SE a WNW-ESE:

Neste cenário, a deformação reparte-se por falhamento inverso/cavalgamentos segundo os sistemas NE-SW e NNE-SSW. Enquanto os sistemas NNW-SSE e NW-SE actuam agora

como corredores de desligamento esquerdo, o sistema ENE-WSW actua como um corredor de desligamento direito. Tal como referido anteriormente a existência de flexuras ao longo destes desligamentos criaria zonas alternantes transpressivas e distensivas. A subida diferencial do bordo Ocidental da Serra da Boa viagem ou do anticlinal de Montemor-o-Velho poderiam estar associadas a flexuras direitas dos desligamentos esquerdos NNW-SSE. O corredor deprimido do Vale Tifónico de Caldas da Rainha até Leiria (NE-SW), e sua continuação para a Barosa-Monte Real (NNW-SSE), seria agora reactivado como uma estrutura do tipo “pop down basin”, estabelecida na frente do cavalgamento em cunha de S. Pedro de Moel, com vergência para SE e NE.

Para constringir os movimentos assim admitidos e identificar a sua sucessão temporal, exige-se o reconhecimento detalhado, no campo, destes alinhamentos e dos seus efeitos: i) na textura e estrutura das rochas; ii) nas unidades geológicas ou estratigráficas afectadas.

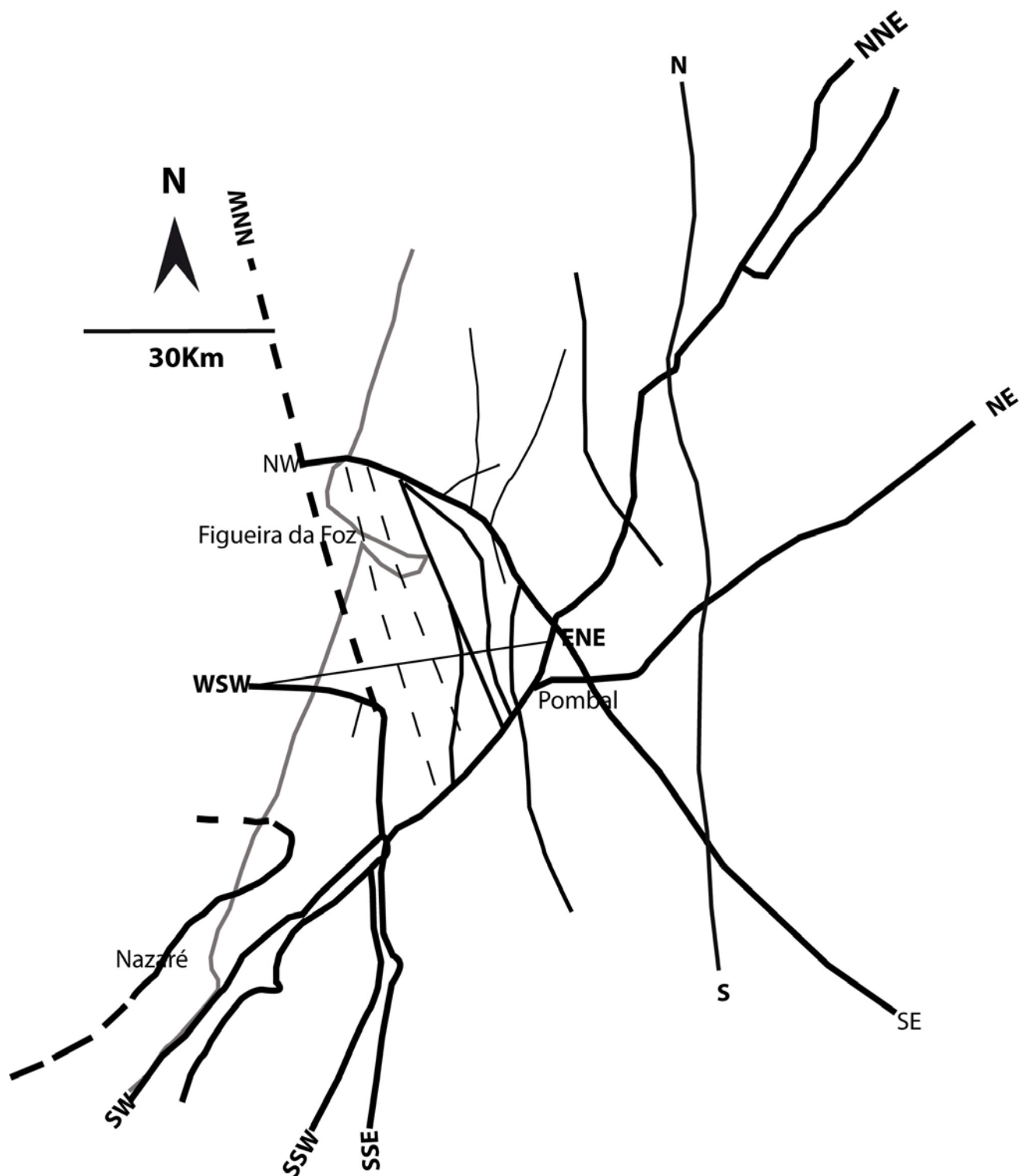


Figura 6.9 – Síntese dos principais acidentes tectónicos presentes na área de estudo.

Capítulo 7 – Síntese e Conclusões

7.1- Geomorfologia

A área contempla duas unidades morfoestruturais importantes. Uma zona costeira aplanada - Plataforma Litoral, caracterizada por uma extensa plataforma ligeiramente inclinada para oeste muito regular para o interior a partir dos 100m de altitude. Apresenta-se coberta por uma sequência de sedimentos marinhos de idade pliocénica, cujo topo define o nível culminante desta plataforma. Dada a sua localização geográfica, desenvolve-se na actualidade, para leste da actual linha de costa, mas durante o Pliocénico e Plistocénico foi o palco de desenvolvimento de processos sedimentares associados a avanços e recuos do mar. Esta unidade morfoestrutural, denominada por Plataforma Litoral ocupa no geral uma posição costeira.

A outra unidade morfoestrutural diz respeito aos relevos calcários que delimitam, na área de estudo, a Plataforma Litoral. Estes relevos destacam-se na paisagem a norte, leste e sul estabelecendo uma fronteira montanhosa da Plataforma Costeira referida anteriormente. A norte são as unidades geológicas que constituem o relevo da Serra da Boa Viagem que marcam a interrupção da Plataforma que após esta colina se prolonga para norte. A Serra da Boa Viagem com a sua forma arqueada distingue-se na paisagem por apresentar uma das cotas mais altas da área (258m no vértice geodésico da Bandeira). A sul e a leste da plataforma litoral são as unidades calcárias e areníticas do Jurássico e Cretácico que se prolongam para sul, definindo o Maciço de Sicó e o Maciço Calcário Estremenho.

7.2 – Associações de fácies, ambientes e controlos sedimentares

Na região Figueira da Foz - Nazaré existe um registo morfo-sedimentar e estrutural que documenta várias fases evolutivas e transformações da paisagem nos últimos 3 milhões de anos:

- Há cerca de 3,4 Ma ocorreu uma importante invasão marinha que atingiu áreas tão interiores como Soure, Pombal e Leiria (a 24 km da actual costa). Desenvolveu-se uma vasta plataforma de abrasão marinha, por progressiva erosão do substrato arenoso e calcário. Os importantes relevos definidos a oriente pelo Maciço do Sicó e Maciço Calcário Estremenho constituíram uma eficaz barreira à incursão marinha, em particular no sector sul.

- Ao atingir-se a situação de máxima inundação marinha desenvolveu-se um extenso litoral arenoso abastecido por vários sistemas deltaicos definidos pelos ancestrais dos principais cursos de água actuais. A abundância no acarreo de sedimentos ao litoral resultou de um clima quente e húmido promovendo uma intensa meteorização química (caulinização) da área-mãe, bem como a sua erosão e transporte por cursos de água perenes e com elevado caudal. O intenso assoreamento conduziu a um avanço da linha de costa, com migração para oeste dos ambientes costeiros.

- Seguiu-se uma fase de encaixe da rede hidrográfica que se foi hierarquizando e desenvolvendo. Ocorreram muitas capturas e reorganizações da drenagem, função da anisotropia litológica do substrato e da simultânea actividade tectónica. Nesta etapa de incisão, que poderá abarcar o Gelasiano e o Plistocénico (os últimos 2,6 Ma), ocorreram períodos de alargamento dos vales fluviais, e mesmo de sedimentação, que produziram escadarias de terraços fluviais e marinhos. A alternância entre fases de escavamento com outras de sedimentação resultou da interacção entre uma tendência de soerguimento tectónico da região coevo com variações do nível do mar e do clima (alternância de períodos glaciários e interglaciários).

Para o Mondego identificaram-se seis níveis de agradação sedimentar (M1, M2, M3, M4, M5 e M6). As datações efectuadas permitiram atribuir a idade de 100 mil anos ao nível M5, presente em Armazéns e Ervidinho e idade superior a 138 mil anos a M4. É nos níveis M5 e M4 que melhor se reconhece a agradação de sedimentos fluviais.

No Lis elaborou-se um modelo provisório em que são considerados quatro níveis de terraço (L1, L2, L3 e L4), embora não sejam conhecidas as idades dos diferentes níveis.

- Após a última situação de baixo nível de mar, a cerca de 120m abaixo do actual e que ocorreu há cerca de 17 mil anos, verificou-se uma transgressão marinha com rápida inundação pelo mar dos vales fluviais e posterior progressivo assoreamento destes. Os estuários de tipo ria transformaram-se em lagunas e avançaram para uma progressiva colmatação. Durante esta fase (compreendendo o Plistocénico final e o Holocénico), formaram-se também extensos campos dunares.

7.3 – Tectónica

O estudo comparativo entre os lineamentos identificados e a sismicidade da região, revelou haver uma boa correlação, o que atesta o carácter neotectónico das estruturas com eles relacionadas. Todavia, este estudo ficaria mais completo e melhor constringido se fosse possível conhecer, para cada sismo projectado, o respectivo mecanismo focal, o que proporcionaria indicações importantes acerca do tipo de movimento na fonte e, conseqüentemente, da orientação do campo de tensões associado. Além disso, para nenhum destes sismos é conhecida a profundidade focal, o que diminui a qualidade interpretativa em termos da profundidade de enraizamento das estruturas geológicas com eles relacionadas.

