Maria da Assunção Ferreira Pedrosa de Araújo

Evolução Geomorfológica da Plataforma Litoral da Região do Porto

Dissertação apresentada à Faculdade de Letras da Universidade do Porto para obtenção do grau de Doutora em Geografia Física

Porto

- 1991 -

"La Terre nous en apprend plus long sur nous que tous les livres. Parce qu'elle nous résiste. L'homme se découvre quand il se mesure avec l'obstacle."

A. de Saint-Exupéry

ÍNDICE

Prefácio **7**

0.1 - Apresentação do trabalho 7
0.2 - Agradecimentos 9

PARTE I: APRESENTAÇÃO GERAL DA ÁREA **11**

Capítulo 1 – Introdução 12

1.1 - O conceito de plataforma litoral 12
1.2 - Caracterização geral da plataforma litoral da região do Porto e discussão preliminar sobre a respectiva génese 13
Em síntese 16

Capítulo 2 – Justificação e delimitação da área escolhida 17

Capítulo 3 - O Relevo da área estudada 21

3.1 - O contraste entre a plataforma litoral e o "relevo marginal": comparação entre a área a norte e a sul do Douro 21
3.2 - O desenvolvimento da plataforma litoral nos diferentes sectores da área em estudo: análise de perfis topográficos elaborados a partir das cartas 1:25.000 24
3.3 - Delimitação e caracterização de compartimentos na área em estudo 28
Em síntese: 33

Capítulo 4 - Caracterização climática 35

4.1 - Variação da temperatura nas estações de Stº Tirso, S. Gens e Serra do Pilar 35
4.2 - A influência da circulação atmosférica 39
4.3 - A precipitação 44
4.4 - A agressividade do clima em termos geomorfológicos. A importância das acções antrópicas 48
4.5 - Regime dos ventos e dinâmica marinha 50
4.6 - Regime dos ventos e orientação dos sistemas dunares 52
4.7 – Especificidade do clima litoral 53
4.8 - Algumas hipóteses sobre o ambiente climático na plataforma litoral durante o Plistocénico 53

Capítulo 5 - Evolução das concepções sobre a geomorfologia do litoral norte da Península Ibérica 56

5.1 - Trabalhos publicados antes de 1960 56
5.2 - Trabalhos publicados a partir de 1960 64
Em síntese: 69

Capítulo 6 - Litologia e estrutura geológica 71

6.1 - A evolução dos conceitos sobre a Geologia da área 71
6.2 - As regiões estruturais e a litologia da área de trabalho 73
Maciço Hespérico - Zona de Ossa-Morena 76
Maciço Hespérico - Zona Centro-Ibérica 78
Orla Meso-Cenozóica Ocidental 84
Em síntese: 85

Capítulo 7 - Evolução geológica ante-mesozóica 86

7.1 - Caracterização geral e zonalidade no orógeno hercínico Ibérico 86
7.2 - Tentativa de reconstituição paleogeográfica do ciclo hercínico 88

a) Período "geossinclinal" (entre o Precâmbrico superior e o Devónico médio=250 MA). 89
b) Tectogénese (entre Devónico médio e Vestfaliano superior=80 MA). 90
c) Período post-tectónico (Vestfaliano superior e Pérmico superior=60 MA) 91
7.3 - Fracturação tardi-hercínica 91
I - Na primeira fase a direcção de compressão máxima é praticamente Norte/Sul. 91
II - A direcção de compressão máxima passa a ser Este/Oeste. 92
Em síntese: 92

Capítulo 8: A evolução post-hercínica 93

8.1 - O enquadramento tectónico da evolução da plataforma continental portuguesa: a formação da cobertura epi-hercínica e a abertura do Oceano Atlântico 94
8.2 - Características gerais da plataforma continental portuguesa 95
8.3 - A plataforma continental do norte de Portugal 96
8.4 - A evolução geomorfológica na margem ocidental ibérica durante o Terciário 97
8.5 - A neotectónica 99
8.6 - A evolução da plataforma continental portuguesa no fim do Würm e no Holocénico 101

PARTE II: PROBLEMAS E MÉTODOS DE TRABALHO 105

Capítulo 9 - Problemática da evolução quaternária dos litorais 106

9.1 - Definição do conceito de Quaternário 106
9.2 - A Variação climática durante o Quaternário 108
9.3 - As variações eustáticas 110
9.4 - O diastrofismo Quaternário 112
9.5 - Dificuldade de datação dos fenómenos 114
1 - Métodos que permitem calcular idades absolutas 115
2 - Métodos que estabelecem equivalência de idades, através do uso de horizontes característicos 118
3 - Métodos que estabelecem a antiguidade relativa com base nos processos de alteração química 118
9.6 - Estratigrafia e correlação espacial no Quaternário 119
Em síntese: 122

Capítulo 10 - Problemas específicos postos pelo estudo da plataforma litoral da região do Porto 123

10.1 - Análise crítica da representação dos depósitos "plio-plistocénicos" na cartografia geológica existente 123
10.2 - A identificação da origem dos depósitos 124
10.3 - Problemas relacionados com a conservação dos depósitos 126
10.4 - A influência da neotectónica 129
10.5 - O papel do trabalho de campo 131
10.6 - Ensaio de cartografia geomorfológica: os objectivos e os critérios adoptados 132
a) Definição da área e dos objectivos da cartografia 132
b) - Os critérios seguidos para a elaboração do esboço geomorfológico 133

Capítulo 11 - Processos e critérios de análise granulométrica e morfoscópica 141

11.1 - Tratamento estatístico, com recurso a um apoio informático, dos resultados das análises 142
11.2 - Processos de análise granulométrica 143
Dimensões 147
Designação 147
11.3 - A análise granulométrica e a identificação da origem dos depósitos 148
11.4 - A análise morfoscópica. Génese dos diferentes aspectos de superfície dos grãos de quartzo 156
11.5 - A morfoscopia e o processo de identificação da origem dos depósitos 161
Em síntese: 165

Capítulo 12 - Mineralogia da fracção fina e análise dos minerais pesados 167

12.1 - Hidrólise dos silicatos 168

12.2 - Conceitos de herança, rejuvenescimento, degradação, agradação e neoformação dos minerais de argila 169
12.3 - A influência do clima e da situação tectónica na pedogénese. 171
A pedogénese nos climas de tipo atlântico 171
Pedogénese e solos das regiões de clima mediterrânico e sub-árido 172
Solos ferruginosos das regiões subtropicais 173
Pedogénese nas regiões tropicais. 174
Quadro 12.I 175
12.4 - A influência dos meios de sedimentação e da diagénese 175
Depósitos fluviais 176
Depósitos de estuário 176
Depósitos marinhos 176
Evolução dos minerais argilosos durante a diagénese 177
12.5 - Análise dos resultados obtidos 177
12.6 - A variação da cristalinidade dos minerais: fenómenos de neoformação e de herança 185
12.7 - Algumas conclusões paleoclimáticas 187
12.8 - Análise dos minerais pesados 190
12.9 - A origem dos depósitos e o respectivo conteúdo em minerais pesados. Os depósitos fluviais e marinhos actuais 194
Em síntese: 203

PARTE III: EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA ANTE-WÜRMIANA 204

Capítulo 13 - Caracterização geral e diferenciação sedimentológica e espacial nos depósitos "plio-plistocénicos" 205

13.1 - Os depósitos "plio-plistocénicos": a análise morfoscópica das suas areias e a identificação do respectivo ambiente de sedimentação 206
13.2 - A variação da percentagem de fracção fina 212
13.3 - A composição mineralógica da fracção fina dos depósitos 217
13.4 - Algumas conclusões a extrair da análise mineralógica da fracção fina dos depósitos 227
13.5 - A contribuição dos minerais pesados para a análise da idade relativa dos depósitos 228
Em síntese: 235

Capítulo 14 - Os depósitos "plio-plistocénicos" e a evolução geomorfológica correlativa 236

14.1 - Tentativa de correlação estratigráfica dos depósitos de fácies fluvial dos patamares mais elevados da plataforma litoral 237
Iª fase 237
Fase I-A 242
Quadro 14.I 243
Fase I-B 243
Fase I-C 244
14.2 - Evolução geomorfológica correlativa da formação dos depósitos da fase I 246
14.3 - Os depósitos da Fase II e o seu significado geomorfológico 251
Fase II-A 252
Fase II-B 253
14.4 - Relações existentes entre os depósitos das fases II-A e II-B e seu significado geomorfológico 254
14.5 - Algumas observações sobre a precariedade das reconstituições geomorfológicas 256
14.6 - A influência da proximidade do litoral nos depósitos fluviais da plataforma litoral 258
Quadro 14.III 270
Tentativa de correlação estratigráfica dos depósitos fluviais fósseis da área estudada 270
14.11 - Os depósitos marinhos fósseis: caracterização dos grupos definidos através de critérios morfoscópicos 292
14.12 - Tentativa de definição do escalonamento-tipo dos depósitos marinhos fósseis: análise do escalonamento dos depósitos marinhos da região de Mindelo-S. Paio e de Lavadores. 299
14.13 - Caracterização sedimentológica dos diferentes níveis de depósitos marinhos fósseis 305
14.14 - Variações altimétricas nos depósitos correspondentes a um mesmo nível marinho. Hipóteses de movimentação neotectónica 310

14.15 - Relações entre os depósitos fluviais e marinhos fósseis 316
14.16 - Evolução geomorfológica do final do Cenozóico: tentativa de enquadramento cronostratigráfico 320

PARTE IV: EVOLUÇÃO FINI-PLISTOCÉNICA E HOLOCÉNICA 327

Capítulo 15 - Fenómenos de eolização e de solifluxão aparentemente relacionados com a existência dum ambiente periglaciar no final do Würm 328

15.1 - Evolução das ideias sobre a formação de cobertura. O problema da sua atribuição cronostratigráfica 329
I - Com elementos grosseiros:.....330
II - Sem elementos grosseiros:.....330
15.2 - A variação na composição dimensional das amostras.....334
15.3 - A calibragem da formação de cobertura.....340
15.4 - Condições climáticas contemporâneas da formação areno-pelítica. A crioclastia e a produção de partículas finas 346
15.5 - A morfoscopia e a origem das areias da formação de cobertura.....349
15.6 - Origem do material da fracção grosseira.....360
a - Formação de cobertura com elementos angulosos. 360
b - Formação de cobertura com calhaus rolados.....361
15.7 - Processos e condições de formação da cobertura areno-pelítica.....362
a) - Condições climáticas 362
b) - Condições de ordem litológica.....365
c) - O declive necessário e a extensão dos fenómenos solifluxivos 366
15.8 - A existência de diversos níveis dentro dos cortes da formação de cobertura 367
15.9 - Depósitos eólicos fósseis anteriores à formação de cobertura 368
15.10 - Resultados do remeximento, de origem antrópica provável, na formação de cobertura.....374
15.11 - Depósitos em situação estratigráfica equivalente à da formação de cobertura 376
15.12 - Depósitos eólicos posteriores à formação de cobertura. Discussão da respectiva posição estratigráfica 379
Em síntese: 384

Capítulo 16 - Os depósitos da região de Silvalde-Maceda: sistemas eólicos e lagunares fósseis do final do Würm e do Holocénico 387

16.1 - Descrição dos depósitos encontrados 388
16.2 - Sistemas eólicos actuais e fósseis: caracterização morfoscópica e evolução pedogenética.....390
16.3 - Definição e caracterização dos sistemas dunares existentes na área em estudo: comparação com modelos teóricos 409
16.3.1 - Modelos teóricos sobre a formação e evolução das dunas 409
a) - *Nebkas* e dunas costeiras 409
b) - Dunas livres: barkhans e dunas transversais 411
c) - Dunas entravadas: parabólicas e longitudinais.....411
16.3.2 - Comparação dos modelos teóricos com a situação encontrada na região a sul de Esmoriz412
Dunas NNO/SSE a NNE/SSO 417
Dunas com sorraipa.....419
16.4 - Analogias e diferenciação nos sistemas eólicos encontrados.....420
1 - Duna mais antiga, com sorraipa, por vezes com horizontes *gley*.....424
2 - Dunas de direcção NNO/SSE a NNE/SSO.....424
3 - Dunas subactuais 424
4 - Dunas actuais.....424
16.5 - Dificuldades na correlação entre os depósitos eólicos e outras formações presumivelmente würmianas ou holocénicasError! Bookmark not defined. 425
16.6 - Tentativa de correlação entre os fenómenos periglaciares e os depósitos eólicos da região de Cortegaça 428
16.7 - Tentativa de enquadramento paleo-climático e cronostratigráfico dos depósitos eólicos e lagunares da região de Silvalde-Maceda 430
7.1 - Depósitos eólicos.....430

16.7.2 - Depósitos lagunares 432
16.8 - Os fenómenos periglaciários würmianos. As dunas e depósitos lagunares do Holocénico: tentativa de síntese 435
1 - Primeiro período de eolização (anterior a 18.000 BP) 435
2 - Fase húmida intermédia (entre 18.200+900 BP e 16.000 BP) 436
3 - 2ª fase de eolização (cerca de 11.650 BP) 436
4 - Máximo da transgressão flandriana (por volta de 5.000 BP) 436
5 - Fase regressiva 437
6 - Fase transgressiva anterior ao século XII 438
7 - Fase regressiva correspondente à "pequena idade glaciar" 438
8 - A fase transgressiva actual 439
Observações finais: 440

CONCLUSÃO 441

Capítulo 17 - Algumas conclusões. Problemas em suspenso 442

17.1 - A importância do enquadramento estrutural 442
17.2 - Depósitos fluviais situados a cotas superiores a 50m (fim do Terciário-Quaternário antigo) 447
17.3 - Depósitos geralmente marinhos situados a uma cota inferior a 40m (Quaternário médio a superior) 451
17.4 - Formações do Würm e do Holocénico 455
Quadro 17.I: Tentativa de enquadramentocronostratigráfico dos depósitos estudados 463

Bibliografia de carácter metodológico 464

Bibliografia referente à Península Ibérica 478

Cartografia utilizada 498

Cartas topográficas 498
Fotografias aéreas 498
Cartas Geológicas e Geomorfológicas 498

Índice das figuras 499

Fig. 499
Pág. 499

PREFÁCIO

0.1 - Apresentação do trabalho

A dispersão por diversas actividades que acontece a quase todos os recém doutorados impediu-nos de ter a disponibilidade de tempo e a concentração de espírito necessária para preparar uma versão impressa.
Trata-se de uma tarefa que sentimos não dever adiar por mais tempo sob pena de a inevitável desactualização das fontes se tornar intolerável, obrigando a uma reformulação total do trabalho.
As ideias de base parecem-nos válidas ainda hoje e por isso mantemos a maior parte do texto. Optámos por simplificá-lo, na medida do possível, extraindo alguns parágrafos de duvidosa utilidade. Temos consciência da desactualização de algumas fontes. Porém, uma nova pesquisa bibliográfica transformaria este trabalho, que queremos que seja de revisão, numa re-escrita integral da tese. E, para isso, infelizmente, falta-nos o tempo e o fôlego. Por isso, as actualizações bibliográficas serão relativamente limitadas e corresponderão, tão somente, àquelas espécies de que temos conhecimento, sem implicar uma nova pesquisa dirigida especificamente no sentido da actualização bibliográfica.

O presente trabalho está dividido em capítulos, subdivididos em parágrafos.
Os capítulos correspondem à divisão fundamental, à qual se referem os parágrafos, as figuras, as fotografias e os quadros. Cada um destes elementos é indicado a partir do número do capítulo, seguido de um ponto e do respectivo número de ordem.

Alguns dos quadros, quando são de pequenas dimensões e nos pareceram úteis para a compreensão do texto, estão incluídos no mesmo. Nesse caso são referenciados através do número do capítulo e de números romanos (exemplo: quadro 3.I).
Os quadros maiores, que funcionam mais como apoio para a leitura e interpretação das figuras do que para a leitura do texto, estão reunidos num volume anexo, e são referenciados através do nº do capítulo e duma letra do alfabeto (exemplo: quadro 3.A).

As referências externas de uns para outros capítulos são realizadas, não através do número de página, mas pela indicação do capítulo e (ou) do respectivo parágrafo. Este processo permite-nos uma referência simultaneamente rápida e mais segura do que se fosse realizada através dos números das páginas, cujas variações são de controlo mais difícil.

A bibliografia foi um excelente instrumento de trabalho. Atendendo ao contraste entre o tipo de consulta das obras de carácter geral e metodológico (que foram utilizadas de um modo mais aleatório) e dos trabalhos referentes à Península Ibérica que foram, geralmente, lidos na íntegra, pareceu-nos útil estabelecer uma destrinça entre estes dois tipos de elementos bibliográficos.

Por outro lado, pareceu-nos correcto referir todos os elementos utilizados, independentemente de terem sido ou não citados no texto.
Pensamos, que, deste modo, poderíamos fornecer uma bibliografia de base que possa vir a ser útil a outros investigadores que estudem problemas idênticos, ou, eventualmente, a mesma área.
Além disso, mesmo quando não citadas no texto, as obras constantes da bibliografia foram consultadas quotidianamente através da respectiva síntese registada no computador.
Deste modo, ajudaram à nossa formação em determinadas matérias e, nessa medida, acabaram por influenciar o presente trabalho. Assim, não nos parecia justo omiti-las.

Tentámos que, na medida do possível, cada capítulo constituísse uma unidade com uma certa independência relativamente aos outros e que, deste modo, pudesse ser compreendido sem a necessidade de recorrer à sua consulta.
Este tipo de estrutura apresenta o risco óbvio de comportar eventuais repetições. Assumimos esse risco, esperando, deste modo, facilitar a consulta parcial do texto.

As introduções teóricas que levámos a efeito são consequência do processo de aprofundamento da nossa informação sobre os temas respectivos. Destinam-se, além disso, a facilitar a consulta de não especialistas, a quem o desconhecimento do significado de certos termos técnicos poderia dificultar a leitura.
Além disso, elas permitem-nos definir a nossa posição relativamente aos problemas e justificar as opções feitas no desenvolvimento posterior do trabalho.
Por tudo isso, pareceu-nos que seriam de manter. Nesta versão impressa, elaborada cerca de 10 anos depois da primitiva, tentámos fazer algumas actualizações e cortes que aligeirassem o texto sem comprometer a clareza e o carácter didáctico que nos parece ser fundamental numa obra que poderá ser consultada por especialistas mas também por estudantes em busca de textos acessíveis e… em português.

Em diversos autores (G. S. Carvalho, 1981; M. Campy e J. Châline, 1987) encontrámos uma crítica, que nos parece muito pertinente, da tendência para o estabelecimento de cronologias "custe o que custar", como se fosse esse o principal objectivo dum trabalho sobre o Quaternário.
Todavia, apesar de assumirmos o seu carácter hipotético, sugerimos algumas propostas para a atribuição estratigráfica de alguns dos depósitos estudados, sempre que elas evidenciavam uma certa consonância com os resultados obtidos por outros investigadores.
Além disso, segundo nos parece, essas propostas permitem avaliar a coerência do "*puzzle*" que tentámos construir, mostrando como as propostas de datação dos diversos depósitos se articulam entre si.
Temos consciência de que estas propostas de datação estão longe de ser definitivas, mas deverão estar, pelo contrário, num permanente processo de revisão.
Apesar disso, parece-nos mais correcto apresentar as hipóteses que nos parecem pertinentes do que escamoteá-las, numa atitude prudente em demasia.
Será fácil criticar o peso que os métodos sedimentológicos apresentam neste trabalho. É um risco que assumimos. A verdade é que, numa área tectonicamente activa, em que os depósitos são múltiplos, não nos pareceu conveniente uma abordagem baseada exclusivamente em critérios geomorfológicos.

Utilizando os métodos sedimentológicos, limitámo-nos a tentar aproveitar, da maneira que nos pareceu mais adequada, os meios que existiam à nossa disposição para fazer a interpretação do relevo.
Por isso, sempre que eles existiam, privilegiámos o estudo dos depósitos correlativos.

Todas as análises granulométricas e morfoscópicas são de nossa exclusiva responsabilidade e foram realizadas no Laboratório de Geografia Física da FLUP.
É também de nossa responsabilidade exclusiva o trabalho de dactilografia e de desenho.

0.2 - Agradecimentos

O trabalho que agora apresentamos foi realizado com o apoio e a ajuda de várias pessoas, a quem queremos, neste momento, expressar a nossa gratidão.

Lembramos a memória do Doutor Fernandes Martins, cuja extrema lucidez e espírito crítico marcou para sempre a nossa formação e cuja compreensão dos processos e da sua dialéctica não mais esqueceremos.

Para o Prof. Ilídio do Amaral vai o nosso grato reconhecimento pela ajuda, longa de vários anos, a paciência e a forma generosa como orientou e leu quase todo o nosso trabalho.

O Prof. Gaspar Soares de Carvalho constitui, para nós, um exemplo vivo da permanente actualização e inconformismo que devem caracterizar todo o investigador. Para além disso, temos que lhe agradecer o incentivo, o acompanhamento do nosso trabalho de campo, e a leitura crítica, plena de sugestões enriquecedoras, que fez do texto.

Queremos exprimir a nossa gratidão à Profª. Rosa Fernanda Moreira da Silva pelo apoio que nos dispensou ao longo da nossa carreira como docente da FLUP, e pela muita amizade com que nos ajudou, especialmente na fase de acabamento desta dissertação.

Estamos profundamente gratos à Profª. Suzanne Daveau por ter acedido a fazer uma leitura crítica do texto, bem como pelo apoio e estímulo que nos dispensou numa fase particularmente difícil do nosso trabalho.

Do mesmo modo, agradecemos ao Prof. Fernando Rebelo as sugestões que nos deu após a sua leitura da redacção provisória do texto.

Queremos, ainda, exprimir o nosso reconhecimento:

- Aos Drs. A. Casal Moura e J. M. Grade do Laboratório da D-G. G. M.;
- Ao Doutor Eurico Pereira (D-G. G. M);
- Ao Profs. António Ribeiro e João Cabral da Fac. Ciências de Lisboa;
- Ao Prof. Galopim de Carvalho;
- Ao Dr. Armando Moura, do Parque Natural da Ria Formosa,

pela preciosa ajuda que, em diversas ocasiões, nos prestaram.

A todos aqueles, Amigos e Colegas que, em qualquer momento, nos deram uma palavra de ânimo, ou nos forneceram uma informação útil, esperamos que se sintam

compensados por saberem que só com a colaboração de **todos** este trabalho se tornou possível.

PARTE I:

APRESENTAÇÃO

GERAL DA ÁREA

Capítulo 1 – Introdução

1.1 - O conceito de plataforma litoral

Num estudo sobre a plataforma litoral da região do Porto, parece-nos pertinente começar por definir o conceito de "plataforma litoral". Para isso parece-nos que devemos começar por questionar, dum modo genérico, o sentido do termo "plataforma".

Se aceitarmos os três grandes tipos de unidades estruturais que J. Tricart (J. Tricart, 1968, p. 73) considera existirem à superfície do Globo (fundos das bacias oceânicas, plataformas e áreas geossinclinais), torna-se evidente que a plataforma litoral em estudo se deve incluir dentro das **áreas de plataforma**. Segundo este autor, as plataformas definem-se como:

- "áreas continentais rígidas e estáveis, (...) submetidas por vezes a rupturas, constituídas pelo Sial, coberto ou não de sedimentos".

Mais adiante (p. 168), contrariando a ideia de uma estabilização excessiva que a definição acima citada poderia dar, acrescenta:

- "Essas pulsações lentas da crusta terrestre, interrompidas de tempos a tempos por paroxismos mais violentos acompanhados, muitas vezes, de fracturas, ritmam a evolução geomorfológica das plataformas".

Todavia, o conceito de plataforma litoral não se esgota na circunstância de se tratar de uma área de plataforma. O facto de existir uma plataforma a circundar quase todo o litoral português (S. Daveau, 1977) significa que essa localização apresenta implicações genéticas.

A semelhança existente com "plataforma de abrasão" (*plateforme d'abrasion, wave-cut platform*), noção definida e discutida com frequência em vários dicionários consultados, (cf. H. Baulig, 1956; F. J. Monkhouse, 1970; P. George, 1974) pode, com efeito, gerar alguma confusão.

Percorrendo vários autores, quer de língua inglesa, quer de língua francesa, verifica-se que o conceito de "plataforma litoral" (*plateforme littorale, coastal platform*) normalmente não é definido, embora seja, por vezes, utilizado.

No "*Glossário de termos usados em Geomorfologia Litoral*" (M. E. Moreira 1984), plataforma litoral define-se como:

- "antigas plataformas de abrasão que actualmente se encontram a cotas diferentes do nível do mar, submersas ou emersas, correspondendo respectivamente a fases de transgressão e de regressão marinhas".

A. B. Ferreira, em 1978, dedica um capítulo do seu trabalho à "margem atlântica", estudando nomeadamente "a plataforma litoral e o seu rebordo interior".

Também M. Feio (1983, em reedição da obra publicada pela primeira vez em 1949) fala de planície litoral (*plaine littorale*), dizendo, a propósito da "planície litoral" alentejana, que ela tem "5-20 km de largura e mais de 100 km de comprimento, atingindo a altitude máxima de 150m e descendo suavemente para o mar".

Perante esta descrição da "planície litoral" não nos restam dúvidas de que o conceito é idêntico ao de "plataforma litoral", mais usado modernamente.

Em "*L'évolution geomorphologique Quaternaire au Portugal*", S. Daveau (1977), apresenta uma noção de plataforma litoral que nos parece bastante adequada ao conhecimento que temos do desenvolvimento da plataforma litoral em várias zonas do país:

-"O litoral português é circundado em toda a sua extensão (...) por uma plataforma muito regular, coberta de depósitos marinhos e onde os cursos de água entalham, por vezes, verdadeiras gargantas. A sua altitude, que se situa, em geral, entre 100 e 200m, pode baixar até ao nível do mar ou elevar-se até perto de 400m (M. Feio, 1952). A plataforma é frequentemente limitada para o interior por um rebordo escarpado. Tratar-se-á duma antiga arriba, contemporânea do seu modelado, ou duma escarpa de falha posterior? Acumulam-se pouco a pouco observações contraditórias a esse respeito (...)".

A pertinência desta interrogação obriga-nos a tentar caracterizar o conceito em análise de um modo mais aprofundado.

1.2 - Caracterização geral da plataforma litoral da região do Porto e discussão preliminar sobre a respectiva génese

Como é natural, a plataforma litoral corresponde a uma área em que predominam as superfícies aplanadas e que se situa na proximidade da linha de costa.

Esta localização sugere uma certa relação entre o aplanamento e a proximidade do nível do mar. Daí, por vezes, a identificação dessas superfícies como plataformas de abrasão (M. E. Moreira, 1985).

A plataforma litoral na região do Porto corresponde a um conjunto de patamares escalonados, descendo para o mar a partir de uma linha de relevos que designaremos como "relevo marginal"[1], que corresponde ao "rebordo interior da plataforma" segundo A. B. Ferreira, 1978 (fig. 1.1).

O "relevo marginal" só é atravessado pelos cursos de água mais importantes (Ave, Este, Leça, Douro). Sobretudo no sector a sul do Douro, na sua base, nascem vários cursos que se limitam a percorrer a plataforma litoral.

[1] A nossa designação de "relevo marginal" foi, de certo modo, inspirada no texto de G. Zbyszewski, a partir da noção de "deformação marginal", e por analogia com o nome dado ao "maciço marginal de Coimbra" (S. Daveau, 1976, 1985, 1986).
Esse facto implica, naturalmente, uma certa concepção quanto à origem desse relevo, concepção cujo desenvolvimento será um dos objectivos fundamentais do presente trabalho.

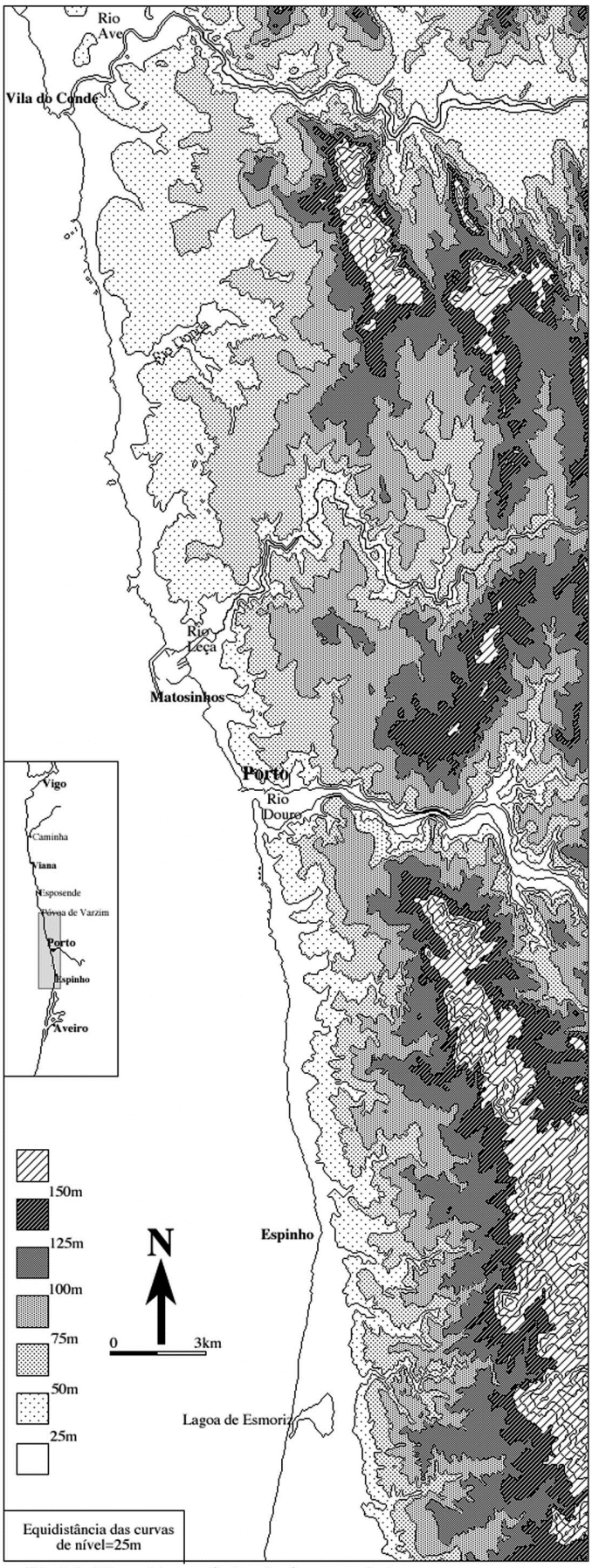


Fig 1.1: Mapa hipsométrico da área estudada (baseado nas curvas de nível da carta corográfica de Portugal. Escala original: 1:50.000)

Enquanto que os rios principais cortam transversalmente o "relevo marginal", os seus afluentes e ribeiros de menor importância, ou nascem na base dele (o que se verifica, sobretudo, na área a sul do Douro), ou correm paralelamente aos seus elementos (cf. fig. 1.1, a norte do Leça). Com efeito, a norte do Douro, os afluentes deste, bem como os do Ave (exceptuando o Este) e do Leça, insinuam-se entre os elementos do "relevo marginal". Nesta área, o "relevo marginal" não é contínuo, antes parece ser formado por diversos elementos geralmente alongados, normalmente segundo a direcção NNO/SSE.

Apesar das suas pequenas dimensões, esses cursos de água foram responsáveis pela destruição da regularidade dos patamares da plataforma litoral. Ao entalhar as superfícies, simultaneamente, eles fragmentaram os afloramentos dos depósitos, ditos plio-plistocénicos nas cartas geológicas de escala 1:50.000, que se iniciam, justamente, na base do "relevo marginal".

Estes depósitos foram considerados como "praias levantadas" nas referidas cartas geológicas e na literatura dos anos quarenta e cinquenta.

Porém, em "*Le Quaternaire au Portugal*", G. Zbyszewski (1958) começa a identificar alguns deles como depósitos de estuário, apontando a existência de níveis argilosos e de calhaus mal rolados, pouco compatíveis, de facto, com uma origem marinha. Também o desenvolvimento da nossa investigação nos levou a pôr em dúvida a hipótese de aqueles depósitos serem exclusivamente de origem marinha (M. A. Araújo, 1985-a).

Com efeito, o agente responsável pelo aplanamento não é necessariamente o mar, só pelo facto de a superfície aplanada se situar perto da linha de costa. Há, naturalmente, uma certa tendência para a formação de superfícies de erosão ou de acumulação perto do nível de base. Mas elas nem sempre correspondem a antigas praias. Podem ter, por exemplo, uma origem fluvial.

Ora, o significado geomorfológico de uma "praia levantada" a uma determinada cota é diverso do significado de um depósito de origem fluvial, cuja relação com o nível de base seu contemporâneo é muito mais difícil de estabelecer, porquanto a sua existência depende de uma série de condicionalismos de ordem dinâmica em que a proximidade do nível de base perde relevância a favor de factores de ordem climática (J. Tricart, 1966).

Além de depósitos de antigas praias e de depósitos dependentes da drenagem organizada (terraços fluviais, depósitos de estuário) podemos, ainda, considerar outras hipóteses. A. B. Ferreira (1983, p. 315) a propósito da plataforma litoral a norte do Douro, fala de "uma superfície de aplanamento, de origem subaérea e de idade provavelmente vilafranquiana, retocada posteriormente pela abrasão marinha", o que parece apontar para a existência de aplanamentos do tipo peneplanície ou pediplanície fossilizados sob coberturas sedimentares de origem continental.

Quer isto dizer que, apesar de se tratar da hipótese à primeira vista mais óbvia, as superfícies aplanadas da plataforma litoral nem sempre têm origem na erosão marinha, o que vai contra algumas ideias feitas alicerçadas na cartografia geológica á escala 1:50.000.

Como vimos acima (J. Tricart, 1968), as áreas de plataforma podem ser afectadas por paroxismos tectónicos.

À luz da teoria da tectónica de placas, o essencial da deformação tectónica dá-se nos limites entre as placas, ou entre sectores diferentes duma mesma placa.

Como é evidente, os litorais são faixas de contacto entre um sector marinho e continental duma mesma placa, ou até, de placas diferentes. Logo, têm todas as condições para serem sectores com uma movimentação tectónica apreciável.

Este facto, aliás, já fora repetidamente apontado por J. Bourcart (1938, 1949, 1950) com a sua teoria da "flexura continental".

Mesmo em Portugal, certos investigadores aderiram, embora de forma temporária, às ideias de J. Bourcart. Num artigo de G. Zbyszewski (*La notion classique de "flexure" et celle des déformations marginales,* 1945) são indicados dois exemplos de deformação marginal em Portugal.

Um deles diz respeito, justamente, à transição entre o Maciço Hespérico, na região entre o Porto e Tomar, e os terrenos da Orla Meso-Cenozóica.

A existência da bacia correspondente aos terrenos da Orla seria explicada por uma deformação marginal do Maciço Hespérico.

O outro exemplo diz respeito ao litoral do Alentejo, em que o brusco contraste existente entre as Serras da Grândola e do Cercal e a plataforma litoral adjacente se explicaria, por hipótese, por uma deformação do mesmo tipo (G. Zbyszewski, 1945).

Quer isto dizer que mesmo antes da revolução mobilista introduzida pelo advento da teoria da tectónica de placas, já havia algumas ideias sobre a possibilidade de movimentação tectónica nos litorais.

Apesar disso, a altimetria foi o critério mais usado na correlação dos depósitos plio-plistocénicos.

Parece-nos, pois, necessário pelo que se torna necessário rever algumas das ideias existentes sobre a evolução da plataforma litoral. Será este o nosso principal objectivo ao longo deste trabalho.

Em síntese

- Nem todos os aplanamentos situados na plataforma litoral têm, necessariamente, uma origem marinha.

- Parece-nos necessário rever a noção de plataforma litoral como um sector perfeitamente estável, registando, passivamente, as oscilações do nível do mar, que nela entalharia plataformas de erosão marinha, cobertas por depósitos de praias antigas, cuja correlação se estabelecia através de critérios altimétricos.

- É nosso objectivo criar um modelo mais dinâmico em que as variações eustáticas e climáticas criam um quadro geral sobre o qual as movimentações tectónicas produzem uma diferenciação espacial estruturando o território em compartimentos de dimensões variadas consoante a escala de análise.

Capítulo 2 – Justificação e delimitação da área escolhida

Não é fácil estabelecer limites num trabalho de Geomorfologia litoral. Com efeito, a costa é essencialmente um "*continuum*".

A orientação da linha de costa é o facto que chama mais a atenção para quem começa por observar um mapa de pequena escala.

No nosso caso, desde o vértice de Stº André (cerca de 2 km a sul da Aguçadoura), até um pouco a norte de Espinho, a costa apresenta uma direcção geral de NNO/SSE, embora apresente algumas irregularidades de pormenor (fig. 2.1).
Observando um mapa geológico (fig. 6.3) verifica-se que essas irregularidades se relacionam com afloramentos rochosos, que constituem saliências, entre os quais se acumularam areias de praia ou de duna.

Um pouco a norte de Espinho a costa passa a ter um orientação NNE/SSO, que se mantém rigidamente, sem interrupções, até ao cabo Mondego.
Sabemos que é justamente a Sul de Espinho que começam a desenvolver-se os terrenos da Orla ocidental Meso-Cenozóica. É óbvio que a coincidência com um dado estrutural tão importante indicia, para esta mudança de direcção, uma razão primária de ordem estrutural.

Se o nosso objectivo fosse tratar um sector com uma orientação uniforme deveríamos eventualmente, estudar a área compreendida entre a Aguçadoura e Espinho.

Contudo, a plataforma litoral entre a foz do rio Ave e a Aguçadoura apresenta relativamente poucos depósitos "plio-plistocénicos"[2].
Ora, se acreditarmos que, efectivamente, as áreas estáveis são uma excepção (C. Vita-Finzi, 1986) e que os litorais são sede, pelo menos, de movimentos de flexura (G. Zbyszewski, 1945) o único processo minimamente fiável para estabelecer a correlação entre diversos retalhos aplanados reside no estudo sedimentológico dos depósitos correlativos. Se eles não existirem ou forem muito raros, a respectiva interpretação torna-se ainda mais aleatória.

Além disso, a proximidade do monte de S. Félix de Laúndos condiciona o desenvolvimento da plataforma litoral, tornando-a mais estreita. Assim, a plataforma litoral das proximidades daquela crista parece constituir uma unidade, com alguns condicionalismos específicos, e como tal deverá ser estudada.

[2] Com efeito, na carta geológica, nesta área, apenas se assinalam duas manchas de depósitos classificados como Q3 e algumas manchas de depósitos considerados P".

Embora a maior parte dos depósitos plio-plistocénicos cartografados nas cartas geológicas 1:50.000 se situe a sul do Leça, a norte daquele rio encontramos alguns depósitos (Gião, Mindelo, S. Paio) com muito interesse para os objectivos que nos propomos.

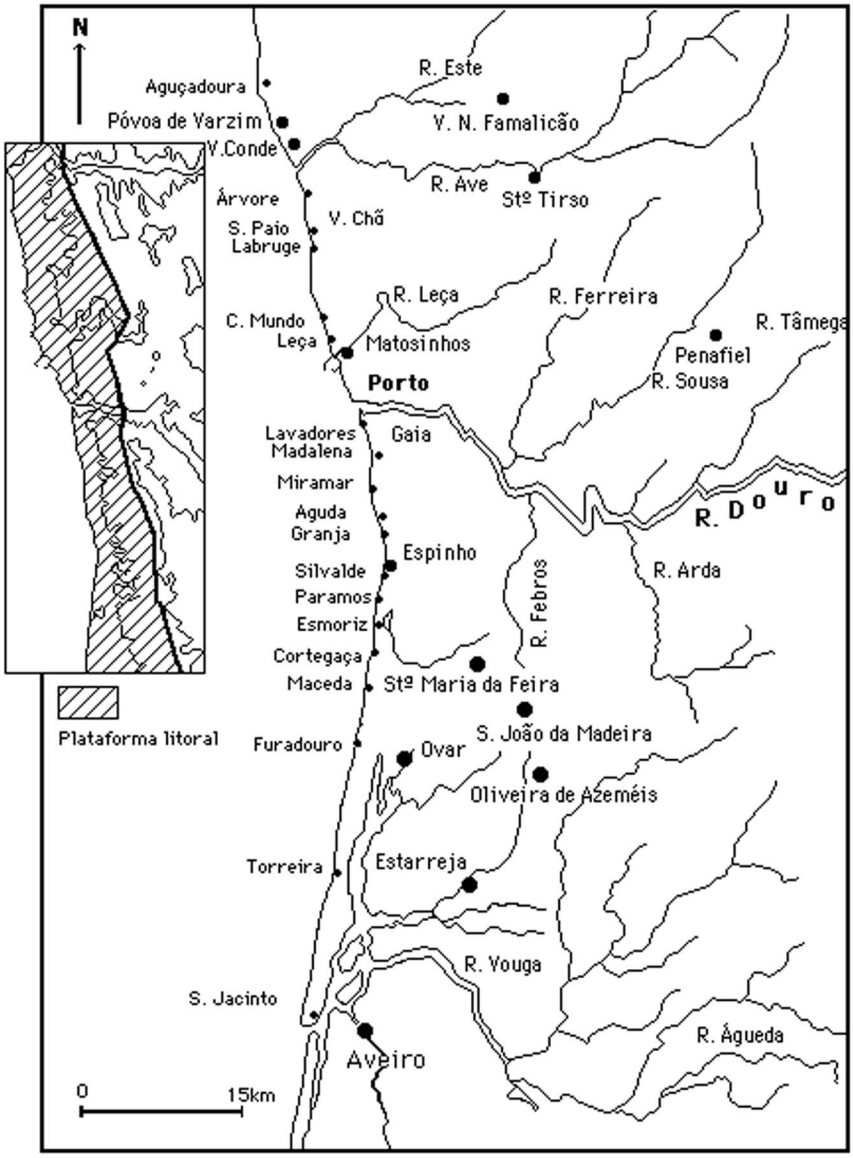


Fig. 2.1: Localização da área estudada

Por isso nos decidimos a estabelecer como limite norte o rio Ave.

Dentro da perspectiva de escolher uma área com uma orientação homogénea, seria natural considerar como limite sul o início da Orla Meso-Cenozóica, um pouco a norte de Espinho.

Porém, desde há vários anos que conhecemos depósitos interessantes nas proximidades da lagoa de Esmoriz. Limitar o trabalho à área a norte de Espinho seria amputá-lo dos

únicos elementos que podem dar pistas para o estudo da evolução do litoral no fim do Würm e no Holocénico[3].

Assim, como facilmente se compreende, a área em estudo não é uma área homogénea sob o ponto de vista estrutural, mas sim **uma área de transição**, cujos limites são praticamente equidistantes da parte vestibular do Douro, justamente considerada (A. B. Ferreira, 1983, p. 315) como "uma das áreas mais representativas da geomorfologia portuguesa".

Em linha recta, segundo a orientação geral da costa (NNO/SSE até Espinho, NNE/SSO para sul desta cidade), a área em estudo tem 51 km de extensão.
Como já foi apontado, não se trata duma área homogénea sob o ponto de vista estrutural. Nela encontramos materiais pertencentes a duas das zonas estruturais do Maciço Hespérico (Centro Ibérica e Ossa-Morena) e ainda ao início da Orla Meso-Cenozóica. Trata-se duma área relativamente extensa e bastante complexa. Por outro lado, verificamos que, em muitos casos, o estudo da evolução geomorfológica não podia ser convenientemente levado a cabo, por falta de depósitos que a atestassem.

Optámos, por isso, pelo estudo pormenorizado de sectores limitados, escolhidos de molde a esclarecer a evolução do litoral em períodos determinados.

Assim, estudaremos a evolução durante o Neogénico e no Quaternário antigo e médio, na área entre o rio Leça e Espinho, onde existem numerosas manchas de depósitos diferentes origens (fluvial, marinha, solifluxiva), situados a cotas variadas que vão desde cerca de 148m (Pedras Negras, Stº Ovídio) até ao nível do mar.

A evolução no Plistocénico médio e superior parece-nos bem documentada em vários locais compreendidos entre a área de Vila Chã e Espinho, mas particularmente nas regiões de S. Paio-Labruge, Cabo do Mundo-Leça[4] e Lavadores.

A evolução no final do Würm e no Holocénico será estudada a partir dos depósitos da região de Esmoriz.

À medida que o nosso trabalho se foi desenvolvendo fomos recolhendo dados e fotografias referentes a formas litorais em material rochoso.

---

[3] Esses depósitos são constituídos por turfas e vasas fósseis que parecem corresponder a antigos sistemas lagunares, bastante mais amplos que o actual, que se restringe à pequena lagoa de Esmoriz.
Enquanto que a lagoa de Esmoriz apresenta a forma de um triângulo isósceles, com um lado maior de cerca de 1.5km, a área onde temos encontrado aqueles depósitos estende-se desde Silvalde (1 km a sul de Espinho) até à praia de S. Pedro de Maceda (4 km a sul da praia de Esmoriz), num total de aproximadamente 7.5 km de costa.
Também se encontram depósitos eólicos consolidados por cimento ferruginoso, bem visíveis na arriba que limita as praias compreendidas entre Cortegaça e S. Pedro de Maceda.

[4] Nas áreas de Vila Chã-Labruge, Agudela-Boa Nova e Lavadores-Salgueiros, o *bed-rock* aflora frequentemente, aparecendo sob as areias actuais. Ora, no que diz respeito aos depósitos mais modernos, cuja extensão é geralmente pequena, a existência de um *bed-rock* relativamente resistente favoreceu a conservação de sequências de depósitos marinhos, eólicos e de solifluxão situados a cotas inferiores a 30m.

Esses elementos provêm de toda a área a norte de Espinho, onde o *bed-rock* aflora com muita frequência. Destacamos, todavia, as áreas de Vila Chã-S. Paio, Cabo do Mundo-Foz do Douro, praia de Lavadores e de Miramar, onde esses aspectos são particularmente sugestivos.

Quanto à situação actual em litorais arenosos, pareceu-nos interessante obter documentação sobre o recuo acentuado que a linha de costa está a sofrer na região de Espinho e a sul daquela cidade. Todavia, atendendo a que a metodologia e a problemática dum trabalho sobre as praias actuais é sensivelmente diversa daquela que pretendíamos seguir, os aspectos referentes à evolução actual das praias serão objecto de futuros trabalhos.

Não enjeitamos o estudo de sectores submersos da plataforma litoral (cf. definição de M. E. Moreira, 1984) mas o nosso conhecimento deles é, naturalmente, limitado. Embora eles não constituam o fulcro deste trabalho, os conhecimentos existentes sobre a sua evolução serão apresentados sempre que eles contenham informações pertinentes para os objectivos que nos propomos.
Sabemos que, devido às variações eustáticas do Quaternário, há interdependência entre as áreas hoje imersas ou emersas. Assim, é provável que alguns dos materiais existentes nas praias e dunas actuais tenham origem nos depósitos que cobriam o sector emerso da plataforma litoral aquando do ultimo período regressivo, coincidente com a glaciação do Würm.

No sector emerso conserva-se apenas uma parte do registo das variações do nível marinho. Além disso, sendo uma área emersa, esses testemunhos foram, decerto, mais atacados pela erosão.
Por isso, o registo das variações do nível do mar, preservado no sector imerso, pode ser particularmente valioso para um estudo integral das variações eustáticas em determinados sectores da costa, o que permitirá, através da comparação das curvas obtidas e da existência de sobreposições ou de divergências, deduzir se as áreas em estudo tiveram uma evolução tectónica idêntica ou se sofreram movimentações diferenciais.

Capítulo 3 - O Relevo da área estudada

Neste capítulo pretendemos fazer uma primeira apresentação, essencialmente empírica, da morfologia da área. Para tal elaborámos vários perfis topográficos, cuja localização está indicada na fig. 3.0.

Os mapas do relevo da área que apresentamos em destacável, foram desenhados a partir das curvas de nível dos mapas 1:25.000 da área estudada[5] e permitem ter uma imagem bastante clara do desenvolvimento geral do relevo e da importância da rede de fracturação.

3.1 - O contraste entre a plataforma litoral e o "relevo marginal": comparação entre a área a norte e a sul do Douro

Um dos aspectos que chama imediatamente a atenção de quem observe um mapa representando a área em estudo e os sectores envolventes é uma profunda diferença entre o que se passa a norte e a sul do Douro, no que diz respeito à organização e configuração do relevo (fig. 1.1).

A sul do Douro encontramos, a limitar pelo interior a plataforma litoral, um relevo rigidamente alinhado segundo a direcção NNO/SSE. É a esse relevo que designamos como "relevo marginal". Normalmente desenvolve-se a partir dos 120-140m.

A norte, os limites da plataforma litoral são menos nítidos. Há uma série de relevos de 4 a 7 km de extensão no sentido da latitude, mas que estão longe de constituir a barreira quase contínua que existe a sul.
Entre eles instala-se o vale do Leça, cujo traçado irregular (fig. 1.1) parece ser condicionado, pelo menos no pormenor, pela rede de fracturação.

Os perfis das figs. 3.1 a 3.4 foram elaborados a partir da carta corográfica de Portugal, de escala 1:50.000. A sua numeração foi feita de norte para sul.
Os referidos perfis pretendem evidenciar o contraste existente entre a plataforma litoral e os relevos que se situam para o seu interior.

O perfil da fig. 3.1 foi elaborado segundo uma direcção aproximada de OSO/ENE, partindo da praia do Mindelo para a crista quartzítica de Bougado. Verifica-se a existência duma superfície que sobe regularmente desde o nível do mar até cerca de 75m. Esta cota parece ser o limite da plataforma litoral neste sector.
A partir daí a movimentação topográfica torna-se muito maior. Surge-nos o relevo de Stª Eufémia, que ultrapassa os 200m e parece ser o representante do "relevo marginal" nesta área.

[5] Estes mapas pretendem apresentar uma visão mais precisa (porque construída a partir das últimas versões das cartas 1:25.000) e mais pormenorizada do que as cartas oro-hidrográficas de escala 1:200.000 da autoria do C. E. G.

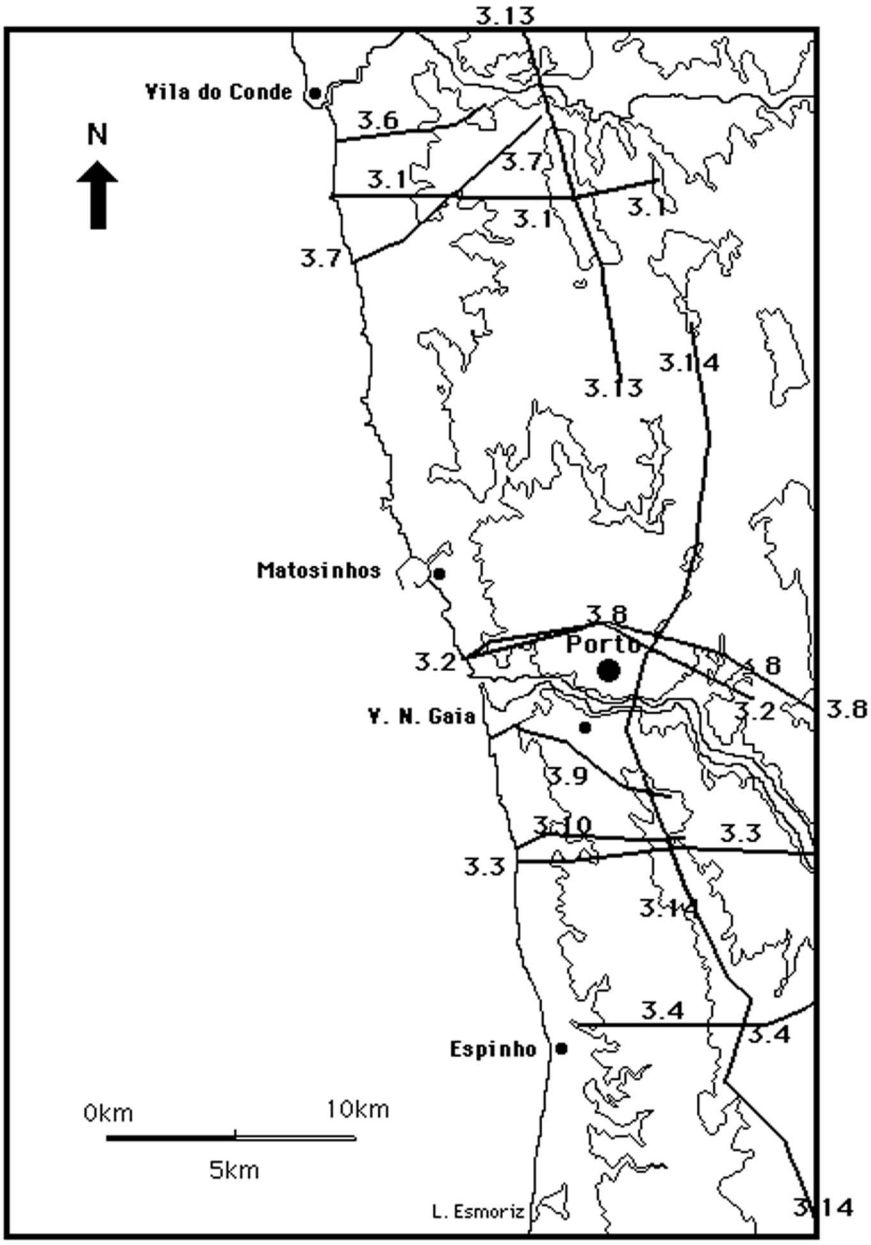


Fig. 3.0: Localização dos perfis topográficos (figs. 3.1 a 3.14)

A seguir a Stª Eufémia encontramos uma ampla depressão drenada pelos afluentes da margem esquerda do rio Ave. Mais a oriente, surge-nos a crista de Bougado, que corresponde a um afloramento de quartzitos e ftanitos e que, embora atinja apenas 202m, apresenta vertentes com um declive apreciável.

O perfil da fig. 3.2 representa a plataforma litoral na área da cidade do Porto. Verifica-se que ela se desenvolve a uma cota superior à do perfil da fig. 3.1. O "relevo marginal" eleva-se a partir dos 90m, correspondendo às superfícies altas da cidade, mas o contraste existente entre ele e a plataforma litoral é muito menos nítido do que no primeiro perfil estudado. Depois da ligeira ondulação correspondente à colina do

Bom Pastor, a superfície topográfica sobe com uma grande regularidade. Dir-se-ia que corresponde a uma superfície levemente basculada para oeste. O ponto mais alto corresponde à extremidade oriental do "relevo marginal", situada na zona das Antas. Depois há uma descida acentuada para o vale do rio Tinto e dos seus afluentes.
O monte Crasto eleva-se bruscamente, a partir duma superfície aparentemente irregular. Embora aquele relevo[6] apresente, de facto, as vertentes abruptas características dos relevos de tipo *inselberg* (C. Teixeira, 1946), as suas dimensões são diminutas relativamente às do chamado *inselberg* de Monsanto (O. Ribeiro, 1982).

O perfil da fig. 3.3 evidencia, igualmente, o contraste entre a plataforma litoral, que à latitude de Miramar se desenvolve até cerca de 130m, e o "relevo marginal", que culmina na Rechousa (Richosa segundo a carta 1: 50.000) a 244m.
Para leste deste encontra-se uma área com uma movimentação topográfica apreciável. Essa movimentação parece ser devida, sobretudo, ao encaixe dos cursos de água (rio Douro e rio Febros) que, pelo paralelismo e rigidez do seu traçado, sugerem um condicionamento estrutural.
Entre o rio Febros e o rio Douro o perfil segue, o mais fielmente possível, um interflúvio, para permitir uma boa observação de restos de superfícies aplanadas. Com efeito, o desenvolvimento topográfico sugere a existência dum retalho aplanado, inclinando para oeste, de modo que, os seus pontos mais altos ficam na imediata proximidade do vale do Douro.
Este facto faz lembrar a tendência para um aparente basculamento das superfícies topográficas para oeste, também identificável no perfil da fig. 3.2, quer na área correspondente à plataforma litoral, quer no sector do "relevo marginal" a este do vértice do Bom Pastor.

A fig. 3.4 evidencia uma passagem um pouco mais gradual entre a plataforma litoral e o "relevo marginal". Embora a subida comece por volta dos 130m, ela é bastante suave. Do lado oriental, a partir de Seixezelo, a topografia torna-se muito mais movimentada. Parte dessa movimentação é devida ao apelo criado pelo encaixe dos rios Febros (que nasce cerca de 500m a norte do topo de Seixezelo) e Uíma.

O perfil da fig. 3.5 corresponde a um prolongamento para leste do perfil anterior. Destina-se a mostrar o contraste entre os restos de superfícies, muito dissecadas pelo encaixe dos rios Douro e Uíma, e uma parte das cristas quartzíticas correspondentes ao anticlinal de Valongo.
Mais uma vez se torna claro o contraste existente entre a plataforma litoral e os relevos que se situam a oriente dela.

Este facto, aparentemente geral, pode ter uma explicação bastante simples:

- Os perfis em apreço foram quase todos realizados com a direcção geral O-E. Na plataforma litoral, onde os ribeiros correm segundo essa direcção, foi possível evitá-los, construindo os perfis nos interflúvios, onde, como já vimos (§1.2), as superfícies aplanadas estão conservadas.

---

[6] Como veremos no capítulo 14, as condições climáticas existentes no país durante algumas das épocas do Cenozóico podem ter comportado a elaboração de relevos do tipo "morro rochoso" e, eventualmente, a sua transformação em *inselberg*.

Atrás do "relevo marginal", os cursos de água correm em direcções predominantemente meridianas. É praticamente impossível evitá-los quando se escolhe uma linha de corte de direcção geral O-E.

Essa é, sem dúvida, uma explicação plausível. Além disso, a plataforma litoral também tem irregularidades, só que, pelas suas dimensões mais reduzidas, a equidistância de 25m desta carta não as pode representar.

Resta saber a razão pela qual os ribeiros da plataforma litoral se desenvolvem no sentido E-O, enquanto que a maior parte dos elementos de drenagem situados atrás do "relevo marginal" correm em direcções meridianas, nitidamente influenciados pela estrutura.

3.2 - O desenvolvimento da plataforma litoral nos diferentes sectores da área em estudo: análise de perfis topográficos elaborados a partir das cartas 1:25.000

Para evidenciar o relevo da plataforma litoral em si, elaborámos os perfis das figs. 3.6 a 3.10.
Estes perfis, numerados de norte para sul, foram realizados a partir das cartas topográficas 1:25.000, o que permite observar o relevo com mais pormenor. Tentámos evitar os cursos de água, de molde a conseguir uma representação do desenvolvimento da plataforma litoral, sem os acidentes que destroem a sua regularidade[7].
Contudo, nem sempre foi possível conseguir esse desiderato. Por vezes os cursos de água apresentam um traçado oblíquo em relação à linha de costa. Nesse caso, evitá-los implicaria uma constante mudança de direcção, que acabaria por falsear o aspecto da plataforma litoral, cujo desenvolvimento se pretendia evidenciar.

A fig. 3.6 representa um perfil realizado a partir da praia da Árvore para os elementos setentrionais do "relevo marginal" (folha 96 e 97).
Parecem existir dois sectores aplanados, apresentando o mais próximo do litoral cotas inferiores a 20m. O outro, muito mais extenso, situa-se acima daquela altitude. Este último vai subindo, quase imperceptivelmente, até perto de 70m, cota a que se inicia, nesta área, o "relevo marginal".

O perfil da fig. 3.7, partindo das arribas próximas do vértice de S. Paio (folha 109), demonstra a existência duma extensa área aplanada entre os 30 e os 40m, na zona de Modivas (já na folha 97). A subida para o "relevo marginal", neste sector, parece começar por volta dos 74m.
Este parece desenvolver-se em patamares, visíveis no perfil:

- Entre 120 e 140m;
- Entre 160 e 180m;
- Acima dos 200m.

[7] Um curso de água, ao encaixar-se numa superfície com um declive uniforme, cria uma descontinuidade nessa superfície, o que pode dar a impressão da existência de dois patamares diferentes, cujo limite corresponderia ao encaixe do rio.

A sul desta área encontramos uma ampla zona percorrida pelo rio Leça e seus afluentes, aparentemente muito condicionados pela estrutura geológica. A existência desta importante rede de drenagem perturba o desenvolvimento regular da plataforma litoral.

Pareceu-nos, por isso, mais interessante realizar perfis na zona da cidade do Porto, onde as superfícies e os depósitos, apesar do desenvolvimento urbano, são mais visíveis que na região que se situa imediatamente a norte da cidade.
Na parte ocidental, até ao vértice de Boavista, esta linha de corte coincide com a do perfil da fig. 3.2, realizado a partir da carta 1:50.000.
Mais para leste, este perfil (fig. 3.8) pretende mostrar a superfície alta da cidade do Porto num sector onde ela parece mais bem conservada, dando, ainda mais do que na fig. 3.2, a impressão dum balanceamento para oeste.
Também a descida para os rios Torto e Tinto parece mais abrupta, neste perfil. Nesta figura a escala vertical relativamente à horizontal está exagerada 5 vezes, enquanto que, na fig. 3.2, o exagero era de 4 vezes. Além disso, neste caso, escolhemos o traçado em que essa descida era mais acentuada.
Depois de passado o Rio Torto o perfil atravessa uma superfície situada entre os 80 e os 90m. Um pouco mais para leste aparece um aplanamento de grande regularidade, a cerca de 110m, que se prolonga até à base da serra de Fânzeres. Apesar de passar apenas 500m a sul do Monte Crasto, o desenvolvimento topográfico é muito diverso do do perfil da fig. 3.2. É óbvio que isso resulta do acentuado contraste entre o monte Crasto e os relevos que o rodeiam a este e a oeste, e a superfície que se desenvolve para sul dele.

A fig. 3.9 corresponde a um perfil representando a parte norte de V. N. de Gaia.
Partindo da extremidade ocidental, encontramos um retalho aplanado entre os 30 e os 40m. Depois há uma subida, pontuada por algumas irregularidades, até à base do "relevo marginal". Esta situa-se, aqui, a cotas situadas à volta dos 130m.
Embora isso não seja muito claro neste perfil, é possível identificar, no mapa, 3 patamares nessa subida. Há um primeiro retalho aplanado a cerca de 60m, na área do Picão. Depois sobe-se para a superfície mais alta de Coimbrões, situada entre os 80 e os 94m. Daqui começa-se a subir para a colina de Stª Bárbara. Esta parece um posto avançado, isolado pelo encaixe da rede hidrográfica, duma superfície que se desenvolve a partir dos 100m até aos 128m na Rasa de Baixo, na base do "relevo marginal".

O perfil da fig. 3.10 denuncia, com uma maior nitidez, o desenvolvimento em patamares da plataforma litoral. Inicia-se por um aplanamento entre 30 e 40m. Seguem-se outros, a 60-70m, 80, 100-110 e 120-130. De todos eles são os dois últimos os mais extensos, o que, aliás, se tem verificado em quase todos os perfis realizados.

A análise dos perfis acima realizada demonstrou-nos a necessidade de definir a ordem de grandeza dos declives existentes nos diferentes sectores da plataforma litoral e do "relevo marginal" e fazer a comparação dos resultados obtidos.
Para concretizar esse objectivo, calculámos o declive, em percentagem, para classes altimétricas delimitadas pelas curvas de nível de 20 em 20m.
Este trabalho foi orientado pelas seguintes regras:

- Analisámos os declives encontrados segundo percursos[8] *grosso modo* perpendiculares à linha de costa;
- Procurámos evitar os cursos de água;
- Tentámos que a medição fosse realizada segundo uma linha de maior declive, perpendicularmente ao desenvolvimento das superfícies ou dos relevos.

É evidente que alguns destes pressupostos tinham que entrar, forçosamente, em conflito.
Tentámos, na medida do possível, obter "perfis" completos, desde o nível do mar até aos topos do "relevo marginal". Todavia, frequentemente, a desorganização das superfícies, produzida pela rede hidrográfica[9], tornava ocioso tentar definir o respectivo declive. Nestes casos calculámos, apenas, os valores correspondentes a sectores limitados.
Frequentemente analisámos "perfis" definidos por linhas quebradas, em que a orientação de conjunto era, por vezes, bastante oblíqua em relação à linha de costa.
Com os dados resultantes deste trabalho (quadro 3.A) elaborámos um diagrama (fig. 3.11) que representa a distribuição da frequência dos declives encontrados[10] e que nos permitiu delimitar as classes de declives. Procurámos definir cada classe através da existência dum máximo e dos correlativos decréscimos laterais de frequência.
As classes assim definidas correspondem a intervalos menos extensos no caso das classes de menor declive, em que as frequências são mais elevadas, e a intervalos maiores para as classes de maior declive.
Na base do histograma representou-se uma barra com a delimitação dos intervalos correspondentes a cada uma das classes de declive. Estes intervalos foram preenchidos com as tramas que vão ser utilizadas na próxima figura (3.12).

Partindo da definição das diferentes classes de declive elaborámos a fig. 3.12.
Se associarmos as 6 classes de declives escolhidas em 2 grupos, podemos concluir que as 3 primeiras classes, caracterizadas pelos declives mais baixos (até 9%), são claramente predominantes no conjunto da área representada e, sobretudo, nos sectores mais baixos, o que é natural, já que eles correspondem, justamente, à plataforma litoral.
Os declives superiores a 9% encontram-se, sobretudo, na área do "relevo marginal".

---

[8] A fig. 3.12 não deve ser entendida como uma mapa de declives, mas sim como uma tentativa de definir os declives existentes para as diferentes classes de altitude, segundo 20 percursos diferentes, distanciados em média, entre si, de 2km.
Deste modo, o objectivo da figura será o de tentar mostrar, a que cota se inicia o "relevo marginal" em cada um dos percursos considerados.

[9] É evidente que não é só a rede hidrográfica que destrói a regularidade das superfícies. Muitas vezes, a rede hidrogáfica é orientada pela rede de fracturação (cf. mapas morfológicos em destacável).
Frequentemente, porém, é o próprio desenvolvimento das superfícies, independentemente dos cursos de água, que se torna compartimentado e confuso. Nestes casos, tudo parece indicar (cf. caps. 2, 6 e 14) que essas superfícies foram deslocadas por acções tectónicas recentes.
Os sectores em que os valores do declive não foram calculados correspondem às áreas em branco na fig. 3.12.

[10] O diagrama em questão foi elaborado a partir do programa *Stattwiew*, que neste caso, permitiu a utilização de 300 intervalos. É evidente que, quanto maior fôr esse número, mais pormenorizada poderá ser a análise da frequência e, em princípio, mais adequadas serão as classes consideradas.

Existem algumas excepções a este esquema. Assim, junto à costa, entre 0 e 20m, os declives são superiores àquele valor em S. Paio e Lavadores, o que pode ser explicado pela existência de algumas áreas de costa alta, em que se associam as arribas actuais e fósseis.