Considerando que a partir do Placenciano a orientação da tensão compressiva máxima passou a ser frequentemente horizontal segundo NNW-SSE (de acordo com os actuais indicadores de tensão obtidos a partir dos mecanismos focais; e.g. Borges *et al.*, 2001) mas também segundo WNW-ESE (de acordo com Ribeiro *et al.*, 1996; Bezzeghoud *et al.*, 2000), poder-se-ão admitir os seguintes deslocamentos nos sistemas de lineamentos principais determinados:

Tensão compressiva máxima segundo NNW-SSE:

É de esperar importante fracturação distensiva “en échelon” ao longo do sistema com esta direcção (NNW-SSE), limitando blocos abatidos, acompanhada por falhamento inverso/cavalgamentos segundo o sistema ENE-WSW. Poderá ser exemplo destes corredores abatidos o alinhamento Leirosa-Batalha, o que facilitaria a reactivação da estrutura evaporítica de Monte Real.

Os sistemas NNE-SSW e NE-SW funcionaríam nesta altura como corredores de desligamento esquerdo, enquanto que os sistemas NW-SE e WNW-ESE actuaríam como corredores de desligamento direito. A existência de flexuras ao longo destes desligamentos criaria zonas alternantes transpressivas (as flexuras direitas nos desligamentos esquerdos e as flexuras esquerdas nos desligamentos direitos) e transtensivas (as flexuras direitas nos desligamentos direitos e flexuras esquerdas nos desligamentos esquerdos).

Tensão compressiva máxima segundo NW-SE a WNW-ESE:

Neste cenário, a deformação reparte-se por falhamento inverso/cavalgamentos segundo os sistemas NE-SW e NNE-SSW. Enquanto os sistemas NNW-SSE e NW-SE actuam agora como corredores de desligamento esquerdo, o sistema ENE-WSW actua como um corredor de desligamento direito. Tal como referido anteriormente a existência de flexuras ao longo destes desligamentos criaria zonas alternantes transpressivas e distensivas. A subida diferencial do bordo Ocidental da Serra da Boa viagem ou do anticlinal de Montemor-o-Velho poderiam estar associadas a flexuras direitas dos desligamentos esquerdos NNW-SSE. O corredor deprimido do Vale Tifónico de Caldas da Rainha até Leiria (NE-SW), e sua continuação para a Barosa-Monte Real (NNW-SSE), seria agora reactivado como uma estrutura do tipo “pop down basin”, estabelecida na frente do cavalgamento em cunha de S. Pedro de Moel, com vergência para SE e NE.

Para constringir os movimentos assim admitidos e identificar a sua sucessão temporal, exige-se o reconhecimento detalhado, no campo, destes alinhamentos e dos seus efeitos: i) na textura e estrutura das rochas; ii) nas unidades geológicas ou estratigráficas afectadas.

Capítulo 8 – Referências Bibliográficas

- Allen, J. R. (1963) – The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, nº 2, pp.93-114.
- Allen, J. R. (1964) - Studies in fluvial sedimentation: six CYCLOTHEMS from the Old Red Sandstones, Anglo Welsh Basin. *Sedimentology*, nº 3, pp.163-198.
- Allen, J. R. (1978) - Studies in fluvial sedimentation: an exploratory quantitative model of the architecture of avulsion controlled alluvial suites. *Sediment. Geol.*, nº 21, pp.129-147.
- Allen, J. R. (1982) – *Sedimentary structures. Their character and physical basis*. Vol. 1, Elsevier, Amsterdão, 593p.
- Allen, J. R. (1983a) – Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), - Welsh Borders. *Sediment. Geol.*, nº 33, pp.237-293.
- Almeida, A. C. (1995) – *Dunas de Quiaios, Gândara e Serra da Boa Viagem. Uma abordagem ecológica da paisagem*. Tese de doutoramento; Faculdade de Letras, Universidade de Coimbra.
- Almeida, A.C. (1997) – *Dunas de Quiaios, Gândara e Serra da Boa Viagem. Uma abordagem ecológica da paisagem*. Fundação Calouste Gulbenkian e Junta Nacional de Investigação Científica e Tecnológica, Coleção Textos Universitários de Ciências Sociais e Humanas, Lisboa, 321p.
- Almeida, A. C.; Soares A. F.; Cunha L. e Marques, J. F. (1990) – Proémio ao estudo do Baixo Mondego. *Biblos*, LXVI, Coimbra, pp.17-47.
- Andeweg, B.; Vicente G.; Cloeting, S.; Giner, J.; e Martin, A. (1999) – Local stress fields and intraplate deformation of Iberia: variations in spatial and temporal interplay of regional stress sources. *Tectonophysics*, 305. pp. 153-164.
- Andeweg, B. (2002) – *Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula. Causes and effects of changing stress fields*. Vrije University, Amsterdam, 178p.
- Andrade, C. F. (1937) – Os Vales submarinos portugueses o diastrophismo das Berlengas e da Estremadura. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 235p.
- André, J. N. (1994b) – Morfologia Dunar entre o Rio Mondego e o Ribeiro de S. Pedro de Muel – Fixação e Evolução Actual. *II Cong. da Geografia Portuguesa, Actas*, Coimbra, 16p.
- André J. N. (1996a) – *Morfologia Litoral da Área Compreendida entre o Cabo Mondego e S. Pedro de Muel*, Dissert. Mestrado, Universidade de Coimbra, 164p. e 5 anexos.
- André J. N. (1996b) – Breve nota sobre o recuo da linha de costa e a intervenção humana a sul da Figueira da Foz. *Territorium*, Minerva, Coimbra, pp.57-58.
- André, J. N. (1997a) – Evolução Histórica da Faixa Costeira de Região de Leiria, *III Colóquio sobre a História de Leiria e da sua Região, Actas*, Leiria, 21p.
- André, J.N.; Rebelo, F. e Cunha, P. P. (1997) – Evolução da Morfologia Dunar entre o Rio Mondego e S. Pedro Muel. *Colectânea de Ideias sobre a Zona Costeira de Portugal*, Assoc. EUROCOAST – Portugal, Porto, pp.503-523.
- Andrews, E. D. e Parker, G. (1987) – Formation of coarse surface layer as the response to gravel mobility in *Sediment transport in gravel-bed rivers*. Thorn, C. R. & R. D. Hey (Eds.), John Wiley & Sons, Chichester, pp.269-325.
- Antoine, P.; Coutard, J.P.; Gibbard, P., Hallegouet, B.; Lautridou, J.P. e Ozouf, J.C. (2003) – The Pleistocene rivers of the English Channel region. *Journal of Quaternary Science*, 18(3-4) pp.227–243.
- Antunes, M. T. (1979) – Ensaio de síntese crítica acerca do Cretácico Terminal e do Paleogénico de Portugal. *Ciências da Terra*, Universidade Nova de Lisboa, nº 5, pp.145-174, 5 tabl.
- Antunes, M. T. e Broin F. (1988) – Le Crétacé terminal de Beira Litoral, Portugal: remarques stratigraphiques et écologiques, étude complémentaire de *Rosasia soutoi* (Chelonii, Bothremyidae). *Ciências da Terra*, Universidade Nova de Lisboa, v. 9, Lisboa, pp.153-200, 10 figs., 5 pl.
- Antunes, M. T.; Estravis, C. e Russel, D. E. (1987) – A new condylarth (Mammalia) from the early Eocene of Silveirinha, Portugal. *Munchner Geowiss. Abh.*, nº 10, s.l., pp.219-224.
- Antunes, M. T. e Russel, D. E. (1981) – Le gissement de Silveirinha (Bas Mondego, Portugal): la plus ancienne fauna de Vertébrés eocènes connue en Europe. *C. R. Acad. Sc. Paris*, nº 293, pp.1099-1102.
- Araújo, M.A. (1984) – A formação "areno-pelítica de cobertura" - alguns resultados dum estudo preliminar. *Biblos*, Vol. LX, Coimbra, pp.71-8.
- Araújo, A. (1991) – *Evolução geomorfológica da Plataforma Litoral da região do Porto*. Tese de doutoramento. Universidade do Porto, 534p.
- Arche, A. (1992) – *Sedimentologia*.v.I. Cons. Sup. Invest. Cientif. Madrid, 528p.
- Azeredo, A. C. (1993) – *Jurássico médio do Maciço Calcário Estremenho (Bacia Lusitânica): análise de fácies, micropaleontologia, paleogeografia*. Tese de Doutoramento. Universidade de Lisboa, 288p.
- Azevedo, M. T. (1982) – *O sinclinal de Albufeira, evolução pós-Miocénica e reconstrução paleogeográfica*. Tese doutoramento. Universidade de Lisboa.

- Bailey, C. e Gatrell, A. (1995) – *Interactive spatial data analysis*. Adison Wesley Longman, 410p.
- Baize, S.; Lagarde, J. L.; Laville, E. e Dugué, O. (1998) – Géomorphologie d'un plateau littoral (Cotentin – Normandie): enregistrements des signaux tectoniques et climatiques. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 169, nº 6, pp.851-866.
- Barbosa, B. P. (1983) – Argilas especiais de Barracão – Pombal. Prospecção, sondagens e cálculo de reservas. *Est., Notas e Trab. do Serviço Fomento Mineiro*, nº 25 (3-4), Porto, pp.193-212.
- Barbosa, B. P. (1986) – Identificação sedimentológica de uma Unidade Arenítico-conglomerática equivalente à Formação de Bom Sucesso (Paleogénico-Miocénico indiferenciados). *Comunic. Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t. 72, fase ½, pp.137-141.
- Barbosa, B. P. (1995) - *Alostratigrafia e litostratigrafia das Unidades Continentais da Bacia Terciária do Baixo Tejo – Relações com o eustatismo e a tectónica*. Tese de Doutoramento. Instituto Geológico e Mineiro. Faculdade de Ciências. Universidade de Lisboa.
- Barbosa, B. P.; Soares, A. F.; Rocha, R. B.; Manuppella, G. e Henriques, M. H. (1981) –Carta Geológica de Portugal, na escala 1/50 000. *Notícia explicativa* da folha 16-C – Vagos. Direcção Geral de Geologia e Minas, *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 60p.
- Barbosa, B. P.; Soares, A. F.; Rocha, R. B.; Manuppella, G. e Henriques, M. H. (1988) – Carta Geológica de Portugal, na escala de 1/50 000. *Notícia explicativa* da folha 19-A – Cantanhede; Direcção Geral de Geologia e Minas, *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 46p.
- Baulig, H. (1935) – *The Changing Sea Level*. Trans. Inst. Br. Geogr., nº 3, 128p.
- Beerbower, J. R. (1964) – Cyclothemes and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. In Marriam, D. F. (Ed.). *Symposium on cyclic sedimentation*. Kansas Geol. Surv. Bull. Nº 169, (1), pp.31-42.
- Beerbower, J. R. (1969) – Interpretation of cyclic Permo-Carboniferous deposition in alluvial plain sediments in West Virginia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, nº 8, pp.1843-1848.
- Bernardes, C. M. A. (1992) – *A Sedimentação durante o Jurássico Superior entre o Cabo Mondego e o Baleal (Bacia Lusitaniana); Modelos deposicionais e arquitectura sequencial*. Tese de Doutoramento. Universidade de Aveiro.
- Bernard, H. A. e Major, C. F. (1963) –Recent meander belt deposits of the Brazos River: na alluvial sand model. *Bull. Assoc. Petrol. Geolog.*, nº 47, 350p.
- Berthou, P. (1984a) – Albian-Turonian Stage Boundaries and Subdivisions in the Western Portuguese Basin, with Special Emphasis on the Cenomanian-Turonian Boundary in the Ammonite Facies and Rudist Facies. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, vol. nº 33, Dinamarca, pp.41-45.
- Berthou, P. (1984b) – Repartition stratigraphique actualisée des principaux foraminifères benthiques du Crétacé moyen et supérieur du Bassin Occidental Portugais. *Benthos*, vol. nº 83, s.l., pp.45-54.
- Berthou, P. (1984c) – Zonation par les ammonites du Cenomanien supérieur et du Turonien inférieur du Bassin Occidental Portugais. *1º Congresso Español de Geología*, vol. nº 83, s.l., pp.13-26.
- Berthou, P. (1984d) – Resume synthétique de la stratigraphie et de la paleogeographie du Crétacé moyen et supérieur du bassin occidental portugais. *Geonovas*, vol. nº 6, Lisboa, pp.99-120.
- Bezzeghoud, M., Fitas, A. J. S., Borges, J. F., Carrilho, F. e Senos, M. L. (2000) - Sismicidade, mecanismos focais e parâmetros da fonte no Sul de Portugal. *Abstract*. In: 2ª Assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofísica, Lagos (Algarve, Portugal), 8-12 Fev. 2000, pp.129-130.
- Blair, T. C e McPherson, J.G. (1994) – Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydrolic processes, sedimentary processes and facies assemblages. *J. Sedimentary Research*, v. A64, pp.450-489.
- Blair, T.C. e McPherson, J.G. (1998) – Recent debris-flow processes and resultant forms and facies of the Dolomite alluvial fan, Owens Valley, California. *Journal of Sedimentary Research*, 68, pp.800–818.
- Blair, T. C e McPherson, J.G. (2008) – Quaternary Sedimentology of the Rose Creek fan-delta, Walker Lake, Nevada, U.S.A., and implications to fan-delta facies models. *Sedimentology*, 55, pp.579-61.
- Bluck, B. J. (1980) – Structure generation and preservation of upward fining, braided streams cycles in the Old Red Sandstone of Scotland. *Trans. Edinbg. Earth Sci.*, nº 71, pp.29-46.
- Bluck, B. J. (1986) – Upward coarsening sedimentation units and facies lineages. Old Red Sandstones, Scotland. *Trans. Edinbg. Earth Sci.*, nº 77 (3), pp.251-264.
- Blum, M.D. e Straffin, E.C. (2001) – Fluvial responses to external forcing: examples from the French Massif Central, the Texas Coastal Plain (USA), the Sahara of Tunisia, and the lower Mississippi Valley (USA). In: Maddy, D., Macklin, M., Woodward, J. (Eds.), *River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change*. Balkema, Rotterdam, pp.195–228.
- Borges, J. F., Fitas, A. J. S., Bezzeghoud, M. e Costa, P. T. (2001) - Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area. *Tectonophysics*, vol. 337, nº4, pp. 373-387.

- Bourdier, F. (1959) – Origines et succès d'une théorie géologique ilusoire: l'eustatisme appliqué aux terrasses alluviales. *Rev. Geom. Dyn.*, nº 1-4, pp.16-29.
- Brébion, Ph. (1970) – Les Gastéropodes et Scaphopodes du Pliocène portugais remarques stratigraphiques et Paléogéographiques. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Porto, vol. XVII, pp.129-138.
- Bridge, J. S. e Diemer, J. A. (1983) – Quantitative interpretation of an evolving ancient river system. *Sedimentology*, nº 30, pp.599-623.
- Bridge, J. S. e Leeder, M. R (1979) – A simulation model of alluvial stratigraphy. *Sedimentology*, nº 26, pp.617-644.
- Bridgland, D. e Westaway, R. (2007) – Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology*, (in press). doi:10.1016/j.geomorph.2006.12.032.
- Brierley, G. J. (1989) –River planform facies models: the sedimentology of wandering and meandering reaches of the Squamish River, British Columbia. *Sed. Geol.* nº 61 (1 / 2), pp.17-35.
- Bull, W. B. (1990) – Sream-terrace genesis: implications for soil development”. In NEUPFER, P. L. K. & L. D. McFadden (Eds.). *Soils and Landscape Evolution*. *Geomorphology*, nº3, pp.351-367.
- Bull, W.B. (1977) – The alluvial fan environment. *Progress in Physical Geography*, 1, pp. 222–270.
- Cabral, J. (1995) – Neotectónica em Portugal Continental. *Mem. Instituto Geológico e Mineiro*, nº 31, 265p.
- Cabral, J. e Ribeiro, A. (1988) – Carta Neotectónica de Portugal. *Serv. Geol. Portugal*.
- Cachão, M. A. (1989) – *Contribuição para o estudo do pliocénico marinho português (sector Pombal - Marinha Grande) – Micropaleontologia, biostratigrafia*. Provas de Apt. Ped. Cap. Científica. Faculdade de Ciências. Universidade de Lisboa, 204p.
- Cachão, M. A. (1990) – Posicionamento biostratigráfico da jazida pliocénica de Carnide. *Gaia*. v. 2, pp.11-16.
- Canérot, J.; Rey, J.; Baptista, R.; Manupella, G. e Peybernès, B.(1995) – Nouvelle interprétation structural et géodynamique de la marge atlantique portugaise dans le secteur de Caldas da Rainha (Portugal). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.320, série II a, pp.523-530.
- Cant, D. J. (1978) – Development of facies model for sandy braided river sedimentation: comparison of the South Saskatchewan River and Battery Point Formation. In Miall, A. D. (Ed.) *Fluvial Sedimentology*. *Can. Soc. Petrol. Geol.*, nº 5, pp.627-640.
- Cardoso, J. L. (1984) – O Pliocénico Marinho de Caldas da Rainha. *Sedimentologia e micropaleontologia*. Enquadramento Paleogeográfico e Paleocológico. In *Volume d'hommage au Géologue Zbyszewski*. Ed. Recherche sur les civilisations; Paris; pp.155-196, 3est.
- Carrington da Costa, J. (1944) -Vales tifónicos, diapirismo e algumas ocorrências sobre sais de potássio. *Publ. Mus. Lab. Min. Geol*. Faculdade de Ciências do Porto, n. 28, 2ª série.
- Carvalho, A. M. (1972) – Caracterização sedimentológica dos depósitos Plio-pleistocénicos da região de Leiria. *Rev. Faculd. Ciências Univ. Lisboa*. C-Ciências Naturais, v. 17, pp.197-206.
- Carvalho, A. M., Ribeiro, A. e Cabral, J. (1983-85) – Evolução paleogeográfica da bacia cenozoica do Tejo-Sado. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, v.XXIV, pp.209-212.
- Carvalho, G. S. (1949) – Les dépôts des terrasses et la Paléogéographie dans la Bordadure Meso-cenozoique Occidentale du Portugal (entre Vouga e Mondego). *Revista Faculdade de Ciências da Universidade de Coimbra*. XVIII. Coimbra.
- Carvalho, G. S. (1950) – Contribuição para a interpretação da origem dos depósitos Plio-pleistocénicos da Orla Meso-cenozóica ocidental (região entre o Vouga e o Mondego). *Memórias e Notícias*. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, v. 28, pp.26-48.
- Carvalho, G. S. (1953b) – A sedimentologia dos depósitos detríticos Plio-Quaternários da região entre a Serra dos Candeeiros e o Oceano Atlântico. *Memórias e Notícias*, Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, nº 34, pp.29-46, 8 figs., est. I-II.
- Carvalho, G. S. (1964) – Areias da Gândara (Portugal) – uma formação éolica Quaternária. *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências*, 4ª sér., Porto, nº 81, pp.7-32.
- Carvalho, G. S. (1983-85) – Análise dimensional de areias e sedimentogénese (alguns exemplos de aplicação). *I Congresso Nacional de Geologia. Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, Vol. XXIV, Lisboa, pp.117-124.
- Carvalho, R. M. (1998) – Estudo preliminar do Plio-Quaternário do Baixo Mondego. Sector Monte Redondo-Pombal. *Com. Inst. Geol. Mineiro*, v. 84, pp.A173-A176.
- Carvalho R. M. (2002) – *O Plistocénico da região de Pombal – contributo dos Conglomerados de Estevães e dos Conglomerados de Ranha*. Tese Mestrado. Departamento de Ciências da Terra. Faculdade de Ciências e Tecnologia. Universidade de Coimbra.
- Carvalho, P. S. e Conde, L.N. (1970) – Estudo geológico de alguns Barreiros da região de Monte Real. *Bol. Minas*, Lisboa, vol. 7, nº 2, pp.113-130.
- Carvalho, S. e Colom, G. (1954) – Contribuição para o estudo da Micropaleontologia dos depósitos detríticos Pliocénicos de Portugal. *Memórias e Notícias*, Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, nº 37, pp.37-59, 4 ests.