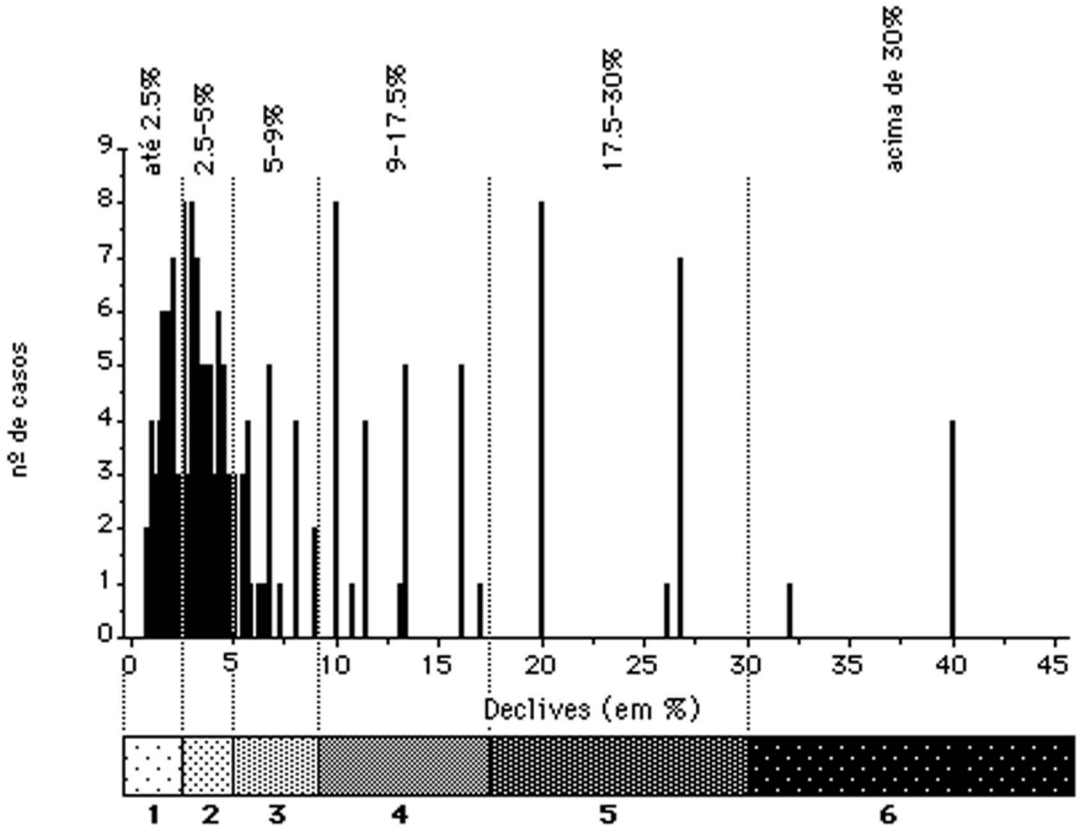


Fig. 3.11: Definição das classes de declive existentes na plataforma litoral e no relevo marginal

Além disso, embora não atinjam valores suficientes para serem incluídos dentro da classe 4, existem, muitas vezes, nas áreas contíguas à linha de costa, curiosas acelerações do declive. Este facto, todavia, só se verifica de Tartomil (Valadares) para norte. A sul desta localidade os declives tornam-se bastante baixos junto do litoral, fazendo adivinhar a extensa planície litoral que começa a desenvolver-se para sul de Espinho.

Quando os declives junto à costa pertencem às classes 2 e 3 (isto é, vão de 2.5 a 9%), eles diminuem, frequentemente, para o interior, não só porque as referidas arribas se encontram sobretudo junto à costa, mas também porque as superfícies mais altas da plataforma litoral são mais extensas que as mais baixas.

A origem destas diferentes superfícies será estudada nos capítulos 13 e 14. Como veremos, algumas delas [11] são de origem marinha. Todavia, verifica-se que o mar, pelo menos nos tempos mais recentes, não terá sido o agente mais eficaz na elaboração de superfícies de aplanamento, uma vez que elas são menos desenvolvidas justamente nas proximidades da linha de costa.

[11] Como veremos nos caps. 13 e 14, só os depósitos abaixo dos 40m apresentam sinais inequívocos de deposição em ambiente marinho.

Por vezes existe, entre os 40 e os 60m, uma certa aceleração do declive, que dá a impressão da existência dum degrau. Na fig. 3.12, esse aspecto é notório no caso do perfil realizado na Madalena e no Brito (Granja). Curiosamente, este degrau, que também aparece noutros sectores mas nem sempre é suficientemente nítido para ser detectado numa análise em que a equidistância das curvas de nível é de 20m, separa, como veremos nos capítulos 13 e 14, os depósitos com origem marinha, que se situam abaixo dele, daqueles que aparentam ter origem fluvial e que se localizam acima do dito degrau.

Logo que se sobe o "relevo marginal", nos respectivos topos, encontram-se, de novo, sectores relativamente aplanados. Só que, aqui, as superfícies são muito menos extensas, e dão a impressão de estarem compartimentadas, o que se traduz pelos valores do declive, que são bastantes mais elevados do que na plataforma litoral.
A norte do Douro e, sobretudo, a norte do Leça, como já dissemos, o "relevo marginal" é muito menos contínuo que a sul do Douro.
No sector Árvore-Marão verifica-se que a plataforma litoral se estende até cotas inferiores a 80m. Entre os 80 e os 100m há uma aceleração brusca do declive, que corresponde à passagem da plataforma litoral para o "relevo marginal".
Na zona da cidade do Porto, os declives aumentam, normalmente, acima dos 100m. Contudo, a sul daquele rio, o "relevo marginal" parece começar a cotas ligeiramente superiores. É o caso da área do Monte da Virgem, em que ele se desenvolve acima dos 120m. Todavia, parece existir uma tendência para um aumento da cota dessa ruptura de declive à medida que se caminha para sul. Assim, os declives superiores a 9% começam a cotas superiores a 140m na região de Grijó e de 160 na região de Oleiros e da Lavandeira.

3.3 - Delimitação e caracterização de compartimentos na área em estudo

As últimas reflexões do parágrafo anterior demonstram a existência de algumas variações significativas no que diz respeito à cota da base e dos topos do "relevo marginal".
Para melhor estudarmos essas variações, elaborámos perfis longitudinais do dito relevo. Esses perfis seguiram a linha de cumeada dos respectivos sectores ocidentais. Na área do vale do Leça parece haver uma solução de continuidade do relevo, na zona onde a fig. 3.13 termina. Por isso, o perfil da fig. 3.14 começa à mesma latitude, 4Km para leste.

A norte do Douro, as cotas mais elevadas do "relevo marginal" encontram-se nas proximidades do Ave (Stª Eufémia, 238m). Para sul verifica-se uma acentuada isometria dos topos, com cotas oscilando entre 151 e 163m. O Monte Penedo apresenta, todavia, cotas bastante mais baixas, o que poderá, eventualmente, relacionar-se com a respectiva localização, muito perto do vale do Leça.

Para Sul do Douro, o "relevo marginal" culmina sempre acima dos 220m. Nos elementos setentrionais nota-se uma acentuada isometria (cotas entre 223 e 247). Parece haver uma certa tendência para a subida das cotas de topo do "relevo marginal", à medida que se caminha para sul, com as cotas máximas a atingirem 263 (Argoncilhe)

e 312m (Souto Redondo, 2km para este de S. João de Ver, à latitude da praia de Esmoriz).

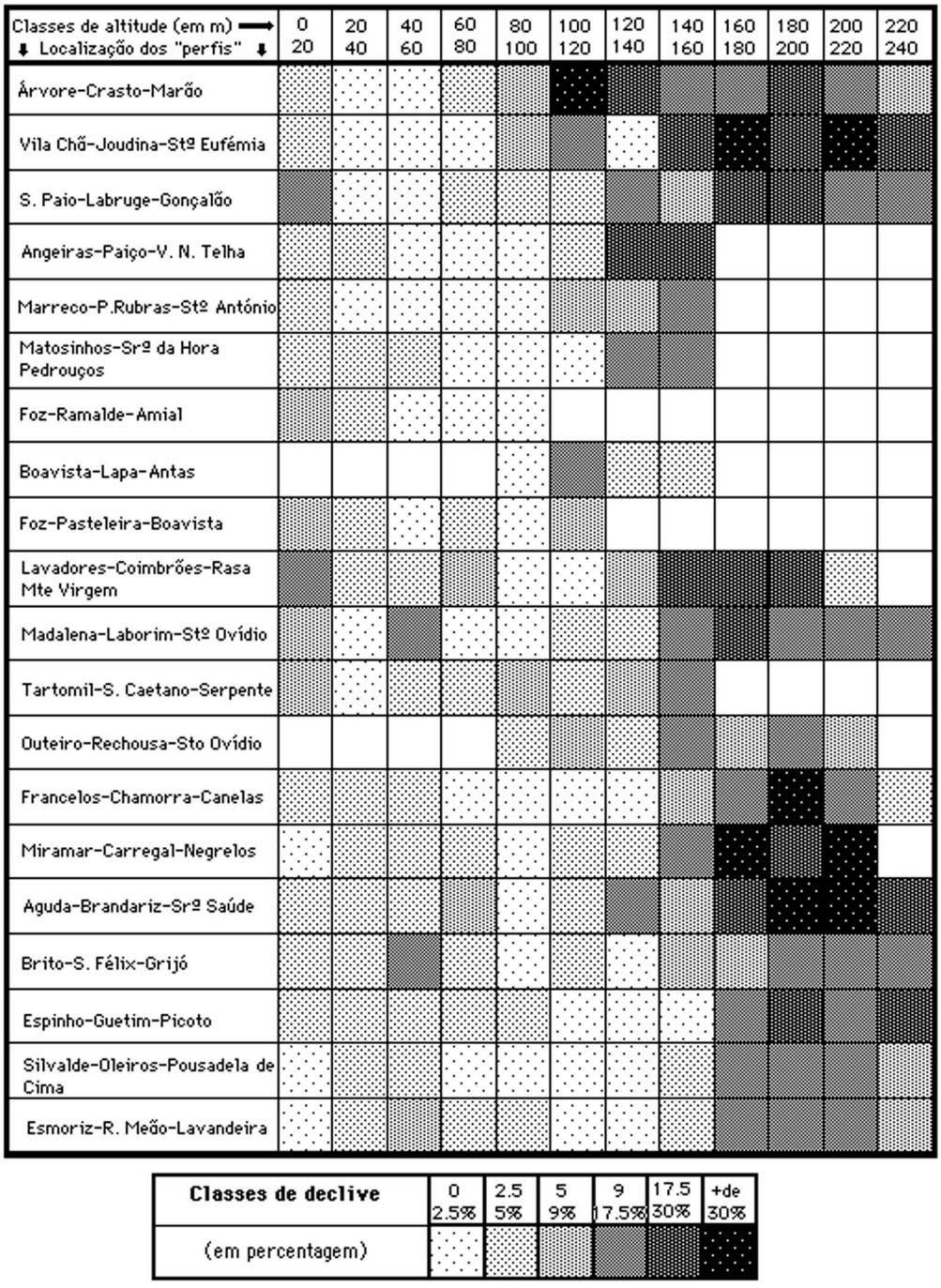


Fig. 3.12: Distribuição dos declives na área estudada

Para tentar estudar, de forma mais sistemática, a variação em latitude das cotas do topo da plataforma litoral e do "relevo marginal", definimos essas cotas, através da carta 1:25.000, em faixas de 1km de largura, delimitadas pelos paralelos da rede U.T.M., considerados a partir da foz do rio Ave.

Embora geralmente haja um contraste nítido entre o "relevo marginal" e a plataforma litoral, por vezes, a subida para o "relevo marginal" faz-se através de diversos patamares. Sendo assim, resulta por vezes difícil dizer se estamos em presença já da plataforma litoral, ou dum patamar menos soerguido do "relevo marginal"[12].

É o caso da área onde está implantado o mosteiro de Grijó, que corresponde a uma extensa superfície aplanada, sem depósitos, entre 133 e 125m. Todavia, os depósitos iniciam-se pelos 125m, imediatamente a oeste deste sector aplanado, o que faz pensar que a superfície do mosteiro de Grijó não passa dum elemento da plataforma litoral desprovido dos respectivos depósitos.
Também na área de Grijó, um pouco a nordeste do referido convento, encontramos uma superfície, com mais de 2km de extensão, inclinando suavemente, de NE para SO, que se estende entre 184 e 123m, com um declive médio de 3%, o que corresponde à nossa classe 2 (cf. § 3.2), cujo declive é característico de áreas da plataforma litoral.
Neste caso, todavia, é possível discernir um certo paralelismo em relação a outros patamares do "relevo marginal" que se situam imediatamente a norte.
Parece, por isso, e porque não contém depósitos, que esse retalho aplanado poderá ser interpretado como um elemento balanceado duma superfície soerguida relativamente à plataforma litoral.

Assim, atendendo a que, geralmente, existem diversos elementos, situados a diferentes cotas, que podem ser considerados como pertencendo ao "relevo marginal", procurámos identificar a cota dos patamares mais altos e mais baixos dentro de cada uma das faixas acima definidas. Os elementos apurados estão disponíveis em anexo (quadro 3.B).

Os dois exemplos acima referidos demonstram, claramente, que a identificação dos elementos em apreço nem sempre é pacífica e que existem, provavelmente, relações de ordem genética entre a plataforma litoral e "relevo marginal".

[12] Como é óbvio, destas dificuldades de identificação poderão ter resultado algumas das irregularidades detectáveis na fig. 3.15, que não pode, assim, considerar-se com uma interpretação "definitiva" do relevo da área.

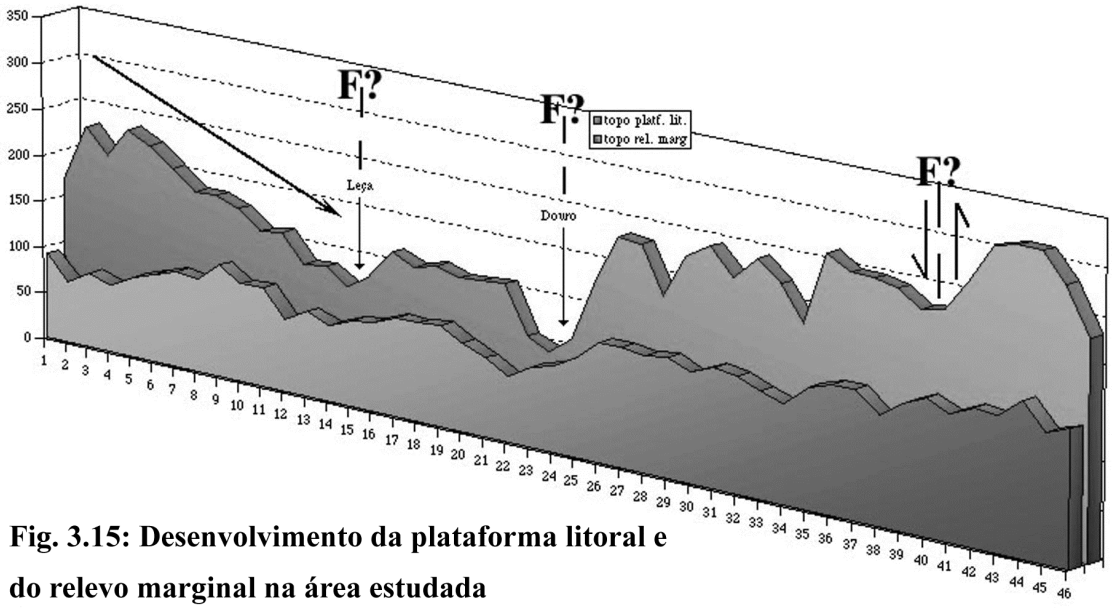


Fig. 3.15: Desenvolvimento da plataforma litoral e do relevo marginal na área estudada

A fig. 3.15 demonstra que o "relevo marginal" sofre uma subida desde o rio Ave até aos kms 4-5 (vértice de Stª Eufémia, 236m), começando a descer até ao vale do Leça.
No interflúvio Leça-Douro os topos do "relevo marginal" apresentam uma notável isometria, sendo apenas de referir uma ligeira tendência para a descida em direcção ao vale do Douro, que se torna muito rápida na imediata proximidade do mesmo.
Para sul do Douro, nota-se uma clara subida dos topos do "relevo marginal", embora a diferença de cota entre eles pareça variar de modo abrupto, permitindo definir compartimentos diferenciados (Douro-Valadares; Valadares-Silvalde; Silvalde-Maceda).

Um outro aspecto curioso diz respeito ao desenvolvimento do "relevo marginal" em si mesmo: já a norte de Stª Eufémia se verificava a existência de colos, relativamente mais baixos, ao longo das superfícies de topo do "relevo marginal". Todavia, essa tendência torna-se bastante mais clara para sul do Douro.

Relativamente à plataforma litoral, parece haver uma tendência geral para a subida dos respectivos topos, à medida que caminhamos para sul, embora ela seja menos acentuada do que a subida do topo do "relevo marginal".

Assim, junto do limite norte da área estudada, a plataforma litoral inicia-se à volta dos 70m, subindo depois até atingir os 125m (à latitude de Angeiras, km9).
No interflúvio Leça-Douro as cotas oscilam muito pouco (entre 103 e 112m). Já na área da cidade do Porto elas baixam um pouco, situando-se à volta dos 85-90m.
A sul do Douro as cotas do limite superior da plataforma litoral são mais elevadas: de 128 a 158m.

Qual o significado geomorfológico a atribuir ao "relevo marginal" e às suas alegadas relações com a plataforma litoral?
Referimos no § 1.1 as 2 hipóteses que S. Daveau (1977) coloca a propósito das relações entre a plataforma litoral e a escarpa que a limita para o interior. Basicamente, a Autora admite que se poderia tratar de uma arriba fóssil contemporânea da génese da plataforma litoral, ou de uma escarpa de falha posterior a ela.

Porém, uma arriba fóssil é sempre, necessariamente, um relevo cuja base foi trabalhada por acção marinha.
Ora, na base do "relevo marginal", os únicos depósitos existentes são depósitos fluviais, aparentemente muito antigos. Sendo assim, não se poderá invocar uma acção marinha para explicar um relevo em relação ao qual não existe qualquer prova a favor dessa acção, a não ser a proximidade do mar, que, como é óbvio, não obriga a que todos os depósitos próximos sejam de origem marinha.

Por outro lado, a análise do desenvolvimento altimétrico da plataforma litoral mostra que o respectivo topo não se encontra a um nível idêntico em toda a área de trabalho.

Se considerarmos que as superfícies aplanadas da plataforma litoral correspondem a plataformas de erosão marinha, poderemos sugerir duas hipóteses para explicar essa variação de cotas:

1 - Algumas dessas plataformas teriam desaparecido, por erosão, produzindo um escalonamento heterogéneo ao longo da área estudada.
Todavia, seria necessário explicar por que motivo os níveis conservados da plataforma litoral seriam sistematicamente mais baixos a norte que a sul.

2 - O "relevo marginal" corresponderia a uma arriba que teria sido fracturada transversalmente, originando sectores em que o conjunto "arriba fóssil"-plataforma adjacente estaria deprimido ou soerguido, e em que, por esse motivo, a plataforma litoral culminava a cotas variáveis.
Nesse caso, teríamos que admitir o jogo da neotectónica, fracturando transversalmente o conjunto "relevo marginal-plataforma litoral".

Porém, como veremos nos próximos capítulos, a principal orientação tectónica da área não é transversal, mas sim grosseiramente paralela à linha de costa (falha Porto-Tomar). Por isso, é improvável que uma eventual movimentação tectónica na área fosse afectar linhas de fractura transversais, e não fizesse rejogar aquela importante sutura entre duas regiões estruturais diferentes (cf. capítulo 4, 5 e 6).

Porém, se houve movimentação tectónica ao longo da falha Porto-Tomar (cujo traçado coincide praticamente com o limite interior da plataforma litoral a sul do Douro), então o mais provável é que o "relevo marginal" corresponda a um compartimento levantado ao longo dessa falha. A existência de depósitos análogos dum lado e doutro do relevo marginal (Aldeia Nova e Rasa, cf. cap. 14) faz supor que o relevo marginal interposto entre essas duas manchas de depósitos, terá funcionado como um *horst*, onde, por via da sua situação em compartimento levantado, os depósitos poderiam ter desaparecido (fig. 3.16).
Sendo assim, os topos aplanados do relevo marginal poderão representar retalhos da superfície mais alta da plataforma litoral.

Deste modo, o relevo que limita para o interior a plataforma litoral corresponderá a uma escarpa de falha, de direcção aproximadamente NNO/SSE, que, juntamente com acidentes transversais, teria criado uma disposição complexa de blocos, que se traduz no aspecto compartimentado, nos frequentes colos e nos aparentes desníveis com que o "relevo marginal" se apresenta (ver mapas morfológicos, em destacável).

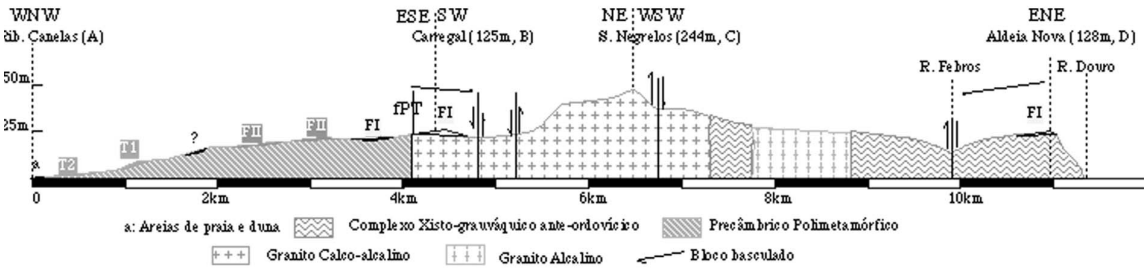


Fig. 3.16: Corte geológico realizado entre a foz da Ribª de Canelas e a margem esquerda do Douro. As falhas propostas foram marcadas a partir de critérios geomorfológicos, com excepção da fPT, que separa o Precâmbrico polimetamórfico do granito de Lavadores.

Tudo parece apontar para uma situação em que o jogo das fracturas transversais e longitudinais se combina, dando origem a um complexo jogo de interferências, cuja resultante é a compartimentação da área estudada num mosaico de blocos de dimensões quilométricas, desigualmente soerguidos.
Esta mesma ideia já foi proposta por P. Birot (1949) para explicar a descida das superfícies altas do interior do país para ocidente, através do jogo da flexura litoral.

A tendência para a descida das superfícies consideradas na proximidade dos vales dos principais rios faz pensar seriamente na hipótese dessas áreas terem sido objecto de fenómenos de subsidência, que teriam condicionado a localização dos grandes eixos fluviais.

Em síntese:

1 - Existe um acentuado contraste entre a plataforma litoral e o "relevo marginal", que corresponde sempre a um degrau que se eleva, bruscamente, acima da plataforma litoral, mesmo quando o respectivo comando não é muito significativo.
2 - Na plataforma litoral, os cursos de água seguem, quase sempre, direcções *grosso modo* perpendiculares à linha de costa. Isto sugere uma certa inadaptação relativamente à rede de fracturação cuja direcção predominante se situa entre N40°W e N20°W (cf. fig. 14.17).
Atrás do "relevo marginal", frequentemente, essas direcções evidenciam um maior controlo estrutural e tornam-se paralelas à rede de fracturação.
3 - As superfícies mais extensas da plataforma litoral são geralmente aquelas que se situam a cotas superiores.
4 - Aparentemente, entre o rio Ave e Esmoriz poderíamos considerar vários sectores apresentando aspectos diferentes, quer no respeitante à plataforma litoral, quer quanto à altitude e ao comando do "relevo marginal" relativamente àquela. Estes blocos parecem estar delimitados por fracturas transversais relativamente à linha de costa.
5 - As variações altimétricas, quer do topo da plataforma litoral, quer do "relevo marginal", são complexas e não se harmonizam com a hipótese de que o mar teria imprimido, num bordo continental estável, plataformas de abrasão regularmente escalonadas e correlacionáveis através das respectivas cotas.
Existe, nomeadamente, uma notória diferença entre o desenvolvimento da plataforma litoral a norte e a sul do Douro.

6 - Parece-nos ser de afastar a hipótese de que o "relevo marginal" corresponde a uma arriba fóssil. Trata-se, sim, de uma escarpa de falha (ou de várias, paralelas umas às outras), das quais só as mais ocidentais poderão ter sofrido um retoque marinho [13].
7 - Além dessa importante falha longitudinal, terão jogado fracturas transversais, responsáveis pela existência dos colos do "relevo marginal" e pela própria compartimentação em blocos de toda a área estudada.
8 - Os cursos de água mais importantes parecem localizar-se sobre áreas tectonicamente deprimidas, o que sugere que estão estruturalmente condicionados e que a sua instalação é posterior a uma primeira movimentação de conjunto, o que não quer dizer que eles não sejam antecedentes relativamente a outras movimentações tectónicas posteriores à sua instalação.
9 - Estas reflexões comprovam, a nosso ver, que o estudo dos depósitos situados na plataforma litoral está longe de poder resolver-se com o recurso a métodos exclusivamente altimétricos.

[13] Veremos nos caps. 13 e 14 que os depósitos existentes na base do relevo marginal são, na maior parte dos casos, nitidamente fluviais. Se em relação a alguns deles a hipótese duma influência marinha se pode colocar, ela é, por um lado, duvidosa e, por outro, não teria sido suficientemente forte para destruir os depósitos fluviais que se conservam na base do relevo marginal.
Todavia existem, como veremos (cap. 14), outras escarpas de falha, situadas para oeste da que define o relevo marginal, que parecem ter funcionado como arribas, porque os depósitos que se situam na sua base apresentam fácies marinhos.

Capítulo 4 - Caracterização climática

É sempre arriscado, numa época em que existe uma evolução tão rápida dos conhecimentos, entrar em domínios em que, necessariamente, nos sentimos menos à vontade.
Acreditamos numa visão integrada da Geografia Física. Todavia, não queremos que a introdução de um capítulo sobre clima corresponda, apenas, a uma atitude formal, a uma declaração de crença na unidade da Geografia Física.
Pretendemos, essencialmente, demonstrar a relação entre certos elementos climáticos e a evolução do relevo. Com efeito, não podemos esquecer as heranças de situações climáticas passadas que se traduzem, por exemplo, no aparecimento de grandes espessuras de alteritos e/ou de depósitos muito ricos em caulinite, ou fortemente encouraçados.
Além disso, parece-nos que a influência do relevo poderá ajudar a compreender algumas características dos climas vigentes durante o Plistocénico, nomeadamente durante os respectivos períodos frios.

As estações existentes na área de estudo são:

- S. Gens, situada na estação agrária da Senhora da Hora, a 90m de altitude;

- Serra do Pilar, situada na margem sul do Douro, próximo do mosteiro do mesmo nome, a 95m de altitude.

Embora a estação de Santo Tirso, situada na Escola Prática de Agricultura, se localize fora da plataforma litoral (24km do mar, 62m de cota), no vale do rio Ave, apresentamos também os respectivos elementos climáticos, para fazermos a respectiva comparação com o que se passa nas áreas pertencentes à plataforma litoral.

4.1 - Variação da temperatura nas estações de Stº Tirso, S. Gens e Serra do Pilar

Os gráficos termopluviométricos das figs. 4.1, 4.2 e 4.3[14] evidenciam uma grande semelhança entre as condições climáticas das três estações.
Em todas elas há um curto período seco, nos meses de Julho e Agosto, em que a precipitação, em mm, é inferior ao dobro da temperatura, em °C.

[14] Para a elaboração deste capítulo utilizámos os dados correspondentes às normais climatológicas de 1931/1960, publicadas pelo Serviço Meteorológico Nacional, em 1970. Os dados climatológicos em questão encontram-se nos quadros 4.A, 4.B e 4.C (Anexo).

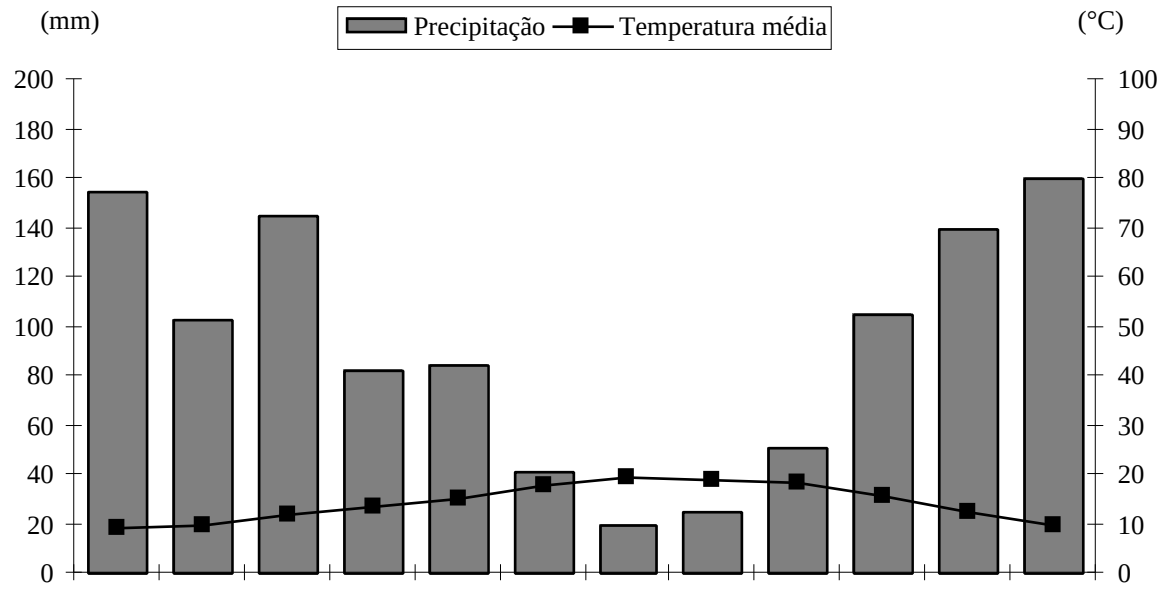


Fig. 4.2: Diagrama termo-pluviométrico da estação de S. Gens
Fonte: Normais Climatológicas 1931-1960 (Serviço Meterológico Nacional, 1970)

Aplicando o índice xerotérmico de H. Gaussen (M. J. Alcoforado, 1982), as três estações entram na categoria dos climas sub-húmidos (de 0 a 45 dias biologicamente secos).
No mesmo trabalho, e segundo o critério de Emberger, o clima das estações de S. Gens e da Serra do Pilar é definido como "húmido". O clima de Santo Tirso, por sua vez, já é considerado "pré-atlântico".

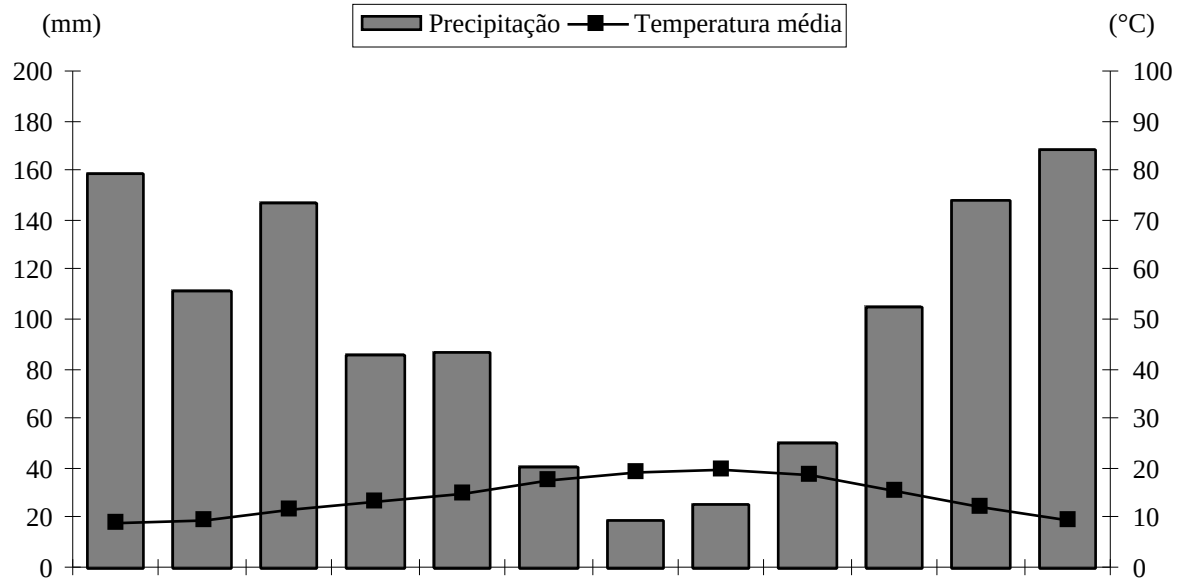


Fig. 4.3: Diagrama termo-pluviométrico da estação da Serra do Pilar
Fonte: Normais Climatológicas 1931-1960 (Serviço Meterológico Nacional, 1970)

Aparentemente, os três gráficos são quase idênticos. Por isso, é necessário recorrer a uma análise mais detalhada para encontrar algumas diferenças.
O gráfico da fig. 4.4 representa a evolução das temperaturas médias mensais para as três estações. O facto mais saliente é a existência de temperaturas mais elevadas, na primavera e verão, em Santo Tirso, o que, juntamente com temperaturas médias

análogas no inverno, acaba por traduzir-se numa temperatura média anual de 15°C, contra 14.4°C na Serra do Pilar e 14.2°C em S. Gens.
Os gráficos de S. Gens e da S. do Pilar quase se confundem, se exceptuarmos os valores da temperatura média de Agosto, em que se notam valores mais elevados na S. do Pilar.

Se observarmos gráficos análogos, construídos com as médias das temperaturas máximas e mínimas (fig. 4.5), verificamos que estas atingem valores relativamente elevados no verão (27.5°C), em Santo Tirso.
Além disso, como já tínhamos verificado nos gráficos com as temperaturas médias, há uma significativa descida das máximas de S. Gens relativamente às da Serra do Pilar, durante o mês de Agosto.
É esse o único momento em que as duas curvas de máximas se separam. No resto do ano elas são praticamente coincidentes.
Pensamos que esse facto poderá ficar a dever-se a uma maior incidência da nortada[15], relativamente fresca, na estação de S. Gens, enquanto que a Serra do Pilar fica mais protegida dos ventos de norte pelos elementos da superfície alta da cidade do Porto (ver fig. 1.1).

A curva das temperaturas mínimas médias (fig. 4.5) mostra, mais uma vez, um certo contraste entre as duas estações da proximidade do Porto e a de Santo Tirso, onde as temperaturas mínimas, no inverno, são um pouco mais baixas.
A amplitude térmica anual, consequentemente, é mais baixa nas estações do litoral (10.4°C para S. Gens, 10.8°C para a Serra do Pilar), e um pouco mais elevada (12.4°C) em Santo Tirso.

[15] A nortada tem origem na formação de uma depressão de origem térmica, no interior da Península, e no reforço do anticiclone dos Açores (D. B. Ferreira, 1984).
Essas condições são muito frequentes no verão. Ora, como veremos, os ventos de norte e de noroeste predominam, no verão, em S. Gens.
Quanto à Serra do Pilar são dominantes os ventos de noroeste e de oeste. Porém, a situação topográfica desta estação, num vale muito encaixado de orientação W-E, poderá explicar que um vento de norte e de noroeste acabe por soprar, localmente, segundo noroeste e oeste.