- Castradori, D.; Rio, D.; Hilgen, F. J. e Lourens, L. J. (1998) – The Global standard Stratotype - Section and point (GSSP) of the Piacenzian Stage (Middle Pliocene). *Episodes*, 21 (2): 88-93, 4 fig.
- Choffat, Paul (1883) - Nouvelles donnés sur les vallées tiphoniques et les eruptions d’ophite et de teschénite en Portugal. *Com. Trab. Geol. Portugal*, Tomo I, pp.113-122.
- Choffat, P. (1889) – Observations sur le Pliocène du Portugal. *Mém. Soc. Belge Geolog. Paleont. d’Hydrolo.* T. III, pp.119-123.
- Choffat, P. (1897a) – Sur le Crétacique de la région du Mondego. *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. n° 124, Paris, pp.422-424.
- Choffat, P. (1900) – Système Crétacique du Portugal. Deuxième Étude. Le Crétacique Supérieur au Nord du Tage. *Recolha de Monografias Estratigráficas*, Direc. Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, pp.251-267.
- Choffat, P. (1903) – L’Infraías et le Sinémurien au Portugal. *Comunic. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t 5 (1), pp.49-114, 3 tab.-texto, 1 est.
- Collinson, J. D. (1970) – Bedforms of the Tana River, Norway. *Geog. Annals*, n° 52 A, pp.31-55.
- Conde, L. N. (1983) – Mapa de Fracturas do Oeste da Península Ibérica. Mapa elaborada para a Electricidade de Portugal (EDP), pol.
- Cook, P.C. (2003) – *A guide to regional groundwater flow in fractured rock aquifers*. CSIRO Land and Water, Glen Osmond, Seaview Press, 115p.
- Corrochano, A. e Bernardes, C. (1988) – Example of a Miocene coarse grained meander loop in the Ciudad Rodrigo Basin (Spain). *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (1-2), pp.177-185.
- Coudé-Gaussen, G. (1981) – Les Serras da Peneda et Gerês, *Memórias*, CEG, n.º5, Lisboa, 254p.
- Courbouleix, S. (1972) – *Etude geologique des regions de Anadia e Mealhada, au Nord de Coimbra (Portugal)*. Mem. Faculte dès Sciences, Universite Lyon, 342p.
- Cox, L. R. (1936) – Pliocene Mollusca from Portugal. *Memórias e Notícias*. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, n° 9, pp.47-75, 2 ests.
- Christofolletti, A. (1981) – *Geomorfologia Fluvial*. Edgard Blucher (Ed.), S. Paulo, 313p.
- Christofolletti, A. (1980) – *Geomorfologia*. Edgard Blucher (Ed.), 2ª ed., S. Paulo, 188p.
- Crosaz-Galletti, R. (1979) – Étude stratigraphique et micropaléontologique du Cénomanién calcaire de la région de Vila Nova de Ourém (Portugal). *Comunic. Serviços Geológicos de Portugal*, vol. n° 65, Lisboa, pp.47-104.
- Cunha, L. (1988) – *As Serras Calcárias de Condeixa – Sicó – Alvaiázere. Estudo de Geomorfologia*. Tese de Doutoramento. Faculdade de Letras. Universidade de Coimbra, 329p.
- Cunha, L. (1990) - *As Serras Calcárias de Condeixa-Sicó-Alvaiázere; Estudo de Geomorfologia*, INIC, *Col. Geografia Física*, 1, Coimbra, 329 p.
- Cunha, L. (1993) - A paisagem cársica das Serras Calcárias de Condeixa-Sicó-Alvaiázere. Alguns argumentos a favor da sua protecção. *Algar*, Lisboa, 4, pp.3-12.
- Cunha, L. (1997) – Alguns problemas geomorfológicos no sector oriental do Baixo Mondego. O confronto de morfologias nas áreas de Coimbra e de Condeixa. *Livro de Actas do Seminário O Baixo Mondego - Organização Geossistémica e Recursos Naturais*. Coimbra, pp.41-49.
- Cunha, P. P. (1992) - *Estratigrafia e Sedimentologia dos Depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a Leste de Coimbra*. Tese de Doutoramento. Departamento de Ciências da Terra. Faculdade de Ciências e Tecnologia. Universidade de Coimbra.
- Cunha, P. P. (1996) – Unidades Litoestratigráficas da Beira Baixa (Portugal). *Comunic. Inst. Geol. Mineiro*. v.82, pp.87-130.
- Cunha, P. P. (1999) – Unidades Litoestratigráficas na região de Miranda do Corvo- Viseu (Bacia do Mondego, Portugal). *Comunc. Inst. Geol. Mineiro*. v. 86, pp.143-196.
- Cunha, P.P.; Barbosa, B.P. e Reis, R. P. (1993) – Synthesis of the Piacenzian onshore record, between the Aveiro and Setúbal parallels (Western portuguese margin). *Ciências da Terra*, Universidade Nova de Lisboa, v.12, pp.35-43.
- Cunha, P. P.; Martins A. A.; Huot, S.; Murray A.; Raposo, L. (2008) - Dating the Tejo River lower terraces in the Ródão area (Portugal) to assess the role of tectonics and uplift. Special Issue of "Geomorphology" (Impact of Active Tectonics and Uplift on Fluvial Landscapes and River Valley Development) P. G. Silva, F.A. Audemard & A. E. Mather (Editors), *Geomorphology*.
- Cunha, P. P; Pinto J. e Dinis, J. L. (1995) – Unidades fisiográficas e modificações recentes no Estuário do Mondego, por análise de coberturas de fotografia aérea. *Publ. Museu Lab. Min. Geol.* Universidade do Porto, n° 4, pp.405-409.
- Cunha, P. P. e Reis, R. (1991) – A etapa sedimentar pliocénica na região de Coimbra-Góis (Bacia Ocidental Portuguesa-Portugal Central). *Actas 1º Cong. Espanhol del Terciario*, pp.271-274.
- Cunha, P.P. e Reis R. (1993) - Cretaceous Sedimentary and Tectonic Evolution of the Northern Sector of the Lusitanien Basin (Portugal). *Cretaceous Research*, n° 16, s.l., pp.155-170.

- Cunha-Ribeiro, J. P. (1992) – Contribuição para o estudo do paleolítico do Vale do Lis no seu contexto cronoestratigráfico, *PORTVGALIA*, Nova Série, v.XIII-XIV, 113p.
- Cunha-Ribeiro, J. P. (1999) – *O Acheulense no centro de Portugal: o Vale do Lis*. Tese de Doutoramento. Faculdade de Letras. Universidade de Lisboa.
- Dabrio, C. J. e Fernandez, J. (1983) – Estrutura interna de barras conglomeráticas em un rio de baja sinuosidad (Depresión de Granada, España). *Mediterránea Ser. Geol.*, nº 2, pp.3-28.
- Daveau, S. (1985) – Mapas climáticos de Portugal. Nevoeiro e nebulosidade. Contrastes térmicos”. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*, Lisboa.
- Daveau, S. (1993) – A Evolução Quaternária da Plataforma Litoral. In *O Quaternário em Portugal, Balanço e Perspectivas*. Colibri, Lisboa, pp.35-41.
- Daveau, S. (1995) – *Portugal Geográfico*, Ed.s J. Sá da Costa, Lisboa.
- Daveau, S.; Coelho, C.; Gama V. C. e Carvalho, L. (1977) – Répartition et rythme des précipitations au Portugal. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*, nº 7, Lisboa.
- Decelles, P. G.; Gray, M. B.; Ridgway, K. D.; Pivnik, D. A.; Pequera, N. e Srivastava, P. (1991) – Controls on synorogenic alluvial fans architecture, Beartooth Conglomerate (Paleocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology*, nº 38, pp.567-590.
- Dinis, J. L. (1999) – *Estratigrafia e sedimentologia da Formação de Figueira da Foz. Aptiano e Cenomaniano do sector norte da Bacia Lusitânica*. Tese de Doutoramento. Departamento de Ciências da Terra. Faculdade de Ciências e Tecnologia. Universidade de Coimbra, 381p.
- Dinis, J. L. (2001) – Definição da Formação de Figueira da Foz - Aptiano a Cenomaniano do sector central da margem oeste ibérica. *Comunic. Serv. Geol. Portugal*, v. 88, pp.127-160.
- Dinis P.A. (1996) – *Dinâmica Sedimentar e Evolução do Estuário do Lis*. Tese Mestrado. Dep. Ciências da Terra. Universidade de Coimbra.
- Dinis, P. A. (2004) – *Evolução Pliocénica e Quaternária do Vale do Cértima*. Tese de Doutoramento. Departamento de Ciências da Terra. Faculdade de Ciências e Tecnologia. Universidade de Coimbra.
- Diniz, F. (1984) – *Apports de la Palynologie a la Connaissance du Pliocène Portugais. Rio Maour: Un Bassin de Référence pour L'Histoire de la Flore, de la Végétation et du Climat de la Façade Atlantique de L'Europe Meridionale*. Thèse; Université des Sciences et Technics du Languedoc.
- Dollfus, G. e Cotter, B. (1909) – Le Pliocène au Nord du Tage (Plaisancien). Mollusques Tertiaires du Portugal. 1^{er} partie – Pelecypoda. *Comission du Serv. Géolog. du Portugal*, Lisboa, pp.VII-XXIV, 9 ests.
- Dowsett, H.J.; Barron, J.A. e Poore, R.Z. (1996) – Middle Pliocene sea surface temperatures: a global reconstitution. *Marine Micropaleontology*, 27, pp.13-25.
- Duarte, L. V. (1995) – *O Toarciano da Bacia Lusitaniana. Estratigrafia e evolução sedimentológica*. Tese de Doutoramento, Departamento de Ciências da Terra. Faculdade de Ciências e Tecnologia. Universidade de Coimbra.
- Duller, G.A.T. 2004. Luminescence dating of Quaternary sediments: Recent advances. *Journal of Quaternary Science* 19, 183-192.
- Durand, M. (1978) – Paléocourants et reconstitution paléogéographique. L'exemple du Buntsandstein des Vogues méridionales (Trias inférieur et moyen continental). *Sci. Terre*, nº 22 (4), pp.301-390.
- Einsele, G. (2000) – *Sedimentary basins : evolution, facies, and sediment budget*. (2^a edição). Springer, Berlim, 792p.
- Eynon, G. e Walker, R.G. (1974) – Facies relationships in Pleistocene outwash gravel, Southern Ontario: a model for bar growth in braided rivers. *Sedimentology*, 21, pp.43-70.
- Feio, M. (1951) – A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. *Comunic. Serv. Geol. Portugal*, nº 32, 179p.
- Ferreira, A. B. (1978) – Planaltos e Montanhas da Beira, estudo de Geomorfologia. *Mem. Centro de Estudos Geográficos*, nº 4, 374p.
- Ferreira, A. B. (2005) – Formas do Relevo e Dinâmica Geomorfológica. In: *Geografia de Portugal – O Ambiente Físico*. Dir. e Coord. de Carlos Alberto Medeiros, Círculo de Leitores, Lisboa, vol.I, pp.53-256.
- Ferreira, J. M. e Ferreira, M. M. (1960) – Nota sobre os foraminíferos do Pliocénico de Nadadouro. *Comunic. XXV Congr. Luso Espanhol*, Prog. Ciência, Sevilla.
- Figueiredo, A.A. (1996) – *Contributo para o conhecimento das cristas quartzíticas a Leste de Oliveira de Azeméis*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Coimbra, 150pp.
- Folk e Ward, W. C. (1957) – Brazos River Bar; a studies in the significance of grain size parameters. *Jour. Sed. Petrol.*, Vol. 27, nº 1, pp.3-26.
- Forbes, D. L. (1983) – Morphology and sedimentology of a sinuous gravel-bed channel system: Lower Babbage River, Yukon coastal plain, Canada. In Frostick, L. e I. Reid (1989) – Is struture the main control of river drainage and sedimentation in rift? *J. Afr. Earth Sc.*, nº 8 (2 / 3 / 4), pp.165-182.

- Frostick, L. e Reid, I. (1989) – Is structure the main control of river drainage and sedimentation in rift? *J. Afr. Earth Sc.* 8, (2/3/4): pp.165-182.
- Galdeano, C. S. e Lopez-Casado, C. (1989) – Earthquakes with a focal depth of between 40-180km and tectonics in the South of Spain and Northwest Africa. Proceedings ECE/UN Sem. on Prediction Earthquakes, November 14-18, 1988, Lisbon, v.II, C. S. Oliveira (Ed.),1990. LNEC. Lisboa, pp.885-895.
- Galopim de Carvalho, A. M. (1961) – Note sur des Bryozoaires du Pliocène de Pombal. *Bol. Soc. Geolog. Portugal*. Lisboa, vol. XIV, pp.102, 3 ests.
- Galopim de Carvalho, A. M. (1965/66) – Alguns Briozoários do Pliocénico de Salir do Porto . *Bol. Soc. Geológ. de Portugal*. Lisboa, Vol. XIV, pp.155-157, 2 ests.
- Galopim de Carvalho, A. M. (1968) – Contribuição para o conhecimento geológico da Bacia Terciária do Tejo. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, nº 15, 210p.
- Galopim de Carvalho, A. M. (1971) – Briozoários do Terciário Português (Cheilostomata do Neogénico da Orla Ocidental). *Centro Estudos de Geologia*. Fac. Ciências Univ. Lisboa. Lisboa, 175p., 24 fig. 1 quadro, 25 est.
- Galopim de Carvalho, A. M. (1972) – Caracterização sedimentológica dos depósitos plio-pleistocénicos da região de Leiria. *Rev. Fac. Ciências Univ. Lisboa*. Lisboa. Vol. XVII – fasc. 1º, pp.197-206.
- Gaudant, J. (1978) – Sur la présence de Gobiidae (Poissons Téléostéens, Gobiiformes) dans le Pliocène saumâtre de Carvide (Extremadura, Portugal). *Comunic. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. LXIII, pp.53-60.
- Gilsanz, J. P. (1996) – *Geomorfología: Principios, Métodos y aplicaciones*. Editorial Rueda. Madrid.
- Gomes, N. (2005)- Estudo sedimentológico do areeiro da Pêga. Relatório de estágio de licenciatura. DCT da FCT da Universidade de Coimbra.
- Gomes, A. T. (2008) – *Evolução Geomorfológica da Plataforma Litoral entre Espinho e Águeda*. Tese de Doutoramento. Universidade do Porto.339p.
- Haq, B. U.; Hardenbol, J. e Vail, P. R. (1987) – Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In *Sea-level Changes: an Integrated Approach*. Ed. C. K. Wilgus; B. S. Hastings; C. G. Kendall; H. W. Posamentier; C. A. Ross & J. C. Van Wagoner, *Spec. Public. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, v. 42, pp. 71-108.
- Haszeldine, R. S. (1983) – Descending tabular cross-bed sets and bounding surfaces from fluvial channel in the Upper Carboniferous coalfield of north-east England. *J. Sed. Petrol.*, nº 53, pp.1233-1247.
- Hayward, A. B. (1983) – Coastal alluvial fans and associated marine facies in the Miocene of S. W. Turkey. *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.*, nº 6, pp.323-336.
- Haughton, P. D. (1989) – Structure of some Lower Red Sandstones conglomerates, Kincardineshire, Scotland: deposit from late-orogenic antecedent streams? *J. Geol. Soc.*, nº 146, pp.509-525.
- Heward, A. P. (1978) – Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D – Stephanian B coalfields, northern Spain. In Miall, A. D. (Ed.). *Fluvial Sedimentology*. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* nº 5, pp.669-702
- Hjellbakk, A. (1997) – Facies and fluvial architecture of a high-energy braided river: the Upper Proterozoic Segloddan Member, Vangren Peninsula, Northern Norway. *Sedim. Geol.*, nº 114, pp.131-161
- Hobbs, W.H. (1904) – Lineaments of the Atlantic border region. *Geological Society American Bulletin*, 15, pp.483-506.
- Huot, S.; Murray, A. e Raposo, L. (2007) – Dating the Tejo river lower terraces in the Rodão area (Portugal) to assess the role of tectonics and uplift. *Geomorphology*, 10.1016/j.geomorph. 2007.05.019.
- Huntley, D.J., Baril, M.R., 1997. The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating. *Ancient TL* 15, 11-13.
- Huntley, D.J., Hancock, R.G.V., 2001. The Rb contents of the K-feldspar grains being measured in optical dating. *Ancient TL* 19, 43-46.
- Huntley, D.J., Lian, O.B. (1999) - Using optical dating to determine when a sediment was last exposed to sunlight. In: D.S. Lemmen and R.E. Vance (eds.), *Holocene Climate and Environmental Change in the Palliser Triangle: A Geoscientific Context for Evaluating the Impacts of Climate Change on the Southern Canadian Prairies*. *Geological Survey of Canada Bulletin* , nº534, pp.211-222.
- Jackson, R. G. (1975) – Hierarchical attributes and a unifying model of bed forms composed of cohesionless material and produced by shearing flow. *Geol. Soc. Am. Bull.*, nº 86, pp.1523-1533.
- Jackson, M.P. ; Vendeville, B. C. e Schultz-Ela, D. D. (1994) – Structural dynamics of salt systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 22, pp.93-117.
- Johnson, S. Y. (1984) – Cyclic fluvial sedimentation in a rapid subsiding basin, northwest Washington. In Nielsen, T. H. (Ed.). *Fluvial sedimentation and related tectonic framework*. *Sed. Geol.*, nº 38, (1 / 4), pp.361-406.
- Karner, D.B. e Marra, F. (1998) – Correlation of fluviodeltaic aggradational sections with glacial climate history: a revision of the Pleistocene stratigraphy of Rome. *Geological Society of America Bulletin*, 110, pp.748–758.