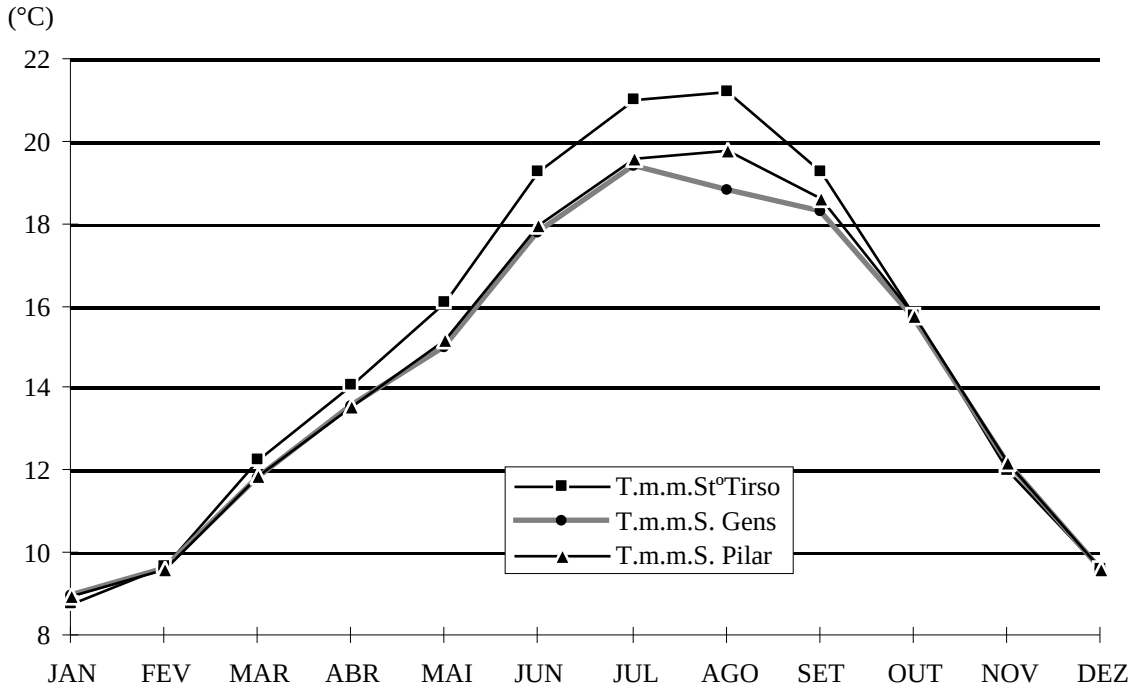


Fig. 4.4: Temperaturas médias mensais nas três estações estudadas
Fonte: Normais Climatológicas 1931-1960 (Serviço Meterológico Nacional, 1970)

O diagrama da fig. 4.6 foi elaborado a partir dos valores da diferença entre as médias das temperaturas máximas e as médias das mínimas mensais. Pretende-se dar uma ideia aproximada da variação da amplitude térmica diurna nas três estações.

A evolução mensal da média das máximas e das mínimas (fig. 4.5) permite-nos concluir que a amplitude térmica diurna é maior no verão que no inverno em todas as estações estudadas. Além disso, os seus valores são sempre mais elevados em Santo Tirso, o que demonstra uma maior continentalidade do respectivo clima.

Podemos assim concluir que, apesar da distância ao mar não ser muito grande, o clima de Santo Tirso apresenta uma certa continentalidade, que contrasta com o das estações do Porto, em que, quer a amplitude térmica anual, quer a amplitude térmica diurna, são significativamente menores.

Entre as duas estações do Porto há muitas semelhanças.
A estação de S. Gens fica a 3.5km do mar. O observatório da Serra do Pilar dista 5.5km do litoral.
As diferenças entre eles não poderão, decerto, explicar-se pela escassa diferença de 2km na distância ao mar das duas estações.

Como já afirmámos, parece-nos que, na estação da Serra do Pilar, poderá existir uma certa situação de abrigo, em relação aos ventos de norte, e uma provável influência continental, vinda de este e canalizada pelo vale do Douro.
Na estação de S. Gens, a descida dos valores das máximas de Agosto revela, como vimos atrás, uma provável influência da nortada, o que comprova as influências marítimas que actuam nesta estação.

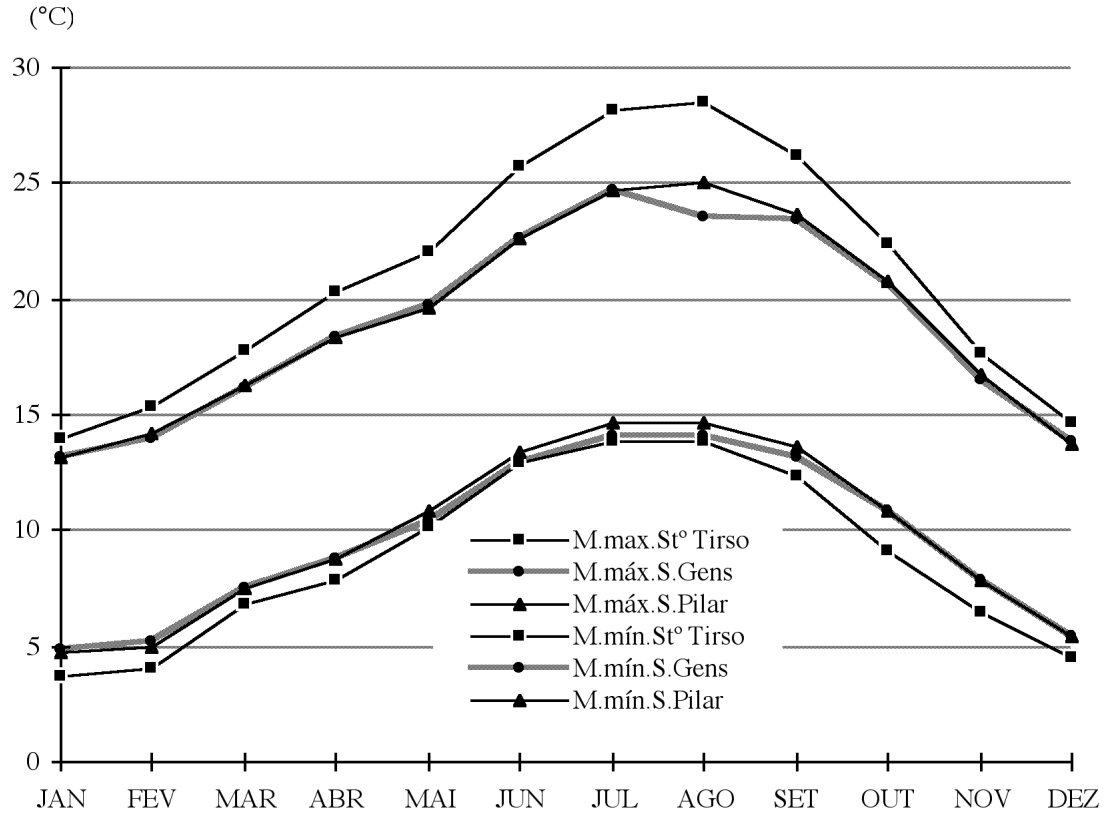


Fig. 4.5: Variação das médias das temperaturas máximas e mínimas nas três estações estudadas
Fonte: Normais Climatológicas 1931-1960 (Serviço Meterológico Nacional, 1970)

Quer dizer, embora se trate de um relevo que tem, aparentemente, pouca importância, o "relevo marginal" constitui, de facto, uma barreira à penetração de influências marinhas. Assim, as estações situadas na plataforma litoral (S. Gens) apresentam características específicas, contrastantes com aquelas que se localizam atrás do relevo marginal (Santo Tirso), ou numa situação mais abrigada relativamente a determinados ventos (Serra do Pilar).

Torna-se claro que um aprofundamento de análise só é possível através do conhecimento da circulação atmosférica.

4.2 - A influência da circulação atmosférica

Na impossibilidade de estudar pormenorizadamente as diversas situações sinópticas que afectam a área, faremos uma análise do regime dos ventos nas três estações. Os dados de base foram extraídos do fasc. XIII de "O clima de Portugal".

A fig. 4.6 representa o número de observações de ventos dos vários quadrantes nas três estações estudadas. Além disso, está representada a frequência das "calmas", que correspondem a situações em que a velocidade do vento é inferior a 1km/hora.

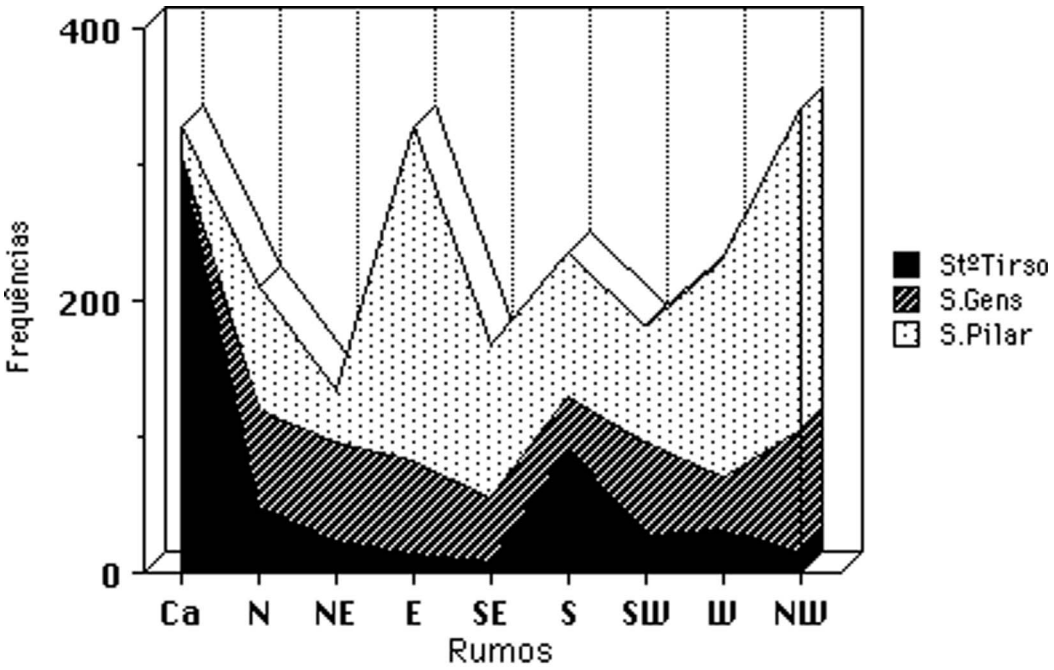


Fig. 4.6: Frequência das calmas (Ca) e dos diferentes rumos de ventos nas 3 estações estudadas

A estação em que existem frequências mais elevadas dos ventos de quase todos os quadrantes é a da Serra do Pilar. Segue-se-lhe a de S. Gens, que apresenta uma distribuição quase regular entre os diversos rumos, com a excepção do ventos de sul e sudeste, que são relativamente menos frequentes.
Verifica-se que a estação de Santo Tirso é aquela em que as calmas são mais frequentes. A seguir às calmas, a situação mais frequente é a de ventos do sul.
A fig. 4.7 representa a variação de frequência dos ventos de sul e de norte e da precipitação média mensal na estação de Stº Tirso. Existe um nítido paralelismo entre a frequência dos ventos de sul e a precipitação média mensal.
No norte de Portugal, os ventos de sul estão geralmente associados à passagem de sectores quentes de perturbações da frente polar, que, como sabemos, é mais activa no inverno, justamente quando os ventos de sul atingem o máximo de frequência em Santo Tirso.
Assim, aquele paralelismo explica-se porque o principal mecanismo que desencadeia a precipitação, em Santo Tirso, é a passagem de perturbações da frente polar, a que se associam ventos de sul e de sudoeste (sector quente). Todavia, como sabemos, a precipitação não está exclusivamente ligada aos sectores quentes das perturbações, mas também ocorre, sob a forma de aguaceiros, na dependência de ventos de norte e de noroeste, veiculando ar polar marítimo nos sectores frios das perturbações.
Os ventos de norte parecem ter uma variação de certo modo simétrica, relativamente aos ventos de sul. Durante o verão, os ventos de norte têm uma quebra menos acentuada que os de sul, porque a criação de uma depressão de origem térmica no interior da Península desenvolve uma circulação de norte no litoral (nortada), que compensa a queda de frequência dos ventos de norte ligados às perturbações da frente polar, menos activa no verão.

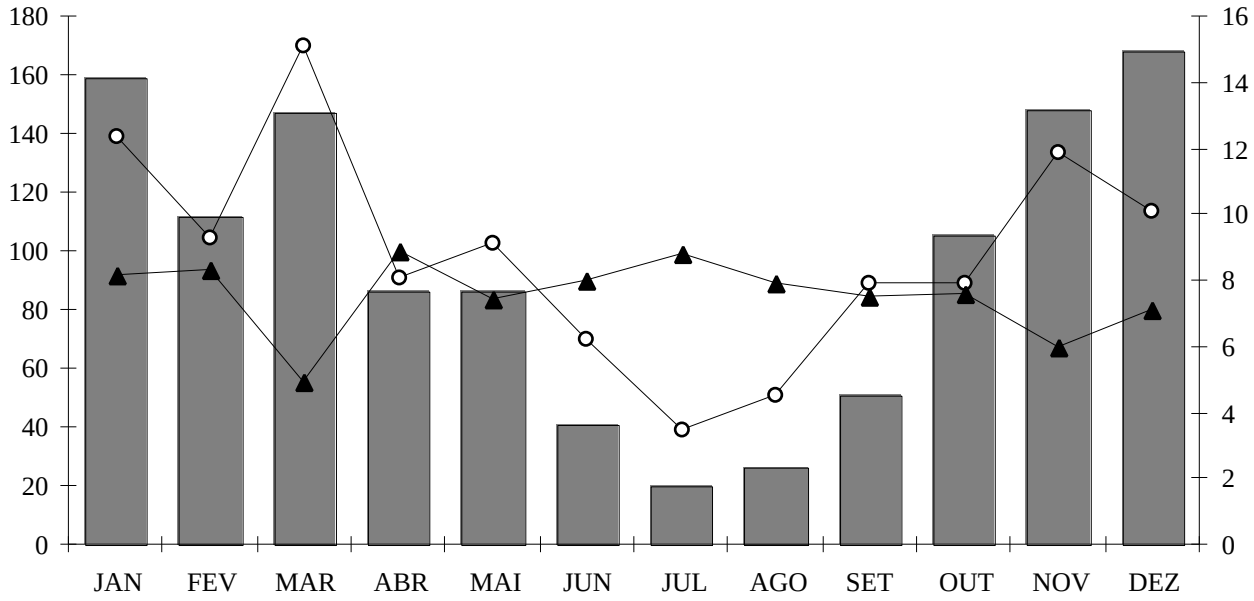
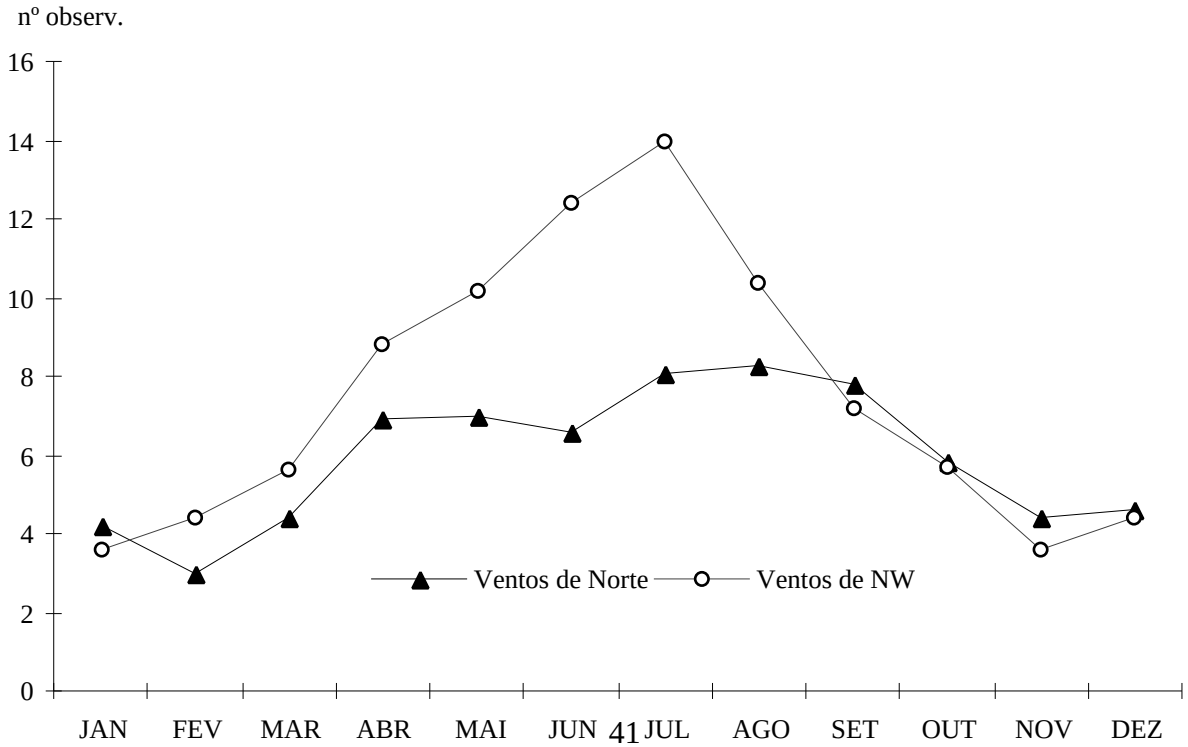


Fig. 4.7: Relação entre a frequência dos ventos de sul e de norte e a variação mensal da precipitação na estação de Stº Tirso

Nas outras duas estações, a variação mensal da precipitação também acompanha de perto a frequência dos ventos de sul, pelo que o mecanismo que acima referimos também se lhes poderá aplicar.

Existem, naturalmente, muitas possibilidades de análise climática que não vamos explorar. Parece-nos correcto referir apenas os aspectos que ganham alguma relevância para a caracterização do clima litoral e a explicação dos contrastes que ele apresenta em relação aos climas do interior.

Já vimos (fig. 4.7) que a frequência do vento de norte se mantém relativamente elevada, durante o verão, na estação de Stº Tirso. Atribuímos essa circunstância à nortada. Porém, Stº Tirso fica a uma certa distância do litoral. Como se comportam os ventos de norte e noroeste numa estação mais próxima do litoral, como é o caso de S. Gens?



Como pode ver-se na fig. 4.8, existem máximos nos meses de primavera e verão, que parecem corresponder à nortada.

Representando a frequência dos rumos mais significativos para a Serra do Pilar (fig. 4.9), verificamos que as direcções dominantes durante o verão são noroeste (21.9%) e oeste (15%),. Ao contrário do que se passava na estação de S. Gens, os ventos de norte não apresentam uma frequência mais elevada nos meses de verão.
Este facto parece relacionar-se com as condições topográficas acima referidas.
Os ventos de este (22.8%) têm um comportamento simétrico em relação aos de oeste e noroeste e predominam durante o inverno e as estações intermédias.
A importância dos ventos de este parece ficar a dever-se à orientação do vale do Douro, em cuja margem esquerda se situa o referido observatório. Em toda a área correspondente aos últimos 10km do seu curso, o Douro tem um traçado geral de este para oeste, o que decerto provoca um efeito de "canalização" nos ventos do quadrante este e oeste, em toda esta área

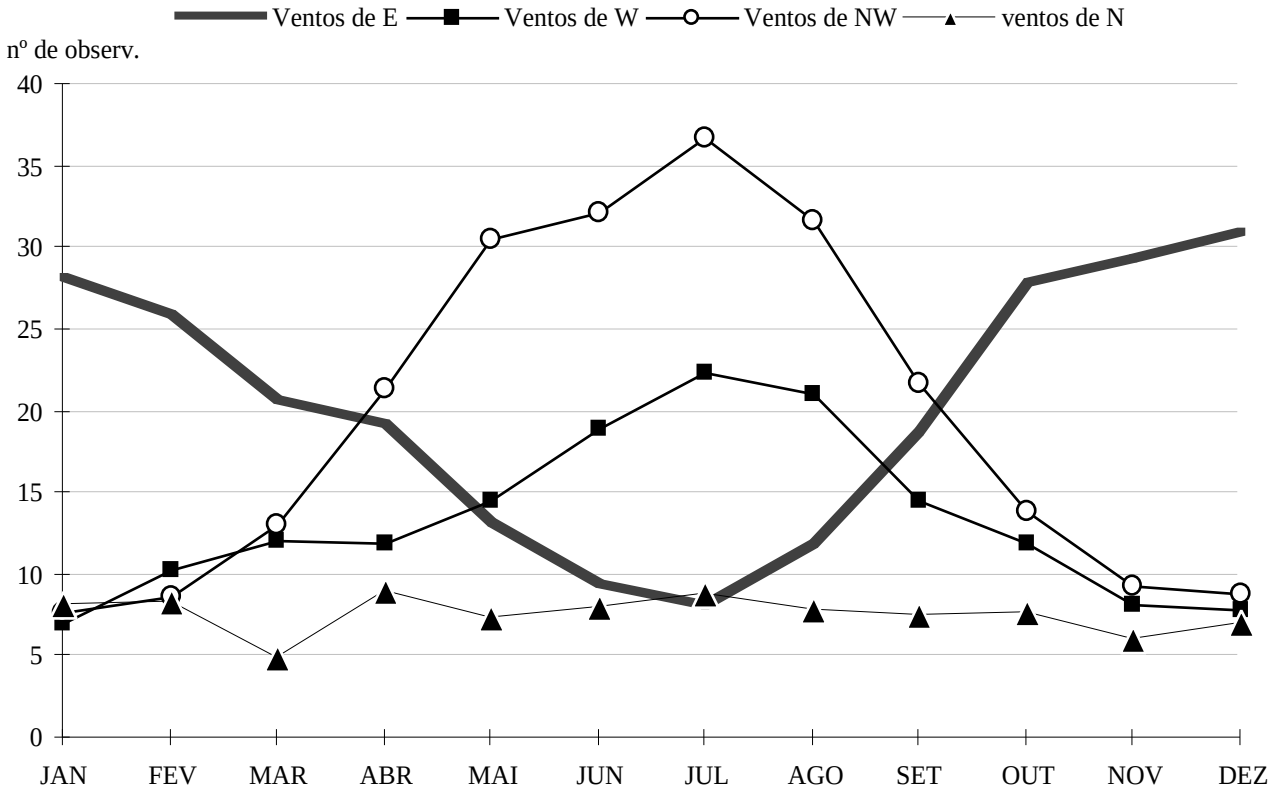


Fig. 4.9: Frequência de alguns dos rumos de ventos na estação da S. do Pilar

As rosas dos ventos[16] das figs. 4.12, 4.13 e 4.14 evidenciam duas situações contrastantes.
No caso de S. Gens encontramos uma figura quase isodiamétrica. Porém, quer em Santo Tirso, quer na Serra do Pilar observa-se uma clara orientação preferencial.

[16] Nas figs 4.12, 4.13 e 4.14 o raio dos sectores é proporcional ao número de observações para cada rumo de vento. Assim, a escala é variável de figura para figura.

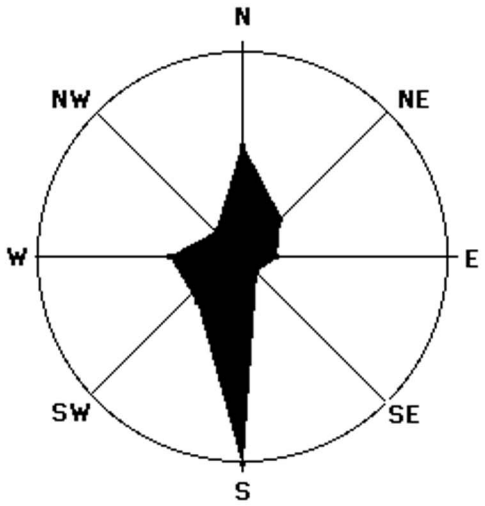


Fig. 4.10: Frequência relativa dos diferentes rumos de ventos na estação de Stº Tirso

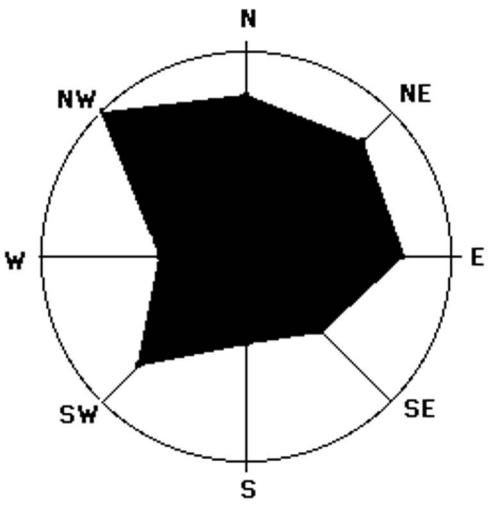


Fig. 4.11: Frequência relativa dos diferentes rumos de ventos na estação de S. Gens

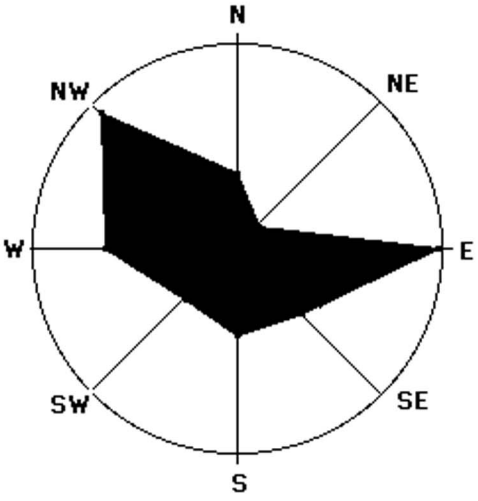


Fig. 4.12: Frequência relativa dos diferentes rumos de ventos na estação da S. do Pilar

Assim, em Santo Tirso há um predomínio dos rumos de norte e de sul. Na Serra do Pilar, embora menos nitidamente, há um acentuar dos rumos leste, oeste e noroeste.
Estes factos demonstram, a nosso ver, a importância do relevo na orientação dos ventos. Só assim se compreende que, em duas estações tão próximas como S. Gens e Serra do Pilar, haja diferenças tão acentuadas nos rumos predominantes. Como já vimos, a estação da Serra do Pilar parece sofrer a influência da sua situação no vale do Douro, provocando um efeito de "canalização" dos ventos, enquanto que S. Gens, numa área de relevo mais monótono, em plena plataforma litoral, ajusta-se melhor, provavelmente, ao modelo regional da circulação atmosférica.

4.3 - A precipitação

A fig. 4.13 representa a precipitação média mensal para as três estações estudadas, segundo as normais climatológicas do período compreendido entre 1931 e 1960.
É interessante verificar que há uma significativa quebra da precipitação do interior para o litoral, ao contrário do que seria de esperar. Praticamente em todos os meses do ano, a estação de Stº Tirso é a que recebe um maior volume de chuvas.
Assim, a precipitação média anual, em Santo Tirso, atinge os 1336mm, sendo de 1149 na Serra do Pilar e de 1109 em S. Gens.

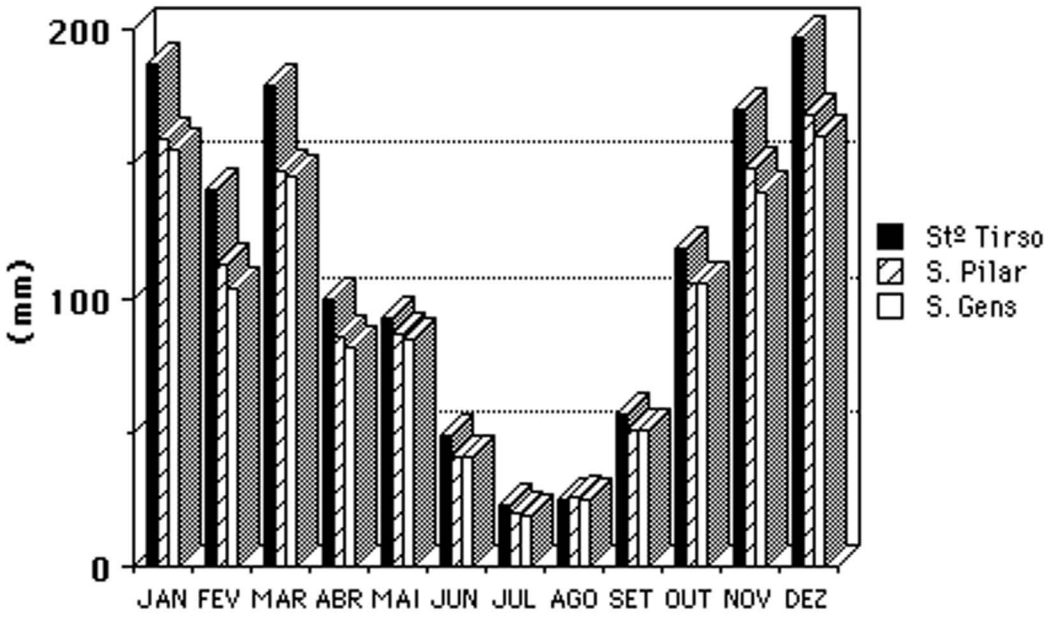
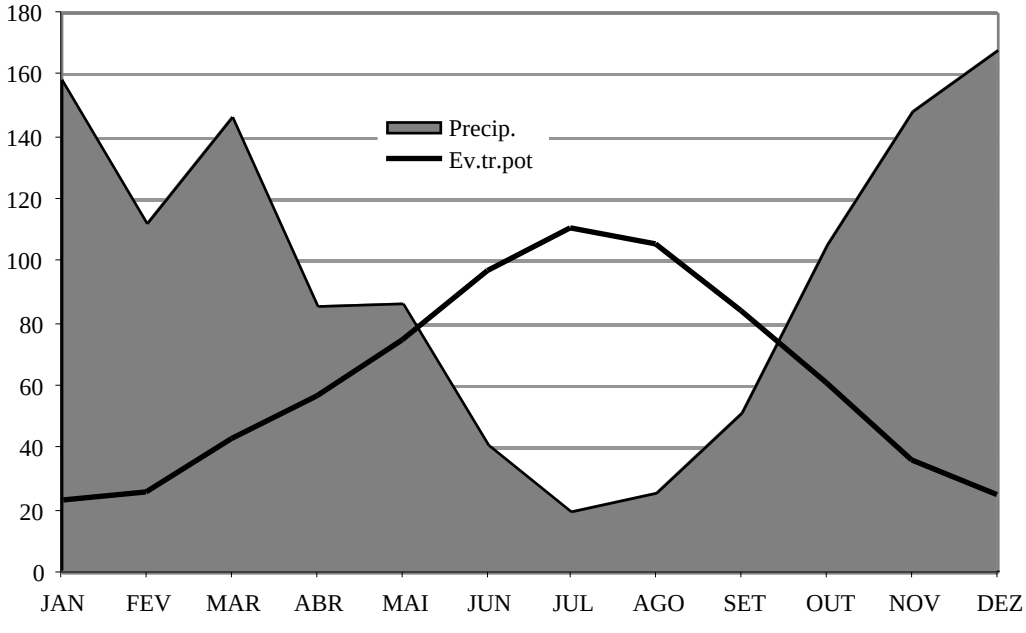


Fig. 4.13: Variação da precipitação média mensal nas 3 estações estudadas

Do volume XXIV de "O clima de Portugal" (J. C. Mendes & M. L. Bettencourt, 1980), extraímos os dados referentes à precipitação e evapotranspiração potencial das estações



incluídas na área estudada, e ainda de algumas estações litorais próximas, de modo a podermos avaliar a variação espacial que estes elementos sofrem. Sobrepondo os valores da precipitação e os da evapotranspiração potencial, obtivemos diagramas que representam graficamente o período em que o solo perde mais água do que a que recebe, tendo as plantas que utilizar parte das reservas acumuladas no período chuvoso.

Os vários diagramas são bastante semelhantes.
Por isso, apenas apresentaremos apenas o caso da estação da Serra do Pilar (fig. 4.14), onde é claramente visível a existência de um período seco durante os meses de Junho, Julho, Agosto e Setembro.

Representando o valor da precipitação e da evapotranspiração potencial para as várias estações (fig. 4.15), verificamos que a precipitação desce ligeiramente para sul, à medida que nos afastamos da foz do rio Neiva.
Depois, sofre uma quebra brusca na área de Matosinhos (Boa Nova e Leça), mas retoma um valor semelhante ao de Pedras Rubras na estação da Serra do Pilar.
Como a evapotranspiração potencial sofre uma subida ligeira para sul, que é, todavia, muito menos nítida do que a quebra da precipitação nos mesmos locais, o resultado é que a curva da precipitação se situa sempre acima da da evapotranspiração potencial, exceptuando o caso de Leça da Palmeira (fig. 4.15), onde a precipitação sofre uma descida cuja explicação tentaremos proximamente.
Se abstrairmos dos dados referentes às estações com comportamentos discrepantes (Boa Nova e Leça da Palmeira) e representarmos a variação da evapotranspiração e da precipitação de acordo com a distância dos postos meteorológicos representados à foz do rio Neiva (fig. 4.20), verificamos que a evapotranspiração sofre uma subida muito ligeira para sul, decorrente do aumento de temperatura média anual, que, por sua vez, é uma das consequências da diminuição da latitude. Por sua vez, a precipitação sofre uma sensível diminuição para sul.

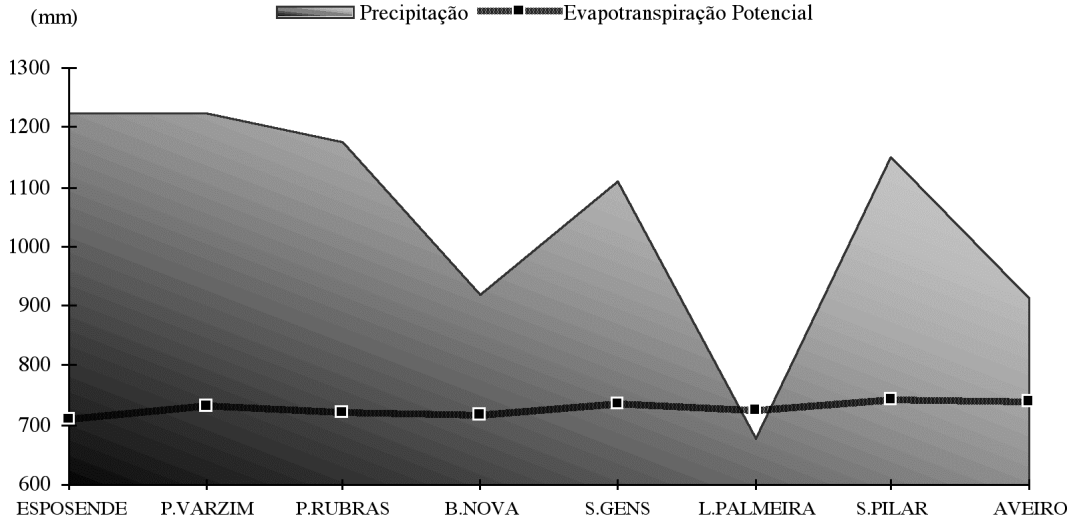


Fig. 4.15: Variação da precipitação e da evapotranspiração potencial em vários postos do litoral

Em ambos os casos, a correlação entre as duas variáveis e a distância à foz do rio Neiva (escolhida apenas porque se situa a norte de Esposende, a primeira estação representada)

é bastante perfeita, notando-se apenas uma ligeira distanciação dos vários pontos relativamente à recta de regressão.

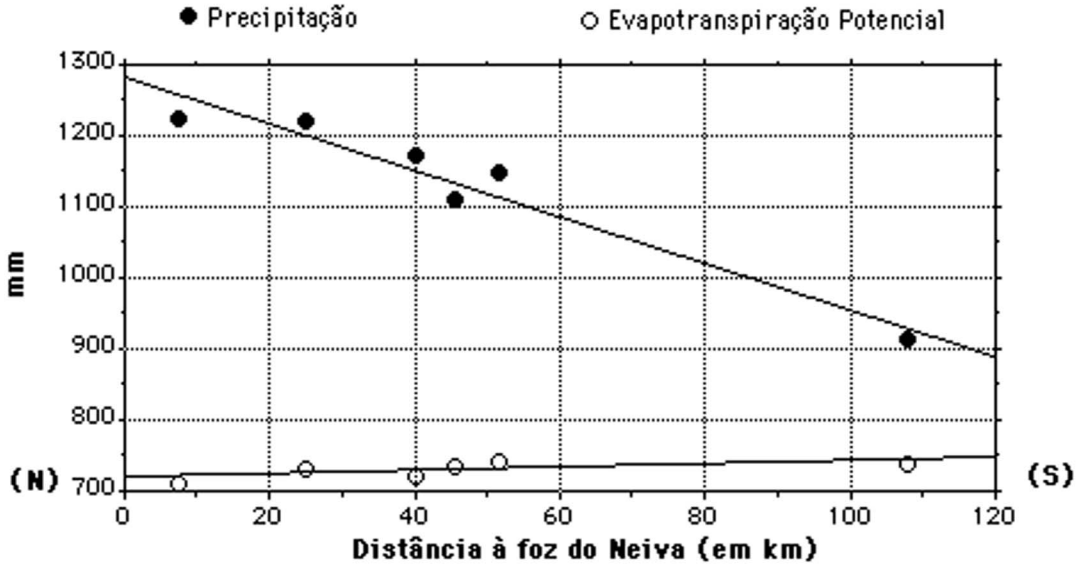


Fig. 4.16: Variação da precipitação média anual e da evapotranspiração potencial com a latitude

Como explicar a brusca diminuição da precipitação nas estações da Boa Nova e Leça da Palmeira (litoral de Matosinhos)?

Este poderia estar relacionado com o fenómeno de "*upwelling*", estudado em D. B. Ferreira (1984).
Para que se verifique o fenómeno de "*upwelling*" é necessária a existência duma corrente que arraste as águas superficiais, mais quentes, para o largo. Esse fenómeno provoca a sua substituição das águas superficiais costeiras por águas profundas, mais frias.
Essa corrente é criada por um vento que corra paralelamente à costa, deixando-a à sua esquerda.
Devido à força de Coriollis, a corrente criada por um vento paralelo à linha de costa sofre um desvio para a direita. Nas nossas latitudes ela faz, à superfície, um ângulo de 45° com a direcção original do vento.
Em profundidade, esse ângulo aumenta até atingir os 180°, mas a velocidade da corrente desce rapidamente. Por isso, em termos médios, considera-se que a direcção da deriva se desvia segundo um ângulo de 90° para a direita da direcção do vento.

Por isso, no caso da costa ocidental da Península, para que se desencadeie um fenómeno de *upwelling* , é necessário que sopre um vento de norte.

Em D. B. Ferreira (1984, p. 27) é publicada uma imagem de satélite, na banda dos infravermelhos, em que se mostra um arrefecimento das águas do mar junto à costa ocidental do país. Esse arrefecimento é muito nítido na região do porto de Leixões.
Ora, as camadas de ar, em contacto com o oceano arrefecido, tornam-se mais estáveis, o que dificulta a ocorrência da precipitação.

O problema é que o *upwelling* é um fenómeno essencialmente estival. Ora, nos meses de verão, a precipitação é baixa em todas as estações estudadas.

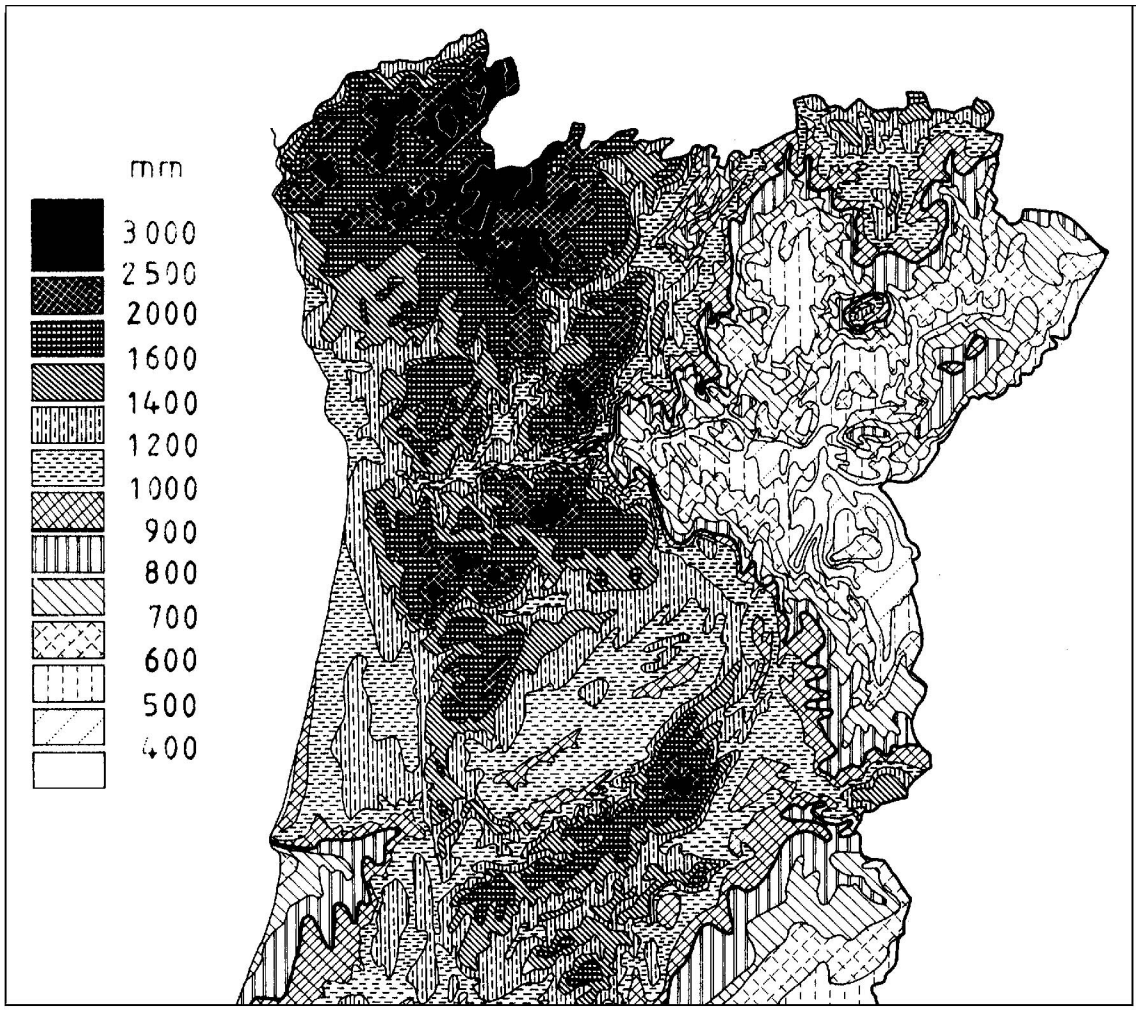


Fig. 4.17: Distribuição da precipitação no Norte de Portugal.
Extraído de S. Daveau et al., 1988

Sendo assim, teremos que recorrer a uma outra explicação.
Sabemos como o relevo pode induzir a precipitação, provocando uma ascensão forçada das massas de ar. Além disso, segundo G. Escourrou (1978), o aparecimento duma faixa de colinas, a seguir a uma plataforma regular, provoca uma diminuição de velocidade do vento. Daí que, nessa área, entre mais ar do que aquele que sai. Para restabelecer o equilíbrio, gera-se uma circulação ascencional, que, se a massa de ar for húmida, rapidamente desencadeará chuvas.
Assim, apesar da pouca importância aparente do "relevo marginal", ele poderá funcionar como uma pequena barreira de condensação, a primeira que as massas de ar marítimas encontram, depois de percorrerem a plataforma litoral, onde predominam os retalhos aplanados e onde a respectiva velocidade não sofre uma redução significativa.

Em S. Daveau *et al*., (1977, p. 152) encontramos uma referência a este fenómeno: "A existência frequente de relevos próximos do litoral provoca, simultaneamente, uma travagem e uma ascendência mecânica de amplitude muito variável segundo as características das massas de ar. Por vezes, a mais pequena colina litoral é suficiente para desencadear chuvas orográficas (...)"

A existência de uma relativa secura nos climas do litoral pode ser confirmada em qualquer mapa de isoietas. Todavia, nos mapas de escala relativamente grande, é possível verificar como relevos de altitudes reduzidas, como é o caso do nosso "relevo marginal", têm uma influência acentuada na precipitação.
Assim, nos mapas coloridos publicados em S. Daveau *et al*., (1977) a isoieta dos 1200mm tem um traçado que, sobretudo a norte do Douro, segue muito de perto o desenvolvimento do "relevo marginal".
Esse facto é, também, patente no mapa da fig. 4.17 (extraído de O. Ribeiro, H. Lautensach e S. Daveau, 1988), que corresponde, essencialmente, a uma simplificação e redução dos mapas coloridos acima referidos.
Os relevos que limitam, para o interior, a plataforma litoral e que apresentam posições idênticas às do "relevo marginal" na nossa área de trabalho, correspondem sempre a áreas com precipitação relativamente elevada.
Na faixa litoral, desde que não existam relevos para induzir a precipitação, esta torna-se relativamente escassa (cf. na fig. 4.17, a área a norte da serra da Boa Viagem. A sul desta serra, a situação de abrigo relativamente aos ventos de Norte e Noroeste deverá, também, ter um papel importante).

Na fig. 4.18 verificamos que a estação da S. do Pilar apresenta perto de 160 dias de chuva fraca (<0.1mm).
Por sua vez, Santo Tirso tem menos dias de chuva fraca (<0.1mm) do que as outras estações. Mas os dias em que a precipitação é superior a 1mm, e, sobretudo, a 10mm, são em maior número que em S. Gens e na Serra do Pilar. Estes dados confirmam uma certa intensificação das precipitações por acção do relevo, de acordo com as ideias acima expostas.

4.4 - A agressividade do clima em termos geomorfológicos. A importância das acções antrópicas

Se abstrairmos das acções antrópicas, o ambiente climático nas áreas de clima temperado não tem, em princípio, uma grande agressividade em termos geomorfológicos.
Com efeito, a existência de uma cobertura de solo e de vegetação protege as rochas dos efeitos da escorrência. Por outro lado, o clima temperado não comporta fortes amplitudes térmicas, o que impede a acção de fenómenos de desagregação mecânica tais como a termo e a crioclastia. Deste modo, os cursos de água transportarão, sobretudo, substâncias finas e dissolvidas e poderão ter alguma capacidade erosiva que será utilizada, provavelmente, no desgaste de margens rochosas ou no encaixe de antigos depósitos correspondentes a períodos de maior agressividade climática.
Esta situação de equilíbrio biostásico (H. Erhart, 1956) é alterada quando o homem entra em cena, destruindo as florestas, construindo estradas e habitações.
Com efeito, este, abrindo caminhos e cavando trincheiras, aumenta subitamente o declive e cria o apelo ao vazio, que pode desencadear fenómenos de deslizamento, se os

taludes não estiverem protegidos por vegetação, e desde que a precipitação seja suficientemente abundante.

Assim, em períodos muito chuvosos, nomeadamente no inverno de 1979, observámos no Picão (Coimbrões) e Lavadores fenómenos de deslizamento. No Picão foi talhada uma barreira num depósito com cerca de 3m de espessura. Construiu-se na base um muro. Com precipitações abundantes, o substrato de granito podre ficou saturado de água, tornando-se impermeável. A porosidade elevada do depósito propiciou uma grande absorção de água, o que provocou o deslizamento de parte do depósito sobre a superfície de granito podre. Este deslizamento destruiu quase completamente o muro de sustentação e pôs em risco uma habitação construída no topo da trincheira.

Este exemplo serve-nos para ilustrar fenómenos do tipo dos deslizamentos, que são relativamente comuns nesta área.
Estes deslizamentos acontecem, normalmente, quando um depósito areno-cascalhento ou argiloso, que se sobrepõe a um *bed-rock* impermeável, é colocado numa situação de desequilíbrio por acção do homem.

Todavia, dados os declives relativamente baixos da área estudada, os deslizamentos são os únicos

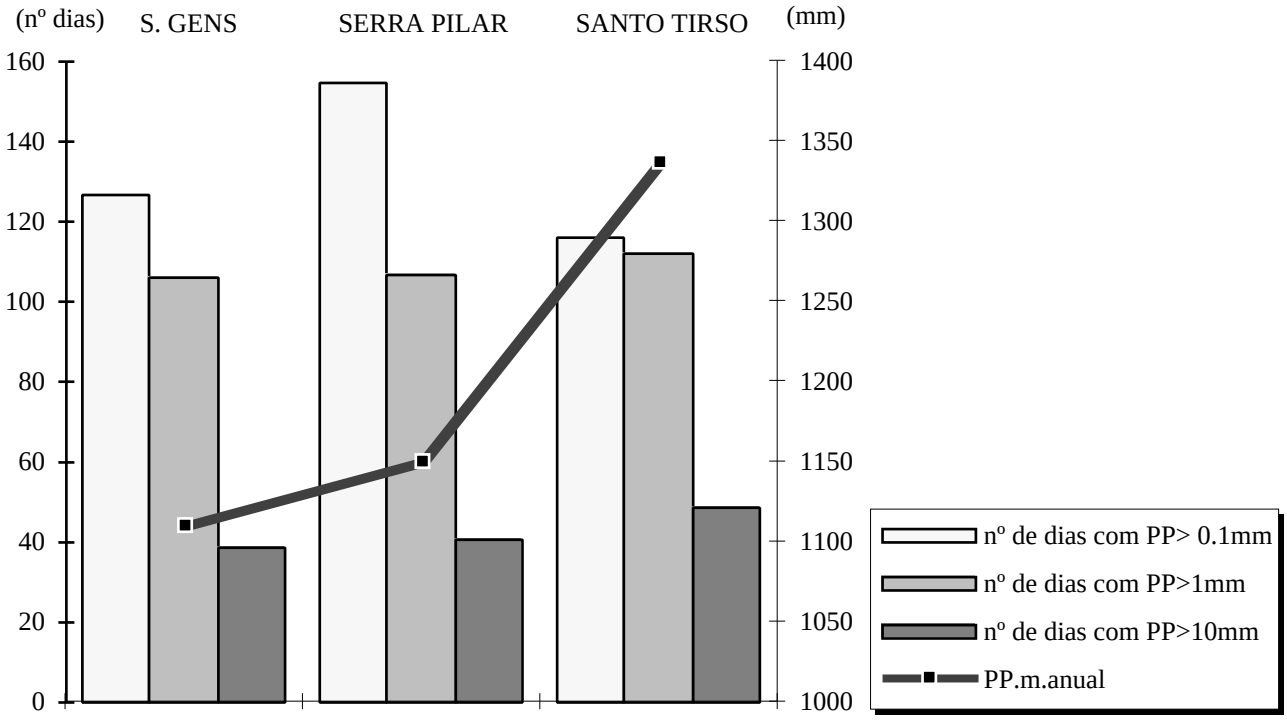


Fig. 4.18: Relação entre a intensidade diária da precipitação e a precipitação média anual nas 3 estações estudadas

fenómenos em que a dinâmica geomorfológica continental revela alguma agressividade.

4.5 - Regime dos ventos e dinâmica marinha

Alguns elementos do clima exercem uma grande influência na evolução geomorfológica dos litorais. Um dos mais importantes é, sem dúvida, a direcção e intensidade do vento que se reflecte na altura e direcção da ondulação.

Os dados de que dispomos não dizem respeito a estações situadas em pleno mar, ou, pelo menos, sobre a linha de costa. Como já vimos, o relevo influencia a orientação dos ventos. Assim, os resultados obtidos, traduzindo a circulação local, podem afastar-se dos que seriam obtidos com um estudo dos ventos no mar. Ora, são esses que condicionam a ondulação e, consequentemente, o transporte de areias que, por deriva litoral, acaba por dar à linha de costa a sua orientação característica.
Por isso, a discussão que se segue deverá ser entendida como um mero exercício de explicitação de um método que poderá eventualmente ser aplicado com sucesso, desde que se disponha de dados adequados…

Segundo Schou (A. Guilcher, 1954, p. 144), a direcção da ondulação dominante num dado trecho do litoral, corresponde à resultante da soma geométrica de vectores, representando o produto da velocidade dos ventos de mais de 4 graus Beaufort (equivalente a 20km/h), pela respectiva frequência. Quando a direcção da ondulação dominante coincide com a direcção de maior *fetch* [17], a rectificação da linha de costa faz-se segundo uma direcção perpendicular à ondulação dominante.
Quando a direcção de maior *fetch* e a resultante dos ventos dominantes não coincidem, a direcção de rectificação da costa é perpendicular a uma recta situada na bissectriz do ângulo entre as duas direcções.

Em H. Nonn (1966) apresentam-se vários ensaios de determinação da resultante dos ventos fortes para estações da Galiza e para o Porto (Serra do Pilar). No referido trabalho, admite-se (p. 59) que a direcção de maior *fetch*, para a região do Porto, é NO. Porém, parece-nos que será mais correcto considerar a direcção Oeste como a direcção de maior fetch no litoral do Porto. Efectivamente, e segundo a direcção de Oeste que a largura do Atlântico é maior. Acontece, ainda, que os diagramas realizados tomando em linha de conta a direcção Oeste se ajustam perfeitamente, como veremos, às direcções observadas para a linha de costa a Sul de Espinho.

Utilizando os dados publicados nas já referidas normais climatológicas para o período de 1931 a 1960, elaborámos o diagramas de Schou para os ventos na Serra do Pilar (fig. 4.19). Para isso, multiplicámos a frequência mensal dos ventos de mais de 20km/h pela respectiva velocidade. Somámos as várias parcelas correspondentes a cada rumo. Calculámos, então, graficamente, a soma dos respectivos vectores (fig. 4.19).

A direcção deduzida através do diagrama apresentado na figura coincide, efectivamente, com a direcção da linha de costa a sul de Espinho.
Fizemos ainda um ensaio para a estação de Aveiro – Barra, já que esta se encontra no sector em que a linha de costa está rigidamente orientada segundo uma direcção

[17] No Dictionary of Geography, de F. J. Monkhouse (1974), encontramos a seguinte definição de *fetch*: "Distância, em mar aberto, percorrida por uma vaga induzida pelo vento, ou ao longo da qual sopra o vento".

aproximadamente N10°E e onde as influências estruturais são negligenciáveis, já que se trata de um longo sector arenoso, apenas interrompido por construções antrópicas (esporões e enrocamentos vários).
Embora os valores utilizados para a elaboração do gráfico não sejam coincidentes, a resultante é bastante semelhante e, por isso, a direcção de rectificação previsível é coincidente com a anterior e corresponde aproximadamente à direcção da linha de costa a sul de Espinho.

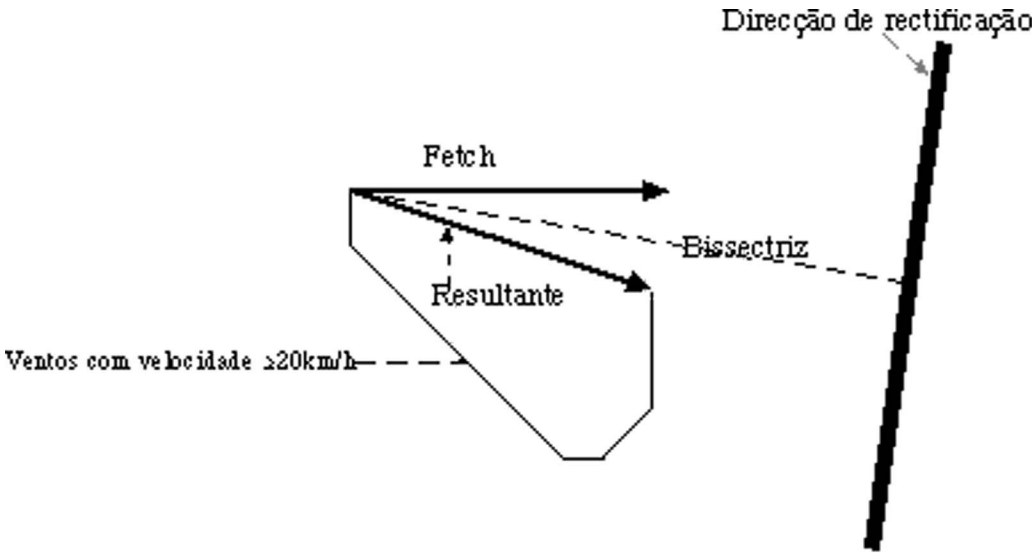


Fig. 4.19: Direcção de rectificação da costa correspondente aos ventos da estação da Serra do Pilar, admitindo que a direcção de maior fetch é Oeste

A orientação geral de NNO/SSE, prevalecente a norte de Espinho parece estar relacionado com fenómenos de ordem estrutural (orientação hercínica, falha Porto-Tomar). Por esse motivo, este tipo de diagramas não pode aplicar-se.
A verdade, porém é que, apesar de os dados climatológicos disponíveis não serem, possivelmente, os mais adequados para a realização de diagramas deste tipo, os resultados, desde que se considere Oeste como a direcção de maior **fetch,** parecem corresponder muito bem à realidade.

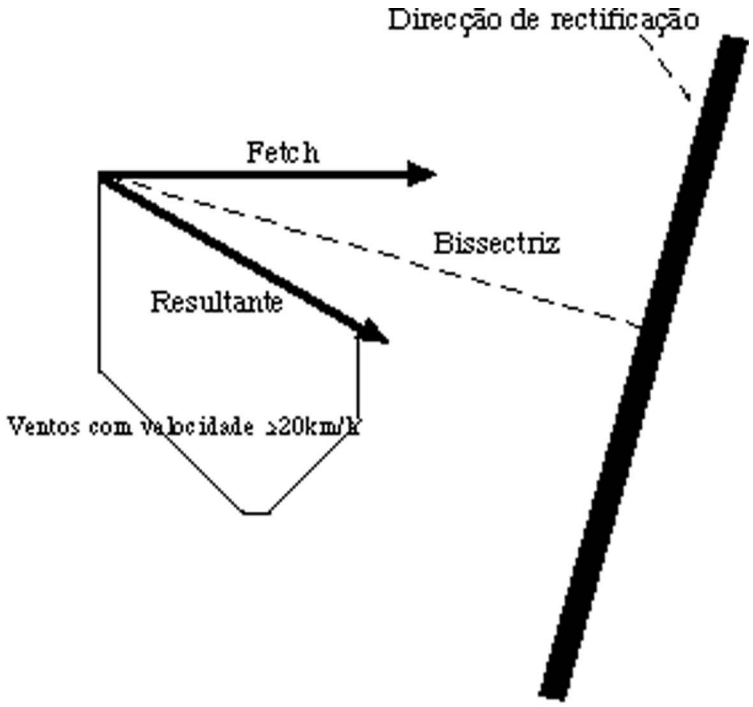


Fig. 4.20: Direcção de rectificação da costa correspondente aos ventos da estação de Aveiro-Barra, admitindo que a direcção de maior fetch é Oeste

4.6 - Regime dos ventos e orientação dos sistemas dunares

O vento e o fornecimento de areias secas da parte alta do estrão têm um papel decisivo na formação e evolução das dunas litorais.

Elas começam por ser "pequenos aglomerados lenticulares análogos às *nebkas* do Sahara". A reunião dessas dunas elementares dá origem a uma "duna costeira, paralela ao mar, com uma crista ondulada" (A. Guilcher, 1954).

Segundo o mesmo autor, a orientação das dunas litorais depende da direcção do vento eficaz. Este é, geralmente, um vento marinho perpendicular à costa, pois, neste caso, ele é menos travado pelo atrito com a mesma[18].
Observando as dunas representadas nas folhas da carta 1:25.000, concluímos que, a Norte de Espinho, elas se desenvolvem paralelamente à linha de costa, seguindo, portanto, a regra de A. Guilcher.
Verifica-se, porém, que sobretudo a sul de Esmoriz, para leste das dunas costeiras, existem outros sistemas dunares desenvolvido segundo direcções diversas (cf. capítulo 16).

[18] Mas, se um vento oblíquo soprar com suficiente regularidade pode adquirir predominância sobre o vento perpendicular à costa. Também se podem verificar interferências entre duas direcções de ventos, dando origem a formas mistas.

Essas dunas, fixadas por pinhal e mostrando, por vezes, horizontes pedológicos bem desenvolvidos, correspondem a sistemas fósseis, ligados, no que diz respeito à direcção dos ventos e aos processos de fornecimento de areias, a situações diferentes das actuais.

Assim, como veremos no capítulo 16, a orientação das dunas, associada a outros critérios (existência de horizontes endurecidos com origem pedológica, morfoscopia das areias), permite identificar diferentes sistemas dunares e lançar hipóteses sobre a sua cronologia relativa e as condições climáticas reinantes na altura.

Atendendo a que as dunas costeiras dependem da alimentação em areias provenientes da deflação da praia alta, elas não poderão desenvolver-se em algumas circunstâncias específicas:

- se as areias dessa praia forem excessivamente grosseiras (caso das praias da Foz, no Porto, por exemplo),
- no caso de litorais predominantemente rochosos (Cabo do Mundo), ou quando existe um esporão rochoso suficientemente desenvolvido (S. Paio, próximo de Labruge) que impeça o trânsito eólico,
- se existem obstáculos hídricos à circulação dos ventos eficazes (cursos de água ou lagoas litorais) onde as areias transportadas pelo vento se precipitarão, não podendo, assim, construir acumulações dunares a sotavento.

Nos casos em que as condições actuais são desfavoráveis para as acumulações eólicas, a existência de formações dunares bem desenvolvidas pode sugerir que elas sejam fósseis e se tenham formado em condições de ventos e de fornecimento de areias diversas das actuais (caso das extensas acumulações eólicas existentes a sul de Esmoriz).

4.7 – Especificidade do clima litoral

As condições climáticas vigentes nos litorais, associadas a determinados tipos de rocha, explicam algumas das formas de pormenor dos litorais rochosos (dissimetria verificada nas marmitas que evoluem por fenómenos de corrosão, fenómenos de alveolização existentes no litoral, em certos tipos de granitos...)
Como esses fenómenos são exclusivos da imediata proximidade da linha de costa é necessário recorrer a condições particulares do clima litoral para os interpretar.
Referimos algumas delas:
- maior importância do vento;
- maior frequência de nevoeiros;
- papel das partículas de sal em suspensão no ar;
- importância da exposição relativamente aos ventos de vários rumos;
- importância da insolação e das dissimetrias de exposição daí resultantes.

Ora, os postos utilizados para a determinação da evapotranspiração, que nos permitiram concluir da relativa aridez do clima litoral, não nos fornecem dados a esse respeito.
Por isso, o rápido enunciar destas particularidades corresponde apenas a impressões recolhidas na nossa experiência pessoal, que não pretendemos que sejam exaustivas.

4.8 - Algumas hipóteses sobre o ambiente climático na plataforma litoral durante o Plistocénico

A variação climática longitudinal, numa área com a extensão, em latitude, de 40km, não nos parece suficientemente nítida para se revelar significativa, em termos

geomorfológicos, embora saibamos que existiu um forte gradiente climático na fachada ocidental da Península durante a última glaciação (S. Daveau et. al. 1987, p. 270). Todavia, a variação climática entre a imediata proximidade da linha de costa e as regiões situadas para o interior do "relevo marginal", já nos parece significativa.
Assim, como vimos em parágrafos anteriores, actualmente, o clima da plataforma litoral, caracteriza-se por:

1 - Menores amplitudes térmicas;
2 - Temperaturas mais baixas no verão;
3 - Precipitação mais baixa, embora comportando, por vezes, um maior número de dias de chuva (cf. fig. 4.18);
4 - Menor frequência de calmas e ventos mais rápidos.

Como veremos (capítulo 15), aquando da última glaciação, o nível do mar pode ter descido entre 100 e 120m, abaixo do actual. Nessas condições, grande parte da plataforma continental ficou emersa. Tratava-se de uma área extensa (cerca de 40km na latitude do Porto, J. M. A. Dias, 1987). O declive seria muito baixo[19].
Por outro lado, as águas frias resultantes da fusão dos icebergs (J. M. A. Dias, 1987), trazidos por uma corrente de norte bastante intensa, teriam um papel estabilizador nas massas de ar, arrefecendo-as pela base.
Todavia, logo que encontravam o "relevo marginal", as massas de ar, devido à ascensão forçada, poderiam provocar precipitação. Assim, as regiões litorais seriam relativamente áridas e frias, dando origem a um "deserto litoral". Durante o Würm, o clima deve ter sofrido variações importantes, passando de climas secos e frios a húmidos e frios (cf. fig. 15.33). Ao longo da faixa litoral, então muito mais extensa, o carácter relativamente árido das fases frias e secas seria, provavelmente, acentuado, já que, como vimos, as regiões litorais aplanadas são, quase sempre, mais secas que as colinas que se lhes seguem.
Como também verificámos, os ventos são, normalmente, mais rápidos e mais frequentes nas regiões litorais.
Estas condições poderiam dar origem a fenómenos de eolização confirmados pela existência de calhaus facetados pelo vento, muito comuns na base da formação areno-pelítica a norte da Boa Nova (cf. capítulo 15) e de extensas acumulações eólicas fósseis, na área a sul de Esmoriz (cf. capítulo 16).
Durante as fases húmidas e frias, o arrefecimento pela base das massas de ar, devido à acção da referida corrente litoral, vinda de norte, e ao fenómeno de *upwelling* a que decerto dariam lugar, permitiria a formação de nevoeiros frequentes e de chuva miúda. O carácter pouco intenso das chuvas, diminuiria o papel da escorrência, e, juntamente com as baixas temperaturas estivais, manteria níveis elevados de humidade no solo, o que poderia originar fenómenos solifluxivos.

Deste modo, os contrastes climáticos existentes entre a plataforma litoral e as áreas interiores teriam sido bastante mais nítidos durante o Würm e poderiam ter dado origem

[19] Segundo a Carta Geológica da Plataforma Continental Portuguesa, de escala 1:1.000.000 (1978), a isóbata dos 120m, à latitude do Porto, dista 37km da linha de costa actual. O declive médio deste sector, emerso durante o máximo da glaciação würmiana, seria de 0.3%. O declive médio da plataforma litoral, até à base do relevo marginal, à latitude do vértice da Boavista, é de 1.9% (cerca de 6 vezes maior).

aos fenómenos de solifluxão (fases húmidas) e de eolização (fases secas) que hoje encontramos na plataforma litoral e que a distinguem das regiões interiores.

Em síntese:

- Os gráficos termo-pluviométricos das estações meteorológicas disponíveis na área estudada mostram bastantes semelhanças entre si. As principais diferenças traduzem-se na existência de um significativo aumento da amplitude térmica na estação de Stº Tirso relativamente às estações de S. Gens e Serra do Pilar, bem como uma significativa diminuição da precipitação nas estações litorais, coexistente com um maior número de dias de chuva fraca nestas últimas.
- Tudo indica que a relativa secura do clima litoral pode ter existido também durante os períodos frios do Quaternário, quando a plataforma litoral era muito mais extensa. Essa hipótese ajudaria a explicar a importância dos fenómenos de eolização durante os períodos frios e secos.
- Durante os períodos húmidos e frios, as precipitações poderiam ser relativamente pouco intensas na plataforma litoral, relativamente a áreas situadas mais para o interior. Esse facto poderia explicar a ocorrência de fenómenos solifluxivos no litoral – que originariam uma formação que não ocorre a leste do relevo marginal, a chamada “formação areno-pelítica de cobertura”.
- A análise dos ventos permite concluir da canalização dos mesmos devido à influência do relevo e da importância da nortada estival. Este fenómeno é responsável, também, por um importante *upwelling* que, por sua vez, é fundamental no desencadeamento de nevoeiros de advecção.
- O regime dos ventos dominantes permite calcular como direcção de rectificação da linha de costa, a direcção NNE-SSO, que corresponde, efectivamente, à orientação da linha de costa a sul de Espinho.

Capítulo 5 - Evolução das concepções sobre a geomorfologia do litoral norte da Península Ibérica

Este capítulo tem como objectivo completar a visão que temos tentado dar da área em estudo. Na verdade, os trabalhos já existentes sobre o assunto, mesmo quando discordamos das teorias em que assentavam, estimularam-nos a resolver os problemas que colocavam, ou mesmo a descobrir soluções alternativas para eles.
Pretendemos, assim, apresentar uma síntese do pensamento dos investigadores que se dedicaram a este estudo antes de nós.
Tentaremos salientar os aspectos essenciais da evolução das ideias sobre o assunto. Quer isto dizer que não faremos uma exposição exaustiva[20], mas que seleccionámos aquilo que nos pareceu original em cada texto.
Acentuaremos as ideias novas, que, a nosso ver, representaram um avanço. Pensamos que as contribuições originais sobre um dado tema, mesmo quando ultrapassadas, servem de referência a tudo o que de novo se venha a dizer sobre o mesmo tema, porque as novas ideias vão estruturar-se como resposta à insuficiência das antigas.
Mas referir-nos-emos, também, àquelas que resultam duma certa inércia e que, desta forma, atrasaram a evolução do conhecimento geomorfológico da área.
Como veremos, existe um grande florescimento das ideias e da investigação sobre a Geomorfologia de Portugal nos anos imediatamente anteriores e posteriores ao Congresso Internacional de Geografia de Lisboa (1949). Este ciclo parece encerrar-se com o trabalho de G. Zbyszewski sobre o Quaternário, publicado em 1958. Por isso dividimos a nossa exposição em duas grandes fases: antes e depois de 1960.