- Kraus, M. J. (1987) – Integration of channel and floodplain suites, II. Vertical relations of alluvial paleosols. *J. Sedim. Petrol.*, nº 57, pp.602-612.
- Kraus, M. J. e Gwinn, B. (1997) – Facies and facies architecture of Paleogene floodplain deposits. Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming, USA. *Sedim. Geol.*, nº 114, pp.33-54.
- Krumbein, W. C. (1941) – Measure and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *J. Sedim. Petrol.*, pp.64-72.
- Lapa, M. R. e Reis, R. P. (1977) – Contribuição para o estudo dos minerais argilosos em formações sedimentares da Orla Meso-Cenozóica. *Memórias e Notícias*, Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, v. 83, pp.3-25.
- Lamothe, L. (1901) – Sur le rôle des oscillations eustatiques du niveau de base dans la formation des systhèmes de terrasses de quelques vallées. *C. R. Ac. Sc. Paris*, nº 132, 1428-1430.
- Larque, P. e Weber, F. (1975) – Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par difraccion des rayons X. *Notes techniques de L'Institut de Géologie*, Université Luis Pasteur, Strasbourg, nº 1, 27p.
- Lauverjat, J. (1982) – *Le Crétacé supérieur dans le Nord du Bassin Occidental Portugais*. Th. Doct, d'État. Université Pierre et Marie Curie. Paris.
- Leinfelder, R. R. (1988) - A Sedimentary Process and Sediment-thickness Related Stratigraphic Model for the Kimmeridgian and Tithonian of Lusitanian Basin (Portugal), *2º Int. Symp. on Jurassic Stratigraphy*, Lisboa, 933-946.
- Leopold, L. B. e Wolman, M. G. (1957) – River channel patterns: braided, meandering and straight. *Prof. Pap. U. S. Geol. Surv.*, nº 282, pp.39-85.
- Leopold, L. B.; M. G. Wolman e J. P. Miller (1964) – *Fluvial processes in geomorphology*. W. H. Freeman & Company (Eds.), S. Francisco, 522p.
- Lopes, F.C. (2002) - *Análise tectono-sedimentar do Cenozóico da Margem Algarvia*. Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra, 593 p.
- Lopes, F. C., Cunha, P. P. & Le Gall, B. (2006) - Cenozoic seismic stratigraphy and tectonic evolution of the Algarve margin (offshore Portugal, southwestern Iberian Peninsula). *Marine Geology*, 231, pp. 1-36.
- Maddy, D.; Bridgland, D.R. e Green, C.P. (2007) – Crustal uplift in southern England: evidence from the river terrace records. *Geomorphology*, (in press).
- Mader, D. (1983) – Evolution of fluvial sedimentation in the Buntsandstein (Lower Triassic) of the Eifel (Germany). *Sed. Geol.*, nº 37 (1/2), pp.12-84.
- Mader, D. (1985) – Fluvial conglomerates in continental red beds of the Buntsandstein (Lower Triassic) of the Eifel (Germany) and their paleoenvironmental paleogeographical and paleotectonic significance. *Sed. Geol.*, nº 44, pp.1-64.
- Maizels, J. (1989) – Sedimentology, paleoflow dynamics and flow history of Jokuhlaup deposits: paleohydrology of Holocene sediments in Southern Iceland sandur deposits. *J. Sedim. Petrol.*, nº 52 (2), pp.204-223.
- Manuppella, G.; Rocha, R. e Soares, A. F. (1976) – Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. *Notícia explicativa da folha 19-C – Figueira da Foz*, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Manuppella, J.; Moreira, J.C.; Costa, J. R. e Crispim, J. A. (1985) – Calcários e Dolomitos do Maciço Calcário Estremenho. *Est. Notas e Trab. Serv. Fom. Min.*, Porto, 27, pp.3-48.
- Martini, E. (1971) – Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: Proceedings II Planktonic Conference. Roma. 739-785.
- Martins, F. (1940) – *O esforço do Homem na Bacia do Mondego*. Coimbra.
- Martins, F. (1949) – *Maciço Calcário Estremenho. Contribuição para um estudo de Geografia Física*. Dissertação de Doutoramento, Universidade de Coimbra, 248pp.
- Martins, A. A. e Cunha, P.P. (2006a) - Vantagens e limitações da luminescência opticamente estimulada na datação de terraços do rio Tejo, sua importância na determinação da taxa de incisão fluvial. *VII Congresso Nacional de Geologia (Resumos)*, Univ. Évora.
- Martins, A.A. e Cunha, P.P. (2006b) - Possibilidades de aplicação da luminescência opticamente estimulada (OSL) na datação de sedimentos do rio Tejo. *Tagus Floods 06 Workshop, Resumos*, 19-21, Julho de 2006, Univ. Lisboa, pp.72-75.
- Marzo, M.; Nijman, W. e Puigdefábregas, C. (1988) – Architecture of the Castissent fluvial sheet sandstones, Eocene, South Pyrenees, Spain. *Sedimentology*, nº 35, pp.719-738.
- Matias, R. ; Oliveira, A.; Pacheco, F.; Grade, J. (2002) – Aproveitamento industrial das areias da região da Pêga (Bidoeira de Cima, Leiria), in *Actas do VI Congresso Nacional de Geologia (Universidade Nova de Lisboa)*.
- Mckee, E. D. (1957) – Primary structures in some recent sediments. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, nº 41, pp.1704-1747.

- Meyer, R. e Reis, R. P. B. P. (1985) - *Role de la paleoaltération, de la pedogénese et de diagénese précoce au cours de l'élaboration des séries continentales. Présentation d'exemples choisis dans quelques formations sédimentaires françaises*. Nancy, 229p.
- Miall, A. D. (1973) – Markov chain analysis applied to an ancient alluvial plain succession. *Sedimentology*, nº 20, pp.347-364.
- Miall, A. D. (1977) – A review of the braided river depositional environment. *Earth.Sci. Rev.*, nº 13, 62p.
- Miall, A. D. (1978) – Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers deposits: a summary. In Miall, A. D. (Ed.). *Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, nº 5, pp.597-604.
- Miall, A. D. (1980) – Cyclicality and the facies model concept in fluvial deposits. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, nº 28, pp.59-80.
- Miall, A. D. (1984a) – *Principles of sedimentary basin analysis*. Springer-Verlag, Nova Iorque, 490p.
- Miall, A. D. (1985) – Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth.Sci. Rev.*, nº 22, pp.263-308.
- Miall, A. D. (1988a) – Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, nº 72, pp.682-697.
- Miall, A. D. (1988b) – Facies architecture in clastic sedimentary basins. In Kleinspehn, K. & C. Paola (Eds). *New perspectives in basin analysis*. Springer, Berlin Heidelberg, Nova Iorque, pp.67-81.
- Miall, A. D. (1990) – *Principles of sedimentary basin analysis*. 2ª ed. Springer, Berlin Heidelberg, Nova Iorque.
- Miall, A. D. (1996) – *The geology of fluvial deposits – sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer, Berlin Heidelberg, Nova Iorque.
- Miall, A. D. e Turner-Peterson, C. E. (1989) – Variations in fluvial style in the Westwater Canyon Member, Morrison Formation (Jurassic), Jan Juan Basin, Colorado Plateau. *Sed. Geol.*, nº 63, pp.21-60.
- Morais, C. (1936) – Geologia e Geografia da região do Pinhal de Leiria. *Memórias e Notícias*, Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, nº 9, pp.47-75, 2 ests.
- Mouterde, R.; Rocha, R. B.; Ruget, Ch. e Tintant, H. (1979) – Faciès, biostratigraphique et paléogéographique du Jurassique portugais. *1º Colóquio de Estratigrafia e Paleogeografia do Meso-Cenozóico Português*, Lisboa, 1978. *Ciências da Terra*. Universidade Nova de Lisboa, nº 5, Lisboa, pp.29-51, figs. 1-20.
- Murray, A. S., Olley, J.M. (2002) - Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. *Geochronometria*, 21, pp.1-16.
- Murray, A.S., Wintle, A.G. (2000) - Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32, pp.57-73.
- Murray, A.S., Marten, R., Johnston, A., Martin, P., 1987. Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 115, 263-288.
- Nascimento, A. (1983) – The Ostracoda Fauna of the Portuguese Neogene and its relationship to those from the atlantic and mediterranean basins. In R. Maddocks edts., *Applications of Ostracoda. Proc. Eight Int. Symp. Ostracoda*, Texas, 1982, pp.429-436. *coccolith biostratigraphic zonation*. *Marine Micropaleontology*, 5: 321-325.
- Okada, H. E Burkry, D. (1980) – Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude
- Oliveira, P. (1996) – Relatório de estágio. DCT da FCT da Universidade de Coimbra.
- Olley, J.M., Murray, A.S., Roberts, R.G.(1996) - The effects of disequilibria in the uranium and thorium decay on burial dose rates in fluvial sediments. *Quaternary Science Reviews (Quaternary Geochronology)* 15, pp. 751-760.
- Olsen, H. (1988) – The architecture of a sandy braided-meandering river system: an example from the Lower Triassic Solling Formation (M. Buntsandstein), W. Germany. *Geol. Rdsgh.*, Estugarda, nº 77 (3), pp.797-814.
- Pereira, A.R. (1990) – *A Plataforma litoral do Alentejo e do Algarve Ocidental*. Dissertação de Doutoramento, Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, 450pp.
- Picard, M. D. e High, L. R. (1973) – Sedimentary structures of ephemeral streams. *Developments in Sedimentology*, Elsevier, 223p.
- Pimentel, N. L. (1997) – *O Terciário da Bacia do Sado. Sedimentologia e análise tectono-sedimentar*. Tese doutoramento. Universidade de Lisboa, 381p.
- Pinheiro, L. M.; Wilson, R. C. L; Reis, R. P.; Whitmarsh, R. B. e Ribeiro, A. (1996) –The Western Iberia Margin: A geophysical and geological overview. *Proc. Ocean Drilling Program Scientifics Results*, V. 149, s.l., pp.3-23.
- Platt, N. H. (1989a) – Continental sedimentation in a evolving rift basin: the Lower Cretaceous of the Western Cameros Basin (Norther Spain). *Sed. Geol.*, nº 64 (1 / 3), pp.91-109.

- Powers, M. C. (1953) – A new roundness scale for sedimentary particles. *J. Sedim. Petrol*, v.23, pp.117-119.
- Raffi, S. e Monegatti, P. (1993) – Bivalve taxonomic diversity throughout the Italian Pliocene as a tool for climatic-oceanographic and stratigraphic inferences. Proc. 1st RCANS Congr., Lisbon 1992. *Ciências da Terra (UNL)*, 12:45-50.
- Ramos, A. (2000) – *Organização e significado dos depósitos mais recentes do estuário do rio Mondego*. Tese Mestrado. Universidade de Coimbra.
- Ramos, A. e Cunha, P.P. (2004) – Facies associations and palaeogeography of the zancleanpiacenzian marine incursion in the Mondego cape-Nazaré area (onshore of Central Portugal). *Abstracts book of the 23rd International Meeting of IAS*, Coimbra, 227p.
- Ramos, A. e Sopena, A. (1983) – Gravel bars in low sinuosity streams (Permian and Triassic, Central Spain). *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, nº 6, pp.301-313.
- Reading, H. G. (1986) – *Sedimentary environments and facies*. 2ª ed. Blackwell. Oxford.
- Reineck, H. E. e Singh, I. B. (1973) – *Depositional sedimentary environments*. Springer – Verlag (Eds.).Berlin, 439p.
- Reis, R. P. (1979) – La Formation argilo-greaseuse et conglomératique de Senhora do Bom Sucesso (Portugal). Étude sédimentologique. *Memórias e Notícias*, Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, nº 87, Coimbra, pp.3-18.
- Reis, R. P. (1981) – *La sedimentation continentale du Crétacé terminal au Miocène sur la Bordadure Occidental du Portugal entre Coimbra e Leiria*. Th. 3ème cycle, Universidade de Nancy, I, 153p.
- Reis, R. P. (1983) – *A Sedimentologia de Depósitos Continentais. Dois Exemplos do Cretácico Superior-Miocénico de Portugal*. Tese de Doutoramento. Departamento de Ciências da Terra. Faculdade de Ciências e Tecnologia. Universidade de Coimbra.
- Reis, R. P.; Corrochano, A.; Bernardes, C. A.; Cunha, P. P. e Dinis, J. L. (1992) – O Meso-Cenozóico da Margem Atlântica Portuguesa. *III Congr. Geol. de España y VIII Congr. Latino-Americano de Geología*. Salamanca, Excursiones, pp.115-138.
- Reis R. P. e Cunha, P. P. (1989a) – Comparacion de los rellenos terciarios en dos regiones del borde occidental del Macizo Hespérico (Portugal Central). *Stv. Geol. Salamanca, Paleogeografía de la Meseta Norte durante el Terciário*. C. J. Dabrio (Ed.), Ediciones Universidad de Salamanca, vol. Esp. 5, pp.253-272.
- Reis, R. P.; Cunha, P. P. e Dinis, J. L. (1997) – Hipersubident Depositional Event Associated with a Rift Climax in Late Jurassic of Lusitanian Basin (W Portugal). *Com. IV Congr. de Jurássico de España*, Alcañiz, pp.101-103.
- Reis, R. P.; Dinis, J. L.; Cunha, P. P. e Trincão, P. (1996) – Upper Jurassic Sedimentary Infill and Tectonics of Lusitanian Basin (Western Portugal), *Georesearch Forum*, vols. 1-2, s.l., pp.377-386.
- Reis, R. P. e Duarte, L. V. (1990) – Les mécanismes prédominants dans la transférence des sédiments dans l'estuaire du Mondego. *Comptes Rendus, Symposium Internacional Litoral 1990*, Association Eurocoast, pp.141-144.
- Ribeiro, A. (1988) – A Tectónica Alpina em Portugal. *Geonovas*, v.10, pp.9-11.
- Ribeiro A. (1994) – Néotectonique du Portugal. *Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro*, pp.173-180.
- Ribeiro, P. (1998) – Estudo de deformações tectónicas plio-quadernárias no bordo meridional da estrutura diapírica de S. Pedro de Muel (Vale de Paredes – Marinha Grande). Dissertação de Mestrado, Dep. De geologia da FCUL, 107p.
- Ribeiro, A.; Antunes, M.; Rocha, R.; Soares, A. F.; Zbyszewski, G.; Moitinho de Almeida, F.; Carvalho, D. e Monteiro, J. (1979) – Introduction à la géologie générale du Portugal. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 114p.
- Ribeiro, A.; Cabral, J.; Baptista, R. e Matias, L. (1996) – Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics* 15, pp. 641-659.
- Ribeiro, A.; Quesada, C. e Dallmeyer, R.D. (1990) – Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In: Dallmeyer, R. D. & Martínez-García, E.; Eds, Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer Verlag, Berlin, pp. 397-410.
- Ribeiro, M. C. (1878) – Les Formations Tertiaires du Portugal. *Compte rendu du Congrès International de Géologie*, Paris.
- Ribeiro, P e Cabral, J. (1998) – Deformação de areias pliocénicas em Vale de Paredes (Marinha Grande) relacionada com actividade diapírica: encurtamento horizontal versus deslocamento vertical. *Geólogos*, 2, pp. 133- 134.
- Ribeiro, O. e Patrício, A. (1943) – Nótula Sobre os Terraços do Mondego nos Arredores de Coimbra. *Ciências Naturais*, Ass. Port. Progr. Ciências; 4º Congresso, V, 4ª sec., Porto, pp.188-194.
- Rocha, A. T. e Ferreira, J. M. (1943) – Estudo dos Foraminíferos Fósseis do Pliocénico da Região de Pombal. *Rev. da Fac. de Ciências da Universidade de Lisboa*. Lisboa, 2ª série, C, Vol. III (1), pp.129-156, 3 tab., 3 est.

- Rocha R. B.; Manuppella, G.; Mouterde, R.; Ruget, C. e Zbyszewski, G. (1981) – Carta geológica de Portugal na escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 19-C (Figueira da Foz). *Serviços Geológicos de Portugal*, 126p.
- Rocha, R. B.; Marques, J. F. e Soares, A. F. (1990) – Les Unités lithostratigraphiques du bassin lusitanien au Nord de l'accident de Nazaré (Trias-Aalenien). *Cahiers Univ. Cathl. Lyon*, Lyon, 4, pp.121-125.
- Rochette, A. (2004) – *Dinâmica de vertentes em montanhas ocidentais de Portugal Central*. Dissertação de Doutoramento, Universidade de Coimbra, 562pp.
- Rodrigues, M. L. (2007) – O Património Geomorfológico e o Maciço Calcário Estremenho. Simp. Ibero-Am. sobre Patrim. Geol., Arqueol. e Min. em Regiões Cársicas, 28Jun.a 1Jul., Batalha, 2p.
- Rust, B. R. (1972b) – Structure and process in a braided river. *Sedimentology*, nº 18 (3/4), pp.221-245.
- Rust, B. R. (1978) – Depositional models for braided alluvial. In Miall, A. D. (Ed.). *Fluvial sedimentology*. *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, nº 5, pp.605-627.
- Rust, B. R. e Jones, B. G. (1987) – The Hawkesbury Sandstone South of Sidney, Austrália: Triassic analogue for the deposit of a large braided river. *J. Sedim. Geol.*, 57 (2), pp.222-233.
- Santisteban, J.I. e Schulte, L. (2007) – Fluvial networks of the Iberian Peninsula: a chronological framework. *Quaternary Science Reviews*, 26, 22-24, pp. 2738-2757.
- Schumm, S. A. (1973) – Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. In Morisawa, M. (Ed.). *Fluvial geomorphology*. Binghamton, S. U. N.Y., Publications in Geomorphology, 4th Annual Meeting, pp.299-310.
- Schumm, S. A. (1977) – *The fluvial system*. Nova Iorque, Jonh Wiley, 338p.
- Schumm, S. A. e Parker, R. S. (1973) – Implications of complex response of drainage systems for Quaternary alluvial stratigraphy. *Nature*, nº 243, 99-100.
- Silva, C. M. (2001) – *Gastropodes Pliocénicos Marinhos de Portugal*. *Sistemática, Paleoecologia, Paleobiologia, Paleobiogeografia*. Tese Doutoramento. Universidade de Lisboa, 747p.
- Silva, C. M. (2003) – Posicionamento estratigráfico da malacofauna pliocénica marinha de Portugal. Implicações paleoceanográficas. *Actas 6º Cong. Nacional Geologia, Ciências da Terra*, v. Esp. 5, pp.20.
- Smith, N. D. (1974) – Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided outwashed stream. *J. Geol.*, nº 81, pp.205-223.
- Smith, N. D. (1980) – Braided Stream, Field Trip Guidebook supplement, 10th Annual Field Conference, Great Lakes Section. *Soc. Econ. Paleont. Min.*, 9p.
- Smith, S. A. (1990) – The sedimentology and accretionary style of an ancient gravel-bed stream: the Budleigh Salterton Pebble Beds (Lower Triassic), Southeast England. *Sediment. Geol.*, nº 67, pp.199-219.
- Soares, A. F. (1966) – Estudo das formações pós-jurássicas das regiões de entre Sargento-Mor e Montemor-o-Velho (margem direita do Rio Mondego). *Memórias e Notícias*, Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, vol. 62, pp.1-343, 1 carta.
- Soares, A. F. (1972) – Contribuição para o Estudo do Cretácico em Portugal (o Cretácico Superior da Costa de Arnes). *Memórias e Notícias*, Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, vol. nº 74, Coimbra, pp.1-56.
- Soares, A. F. (1980) – A Formação Carbonatada Cenomano-Turoniana na Região do Baixo Mondego. *Comunic.. Serv. Geol. Portugal*, t. 66, Lisboa, pp.99-109.
- Soares, A. F. (1984) – Breves noções de estratigrafia. *Geonovas*. Lisboa, nº6, pp.7-19.
- Soares A. F. (1999) – As unidades quaternárias e pliocénicas no espaço do Baixo Mondego (uma perspectiva de ordem). *Estudos do Quaternário*, v.2, pp.7-17.
- Soares, A. F.; Barbosa, B. P. e Reis, R. P. (1982) – Esboço de enquadramento cronostratigráfico das formações Pós-jurássicas da Orla Meso-Cenozóica Ocidental entre os paralelos de Pombal e Aveiro. *Memórias e Notícias*, Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, vol. 39, Coimbra, pp.77-91.
- Soares, A. F.; Cunha, L.; Marques, J. F. (1989) – Depósitos quaternários do Baixo Mondego. Tentativa de coordenação morfogenética. *Actas, II Reunião do Quaternário Ibérico*, Madrid, pp.803-812.
- Soares, A. F.; Cunha, L.; Marques, J. F.; Almeida, A. C. e Lapa, M. R. (1993) – Depósitos de vertente do Cabo Mondego – Integração no modelo evolutivo do Quaternário do Baixo Mondego. *Actas, III Reunião do Quaternário Ibérico*, Coimbra, pp.199-208.
- Soares, A. F. e Duarte, L. V. (1995) – A organização da Bacia Lusitaniana. O Ciclo Trias-Caloviano e o espectro das influências tectónicas e eustáticas. *Memórias e Notícias*, Mus. e Lab. Min. e Geol. Faculdade de Ciências. Universidade do Porto, nº 4. Porto, pp.139-142.
- Soares, A. F. e Gomes, C. (1997) – A Geologia do Baixo Mondego (Organização do Mesozóico). *Seminário do Baixo Mondego. Organização geossistémica e recursos naturais*, Faculdade de Ciências e Tecnologia e Faculdade de Letras. Universidade de Coimbra; Coimbra, pp.5-20.
- Soares, A. F.; Marques, J. F. e Rocha, R. B. (1985) – Contribuição para o conhecimento geológico de Coimbra. *Memórias e Notícias*, Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, v. 100, Coimbra, pp.41-72.
- Soares, A. F.; Ramos A. M. e Marques, J. F. (1998) – Os depósitos mais recentes da margem direita do Mondego. *Cadernos de Geografia*, nº17, pp.73-79.