5.1 - Trabalhos publicados antes de 1960

A primeira obra que trata do estudo dos depósitos "superficiaes" da região do Porto é um trabalho de Vasconcellos Pereira Cabral, de 1881.
Um dos objectivos essenciais desse trabalho parece ser a tentativa de provar que, na área do Porto, teria havido glaciares, responsáveis pela existência de "blocos erráticos"[21].
Porém, há que registar muitas observações pertinentes e cuidadosas, que, apesar dos erros de interpretação de que enfermam, são, graças à sua objectividade, testemunhos preciosos de cortes geológicos hoje destruídos.

---

[20] Recorremos às Bibliotecas do Centro de Estudos Geográficos de Lisboa e do departamento de Geologia da Faculdade de Ciências do Porto, a cujos funcionários queremos agradecer a ajuda prestada.

[21] Esses blocos erráticos corresponderiam, ao que parece, aos grandes blocos, essencialmente de quartzito, que se encontram, como V. P. Cabral refere, "na colina de Arnelas" (Avintes). F. Rebelo (1975) assimila estes materiais aos depósitos do tipo *raña*.

Na primeira década do século XX, P. Choffat e G. F. Dolffus (1904-1907) publicaram um texto em que criticavam as concepções de V. P. Cabral e negavam a existência de fenómenos glaciares na região do Porto.
A discussão publicada no final do texto é muito interessante. Depéret propôs que a designação de "praia levantada" fosse substituída pela de "antiga linha de costa". Levantou ainda a questão, ainda hoje pertinente, do escalonamento das antigas linhas de costa, a altitudes progressivamente mais baixas.
Por seu lado, Haug apontou a contradição existente entre certos estudos que demonstravam a constância desses "níveis", e outros, realizados na Escandinávia, que faziam prova do contrário.

Num outro trabalho com a mesma data, Choffat apresentou algumas "provas do deslocamento da linha de costa" (Choffat, 1904-1907), referindo-se, entre outras, à existência de marmitas fósseis acima do nível actual do mar, na zona do Castelo do Queijo.

Só nos anos trinta temos conhecimento de novas publicações sobre os problemas do litoral do norte do país. Falcão Machado (1934 e 1935), partindo de factos fragmentários e interpretados de um modo um tanto simplista, levantou a hipótese do "**teclado minhoto**".
Segundo essa hipótese, ao longo da costa do Minho haveria uma série de fracturas, separando áreas com tendências tectónicas diferentes, e que se articulariam como teclas de piano. Essa ideia, embora com apresentação e base diferentes, foi muito aproveitada em trabalhos posteriores e, de certo modo, ainda sobrevive.
É curioso notar que, nessa época, se manifestava a tendência de atribuir aos fenómenos tectónicos uma grande importância.

Um dos exemplos mais brilhantes desse espírito mobilista é J. Bourcart, com numerosos trabalhos (1936, 1938, 1947, 1949, 1950 e 1951).
Utilizando os critérios geológicos usuais (sobreposição, fósseis) ele demonstrou que o critério altimétrico não podia ser utilizado para correlacionar antigas linhas de costa, porque os depósitos com características análogas ocorrem a cotas muito diversas.
As transgressões e regressões marinhas ficar-se-iam a dever à movimentação da "**flexura continental**", que estabeleceria o contacto entre os continentes e as bacias oceânicas. Assim, quando a flexura se deslocava para o interior, teríamos uma ingressão marinha. As regressões aconteceriam quando a flexura se deslocava para o lado do mar.
Deste modo, os relevos que limitam a plataforma litoral, geralmente considerados arribas fósseis, seriam, segundo J. Bourcart, flexuras, por vezes falhadas, que jogaram ou no Pliocénico, ou um pouco antes, e que teriam rejogado, eventualmente, já nos tempos post-tirrenianos.

A verdade é que, embora J. Bourcart tenha menosprezado o papel dos fenómenos eustáticos, reduzindo a explicação geomorfológica das antigas linhas de costa a dois vectores (movimentação local+eustatismo diastrófico), muitas das suas ideias permanecem actuais, como veremos.

O estudo de C. Freire de Andrade sobre os vales submarinos portugueses, datado de 1937, pertence à mesma tendência de F. Machado, atribuindo uma grande importância aos fenómenos tectónicos. Porém, neste caso, há uma observação cuidadosa e aprofundada, conferindo uma solidez muito maior às hipóteses expressas.

Em 1943 surgem vários artigos que foram referências fundamentais para a compreensão geomorfológica da área.

Trata-se de *Depósitos e níveis pliocénicos e quaternários dos arredores do Porto* (O. Ribeiro, C. Neiva e C. Teixeira, 1943). Neste trabalho descrevem-se e localizam-se os vários depósitos existentes na área.
Aplicam-se critérios altimétricos na descrição dos depósitos plistocénicos, atribuindo-lhes as designações de Grimaldiano, Tirreniano, Milazziano e Siciliano. O nível mais alto corresponderia ao Pliocénico superior. Todavia, apesar de aceitarem uma terminologia definida para o litoral do Mediterrâneo, os autores chamam a atenção para as precauções que devem tomar-se na correlação dos depósitos do Quaternário marinho, acentuando, nomeadamente, a possibilidade de deformações tectónicas e insistindo na necessidade de complementar a definição altimétrica com elementos de tipo arqueológico, paleontológico e sedimentológico.

Os vários depósitos foram definidos como "**praias elevadas**", exceptuando o caso do da Avenida Marechal Gomes da Costa, que, pela estratificação entrecruzada que ostenta, poderia ser considerado como um **depósito de estuário**.
Curiosamente, o depósito de Telheiras, considerado pliocénico, é descrito como assentando numa "superfície de abrasão **levemente inclinada para SE**, mas em que os leitos de calhaus e areias estão perfeitamente horizontais".
A inclinação para o mar das "praias milazziana e tirreniana", não ultrapassando os 2%, não teria uma origem tectónica, uma vez que os depósitos "pliocénicos" e "sicilianos" estariam "perfeitamente horizontais".

Também em 1943 foi publicada um trabalho de G. Zbyszewski, que faz a síntese dos estudos existentes, em 1942, sobre o Quaternário português.
Em *La classification du Paléolithique ancien et la chronologie du Quaternaire du Portugal en 1942*, G. Zbyszewski considera existirem no litoral português "vestígios de quatro níveis marinhos clássicos: siciliano, milazziano, tirreniano e grimaldiano". Este último corresponderia ao interglaciário Riss-Würm.
É curioso verificar que neste trabalho não há qualquer referência à altimetria dos depósitos da região do Porto. Apenas se estabelece uma cronologia relativa com base nos respectivos achados arqueológicos.
Mesmo em relação a outras áreas do país, a referência altimétrica é bastante discreta, sendo utilizada localmente, essencialmente como forma de localização no espaço.

Na página 92, afirma-se:
- "Hoje está demonstrado que em numerosas regiões houve, durante o Quaternário, movimentos que deformaram os depósitos de praias e de terraços".
E ainda (p. 93):
-"Há pois, aí, uma deformação recente que se prolonga de Espinho até Tomar (...). Essa deformação foi designada como flexura litoral. Mas como esta é o resultado de fenómenos complexos, seria preferível, segundo nós, substituir o termo de flexura (que

é empregue quer no sentido de dobra, quer no de flexura s.s) pelo de deformação litoral."
Finalmente, insistindo na ideia de deformação destes depósitos, de acordo com as ideias de J. Bourcart, G. Zbyszewski afirma que os próprios depósitos grimaldianos aparecem a 6-7m na Furninha, a 3-4m na Boca do Inferno, a 8m no Forte da Barralha e ao nível do mar na Lapa de Santa Margarida. Por isso, acaba por concluir que a deformação tectónica nos depósitos quaternários "existe e nem sempre é negligenciável."
Na parte final do trabalho, onde se apresenta uma relação dos depósitos e jazidas pré-históricas atribuíveis a cada um dos períodos do Quaternário, já se faz uma certa sistematização com base altimétrica. Por exemplo: o interglaciário Riss-Würm seria caracterizado por "praias situadas geralmente a altitudes inferiores a 12m". Mas em muitos dos períodos são referidos "movimentos deformantes do continente". Além disso, na nota 1 da p. 102 afirma-se:
- "As altitudes das diversas praias não são absolutas. Comportam por vezes desnivelações provocadas por **movimentos continentais**, que se traduzem pelo jogo de diversos acidentes: falhas, desligamentos, diáclases e fracturas diversas que afectam os *horst* e os *graben*."

Um ano depois, em 1944, C. Teixeira publica um artigo, intitulado *"Tectónica plio-pleistocénica do Noroeste peninsular"*, que marcou profundamente as ideias sobre a evolução quaternária do noroeste da Península.
C. Teixeira parte de ideias inicialmente apresentadas por F. Hernandez Pacheco, segundo as quais as rias da Galiza seriam devidas a um movimento isostático que teria provocado uma submersão mais acentuada para norte, diminuindo, progressivamente, até à Nazaré. Refere-se ainda às ideias de vários autores (J. Bourcart, Freire de Andrade, Falcão Machado, O. Ribeiro).
Seguidamente, analisa o desenvolvimento dos depósitos no litoral do noroeste do país, concluindo que os depósitos da região do Porto se encontram dispostos segundo "**o esquema clássico**" de tipo altimétrico, definido para as costas do Mediterrâneo:

1 - Depósitos mais altos, acima dos 100m que seriam pliocénicos (Calabriano);
2 - Siciliano, a 80-90m;
3 - milazziano, relativamente mal representado;
4 - Tirreniano, a 30m;
5 - Grimaldiano a 5-6m.

A coincidência entre a cota dos depósitos da região do Porto e os níveis "clássicos" do Mediterrâneo permitiria concluir que esta faixa do litoral português seria estável.
Na Galiza o depósito litoral mais alto encontrar-se-ia a 45m, em La Guardia. Daí, C. Teixeira concluiu que a Galiza teria sofrido uma submersão mais acentuada do que a região a norte do Cávado, onde os depósitos mais elevados se situariam a 50-60m (Montedor).

Estudando os depósitos de Prado (Barcelos), onde se encontram argilas linhitosas, de fácies lagunar, sobrepostas por leitos de calhaus, C. Teixeira propõe para os níveis inferiores uma idade pliocénica. O depósito suprajacente, que culmina a 75m, seria equivalente ao nível mais alto da região do Porto.

Como explicar que esses depósitos sejam exclusivamente continentais quando, no mesmo momento, se estariam a formar, a cotas superiores, depósitos considerados marinhos na região do Porto e à volta de S. Félix de Laúndos? C. Teixeira resolve esse problema sem pôr em dúvida a estabilidade da região do Porto.
Segundo ele, os depósitos do Prado, quando se formaram, estariam a cotas superiores às actuais. Teria sido um movimento tectónico post-deposicional, com eixo ao longo do vale do Cávado, que teria afundado as regiões do alto Minho, relativamente às que lhe ficam a sul. Compensando a descida dos compartimentos litorais, teria havido um subida das regiões interiores.
Além disso, o bloco situado a norte do rio Minho teria sofrido um descida maior, originando-se, assim, as rias galegas. Deste modo, da Corunha ao Porto, o litoral corresponderia a uma espécie de escadaria, limitada por fracturas coincidentes com o traçado dos rios Minho e Cávado (fig. 5.1).
O movimento principal ter-se-ia "produzido no fim do Pliocénico, talvez durante a regressão vilafranquiana". Posteriormente ter-se-iam dado os movimentos que deformaram os terraços do rio Minho.

Em 1945, G. Zbyszewski retoma a ideia de "flexura litoral" de Bourcart, propondo o emprego da expressão "**zona de deformação marginal**".

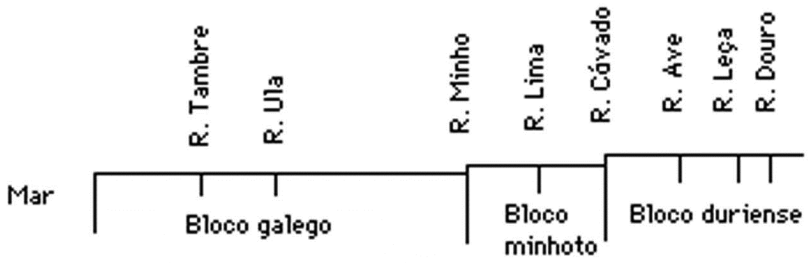


Fig. 5.1: Os três blocos que podem considerar-se na região dúrico-minhoto-galaica e a sua disposição em escadaria
(Segundo C. Teixeira, 1944)

No ano seguinte, A. C. Medeiros publica um artigo intitulado *"Alguns depósitos modernos dos arredores do Porto"*. A abertura de algumas barreiras nas zonas de S. Mamede de Infesta, Gondomar e Medas permitiu a observação de depósitos que são descritos com bastante pormenor e com o apoio de esboços cartográficos. Apesar de se referir a existência de alguns elementos muito grosseiros, embalados em cimento argiloso, no depósito de S. Mamede, continua a propor-se, para ele, uma origem marinha.
Quanto ao depósito de Medas, A. C. Medeiros nega a equivalência às *rañas* da Cordilheira Central, proposta por O. Ribeiro, C. Neiva e C. Teixeira em 1943.

Em 1946 é publicado um novo estudo de C. Teixeira (*Essai sur la paléogéographie du littoral portugais au nord du Vouga*). De acordo com teorias anteriormente explanadas, os depósitos são descritos através da sua altimetria. Aqueles que se encontram face ao mar são considerados explicitamente como "praias levantadas". Faz-se uma

"reconstituição da linha de costa aquando do início da regressão do fim do Pliocénico". A comparação entre o "bloco do Douro" e o situado entre o Cávado e o Minho, em que o depósito mais elevado fica a 60m, leva C. Teixeira a afirmar que o movimento de submersão deste último se teria dado "antes da formação do nível de 60m, isto é, antes do Quaternário médio." Seria, por sua vez, posterior ao depósito do Prado (portanto post Pliocénico final).
Não se tinham, até então, descoberto depósitos de praias antigas a norte de La Guardia. Daí, C. Teixeira concluía que a submersão da Galiza poderia datar-se do Quaternário recente.

Data também de 1949 um novo texto de C. Teixeira, em que já se aponta a existência de depósitos de antigas praias no litoral da Galiza. Este facto levou-o a concluir que o movimento submersivo da Galiza seria datado de antes do Tirreniano.
Face à descoberta duma série de "níveis", cujas cotas atingem os 200m, C. Teixeira propõe que os depósitos abaixo de 150-160m sejam considerados quaternários. Os restantes seriam pliocénicos.

Ainda em 1949, C. Teixeira e G. Zbyszewski publicam um artigo em que se faz um resenha dos locais onde foi identificado o "nível" de 5-8m, distinguindo-o do de 15-20m. Entre os depósitos de 5-8m é referido o afloramento do Castelo do Queijo.

Também em 1949, é publicado um estudo de P. Birot (*Les surfaces d'érosion du Portugal central et septentrional*). Aí, explica-se que a descida dos planaltos de Trás-os-Montes para o mar se faz através duma grande flexura, decomposta em degraus, separados por falhas de pequena amplitude. O jogo do eustatismo e dos movimentos recentes explicaria a garganta do Douro, tão próximo da sua foz.
Além disso, P. Birot alerta para o facto de que a presunção, apresentada por C. Teixeira sobre a existência de Pliocénico marinho a norte de Coimbra, carecia de demonstração de índole sedimentar, ao contrário do que frequentemente foi afirmado nos textos de C. Teixeira.

Entre as contribuições publicadas em 1950, nas "Actas do Congresso de Geografia de Lisboa", destaca-se, pelo seu interesse para a problemática de que nos ocupamos, um artigo de F. Hernandez-Pacheco:
- *Las rasas litorales de la costa cantabrica en su segmento asturiano.*
Nesse texto defende-se uma concepção inovadora, no que diz respeito à origem dos aplanamentos litorais e dos respectivos depósitos. Partindo da existência, nesses depósitos, de argilas, de horizontes com estratificação entrecruzada e com elementos de dimensões muito variadas, F. Hernandez-Pacheco conclui que as "*rasas*" são superfícies de origem sub-aérea, cujo escalonamento é essencialmente de origem tectónica. É curioso verificar que todos os fenómenos relacionados com uma possível submersão do litoral são explicados por movimentos do continente. Por outro lado, Hernandez-Pacheco nega a existência de qualquer "nível" de origem eustática.

Em 1951, G. Soares de Carvalho publica "*Os depósitos detríticos e a morfologia da região de Aveiro*". Nesse artigo faz-se uma abordagem de tipo diferente da que, normalmente, encontrámos nos trabalhos portugueses dessa época sobre os depósitos quaternários.

Aqui, os depósitos são estudados sob o ponto de vista sedimentológico. Isso permitiu concluir que alguns dos depósitos existentes na plataforma litoral da região de Aveiro são de origem continental, correspondendo a antigas coberturas vilafranquianas, a depósitos fluviais e eólicos. A análise sedimentológica indicou a existência de vários períodos de eolização.

Também em 1951, M. Feio (*Notas Geomorfológicas - Em torno dos terraços do rio Minho*) apresenta já uma crítica às concepções de C. Teixeira. Relativamente à ausência de certos "níveis" de depósitos em que C. Teixeira se apoia para inferir a submersão do litoral a norte do rio Cávado, M. Feio propõe várias soluções alternativas:

- Que os depósitos tenham sido destruídos aquando do estacionamento do mar a níveis inferiores;
- Que a pretensa “arriba fóssil” do litoral minhoto seja, pelo contrário, o resultado dum ligeiro retoque marinho numa escarpa com origem tectónica.

Nessas condições de arriba mergulhante seria difícil o entalhamento de plataformas de abrasão, o que explicaria a inexistência dos "níveis" mais antigos.
Além disso, o carácter rectilíneo da linha de costa no Minho sugeria uma origem tectónica.
M. Feio critica, também, a ideia de que os rios minhotos correriam ao longo de ângulos de falha entre interflúvios contíguos. Tratar-se-ia, sim, de vales orientados por fracturas que poderiam ser muito antigas. Dessa forma se explicaria a existência de sinuosidades e de meandros ao longo dos respectivos cursos.
A propósito dos depósitos do vale do Cávado, M. Feio critica a respectiva classificação como depósitos de terraço, afirmando que poderá tratar-se dum resto duma superfície anterior à rede de drenagem, que se conservou numa zona tectonicamente deprimida.
No mesmo trabalho, partindo duma citação de H. Lautensach, M. Feio refere a existência duma "superfície de desnudação subaérea", que corresponderia aos "níveis mais altos da região do Porto (120m e 80-90m)".

Em 1952, C. Teixeira e G. Zbyszewski, num artigo sobre o litoral pliocénico de Portugal, apresentam a sequência estratigráfica do Pliocénico, afirmando que o topo do enchimento marinho do fim deste período se encontra a cotas que, por vezes, ultrapassam os 200m. Depois disso ter-se-iam formado "níveis" sucessivamente mais baixos, a 150-160 e 125-130m.

Em 1954, G. Soares de Carvalho, num artigo sobre os depósitos plio-quaternários da foz do Mondego, insiste no uso de critérios sedimentológicos para a distinção dos depósitos, concluindo que "mais uma vez, a aplicação do método altimétrico para o estudo dos depósitos plio-quaternários fracassou".

Data de 1956 uma publicação de F. G. Pureza e A. M. Araújo em que se faz um estudo de pormenor das areias das praias do norte de Portugal (entre Caminha e a Figueira da Foz). Foram estudadas as características granulométricas das areias do nível da maré alta e da maré baixa de 40 praias. A amostragem foi especialmente densa entre as praias de Esmoriz e do Mindelo (45% das amostras, para 22% da área). Foi também determinado o conteúdo em minerais pesados (cf. fig. 12.17). Os resultados foram representados em diagramas que demonstram uma maior variabilidade justamente no

sector onde a amostragem é mais densa, o que se relaciona, segundo os autores, com a existência dum substrato metamórfico, nessa área.

No ano de 1957 foi publicada a folha 9C (Porto) da carta geológica de escala 1:50.000. A notícia explicativa, da autoria de J. Carríngton da Costa e C. Teixeira, veicula as ideias, várias vezes apresentadas ao longo desta exposição, de C. Teixeira. Os diversos depósitos são apresentados de acordo com as suas cotas de ocorrência. Todos os depósitos situados na plataforma litoral são considerados como "praias antigas".
Quase a concluir (p. 32) afirma-se:
- "Os documentos geológicos existentes mostram-nos o Douro, no final do Cenozóico, desaguando entre o Monte da Virgem e as colinas de Gondomar. Nessa altura o mar cobria grande parte do território portuense e o litoral situava-se bastante para o interior. Por recuos sucessivos, o nível do oceano foi descendo, deixando, nos depósitos de praias antigas, evidenciadas as diversas posições que ocupou (...) Este movimento regressivo levou a linha de costa bastante para ocidente da posição actual. Foi nessa altura que o Douro e o Leça escavaram profundamente o leito (...)."

Em 1958 é publicada uma grande obra de síntese sobre o Quaternário português.
G. Zbyszewski começa por justificar a necessidade de tornar a tratar o mesmo tema. Com efeito, entre 1943 e 1958 surgiram novos elementos sobre o litoral entre Minho e Mondego, o baixo vale do Tejo, o Baixo Alentejo e Algarve.
Além disso, o Vilafranquiano passou a ser considerado, depois dos Congressos de Londres (1949) e de Argel (1952), como um fácies continental na charneira entre o Pliocénico e o Quaternário. Assim, o limite do Quaternário ficou mais recuado no tempo, passando a englobar o Vilafranquiano superior (fácies continental) e o Calabriano (fácies marinho).
Por sua vez, o Vilafranquiano inferior passou a ser um equivalente continental do Astiano. Essas modificações de conceitos implicavam, naturalmente, a necessidade de rever a classificação anteriormente proposta.
Neste trabalho a apresentação dos vários depósitos é feita de acordo com a altimetria, estabelecida como base para a respectiva atribuição cronológica.

Em conclusão, os depósitos de cota superior a 100m corresponderiam ao Pliocénico e Calabriano indiferenciados. No litoral norte haveria a considerar os "níveis" de 180-190; 150-160 e 125-130m.
Alguns dos depósitos apresentam-se consolidados por ferro e manganês. Nem todas as manchas situadas na plataforma litoral corresponderiam a "praias antigas"; alguns seriam formações de estuário.
Quanto aos depósitos quaternários:

- "Níveis" de 95-100m e de 75-80m: Siciliano I (a-b)
- "Níveis" de 50-65m: Siciliano II
- "Níveis" de 25-40m: Tirreniano I
- "Níveis" de 12-20m: Tirreniano II (Grimaldiano)
- "Níveis" de 6-8m: Tirreniano III (Uljiano)
- "Níveis" de cerca de 2m: Dunquerquiano

Aparentemente, houve uma evolução bastante acentuada no pensamento de G. Zbyszewski. No texto de 1958 ele passa a defender os critérios altimétricos.

Todavia, os ditos critérios conduzem G. Zbyszewski a algumas imprecisões e, até, a contradições.
Assim (p. 35), um depósito que se situa "à cota aproximada de 72m e abaixo dela" é inserido no conjunto de "praias e terraços de 50-60m".
No que diz respeito à tectónica quaternária, G. Zbyszewski adopta, aqui, uma posição duma extrema prudência, como se prova por alguns excertos:

"Pela nossa parte tínhamos assinalado a existência de flexuras continentais em diferentes pontos do litoral. Em Portugal esta noção evoluiu com o tempo, e, sem ser posta de lado, deve ser considerada, agora, sob um ângulo mais reduzido.
No sul do país, na costa do Baixo Alentejo e do Algarve, Mariano Feio descreveu diversas deformações, afectando particularmente o Pliocénico. Até que um levantamento geológico detalhado tenha sido feito, será difícil interpretar a amplitude do fenómeno. Conhecemos no litoral do Alentejo a existência de numerosas falhas que afectam uma parte, pelo menos, dos depósitos quaternários, mas os acidentes importantes são muito mais antigos. São, pelo menos, pré-calabrianos (...)
Assim, os exemplos concretos de tectónica quaternária são raros. Contudo, é impossível negar a existência de movimentos.
A frequência de sismos, especialmente na metade sul do país, permite-nos pensar que as deformações se produzem ainda hoje."

É de notar como, apesar de não negar a existência de movimentos, G. Zbyszewski parece ignorar as deformações deles resultantes, propondo um esquema exclusivamente altimétrico para a interpretação dos depósitos.

5.2 - Trabalhos publicados a partir de 1960

A tendência para uma análise de processos e depósitos pode ser ilustrada com um trabalho de J. Tricart (1960), em que se faz referência ao aparecimento de um depósito solifluxivo, tipo "*head*", correspondendo, aproximadamente, àquilo que normalmente é designado como "formação areno-pelítica de cobertura".
O "*head*", segundo J. Tricart, ocorre a cotas próximas do nível do mar no litoral galego e no norte de Portugal, pelo menos até à latitude de Espinho. O seu limite altitudinal subiria rapidamente para sul, atingindo os 450m na região de Castelo de Vide.
A existência de "*head*" é, também, referida por A. Guilcher nos valeiros suspensos do cabo da Roca (citado por S. Daveau, 1984 e por A. B. Ferreira, 1985).
Os restos dos alteritos terciários, imperfeitamente limpos pela morfogénese quaternária, teriam fornecido a matriz necessária para a ocorrência de fenómenos de solifluxão.

Em 1961, na notícia explicativa da folha de Caminha da carta geológica de escala 1:50.000, C. Teixeira refere-se à hipótese de M. Feio segundo a qual o relevo que limita para o interior a plataforma litoral, a norte do Cávado, seria uma escarpa de falha, retocada na base pelo mar. Porém, na parte final dessa notícia, afirma que a dita vertente, "correspondente ao contacto do granito com as rochas xistentas a ocidente e resultante da erosão mais fácil dos xistos, foi recuando progressivamente, constituindo a arriba fóssil que limita a planura litoral de Moledo e Âncora".

As escavações realizadas para a construção do porto de Leixões revelaram a existência de uma série de depósitos, provavelmente contemporâneos da transgressão flandriana, que foram estudados em pormenor por A. M. Galopim de Carvalho e A. Ribeiro (1962). Na base encontraram um depósito de lodo negro, a que se sobrepunham areias com aspecto marinho.
A cartografia dos diversos depósitos a diferentes cotas permitiu concluir que a transgressão flandriana teria sido contínua e gradual até à cota de 8m abaixo do nível médio do mar.
Seguidamente, teria havido um arrefecimento do clima, correlativo duma regressão. Então, o rio Leça ter-se-ia encaixado nos próprios aluviões, passando a transportar materiais mais grosseiros.
A transgressão que se seguiu teria atingido "o nível de +2m, geralmente admitido para o óptimo Flandriano".

Em 1962, foi publicada a folha 13-A (Espinho) da carta geológica de escala 1:50.000, da autoria de C. Teixeira e J. Perdigão. Embora a concepção seja em tudo análoga à da notícia explicativa da folha 9-C, há algumas informações interessantes para os objectivos deste trabalho.
Assim, refere-se a existência de blocos arredondados de granito apodrecido, na base de alguns depósitos. Esse facto comprova que a alteração foi posterior ao depósito dos referidos blocos.
Também se aponta a existência de um "depósito conglomerático, consolidado, coberto por uma camada areno-pelítica" que aparece, por vezes, sob as areias da praia da Granja, que pertenceria aos "depósitos de praia de 1-2m".

Em 1965, é publicada a carta geológica da Póvoa de Varzim (folha 9-A). A notícia explicativa, da responsabilidade de C. Teixeira e de A. C. Medeiros, apresenta algumas ideias a reter.
Nesta notícia diz-se que a formação areno-pelítica pode cobrir quer o *bed-rock* quer os depósitos de terraço[22]. Em ambos os casos, porém, parece relacionar-se com superfícies aplanadas.
Descrevem-se cortes existentes na área da Aguçadoura em que, a uma base de areia com calhaus, se sobrepõem lodos turfosos, e, finalmente, areias eólicas. A atenção dada a esta sequência parece mostrar uma maior atenção prestada aos depósitos mais recentes e à articulação entre diversos tipos de depósitos (marinhos, lagunares ou solifluxivos e eólicos).
A mesma notícia explicativa refere que os depósitos de 60-70m contêm, por vezes, "alguns leitos de argila. É peculiar a estratificação entrecruzada. Os elementos são, no geral, mal rolados".
Apesar disso, estes depósitos são considerados marinhos.
Assim, no final da notícia (Paleogeografia e Tectónica), afirma-se que, "no fim do Cenozóico e no início do Antropozóico o mar cobria toda a faixa costeira até à colina de S. Félix."

[22] Na parte sul da carta 9-C, bem como na 13-A, a formação areno-pelítica cobria apenas os depósitos de terraço, apresentando limites concêntricos com os dos referidos depósitos.

Data de 1966 a publicação da obra de H. Nonn sobre as regiões costeiras da Galiza. No que diz respeito aos métodos de trabalho, trata-se, sem dúvida, duma obra inovadora. Apresenta muitos conceitos que continuam a manter actualidade, apesar de já terem passado mais de trinta anos sobre a data da sua publicação.
Baseando-se na existência de depósitos litorais pertencentes aos níveis de 10m e de 2-5m, nas margens da ria de Vigo, H. Nonn conclui, contra a antiga ideia de um afundamento recente da Galiza, que aquela ria já existia no Quaternário antigo.
Todavia, embora H. Nonn considere que a origem e as características das rias demonstram uma forte influência da disposição estrutural, afirma que "na Galiza do noroeste não se definiu nenhum movimento quaternário".
A propósito da costa entre o cabo Silleiro e o Porto, Nonn escreve que "não pode negar-se que a linha de costa segue um acidente importante, rectilíneo e brutal, mesmo se este já não pode ser localizado de maneira precisa. (...) O jogo ou rejogo da falha é provavelmente neogénico e uma superfície de erosão fez recuar para o interior o talude resultante da escarpa de falha, transformando-o, em dado momento, em arriba, hoje fóssil".

Em 1969 publica-se um artigo de J. R. Lapa em que se estuda o jazigo de caulino de Telheiras. O autor refere a circunstância de esse tipo de jazidas estar, normalmente, associado a depósitos plio-plistocénicos. A ocorrência de gibsite na rocha alterada seria indicadora de alteração do granito sob um clima tropical.

Em 1973, S. Daveau, ao escrever sobre a evolução quaternária das vertentes, apresenta um enquadramento cronológico para as fases climáticas do Würm, baseando-se nos dados recolhidos por H. Nonn em Mougas, na Galiza (fig. 15.33). Assim, por volta de 17.000 BP teria havido uma fase fria e seca no litoral. Seguir-se-ia uma de frio húmido, responsável pela ocorrência de fenómenos de solifluxão. Em 11.000 BP o clima ter-se-ia tornado seco, de novo.

Em 1975, foi publicada a tese de F. Rebelo sobre as serras de Valongo. Estudaram-se com pormenor os níveis de aplanamento do litoral, com o objectivo de encontrar elementos para a compreensão da evolução das cristas quartzíticas.
F. Rebelo admite a possibilidade de rejogos tectónicos, eventualmente relacionados com a flexura continental, contrariando a concepção de C. Teixeira, segundo a qual o "bloco do Douro" seria perfeitamente estável.

Em 1977, S. Daveau, a propósito do rebordo que limita, para o interior, a plataforma litoral, apresenta duas hipóteses:
- ou se trata duma arriba fóssil, como já fora repetidamente afirmado (C. Teixeira, etc.);
- ou, pelo contrário, trata-se duma escarpa de falha, que terá jogado posteriormente à deposição de alguns dos depósitos da referida plataforma.
S. Daveau refere ainda a hipótese de uma origem antecedente para a garganta do Douro, junto à foz e sugere que as fracturas tardi-hercínicas rejogaram segundo certas direcções preferenciais. Esse rejogo ter-se-ia dado com mais intensidade nas regiões litorais.

É de 1978 a tese de A. B. Ferreira sobre o norte da Beira, em que a origem tectónica do "rebordo interior da plataforma litoral" é claramente apontada, bem como a

deformação de certos sectores da referida plataforma. Além disso apresentam-se dados comprovativos da origem continental de parte dos depósitos da plataforma litoral e do arrasamento da "superfície inferior das montanhas ocidentais" (que parece corresponder ao topo do nosso "relevo marginal").
A. B. Ferreira critica os critérios altimétricos (ainda) vigentes, referindo, nomeadamente a confusão resultante de se incluírem os "níveis" ditos cabalaríamos dentro do Pliocénico, apesar das deliberações dos Congressos de Londres (1949) e Argel (1952), que os consideraram quaternários.

Em 1979 foi publicada uma tese sobre a evolução do litoral das Astúrias, da autoria de G. Mary. O autor admite claramente a existência de deformações tectónicas nos "níveis" pliocénicos e mesmo nos plistocénicos, embora em relação a estes últimos se pronuncie a favor duma menor amplitude dos mesmos.