- Soares, A. F. e Reis, R. P. B. P. (1984) – Considerações sobre as unidades litostratigráficas pós-jurássicas na região do Baixo Mondego. In *Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro*, Lisboa, pp.183-202.
- Soares, A. F.; Rocha, R. B.; Mouterde, R.; Elmi, S.; Ribeiro, A.; Ruget, Ch.; Marques, J. F.; Henriques, M. H.; Fernández López, S. e Carapito, M. C. (1987) – Biostratigraphie et évolution séquentielle du Bassin au Nord du Tage au cours du Lias et du Dogger – Excurtion A. *2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy*, Lisboa.
- Soares de Carvalho, G. (1982) – Notícia sobre eolização durante o Quaternário no litoral minhoto (Portugal). *Cadernos de Arqueologia*, nº 2: Estudos do Quaternário do litoral minhoto, pp.5-20.
- Soares de Carvalho, G. (1983) – Consequências do frio durante o quaternário na faixa litoral do Minho (Portugal). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, nº 5, VI Reunion do Grupo Español de Traballo de Quaternário, pp. 365-379.
- Soares de Carvalho, G. (1985) – Novos índices de ambiente periglacial no litoral do Minho (Portugal). *Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico*, Vol. I, Lisboa, Grupo de Trabalho Português para o Estudo do Quaternário, pp.27-36.
- Srivastava, S. P., Roest, W.R., Kovacs, L. C., Oakey, G., Lévesque, S., Verhoef, J. e Macnab, R. (1990) – Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184, pp.229-260.
- Soegard, K. (1990) – Fan-delta and braid-delta systems in Pennsylvanian Sandia Formation, Taos, Trough, Northern New Mexico: depositional and tectonic implications. *Geol. Soc. Am. Bull.*, nº 102, pp.1325-1343.
- Soegard, K. (1992) – Architectural elements of fan-delta complex in Pennsylvanian Sandia Formation, Taos, Trough, Northern New Mexico. In Miall, A. D. & N. Tyler (Eds.). *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments, and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Conc. Models Ser.*, pp.217-223.
- Steel, R. J. e Thompson, D. B. (1983) – Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates (Bunder Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. *Sedimentology*, nº 30 (3), pp.341-367.
- Tankard, A. J. e Welsink, H. J. (1988) – Extensional Tectonics, Structural Styles and Stratigraphy of the Mesozoic Grand Banks of Newfoundland. In Manspeizer W. (Ed.). *Triassic-Jurassic Rifting*, part A. *Develop. Geotectonics* nº 22, Elsevier, Londres, pp.130-165.
- Tapponier, P. (1977) – Evolution tectonique du system alpin en Méditerranée poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, v. 1(3), pp.437-460.
- Teixeira, C. (1948) – Les dépôts modernes du litoral portuguais au Nord de Leiria. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Porto, vol. VII (1-2), pp.83-94, 3 est.
- Teixeira, C. (1979) – O Plio-Plistocénico de Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*. Lisboa. t. 65, pp.35-46.
- Teixeira, C e Assunção, C.T. (1963) – Carta Geológica de Portugal – Notícia Explicativa de Folha 13-C, *Serviços Geológicos de Portugal*, 18pp.
- Teixeira, C. e Gonçalves, F. (1980) – *Introdução à Geologia de Portugal*. Instituto Nacional de Investigação Científica, Lisboa, 31p.
- Teixeira, C. e Zbyszewski, G. (1951) – Note sur le Pliocène de la région à l’ouest de Pombal. *Comunic. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, T. XXXII (1), pp.295-302, 1 Esb. Geológico.
- Teixeira, C. e Zbyszewski G. (1954) – Contribution à l’étude du litoral pliocène au Portugal”. *C. R. de la XIX ème Session du Congrès International de Géologie*, Argel, Section XIII, fasc. XIII pp.275-284, 1 fig.
- Tonicher, P. M. C. (1998) - *Estratigrafia e Paleobiologia do Cenomaniano-Turoniano – O significado do eixo da Nazaré-Leiria –Pombal*. Tese de Doutoramento. Departamento de Ciências da Terra. Faculdade de Ciências e Tecnologia. Universidade de Coimbra.
- Törnqvist, T.E. (1998) – Longitudinal profile evolution of the Rhine Meuse system during the last deglaciation: interplay of climate change and glacio eustasy? *Terra Nova* 10, pp.11–15.
- Trevisan (1950) – Genèse des terrasses fluviales en relation avec les cycles climatiques. *Comp. Rendu Congr. Int. Geogr.* Lisbonne, v. 2, pp.5111-528.
- Tricart, J. (1947) – Méthode d’étude des terrasses. *Bull. Soc. Geol. France*, Paris, nº 5 serv., XVII, pp.559-575.
- Tricart, J. (1977) – Précis de Geomorphologie. *Geomorphologie Dynamique Generale*, Soc. Ed. d’Enseignement Sup., Paris, nº 2, 345.
- Trigo, R.M e C.C DaCâmara (2000). “Circulation Weather Types and Their Influence on the Precipitation Regime in Portugal”. *International Journal of Climatology*, Royal Meteorological Society, pp1559-1581.
- Thompson, W. O. (1937) – Original structures of beaches, bars and dunes. *Bull. Geol. Soc. Am.*, nº 48, pp.723-752.
- Torres, J. A. (1994) – *Estratigrafia - pincípios y métodos*. Editorial Rueda, Madrid, 806p.

- Tucker, M. (1996) – Techniques in Sedimentology. Blackwell. Oxford.
- Turner, B. R. e Moro, M. (1987) – Channel formation and migration by mass-flow process in the Lower Carboniferous fluvialite Fell Sandstone Group, Northeast England. *Sedimentology*, nº 34 (6), pp.1107-1122.
- Taylor (1868) – On the formation of deltas and on evidence and cause of great changes in the sea-level during glacial period. *Geol. Mag*, Londres, nº 5.
- Vieira, A. e Cunha, L. (2006) – Património geomorfológico – de conceito a projecto. O Maciço de Sicó. *Publ. Assoc. Portug. Geomorf.*, v. 3, pp.147-153.
- Walker, R. G. (1975) – Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geol. Soc. Am. Bull.*, nº 86.
- Walker, R. G. e James, N. P. (1992) – *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, St. Jones, Newfoundland.
- Wallinga, J. (2002) - Optically stimulated luminescence dating of fluvial deposits: a review. *Boreas*, pp.303 – 322.
- Ward, D.; Spotila, J.; Hancock, G. e Galbraith, J. (2005) – New constraints on the late Cenozoic incision history of the New River, Virginia. *Geomorphology*, 72, 1-4, pp.54-72.
- Westaway, R. (2007) – Late Cenozoic uplift of the eastern United States revealed by fluvial sequences of the Susquehanna and Ohio systems: coupling between surface processes and lowercrustal flow. *Quaternary Science Reviews*, 26, Issues 22-24, pp.2823-2843
- Wilson, R. C. L. (1979) – A Reconnaissance Study of Upper Jurassic Sediments of the Lusitanian Basin. *Ciências da Terra*; Universidade Nova de Lisboa, nº 5, Lisboa, pp.53-84.
- Wilson, R.C.L.; Hiscott, R.N.; Willis, M.G.; e Gradstein, F.M. (1989) – The Lusitanian Basin of west-central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphic and subsidence history. In Tankard, A.J., and Balkwill, H.R. - *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. AAPG Mem., 46, pp.341-361.
- Wilson, R. C. L.; Hiscott, R. N.; Willis, M. G. e Gradstein, F. M. (1990) – The Lusitanian Basin of West Central Portugal; Mesozoic and Tertiary Tectonic, stratigraphic and Subsidence History”. In Tankard A. & H. Balkwill (Eds.). *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins.*, Amer. Assoc. Petr. Geol. Mem., vol. 46; Nova Iorque, pp.341-361.
- Wintle, A.G. (1973) - Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples. *Nature*, 245, pp.143-144.
- Wintle, A.G., 1997. Luminescence dating: laboratory procedures and protocols. *Radiation Measurements* 27, pp. 769-817
- Wright, V. P. (1985) – Algal marsh deposits from the Upper Jurassic of Portugal”. In *Paleoalgology: contemporary research and applications*. D. P. Tommey & M. H. Nitecki (Eds.), Springer-Verlag, Berlin, pp.333-340
- Zbyszewski, G. (1947) – Note sur l’existence au Portugal d’une tectonique salifère pliocène. *Comun. Congr. Ass. Española*, Las Ciencias, Cordova, Ano XIII (1), 21p., 6 figs.
- Zbyszewski, G. (1949) – Contribution à la connaissance du Pliocène portugais. *Comunic. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. XXX, 24p., est. I-VII.
- Zbyszewski, G. (1959) – Étude structural de l’aire typhonique de Caldas da Rainha. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, N. S., nº 3, Lisboa, 184p.
- Zbyszewski, G. (1967) – Estudo geológico da bacia dos lignitos de Rio Maior. *Est. Notas. Trab. do Serviço Fomento Mineiro*, v. 17.
- Zbyszewski, G. e Faria, J. B. (1971) – Ocorrências de lignito no Pliocénico da região de Pombal. *Bol. Minas*, Lisboa, Vol. 7, nº 4-5, 5p. 1 fig.

Cartografia de apoio:

“Carta Militar de Portugal”, 1:25000, folhas nº 227-B, 228, 229, 238-A, 239, 240, 248-B, 249, 250, 260, 261, 262, 272, 273, 274, 284, 285, 286, 296, 297, 298, 306-B, 307, 308, 309, 316, 317, 318 e 319, Instituto Geográfico do Exército, Lisboa.

“Carta Geológica de Portugal”, 1: 50000, folhas nº 19-A, 19-C, 22-B, 22-D, 23-A, 23-C, 26-B e 27-A, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

Referências WWW

<http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs.html>

<http://www.ign.es/ign/es/IGN/SisCatalogo.jsp>

<http://arcscripsts.esri.com/details.asp?dbid=14234>

http://www-odp.tamu.edu/publications/166_SR/chap_16/c16c16_f2.htm