É também de 1979 um trabalho realizado por vários geólogos (A. Ribeiro *et al*.: *Introduction à la géologie générale du Portugal*).
Na parte referente ao ciclo alpino[23] é discutido com pormenor o problema da passagem do Pliocénico ao Quaternário (p. 85). Faz-se uma resenha dos depósitos existentes para cada "nível". Estes continuam a ser definidos essencialmente pelas suas cotas, embora se refira, segundo a perspectiva da tectónica global, a importância da neotectónica.
Os movimentos post-miocénicos traduzir-se-iam por falhas inversas, sistemas de *horst* e *graben* em distensão e deformações de grande raio de curvatura. Nesse domínio dá-se o seguinte exemplo:
- "Na zona litoral pode pôr-se em evidência o jogo quaternário da flexura marginal; a superfície de abrasão pliocénica está, com efeito, soerguida no interior e deprimida no litoral, segundo uma linha geralmente paralela ao litoral actual, mas que se torna NE-SO no local dos acidentes tardi-hercínicos. No NO da Península, o movimento de flexura marginal é complicado por um jogo de blocos em mosaico, com um abaixamento mais pronunciado para N, responsável pelas Rias da Galiza. Os limites dos diversos blocos parecem ser aproveitados pelos principais rios, de direcção ENE-WSO"

Também em 1979, publica-se um novo trabalho de C. Teixeira: - *Plio-Plistocénico de Portugal*. Neste texto, o autor escreve:
"É de salientar que o facto de o nível superior do Pliocénico, que define imponente plataforma disposta ao longo da faixa litoral desde o Porto ao Algarve, se manter suficientemente representado, algumas vezes limitado do interior por arriba fóssil; deste modo pode concluir-se que, pela estabilidade da faixa litoral, não houve acções importantes de desnivelamento tectónico posterior. Este facto é confirmado (...) pela continuidade dos níveis quaternários desde o Minho ao Algarve."
E mais adiante:
-"Há que aceitar o critério altitudimétrico, plenamente válido no nosso país, onde os diversos níveis se encontram escalonados desde o Minho ao Algarve. (...) Não são conhecidos, em Portugal, acidentes tectónicos, de idade recente, que tenham desnivelado os terrenos plio-plistocénicos, ao contrário do que aconteceu, por exemplo, na Itália e noutras regiões da Europa."

[23] Esta parte do trabalho resulta da colaboração de vários investigadores (M. T. Antunes, M. P. Ferreira, R. B. Rocha, A. F. Soares e G. Zbyszewski).

Em 1981, publicou-se um artigo de G. S. Carvalho, que critica a metodologia até então predominante no estudo dos depósitos do Quaternário, baseada em critérios essencialmente altimétricos, por analogia com os "níveis" identificados por Depéret no litoral do Mediterrâneo.
Além de dar exemplos de vários casos de deformação tectónica de depósitos, G. S. Carvalho salienta a importância da noção de "terraço climático" e os problemas colocados pela respectiva correlação com os depósitos do litoral. Refere também a necessidade de investigar a génese dos depósitos, já que nem todos os depósitos situados próximo do litoral são representativos do estacionamento do nível do mar.
A confusão resultante da aplicação dos critérios altimétricos está bem patente num quadro, publicado no referido artigo, em que se comparam as concepções de C. Teixeira e da "*Introduction à la géologie générale du Portugal*" (A. Ribeiro *et al.*, 1979).

Ainda em 1981 foi publicada a "*Carta geomorfológica de Portugal*", na escala de 1:500.000. Na respectiva notícia explicativa, D. B. Ferreira afirma que o traçado do litoral português, "paralelo às deformações tectónicas que se encontram no interior, prova que se trata em grande parte duma costa tectónica".
Assim, os critérios altimétricos são criticados e, embora na região do Porto o limite das acções marinhas esteja bastante para o interior, assemelhando-se ao limite proposto por C. Teixeira e G. Zbyszewski em 1952, em muitos casos esse limite já é interpretado como "uma escarpa que funcionou como arriba".

A partir de meados da década de sessenta começaram a publicar-se obras realizadas por investigadores de origem francesa (L. Berthois, G. Boillot, P. A. Dupeuble, P. Musellec, etc.) sobre a geologia e morfologia da plataforma continental ao largo de Portugal.
É um exemplo desta tendência a obra de J. R. Vanney e D. Mougenot (1981) em que é feita uma análise geomorfológica da plataforma continental portuguesa.
Depois de estudarem a plataforma continental do Minho e Beira Litoral, da Estremadura, do Baixo Alentejo e Algarve, os autores fazem um recenseamento dos tipos de relevo que aí se encontram, seguido dum ensaio de reconstituição da respectiva evolução geológica e geomorfológica.
A propósito das regiões setentrionais diz-se:
-"Finalmente, embora a imagem morfológica de conjunto seja ainda muito difícil de reconstituir, dificilmente escapamos à impressão de se estar em presença de um poderoso **rebordo marginal**, comparável àqueles que enquadram os velhos escudos tropicais."
A perspectiva utilizada neste trabalho mostra uma relação evidente com a teoria da tectónica global, pelo que são salientadas as hipóteses de deformações neotectónicas.

Em 1982 foram publicados na revista "Cadernos de Arqueologia", nº 2, com o subtítulo "*Estudos do Quaternário do litoral minhoto*", uma série de artigos em que se manifesta uma colaboração frutuosa entre os domínios da Geologia (G. S. Carvalho) e da Arqueologia (F. S. Lemos e J. Meireles). Essa colaboração permitiu uma análise detalhada dos depósitos existentes nas proximidades de Vila Praia de Âncora, bem como um esboço da estratigrafia do Quaternário e suas relações com o Paleolítico do litoral minhoto.

Além disso, G. S. Carvalho apresenta indícios de fenómenos de eolização existentes no Quaternário do litoral do Minho, concluindo que esses fenómenos seriam anteriores à formação da "cobertura areno-pelítica", interpretada como um depósito solifluxivo, correlativo duma fase húmida do fim do Würm.

No ano seguinte, A. B. Ferreira apresentou uma comunicação, publicada nas actas da VI reunião do Grupo Español de Traballo de Quaternario.
Nesse trabalho o Autor faz uma síntese dos elementos disponíveis sobre a evolução do relevo do Minho.
Na sequência das ideias já expressas na sua tese (1978) refere-se a existência de depósitos continentais na plataforma litoral. A propósito afirma que "a ideia de uma superfície de aplanamento de origem subaérea e de idade provavelmente vilafranquiana, retocada posteriormente pela abrasão marinha, se coaduna perfeitamente com os resultados do nosso estudo ao sul do Douro".
Seguidamente o Autor desmonta as ideias de C. Teixeira, expressas em "A tectónica plio-plistocénica do Noroeste peninsular", sobre o contraste entre o litoral do Minho e da Galiza:
-"Nesse artigo, o autor debate-se com uma evidente contradição, que consiste em tentar provar a existência de movimentos tectónicos recentes com base na presença ou ausência de praias e de terraços, datados pela sua altitude".

O artigo de A. Ribeiro (1984) sobre a neotectónica em Portugal corresponde a uma fase relativamente avançada na evolução dos conhecimentos no domínio da neotectónica, uma vez que já se faz a sistematização e a representação cartográfica dos diversos acidentes à escala do país.
Esse esboço cartográfico mostra um basculamento dos terrenos situados a oeste da falha Porto-Tomar, na região a sul do Porto. "Ao longo das transversais E-W, nota-se, em geral, uma deformação para oeste das superfícies de erosão e de acumulação quaternárias. (...) Ao N da Cordilheira Central, o levantamento concentra-se ao longo da falha submeridiana Porto-Tomar e de alguns acidentes subparalelos".
Como vemos, as teorias de J. Bourcart sobre a "flexura continental" mantêm, ainda, uma certa actualidade.

Reflexo dessa actualidade é o trabalho de I. Amaral, de 1986, em que, a propósito da importância da noção de flexura marginal na obra de Mariano Feio, faz uma apresentação pormenorizada dos autores e das obras em que essa temática é abordada, acentuando o seu interesse na interpretação do relevo do sul de Angola, mas referindo, também, a sua aplicação a certas áreas de Portugal, nomeadamente ao litoral do Alentejo.

Já em 1987, J. M. A. Dias apresenta uma tese sobre a evolução da plataforma continental setentrional, em que identifica vários paleolitorais imersos, correlativos do estacionamento do nível do mar aquando das fases regressivas do Würm e durante o Holocénico.

Em síntese:

· Os trabalhos dos anos trinta demonstram um certo pendor mobilista, apresentando, frequentemente, explicações de ordem tectónica, nem sempre bem averiguadas.

Seguiu-se uma reacção "fixista" contra os excessos "mobilistas". O papel da tectónica passou a ser menosprezado.

- Uma obra com a amplitude de "*Le Quaternaire au Portugal*" (G. Zbyszewski, 1958) teve uma influência marcante. Passou a funcionar como referência quase obrigatória para todos os trabalhos sobre o Quaternário do país. Pode dizer-se que fixou a teoria eustática, de molde a desencorajar a apresentação de ideias alternativas, nos mesmos domínios, durante vários anos. Assim, os trabalhos posteriores, durante algum tempo, baseiam-se sobretudo na análise sedimentológica dos depósitos e no estudo dos processos que lhes deram origem. Tudo se passa como se as potencialidades da teoria eustática tivessem sido esgotadas, sem que existisse, ainda, uma alternativa plausível.

- Como A. Ribeiro (1984) refere, todavia, alguns investigadores "souberam manter uma visão mobilista da evolução geológica do território português no Quaternário. Essa óptica foi inteiramente confirmada pela revolução das Ciências da Terra saída da aplicação da teoria da Tectónica de Placas."

- Ao mesmo tempo que se modificava a atitude dos investigadores face a um eustatismo estrito e que as ideias mobilistas se iam desenvolvendo, a utilização de técnicas sedimentológicas para o estudo dos depósitos, bem como a investigação que começou a fazer-se sobre a plataforma continental, permitiram o desenvolvimento de uma perspectiva de trabalho pluridisciplinar e integradora, que nos parece ser a mais enriquecedora num domínio tão complexo como é o estudo do Quaternário.

Capítulo 6 - Litologia e estrutura geológica

O não geólogo que pretenda estudar a nossa área de trabalho, depara-se com algumas dificuldades óbvias, decorrentes da desactualização da cartografia geológica. Na falta de cartas actualizadas de escala 1:50.000, poderemos recorrer às cartas geológicas de escala 1:200.00??? e 1:500.000, com data de 1992, posteriores, portanto, à primeira versão deste trabalho. Porém, esta última carta não foi acompanhada de qualquer notícia explicativa. Falta, por isso, uma obra de síntese sobre a Geologia de Portugal, que trate o conjunto do território de forma sintética e actualizada, tornando inteligível a complexidade do mesmo para os não especialistas.
Existem, obviamente, trabalhos recentes, de pormenor sobre áreas pouco extensas. Porém, tanto quanto nos é dado compreender, não existe uma obra de conjunto que substitua o trabalho de A. Ribeiro et al., datado já de 1979…
Por isso, o conhecimento das novas concepções sobre a Geologia de Portugal, é, geralmente, um tanto fragmentário.
Enquanto não dispusermos de informações actualizadas e a uma escala uniforme para toda a área em estudo, a análise que fizermos enfermará sempre duma certa incerteza derivada da necessidade de relacionar áreas em que dispomos de informação actualizada, separadas por "vazios", onde as interpretações existentes se baseiam em teorias ultrapassadas.
Essa tentativa de síntese torna-se particularmente difícil quando as concepções de base dos diversos autores não são coincidentes, sobretudo para quem, como é o nosso caso, não seja especialista destes temas.
Os elementos de que dispusemos para o estudo da constituição geológica da área foram produzidos em diferentes momentos. Consequentemente, veiculam concepções diversificadas.
Não é nosso objectivo, todavia, fazer a história da evolução dos conhecimentos geológicos sobre a área. Por isso, apenas referiremos os elementos que apresentam relevância para a compreensão da respectiva evolução geomorfológica.
Por isso, o presente trabalho vai basear-se, essencialmente,-se nos conhecimentos sobre a geologia da área vigentes na altura em que foi feita a sua primeira versão (1991).
Pensámos que a necessária actualização sobre a geologia da área deverá ser feita por especialistas e estará, necessariamente, dependente da publicação de novas versões das cartas geológicas de escala 1:50.000, que tardam em aparecer…

6.1 - A evolução dos conceitos sobre a Geologia da área

A principal ruptura na evolução das ideias sobre a Geologia de Portugal realizou-se com a emergência da teoria da tectónica de placas, a partir de finais dos anos sessenta. Como veremos, as cartas geológicas começam a apresentar essas novas concepções justamente a partir dos anos setenta.
Na medida em que as concepções sobre a geologia da área se modificaram num sentido mais mobilista, também a compreensão da evolução geomorfológica pôde evoluir no mesmo sentido.

A publicação das cartas geológicas que incluem o litoral norte de Portugal, de escala 1:50.000, teve início com a carta do Porto, datada de 1957. As cartas de Espinho e da Póvoa de Varzim apareceram, respectivamente, em 1962 e 1965.

Em 1968 surgiu uma edição da carta geológica 1:1.000.000 sintetizando as ideias contidas nas cartas 1:50.000 entretanto publicadas.
De certo modo, a carta 1:1.000.000 representa uma síntese das concepções vigentes no período anterior à publicação da carta 1:500.000, de 1972.

Por isso, parece-nos útil assinalar algumas dessas ideias de base:

I - O **granito do Porto** (alcalino, de grão médio a grosseiro, de duas micas) é considerado como **"ante-hercínico"**, a par do granito de Portalegre.
Na carta 9-C (Porto) especifica-se que esta rocha é ante-vestefaliana e, provavelmente, ante-silúrica.
O granito de V. Nova de Gaia e da Madalena (porfiróide ou de grão grosseiro, aquerítico), pelo contrário, já é considerado hercínico e datado do Estefaniano superior.
II - As manchas xistentas em que estes granitos aparecem encaixados são uniformemente considerados como pertencendo ao complexo **xisto-grauváquico ante-ordovícico**.

III - As únicas referências a acidentes de falha na nossa área de trabalho encontram-se nas cartas 1:50.000 e dizem respeito, exclusivamente, a contactos anormais que afectam rochas do Ordovícico e Silúrico, ligados aos prolongamentos para norte do anticlinal de Valongo (S. Miguel-o-Anjo, Bougado, S. Félix de Laúndos).
Não há qualquer referência, nem sequer a estes acidentes, na carta 1:1.000.000 de 1968.
Poderia dizer-se que isto se ficaria a dever às dificuldades consequentes duma escala demasiado pequena. Todavia, na carta 1:500.000 de 1972, quase todo o flanco ocidental do anticlinal de Valongo se encontra sublinhado por uma falha, numa extensão de mais de 70km, perfeitamente passível de representação numa carta de escala 1:1.000.000.
A prova de que não se trata dum mero problema de escala é que aqueles acidentes estão marcados numa outra carta de escala 1:1.000.000 (carta tectónica de Portugal), datada de 1972.
Trata-se, portanto, dum facto que só pode ser explicado pela **atitude relativamente à existência e à importância dos acidentes de falha** de uma parte dos geólogos, que representava um reflexo das ideias pouco mobilistas que imperavam na época anterior ao eclodir da teoria da tectónica de placas.

Na primeira reunião sobre a Geologia da Galiza e do Norte de Portugal, realizada em 1965, foi estabelecido um acordo de que resultou a carta geológica do noroeste da Península Ibérica, de escala 1:500.000, datada de 1967.
Embora duma forma menos nítida do que na carta 1:500.000 de 1972, já estão marcadas várias falhas que foram ignorados na carta 1:1.000.000, publicada no ano seguinte (1968).

Assim, a carta do noroeste da Península Ibérica parece representar um primeiro corte relativamente às concepções vigentes nas cartas geológicas 1:50.000 da nossa área de trabalho.

Esse corte confirmou-se e acentuou-se com a publicação da carta geológica de escala 1:500.000, datada de 1972.

Esta carta apresenta, essencialmente:

I - Modificações referentes à classificação e atribuição crono-estratigráfica dos granitos. Na carta de 1972 eles passam a ser considerados dentro de 3 grupos:

1: ante-hercínicos (ortogneisses de Portalegre, com 466MA e outros, com idades compreendidas entre 430 e 460MA);
2: hercínicos ante-vestfalianos (predominantemente alcalinos, de duas micas, às vezes gneissóides, raramente porfiróides: granito do Porto);
3: hercínicos post-estefanianos (predominantemente calco-alcalinos, biotíticos, em geral porfiróides: granito de Lavadores).

Deste modo, afasta-se definitivamente a hipótese de uma idade ante-hercínica para o granito do Porto.

II - Nesta carta, a extensa mancha xistenta que se desenvolve a oeste do granito de Lavadores e Madalena é considerado como "**Precâmbrico polimetamórfico**". Lembramos que, em todas as cartas anteriores a 1972, esta mancha é incluída no **Complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico**. Mesmo em trabalhos bastantes posteriores de C. Teixeira (1980 e 1981) esta mancha continua a ser integrada no referido complexo, considerado geralmente como estabelecendo a transição entre o Precâmbrico e o Paleozóico (PC-Cb), embora, ultimamente, se tenha acentuado a tendência para que seja considerado câmbrico.

III - São **identificados vários acidentes** que não apareciam nas cartas anteriores.
Este facto denota a influência das hipóteses mobilistas e de concepções que consideram o Maciço Hespérico como um agregado de diferentes "zonas", com constituição e história geológica diversa, cujos limites correspondem a acidentes estruturais importantes.
Assim, entre a faixa granítica, com direcção NNO/SSE, que se estende a sul do Douro (zona Centro-Ibérica) e a mancha de Pre-Câmbrico polimetamórfico acima referida (zona Ossa-Morena), estende-se uma longa e importante falha, cujo traçado, quase meridiano, se pode seguir até às proximidades de Tomar (falha Porto-Tomar).

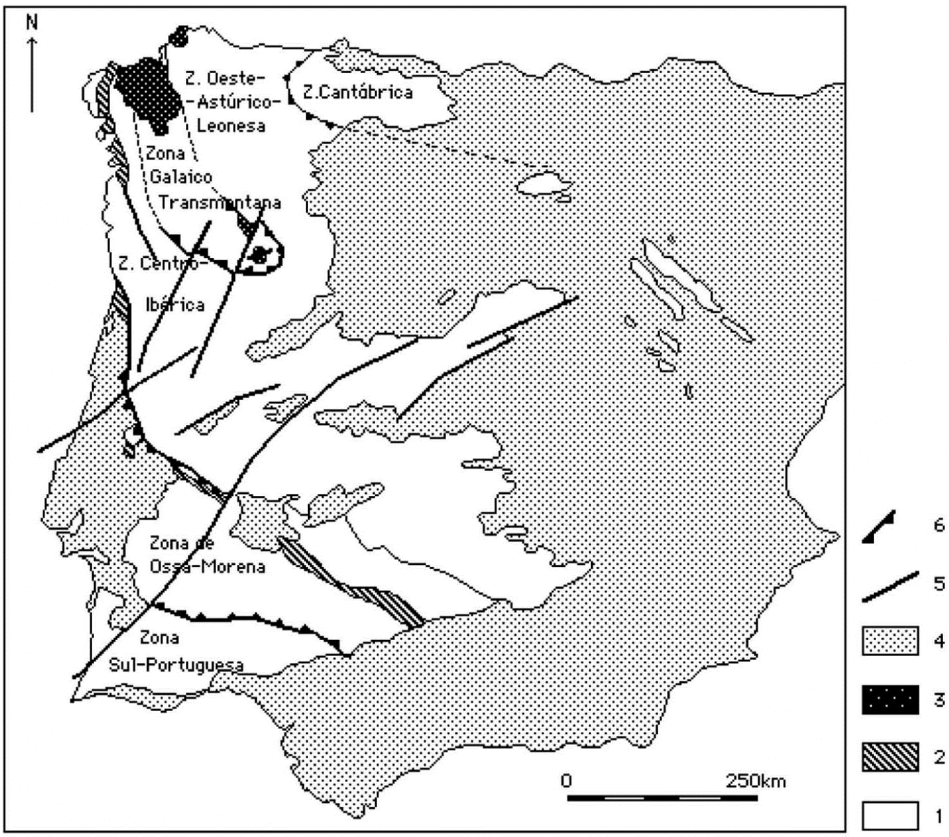
6.2 - As regiões estruturais e a litologia da área de trabalho

Começaremos por uma descrição da geologia da área, baseando-nos na análise da cartografia disponível, procurando ultrapassar o problema que resulta do facto de que as cartas de escala 1:50.000 desta área serem relativamente antigas, veiculando por isso concepções há muito ultrapassadas.
Seguidamente, faremos um esboço da respectiva evolução geológica, utilizando, na medida do possível, textos mais actualizados e procurando, deste modo, estabelecer um contraponto relativamente a certas concepções demasiado antiquadas.

O mapa da fig. 6.1 representa as grandes regiões estruturais da Península Ibérica. A sua observação mostra que todo o litoral a norte de Espinho (isto é, a maior parte da área de trabalho) se situa em terrenos do Maciço Hespérico.
A sul de Espinho o litoral passa a ser constituído exclusivamente por rochas post-paleozóicas, inicialmente holocénicas ou pleistocénicas e depois mesozóicas e cenozóicas. Trata-se duma outra região estrutural, a Orla Ocidental Meso-Cenozóica que, embora com as interrupções devidas à existência das Bacias terciárias do Baixo Tejo e do Sado, constitui todo o litoral ocidental, desde Espinho até às proximidades de Sines.
Começaremos por referir-nos às regiões e zonas estruturais menos representadas na área de trabalho (Orla Meso-Cenozóica Ocidental e zona de Ossa-Morena), terminando a nossa exposição com a zona que ocupa uma área mais extensa dentro da região estudada (zona Centro-Ibérica).
A apresentação que vamos fazer poderá ser acompanhada pela observação da fig. 6.2 e da fig. 6.3 (fora do texto). Esta última corresponde, essencialmente, a uma simplificação e redução das cartas geológicas 1:50.000 da área de trabalho[24].
Todavia, a fig. 6.3 apresenta algumas modificações em relação às cartas geológicas de escala 1.50.000 (introdução do Precâmbrico polimetamórfico a sul da Madalena, vários acidentes de falha[25]).

[24] Nesta carta utilizámos os contornos propostos na cartografia geológica, simplificando-os de acordo com a redução de escala de 1:50.000 para uma escala de trabalho de 1:100.000.
Devido à redução da escala, na impossibilidade de distingir todos os "níveis" considerados, optámos por diferenciar apenas os depósitos "pliocénicos" (acima de 100m) e "quaternários" (abaixo dos 100m). Fizemo-lo, não por concordarmos com a atribuição crono-estratigráfica destas formações, mas porque os depósitos mais altos, situados na imediata proximidade do "relevo marginal" são, geralmente, os mais extensos e os mais espessos, contrastando, deste modo, com os depósitos de cota inferior.

[25] Estes acidentes foram representados a partir da minuta de campo (baseada na carta 1:50.000) do Doutor Eurico Pereira (Direcção-Geral de Geologia e Minas), a quem renovamos os nossos agradecimentos.



1, 2 e 3: Maciço Hespérico; 2: Precâmbrico; 3: Maciços precâmbricos ultrabásicos; 4: Rochas meso-
-Cenozóicas; 5: Falhas; 6: Cavalgamentos

Fig. 6.1: Zonas paleogeográficas e tectónicas do Maciço Hespérico
(adaptado de A. Ribeiro et. al, 1979, p.10)

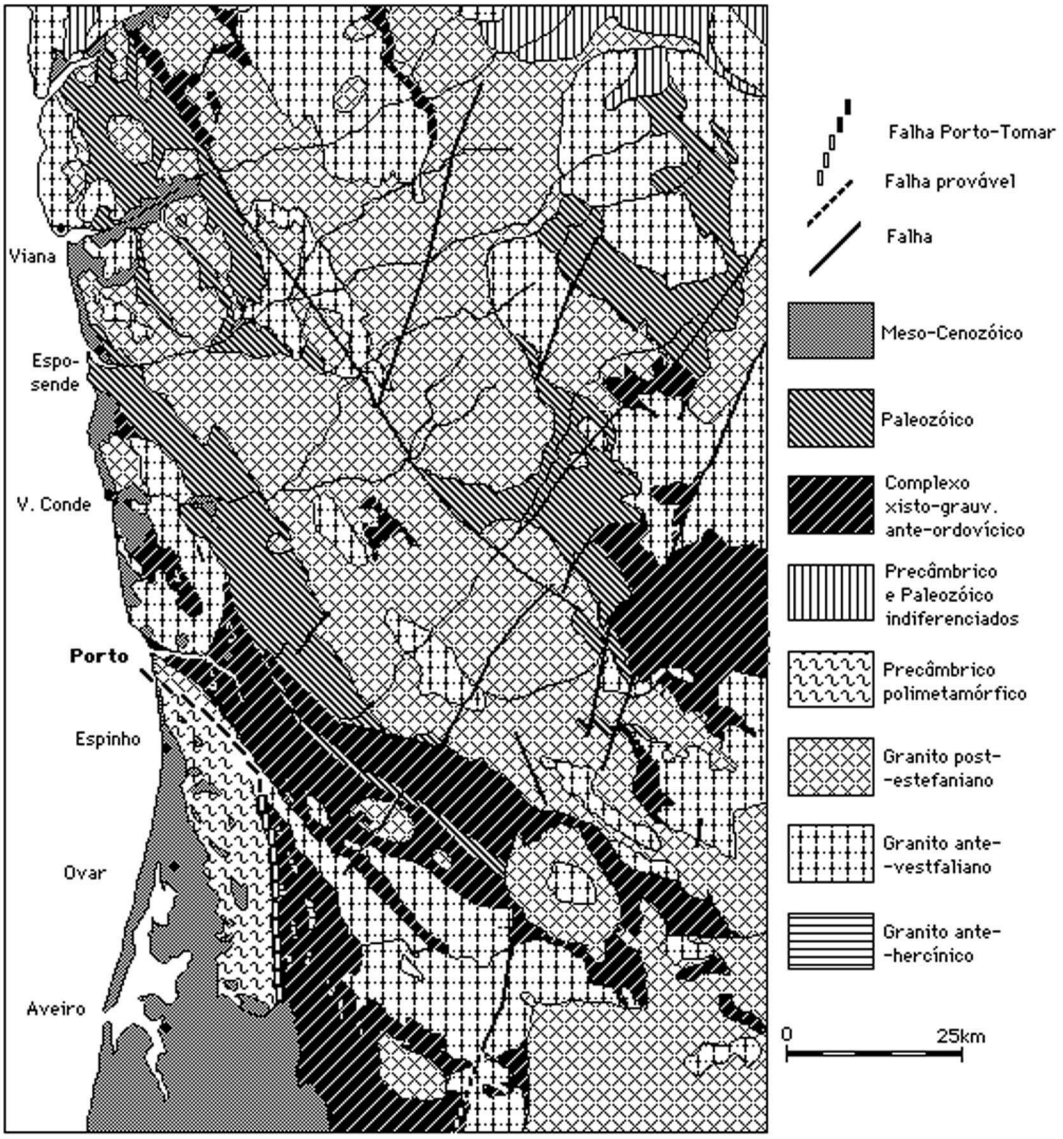


Fig. 6.2: Mapa geológico do Noroeste de Portugal

Fonte: Carta geológica 1:500.000 de 1972

Maciço Hespérico - Zona de Ossa-Morena

Precâmbrico Polimetamórfico

Na área estudada, o Precâmbrico Polimetamórfico situa-se a Oeste da faixa de granitos da Madalena (fig. 6.2) e está representado por faixas de xistos com a orientação geral de NNO/SSE, mostrando fácies de metamorfismo progressivamente mais elevado para NE. Temos, assim, de NE para SW:

1 - Migmatitos, gneisses, micaxistos, xistos luzentes;
2 - Xistos biotíticos com granada e estaurolite (xistos porfiroblásticos);
3 - Xistos biotíticos e moscovíticos;
4 - Xistos cloríticos e sericíticos;

Estes últimos situam-se no extremo SO da área estudada, já na região da lagoa de Esmoriz. Entre as duas faixas referidas em 3 e 4 aparecem, ainda, manchas alongadas, de 100-250m de largura, de xistos anfibolíticos e anfibolitos.

Esta disposição representa um aumento do grau de metamorfismo à medida que se caminha para NE.
Segundo A. Ribeiro *et al.* 1980, as rochas de alto grau de metamorfismo da região de Oliveira de Azeméis são a extensão ocidental da Faixa Blastomilonítica de Córdova-Badajoz-Tomar, o que significa que a falha Porto-Tomar, que separa a zona Ossa-Morena da Centro-Ibérica, corresponde a uma deslocação que poderia atingir 100 km.
A principal movimentação nesta falha corresponderia a um "deslocamento dúctil direito, que se produziu ao longo do acidente durante o Vestefaliano superior" (A. Ribeiro *et al.*, 1980), isto é: na segunda fase de deformação hercínica.

Gneisses e migmatitos de idade provavelmente precâmbricada Foz do Douro

Segundo a carta geológica de escala 1:50.000, a orla litoral da cidade do Porto, a norte do vértice da Luz, seria constituída por afloramentos de granito do Porto.

Num artigo de C. Teixeira (1968) são caracterizados vários tipos de gneisses existentes na Foz do Douro???, bem como "encraves de natureza xistenta e anfibolítica" neles disseminados.
As datações realizadas nestas rochas atribuiram-lhes 523±96 e 566±47 M.A., o que as situaria nos "últimos tempos do Precâmbrico, ou, já no Câmbrico".
C. Teixeira admite que estes gneisses estão ligados à formação do granito do Porto. Por isso, utiliza aquela datação como um argumento para apoiar a hipótese segundo a qual o granito do Porto teria uma idade entre o final do Precâmbrico e o Câmbrico.

Um trabalho de F. S. Borges, M. Marques e F. Noronha (1985) sobre o complexo gneíssico da Foz do Douro levanta novas questões.
A datação do gneisse biotítico, que parece corresponder a um dos elementos mais antigos dentro das rochas intrusivas deste complexo, atribuiu-lhe 604 MA (F. S. Borges, M. Marques e F. Noronha, 1985).
Deste modo, o referido gneisse seria Precâmbrico e, por isso, necessariamente, anterior ao granito do Porto que, actualmente (cf. carta geológica 1:500.000 de 1972), é considerado ante-vestefaliano e enquadrado dentro dos granitos hercínicos sintectónicos.
Assim, os autores acima referidos apontam para "a existência de um complexo intrusivo em formações xistentas ante-câmbricas". As rochas xistentas encaixantes seriam ainda mais antigas que os gneisses com 604 MA, e, consequentemente, francamente precâmbricas.
Devemos, por isso, admitir que além da extensa faixa de Precâmbrico Polimetamórfico, o Precâmbrico se encontra representado, na Foz do Douro por uma série de gneisses precâmbricos, que deverão ser integrados na Zona Ossa-Morena.
Com efeito, segundo a notícia explicativa da carta 1:200.00, “na estreita orla entre a Foz do Douro e Castelo do Queijo, encontram-se metassedimentos, de alto grau de metamorfismo com intercalações frequentes de anfibolitos.[…]. Por mostrarem xistosidade anterior ao ortognaisse biotítico, datado de 604 M.A. (PINTO *et al.*, 1987), pensa-se que esta estreita orla, sem representação na carta 1:200.00, possa corresponder à faixa precâmbrica da Zona de Ossa Morena que aflora a sul de Espinho. A sutura de Porto-Tomar, sobre a qual se implantou o granito tardio de Madalena-Lavadores poderá,

pois, terminar por altura do Castelo do Queijo e separar os terrenos da Z. Centro Ibérica, nomeadamente, o C.X.G., dos terrenos da Z. de Ossa Morena".
A sul do vértice de Luz???, os afloramentos passam a ser considerados como "Xyz". Esta sigla designa as faixas de gneisses, migmatitos, micaxistos e xistos luzentes resultantes da actuação dos fenómenos de granitização relacionados com o granito do Porto, sobre as rochas do Complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico.
Na notícia explicativa desta carta (9-C), referem-se expressamente as "estruturas migmatíticas, de grande beleza", provocadas pelo metamorfismo associado ao granito do Porto, nas rochas do referido Complexo.
Sendo assim, as rochas precâmbricas da Foz do Douro seriam o testemunho da existência duma crusta antiga, que teria ficado agregada à zona Centro-Ibérica, perto da zona de sutura com a zona Ossa-Morena.
Acontece algo de semelhante com as rochas graníticas ante-hercínicas da região de Oliveira de Azeméis que ficaram soldadas à zona Centro-Ibérica, perto da zona de contacto com a Ossa-Morena (cf. carta geológica 13-D).

Entre a orla litoral em que afloram estes gneisses e a grande mancha granítica que cobre a maior parte da cidade do Porto existe uma faixa, com uma largura média de 1,5km, em que se encontram as rochas do Complexo xisto-grauváquico que sofreram metamorfismo regional aquando da formação do granito do Porto, dando origem a migmatitos, gneisses, micaxistos, xistos luzentes (Xyz).
São estas as rochas ligados à fase de granitização responsável pelo granito do Porto (cerca de 300 MA). Os gneisses da Foz do Douro com cerca de 600MA (F. S. Borges, M. Marques e F. Noronha, 1985) não podem, como é óbvio, relacionar-se com uma fase tectónica a que são posteriores.

Maciço Hespérico - Zona Centro-Ibérica

A maior parte da área em estudo está incluída nesta zona do Maciço Hespérico.
Pode dizer-se que a zona Centro Ibérica é constituída essencialmente por um substrato correspondente ao Complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico.
Sobre o complexo xisto-grauváquico assentam, em discordância, as séries do Ordovícico, Silúrico, Devónico e Carbónico.
Estas rochas paleozóicas foram afectadas pela orogenia hercínica, que provocou o respectivo dobramento, acompanhado, geralmente, de metamorfismo com desenvolvimento de xistosidade.
O anticlinal de Valongo, que constitui, com os seus prolongamentos, uma das mais significativas estruturas geológicas criadas pela orogenia hercínica no nosso país, encontra-se sempre relativamente perto da nossa área de trabalho (a distâncias compreendidas entre 29 km a sul, e 11km, a norte).

As rochas graníticas das diversas fases hercínicas cortaram e metamorfizaram o Complexo xisto-grauváquico, bem como as séries post-câmbricas da estrutura de Valongo, dando origem à formação de auréolas de metamorfismo regional ou de metamorfismo térmico.
As fases orogénicas hercínicas são responsáveis pela existência de diversas fases de deformação, com características diferenciadas. Uma das mais relevantes foi a fracturação tardi-hercínica que teve lugar na fase final da orogénese e cujos

desligamentos têm uma importância fundamental na definição das linhas gerais da geologia peninsular.

Complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico

Trata-se de um conjunto que aflora numa boa parte da zona Centro-Ibérica. Segundo C. Teixeira (1981), que lhe dá, também, a designação de "Hispaniano", "esta unidade é constituída por uma série monótona de xistos e grauvaques, alternantes, segundo um dispositivo de tipo *flysch*".
A estratificação é geralmente gradativa e rítmica.
A alternância de xistos e grauvaques é devida à deposição através de correntes de turbiditos, que arrastariam depósitos não consolidados, acumulados perto do talude continental, para uma depressão geossinclinal.
Cada corrente turbídica daria origem, em primeiro lugar, à deposição de uma camada de areias quartzosas e fragmentos líticos, que evoluiriam para se transformar em grauvaques. A fracção fina demoraria mais tempo a "assentar" no fundo oceânico, dando origem, posteriormente, a uma camada de xisto.
Próximo da nossa área de estudo encontram-se, com alguma frequência, bancadas, por vezes espessas, de conglomerados, geralmente muito deformados, alternando com depósitos de maior profundidade.

Frequentemente, as rochas do Complexo xisto-grauváquico apresentam-se metamorfizadas. A respectiva tipologia depende, essencialmente, do tipo de metamorfismo e da distância à rocha ígnea que induziu ou foi produzida pelo metamorfismo.

Uma vez que resultam da fusão de rochas pre-existentes, os granitos de anatexia mostram-se, geralmente, concordantes com as estruturas geológicas regionais.
Junto dos granitos concordantes, o processo de granitização provocou uma profunda modificação nas rochas originais, dando origem a xistos luzentes, micaxistos, gneisses e migmatitos.

Embora sejam, por vezes, controlados pela orientação de fracturas pre-existentes, os granitos post-tectónicos são, geralmente, discordantes em relação à maior parte das estruturas geológicas criadas pelas fases anteriores da tectogénese e relacionam-se com as rochas encaixantes através de auréolas de metamorfismo térmico, ou de contacto. Estas apresentam, geralmente, corneanas junto da rocha ígnea, seguidas de xistos mosqueados e xistos luzentes, à medida que aumenta a distância ao foco magmático.

Relativamente à idade do Complexo xisto-grauváquico, a posição "clássica" começa por defini-lo como ante-ordovícico:

- "O Complexo xisto-grauváquico é anterior ao Ordovícico inferior, que assenta sobre ele, em geral discordantemente (discordância angular)" (C. Teixeira, 1981). Essa discordância é devida ao dobramento que os xistos e grauvaques sofreram por acção da fase Sarda (orogenia Caledónica).
Assim, os quartzitos da base do Ordovícico depositaram-se sobre uma superfície resultante do arrasamento das dobras sardas.

Além disso, este complexo é posterior à "Série Negra" (Precâmbrico superior???).
O seu aparente paralelismo com formações consideradas anteriores a rochas que, "embora paleontologicamente estéreis", são tidas como câmbricas, (calcários de Hinojosas, região de Ciudad Real), leva C. Teixeira (1981) a propôr que o Complexo xisto-grauváquico corresponda ao "Precâmbrico superior terminal".
No mesmo texto, C. Teixeira afirma que "não tem fundamento a atribuição destes terrenos ao Câmbrico, como têm feito alguns autores nos últimos tempos (Bard *et al.*, 1972; Ribeiro, 1977)."

Efectivamente, no fim dos anos setenta e início da década de oitenta, desenvolvia-se a tendência para atribuir uma idade câmbrica ao Complexo xisto-grauváquico.
Partindo da comparação de vários trabalhos sobre diferentes zonas do Maciço Hespérico, E. Pereira (1985) acentua a possibilidade de que, pelo menos a parte superior do referido complexo, corresponda ao Câmbrico. Essa atribuição hoje não oferece dúvidas. Foi inferida de relações estruturais relativamente ao Ordovícico inferior (Iglésias & Ribeiro, 1981b), de correlações litoestratigráficas regionais (Sousa, 1982) e do achado de trilobites mal conservadas (Rebelo & Romano, 1986).
Os conglomerados, que correspondem à parte terminal do complexo, testemunham a existência de importantes variações de fácies devidos, provavelmente, aos movimentos orogénicos que prenunciam a fase sarda (responsável pela discordância da base do Ordovícico em relação ao Complexo xisto-grauváquico).
Além disso, verifica-se uma diminuição do calibre dos elementos do conglomerado, à medida que se caminha para este. Daí poderá inferir-se a presença de um continente situado a oeste.

<u>As rochas post-câmbricas da estrutura anticlinal de Valongo</u>

Na proximidade deste litoral desenvolve-se uma das grandes estruturas geológicas da zona Centro-Ibérica, o anticlinal de Valongo e respectivos prolongamentos. Este funciona como um elemento heterogéneo dentro dum certa monotonia litológica, em que afloram, sobretudo, as rochas do Complexo xisto-grauváquico e rochas granitóides.
À latitude da Foz do Douro, o flanco ocidental do anticlinal de Valongo situa-se a 15 km do mar. Como esta dobra tem uma direcção de, aproximadamente, N30°W, e a linha de costa entre o Porto e a Aguçadoura tem uma direcção média de N15°W, os afloramentos post-câmbricos aproximam-se do mar à medida que caminhamos para norte, atingindo-o na região de Esposende (afloramentos quartzíticos que constituem os chamados "cavalos de Fão").

Embora não cheguem a aflorar no litoral da nossa área de estudo, as rochas post-câmbricas da estrutura de Valongo constituem uma origem possível de material para algumas das formações cascalhentas da plataforma litoral desta área.
É provável que, devido à resistência à meteorização que possuem, elas possam ter sido reutilizadas por sucessivas gerações de depósitos, acabando por ocorrer a distâncias apreciáveis do seu local de jazida inicial.

O anticlinal de Valongo corresponde a uma dobra tombada para ocidente em que estão comprometidos os níveis superiores do Complexo xisto grauváquico ante-ordovícico. Sobre eles, em discordância, existe uma série que se inicia pelos quartzitos da base do Ordovícico (Skidaviano). Seguem-se-lhe xistos argilosos do Landeiliano e possível

Lanvirniano (cf. carta geológica 9-C). O Ordovícico termina pelos xistos e grauvaques com quartzitos intercalados do Caradociano.
No Silúrico encontram-se xistos ampelitosos, xistos e grauvaques, quartzitos e ftanitos com Monograptus.
O Devónico é caracterizado por xistos amarelo-arroxeados com quartzitos intercalados.
O Carbónico está representado pelos conglomerados do Vestfaliano D e pelos conglomerados, arcoses, e xistos carbonosos com fósseis vegetais do Estefaniano BC.

Os xistos do Silúrico que prolongam, para norte, o flanco oriental da dobra de Valongo foram afectados por fenómenos de metamorfismo térmico, provocados pela intrusão dos granitos, predominantemente biotíticos, de V. N. Famalicão e Gondifelos.

Rochas granitóides: a problemática da sua classificação

Nas cartas geológicas 1:50.000 da área compreendida entre Esmoriz e Vila do Conde (folhas da Póvoa de Varzim, Porto e Espinho, publicadas, respectivamente, em 1965, 1957 e 1962), os granitos são agrupados em dois conjuntos:
- Granitos alcalinos;
- Granitos porfiróides (ou calco-alcalinos).
O mesmo se passa com as folhas de Caminha (1962), Ovar (1963), Castelo de Paiva (1963), Peso da Régua (1967), Barcelos (1969), Viana do Castelo (1970) e Braga (1973).

As novas concepções aparecem a partir de 1975. É o caso das cartas de Castro Daire (1977), Oliveira de Azeméis (1981), Penafiel (1981), Montalegre (1982), Arcos de Valdevez (1985), Guimarães (1986), Mondim de Basto (1988).
A análise destas cartas demonstra uma evolução acentuada das ideias, sobretudo no que diz respeito à caracterização e à posição cronostratigráfica dos granitos.

Nestas cartas, as rochas graníticas aparecem classificadas, em primeiro lugar, segundo a sua idade e as suas relações com as fases orogénicas.
Assim, encontramos granitos ante-hercínicos (Oliveira de Azeméis), ante a sintectónicos, sintectónicos, tardi-tectónicos e tardi a post-tectónicos.
Esta complexidade não é de admirar, uma vez que a zona Centro-Ibérica é a área central do orógeno hercínico, onde as fases orogénicas e as consequentes granitizações se começaram a verificar mais cedo e se prolongaram, no tempo, até fases tardias da orogénese.

Infelizmente, estas novas concepções não aparecem, ainda, em nenhuma das cartas geológicas de escala 1:50.000 da nossa área de trabalho, o que dificulta a correlação com áreas cuja cartografia é mais actualizada.

Em C. R. Macedo (1972), encontramos uma sistematização sobre as rochas graníticas portuguesas que nos parece útil referir.
São considerados 3 tipos de granitos hercínicos:

· Granitos hercínicos muito antigos (Devónico superior): granitos fortemente tectonizados que ocorrem na Galiza, mas não são indicados no norte de Portugal;

- Granitos hercínicos antigos (Vestefaliano superior, 298 ± 10 milhões de anos, MA): correspondem a plutonitos de granitos alóctones, geralmente concordantes e alcalinos;
- Granitos hercínicos jovens (Estefaniano superior, em parte Pérmico, 280 ± 11 MA): são representados por plutonitos alóctones, essencialmente discordantes, rodeados por auréolas de metamorfismo de contacto. São muitas vezes calco-alcalinos e ricos em biotite.

Na Introduction à la Geólogie Générale du portugal, A. Ribeiro (1979) retoma o problema da classificação de granitos, enveredando por uma sistematização baseada em critérios essencialmente químicos.
Assim, seriam de considerar duas séries de granitos: os granitos "alcalinos" e os granitos "calco-alcalinos".

Dentro dos granitos "alcalinos" podem considerar-se:

- granitos gneíssicos com idades de 350 ± 10 MA, afectados pela primeira fase hercínica;
- granitos de duas micas, ligados a migmatitos e a granitos de anatexia, que são contemporâneos da segunda fase hercínica (300 ± 10 MA);
- granitos de duas micas, com megacristais, um pouco mais tardios.

Quanto aos granitos da série "calco-alcalina", são caracterizados por um predomínio da biotite sobre a moscovite, bem como a existência de outros minerais básicos, o que lhes confere um aspecto mesocrata. Formam dois grupos bem definidos:

- Granitos com megacristais, deformados pela segunda fase hercínica e com cerca de 320 ± 10 MA;
- Granitos post-tectónicos em maciços circunscritos, com cerca de 280 ± 10 MA, com características muito variadas, em que se incluem, nomeadamente, os granitos porfiróides, biotíticos.

Trata-se, como vemos, de classificações baseadas em critérios diversos, mas que não se excluem, antes se completam.

As rochas granitóides da área de trabalho

Segundo E. Pereira (1985, p. 101), anteriormente ao "granito do Porto", ter-se-iam instalado "pequenos afloramentos situados no litoral a norte do Porto bem como o granito de Fânzeres (Gondomar)". Mais adiante (p. 120), o autor refere a formação, na primeira fase hercínica, provavelmente no Devónico, de granitóides com idades isotópicas de 370 MA, nomeadamente na "faixa blastomilonítica de Oliveira de Azeméis, na Foz do Douro, Leça da Palmeira, praia do Paraíso e do Marreco".

Infelizmente, as cartas 1:50.000, que são as únicas de que dispomos[26], não fazem a distinção entre os granitóides da primeira fase hercínica e o chamado "granito do Porto".

[26] A folha 1 da carta geológica 1:200.000 foi impressa em 1989 e distribuída em 1990, muito depois de termos redigido este capítulo.

Nas cartas 1:50.000, o granito do Porto corresponde a uma mancha quase contínua, que começa perto da margem sul do Douro e se estende, para norte, até à Aguçadoura, ao longo de um a distência de 33km..
A sul do Douro existe uma mancha que prolonga o grande afloramento granítico da cidade do Porto, desenhada, curiosamente, segundo contornos paralelos aos do vale do Douro.
Além disso, encontram-se pequenos retalhos, de cartografia difícil, mergulhados no seio de um complexo migmatítico (migmatitos, gneisses, micaxistos, xistos luzentes, etc).

O granito do Porto, que é a rocha mais frequente na parte da área em estudo que está integrada na zona Centro-Ibérica, distingue-se do de Lavadores e da Madalena "pela cor mais clara e pela granularidade em geral menos grosseira" (J. C. Costa e C. Teixeira, notícia explicativa da carta geológica 9-C, 1957).
Com efeito, o chamado "granito do Porto" é um granito alcalino, em que a moscovite predomina claramente sobre a biotite.
As datações apresentadas no mapa de A. R. Macedo (1972) apontam para idades de 318 ± 1 MA para uma amostra retirada da mancha de granito do Porto.
O granito do Porto aparece, normalmente, englobado nos granitos hercínicos antigos, geralmente alcalinos, (cf. A. R. Macedo, 1972; carta geológica 1:500.000, de 1972 e A. Ribeiro *et al*, 1979). Com efeito, ele integra-se perfeitamente dentro dos granitos de duas micas, ligados a migmatitos e a granitos de anatexia, que são contemporâneos da segunda fase hercínica (300 ± 10 MA).

Além do "granito do Porto" encontramos uma extensa mancha de direcção NO/SE de granito porfiróide, de grão grosseiro (granito da Madalena), que se desenvolve desde Lavadores até um pouco a sul de Fiães, com um comprimento de 19km, e com uma largura oscilando entre quase 4km, na zona de Canelas, e um mínimo de 1km, perto do seu limite meridional.

Segundo C. Teixeira (1968), que estudou os aspectos que esta rocha apresenta na orla litoral de V. N. de Gaia, trata-se de um granito porfiróide, apresentando, frequentemente, encraves melanocráticos e, por vezes, estruturas fluidais. Este granito contacta com rochas xisto-gneissicas e anfibolíticas, duma forma geralmente nítida. Porém, na praia de Salgueiros, é possível observar que houve penetração do gneisse pelo granito porfiróide, o que demonstra a anterioridade daquele.

O granito porfiróide não aflora, apenas, no litoral a sul do Douro. Ele aparece, também, em "diversos pontos do litoral da Foz do Douro", nomeadamente, na zona do "Castelo do Queijo e da praia da Luz" (notícia explicativa da folha 9-C).
O afloramento mais importante constitui o pequeno maciço em que assenta o Castelo do Queijo (C. Teixeira, 1968).
Segundo este autor, o granito do Castelo do Queijo é biotítico, de grão médio a grosseiro, porfiróide. Apresenta, geralmente, contactos nítidos com as rochas gneissicas encaixantes, bem como alguns encraves melanocráticos, embora menos frequentes que os existentes no granito de Lavadores.
Num trabalho mais recente (M. Andrade, F. S. Borges e F. Noronha, 1985) afirma-se que o granito do Castelo do Queijo "mostra os efeitos duma deformação frágil post-cristalina", o que permite concluir que a respectiva consolidação é anterior a uma fase de deformação quebradiça.

O mapa que acompanha o livro guia das excursões da IX reunião de Geologia do Oeste peninsular (fig. 6.2) considera os granitos da faixa de direcção NO/SE, no sector situado a norte de Fiães (incluindo, portanto, o granito de Lavadores e da Madalena), como "granitos post-Estefaniano B-C ("*younger granites*").
Já o sector situado a sul de Fiães é considerado dentro do grupo dos granitos antigos ("*older*" granites e "*oldest*" granites).

As características do granito de Lavadores e Madalena aproximam-no dos "granitos post-tectónicos em maciços circunscritos, com cerca de 280 ± 10 MA, com características muito variadas, em que se incluem, nomeadamente, os granitos porfiróides, biotíticos" (A. Ribeiro *et al*, 1979).

Orla Meso-Cenozóica Ocidental

A sul de Espinho o litoral deixa de ser talhado em formações do Maciço Hespérico. Estas passam a estar cobertas por formações muito mais modernas, representadas, nesta área, pela extensa cobertura dunar, relativamente recente, provavelmente do fim do Würm e do Holocénico (cf. capítulo 16), que fossiliza, a ocidente, o afloramento de xistos do Precâmbrico polimetamórfico da zona de Ossa-Morena.
A latitude de Espinho (41° N) parece ter um significado especial. Com efeito, é a 1km a norte do início da aglomeração de Espinho que a linha de costa passa de NNO/SSE para NNE/SSO.
Já H. Lautensach (O. Ribeiro, H. Lautensach e S. Daveau, 1987) se referia a este facto, afirmando (p. 42) que a costa "faz, perto de Espinho, um ângulo muito aberto, mas altamente significativo".
O ponto de inflexão da linha de costa, em Espinho parece ser significativo, quer à superfície, quer na plataforma continental (J. M. A. Dias, 1987).
Provavelmente, a mudança de orientação da linha de costa tem uma origem estrutural. Com efeito, a Sul da Praia da Madalena entramos dum sector em que afloram rochas pre-câmbricas (Precâmbrico Polimetamórfico, zona de Ossa-Morena) com coberturas peliculares de depósitos "plio-plistocénicos".
Porém, a partir de Espinho os afloramentos de depósitos "plio-plistocénicos" e holocénicos tornam-se mais extensos e espessos, encobrindo, quase completamente, o substrato precâmbrico, o que sugere a existência de uma modificação importante nas condições de sedimentação que conduzisse à formação de coberturas cenozóicas espessas, contrastando com as coberturas peliculares a Norte de Espinho.
À latitude de Estarreja começam a aflorar terrenos do Cretácico, o que desfaz quaisquer dúvidas que pudesse haver quanto à região estrutural em que nos encontramos. Trata-se, como é óbvio, da Orla Ocidental meso-cenozóica, que se prolonga até ao estuário do Tejo.

Deste modo, desde Espinho até ao cabo de Sines o substrato em que assentam as formações quaternárias da faixa litoral corresponde sempre a materiais mesozóicos e cenozóicos. Só a Sul de Sines reaparece o substrato hercínico. Por isso, a área estudada corresponde ao último sector litoral talhado no maciço Hespérico, quando se percorre a linha de costa de Norte para Sul, antes dos afloramentos de Carbónico marinho da Zona Sul-Portuguesa, que se desenvolvem a Sul de Sines. Desta similitude decorre, possivelmente, um certo ar de família que nos parece existir entre a plataforma litoral da

região do Porto e a plataforma estudada por A. Ramos Pereira (1990), apesar dos contrastes existentes.
Efectivamente, os contextos climáticos (uma diferença de latitude apreciável, da ordem de ????) e tectónicos (uma grande proximidade relattivamente à fronteira de placas Açores-Gibraltar, no caso da plataform litoral alentejana), têm forçosamente que se traduzir em diferenças na fisionomia dos depósitos e numa maior actividade sob o ponto de vista da tectónica recente..

Em síntese:

- Os trabalhos sobre a geologia da área em estudo são trabalhos **datados**, no sentido em que as interpretações variaram bastante com o tempo. O principal corte parece ter-se realizado a partir dos finais dos anos sessenta e está materializado na carta geológica de escala 1:500.000, datada de 1972. Ao mesmo tempo que se impunham novas ideias sobre o problema da datação dos granitos, a geologia do Maciço Hespérico começava a ser interpretada como uma agregação de **zonas** com diferentes características litológicas e estruturais.

- Segundo as concepções mobilistas, renascidas com o eclodir da teoria da tectónica de placas, as faixas de sutura entre diferentes placas (ou diferentes regiões estruturais dentro da mesma placa) são os locais privilegiados para a movimentação tectónica. Assim, uma vez que na área em estudo se estabelecem os contactos entre a zona Centro-Ibérica e a zona de Ossa-Morena (Maciço Hespérico) e entre esta última e a Orla Ocidental Meso-Cenozóica, é provável que a tectónica recente (**neotectónica**) seja actuante.

- Sob o ponto de vista da litologia, trata-se de uma área em que predominam **granitos e xistos**. Estes últimos estão, geralmente, muito metamorfizados e associam-se, frequentemente, a gneisses, migmatitos e micaxistos. A distâncias variáveis consoante a latitude, mas sempre fora dos limites da plataforma litoral da área estudada, encontram-se rochas **paleozóicas**, litologicamente mais variadas, comprometidas na estrutura anticlinal de Valongo.

Capítulo 7 - Evolução geológica ante-mesozóica

Para a elaboração deste tema servir-nos-emos, fundamentalmente, de dois textos:
- "*Introduction à la Géologie générale du Portugal*" de A. Ribeiro *et al* (1979), que apresenta uma síntese das novas ideias relativas à evolução geológica do País;
- Um trabalho mais recente (E. Pereira, 1985), que faz o desenvolvimento dessas concepções para o sector de entre Douro e Minho.
- A carta geológica do noroeste de Portugal, de escala 1:200.000 (folha 1).
Esta carta e a respectiva notícia explicativa são documentos de trabalho da maior importância, não só por representar uma visão actualizada da geologia da área, de acordo com concepções modernas, definindo uma série de acidentes tectónicos que não foram considerados na cartografia geológica precedente, como também pelo facto de representar, simultaneamente, a geologia da plataforma continental.
- Consultámos, também, o recente trabalho de Chaminé, 2000??? Que apresenta uma compilação muito actualizada sobre a geologia e evolução geológica da faixa da Zona Ossa-Morena que se situa entre Espinho e Albergariqa-a-Velha. Essa leitura permitiu.nos conhecer as perspectivas mais recentes e aferir a aceitabilidade das ideias veiculadas pela primeira versão deste trabalho.

Dos textos acima referidos extrairemos, apenas, aquilo que diz respeito à nossa área de trabalho e que, de algum modo, possa contribuir para um melhor entendimento da sua evolução geológica e geomorfológica.

Neste capítulo estudaremos a evolução geológica ante-mesozóica, salientando as respectivas consequências para a explicação dos aspectos litológicos e estruturais da área, na actualidade.
A plataforma continental portuguesa será estudada no próximo capítulo, como resultado da evolução geológica da margem ocidental da Península no período post-hercínico.

7.1 - Caracterização geral e zonalidade no orógeno hercínico Ibérico

O trabalho de A. Ribeiro *et al*. (1979) começa por fazer uma apresentação do quadro estrutural em que Portugal se situa, partindo daí para uma descrição de cada uma das regiões estruturais do país.
Esta, por sua vez, precede o estudo de cada um dos ciclos orogénicos.
Parte-se, assim, do enquadramento geral dos fenómenos para uma descrição dos mesmos, culminando com a respectiva interpretação.

Vamos usar um esquema de apresentação análogo, de modo que a descrição que fizemos da geologia da área possa servir-nos como referência para elaborar, em traços gerais, um quadro da respectiva evolução.

A cadeia hercínica, na Europa, é caracterizada pela sua zonalidade. Com efeito, "as características paleogeográficas, tectónicas, magmáticas e metamórficas são bastante constantes numa direcção paralela às estruturas, mas mudam radicalmente segundo a direcção transversal".

Além disso, "as diferentes zonas estão, muitas vezes, separadas por acidentes profundos que funcionaram várias vezes durante todo o ciclo hercínico" (A. Ribeiro *et al.*, 1979, p. 4 e 5).
Os **sectores externos** do orógeno hercínico ibérico estão representados pelas zonas **Sul-Portuguesa** a SO, e **Cantábrica** a NO.

As zonas **Centro-Ibérica** e **Ossa-Morena** correspondem aos dois sectores **internos** existentes no território português.
O conjunto dos sectores internos fica completo com a zona **Ocidental Astúrico-Leonesa**, que se situa em território espanhol, a oriente da zona Centro Ibérica.

Nas zonas e domínios internos, "predominam as rochas do Paleozóico inferior e do Precâmbrico, a deformação é precoce e é mais intensa e penetrativa. O metamorfismo regional é de grau mais elevado e as intrusões sin-orogénicas são mais extensas" (A. Ribeiro *et al.*, 1979, p. 4 e 5)

A zona de **Ossa-Morena** corresponde ao domínio situado no exterior da linha Córdova-Badajoz-Portalegre-Coimbra, em que existem "fragmentos dum soco granítico datado de 2.000-2.500 MA e retomado no Cadomiano (650-550 MA)".
Nesta zona, a sequência inicia-se pelo Precâmbrico polimetamórfico, que corresponde, justamente, à faixa metamórfica situada a SO da mancha de granito da Madalena.

Esta faixa é caracterizada pla existência de gneisses, migmatitos e xistos com granadas, cujo grau de metamorfismo aumenta para NE. Assim, pode dizer-se que, nessa área, os diversos fácies metamórficos estão organizados segundo uma antiforma, definida através das isogradas de metamorfismo, cujo núcleo foi deslocado pela falha Porto-Tomar, segundo um movimento dextro de cerca de 100km, podendo corresponder a terrenos que estão, hoje, â latitude de Coimbra.(Ribeiro e Pereira, ???).
.
Ao Precâmbrico polimetamórfico segue-se o Precâmbrico superior monometamórfico, normalmente designado como "Série Negra" que aparece, por exemplo, na região de Coimbra.

O contacto entre as zonas de Ossa-Morena e Centro-Ibérica corresponde à falha Porto-Tomar.
Na região de Albergaria-a-Velha (Branca), a falha Porto-Tomar traduz-se por um cavalgamento que põe em contacto o Precâmbrico (Zona de Ossa-Morena) com o Complexo xisto-grauváquico ou com rochas granitóides (Zona Centro-Ibérica).
Aparentemente, "a arriba fóssil (...) que marca o avanço para leste da plataforma litoral onde se depositou o Pliocénico" corresponde, *grosso modo*, à escarpa da falha acima referida (E. Pereira, L. S. M. Gonçalves e A. Moreira, 1980).
A coincidência entre alinhamentos tectónicos, mesmo sendo muito antigos como aqueles que pôem em contacto estas duas zonas do Maciço Hespérico, com relevos com alguma representatividade, corresponde a um conceito chave e será utilizada e discutida posteriormente.

A zona **Centro-Ibérica** situa-se no interior da linha Córdova-Badajoz-Portalegre-Coimbra.

Nesta zona, ao contrário do que se passa na zona de Ossa-Morena, "não se encontra um soco granítico precâmbrico indiscutível, mas apenas complexos de alto grau de metamorfismo, de composição máfica e ultra-máfica, cuja idade é controversa, cadomiana para uns, já paleozóica para outros" (A. Ribeiro *et al*., 1979). Actualmente (Chaminé, 2000???) a subzona Galiza média-Trás-os-Montes passou a ser considerada uma zona e o seu âmbito alargou-se (fazer uma nova figura)
A zona Centro-Ibérica é caracterizada, essencialmente, pela existência de uma série muito espessa, de tipo "*flysch*", considerada do Câmbrico e Precâmbrico superior (Complexo xisto-grauváquico) e pela discordância da base dos quartzitos do Ordovícico face ao referido Complexo.

Em alguns locais, nomeadamente no "fosso Dúrico-Beirão" (que corresponde à bacia situada na base do flanco ocidental do anticlinal de Valongo e aos seus prolongamentos), os fácies de tipo molássico (conglomerados, arcoses e xistos carbonosos, incluindo leitos de carvão) do Vestefaliano D e do Estefaniano B-C ficaram conservados, devido à sua situação tectonicamente deprimida.

As zonas internas do orógeno hercínico são intensamente afectadas por metamorfismo regional e pelo magmatismo sin-orogénico.
Na zona Centro-Ibérica, o metamorfismo apresenta tipos variados, estritamente controlados pelas intrusões graníticas. Assim, as auréolas de metamorfismo regional aparecem ligadas aos granitos sintectónicos e as de metamorfismo térmico relacionam-se com os granitos post-tectónicos.

Os fenómenos de magmatismo estão representados por duas séries:
- **Granitóides "alcalinos", sintectónicos** e estreitamente controlados pelo metamorfismo regional, provavelmente "produzidos por anatexia húmida da parte média da crusta, no decurso do metamorfismo regional" (A. Ribeiro *et al.*, 1979, p. 10). Estes fenómenos parecem associar-se a fases orogénicas compressivas.
O chamado "**granito do Porto**" pertence a este conjunto.

- **Granitóides "calco-alcalinos"** e rochas básicas associadas, essencialmente **post-tectónicos**.
No norte do Maciço Hespérico estes granitóides "foram produzidos por fusão seca da parte inferior da crusta no decurso do metamorfismo regional e por mistura com produtos básicos infra-crustais".
Por isso, estes granitos, pertencentes à série "calco-alcalina", são mesocratas.
Os granitos post-tectónicos formaram-se durante a fracturação tardi-hercínica, acompanhando a surreição final da cadeia hercínica.
Incluem-se nesta série os granitos porfiróides, biotíticos, como os de **Lavadores** e da **Madalena,** nomeadamente.

7.2 - Tentativa de reconstituição paleogeográfica do ciclo hercínico

Por vezes é difícil distinguir o ciclo hercínico de ciclos precâmbricos, pois aquele apagou muitos dos fenómenos resultantes de ciclos anteriores, impossibilitando a respectiva reconstituição. Por outro lado, frequentemente, a sedimentação ligada à cadeia hercínica começou em tempos precâmbricos.

Por isso, A. Ribeiro *et al*. (1979) optam por não fazer a destrinça entre os ciclos hercínico e ante-hercínicos.
O ciclo hercínico pode ser dividido em 3 etapas:

a) Período "geossinclinal" (entre o Precâmbrico superior e o Devónico médio=250 MA).

O ciclo hercínico, na Península Ibérica, parece ter-se iniciado em momentos diversos, consoante as diferentes zonas consideradas dentro do Maciço Hespérico.
No que diz respeito à zona Centro-Ibérica, o megaciclo sedimentar hercínico inicia-se com a deposição de espessas séries sedimentares devidas a correntes turbídicas ("Complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico"). Essa deposição foi favorecida pelo regime de extensão controlado por estiramento crustal e pelos fenómenos térmicos post-cadomianos, acompanhados, localmente, por epirogénese e pelo vulcanismo ácido do "Ollo de Sapo" (E. Pereira, 1985).

Não existem descontinuidades nítidas entre o Precâmbrico e o Câmbrico.
Por tudo isto, a atribuição cronostratigráfica do Complexo xisto-grauváquico foi, durante muito tempo, objecto de discussões.

Dum modo geral, na zona Centro-Ibérica, o Câmbrico datado é raro. Todavia, o único fóssil existente no Complexo xisto-grauváquico, embora dê indicações pouco precisas, aponta para uma idade câmbrica provável.
Em Miranda do Douro a sequência assenta sobre "um ortognaisse granítico com aproximadamente 618 MA (...) sem que os metassedimentos suprajacentes sejam metamorfizados no contacto" (E. Pereira, 1985, p. 51).
Por sua vez, a formação inferior do Complexo xisto-grauváquico, na região do Douro (formação de Bateiras), é considerada câmbrica.

Parece haver, assim, algumas circunstâncias que apontam para uma idade essencialmente câmbrica para o Complexo xisto-grauváquico, o que representa uma mudança relativamente às concepções de C. Teixeira e F. Gonçalves (1980), que o consideravam do "Precâmbrico superior terminal".

O Complexo xisto-grauváquico corresponde a uma série de tipo *flysch*, cujos materiais deveriam ter sido transportados de paleo-continentes situados na periferia (isto é, a SO e NE da Zona Centro-Ibérica).
Com efeito, os conglomerados do topo do Complexo, existentes nas proximidades do Porto, têm calibres que diminuem de oeste para este, o que mostra que a origem dos materiais se encontrava a ocidente.
Estes conglomerados apresentam restos de lidites, características da Série Negra.
Deste modo, comprova-se que esta série, que pertence à Zona de Ossa-Morena, já constituía relevo a ocidente da bacia de sedimentação em que se depositava o Complexo xisto-grauváquico.

No fim do Câmbrico ter-se-ão feito sentir os movimentos da fase sarda. Estes deram origem a dobras de direcção NE/SO, posteriormente modificadas por acção dos movimentos hercínicos.

O Ordovícico, na zona Centro-Ibérica, inicia-se por um conglomerado de base. Segue-se uma série de quartzitos que corresponderiam a depósitos de uma plataforma litoral arenosa. Estes depósitos seriam devidos a uma transgressão que teria avançado de oeste para este, truncando as dobras formadas durante a fase sarda.
No Ordovícico médio a referida transgressão intensificou-se, o que provocou o depósito de vasas euxínicas (xistos do Landeiliano e possível Lanvirniano).
Segue-se uma regressão, marcada pela existência de grauvaques e quartzitos no Caradociano.
No topo do Ordovícico e na base do Silúrico verifica-se uma acentuada diferenciação paleogeográfica entre os vários sectores do orógeno, devida, provavelmente, à acção de movimentos epirogénicos (fase tacónica), que individualizaram diversos domínios em que a sedimentação passou a ser variada.

O Silúrico apresenta um predomínio de xistos grafitosos, alternando com grauvaques e com alguns quartzitos. Estas variações de fácies comprovam a instabilidade das condições de sedimentação, que seria devida, essencialmente, à movimentação tectónica.

Os terrenos do Devónico inferior (Coblenciano-Gediniano) apresentam xistos amarelados e arenitos mais ou menos endurecidos, passando, por vezes, a quartzitos. Estas rochas evidenciam, do mesmo modo, acentuadas alternâncias de fácies e são os últimos testemunhos da presença do mar nesta área.

b) Tectogénese (entre Devónico médio e Vestfaliano superior=80 MA).

A primeira fase de deformação deverá corresponder ao período entre o Devónico médio e superior, atendendo à descontinuidade que se verifica entre eles.

A contracção da crusta altera a estrutura inicial da cadeia. Desenvolvem-se fenómenos de metamorfismo regional e magmatismo sin-orogénico. A orogénese e consequente erosão da parte central da cadeia dá origem à deposição de *flysch* sin-orogénico nas fossas contíguas (Devónico superior da Zona Ossa-Morena).
Com efeito, a paleogeografia do sector hercínico ibérico sofreu uma modificação profunda durante o Devónico médio e superior. Passou-se dum "regime extensivo, com formação de bacias de subsidência fraca e migração lenta e limitada, a um regime de contracção crustal, com subsidência rápida e migração lateral muito acentuada. Os fácies modificaram-se em consequência disso, passando de depósitos de plataforma estável a depósitos do tipo *flysch*" (A. Ribeiro *et. al.*, 1979, p. 41).

As zonas internas sofrem a sua primeira fase de deformação, com contracção crustal e consequente levantamento da zona afectada, cuja erosão se traduz pela deposição de *flysch* nas áreas externas deprimidas. Entretanto, nas zonas internas observam-se fenómenos de granitização (granitos hercínicos precoces, Boa Nova, Marreco, etc???). Ainda como consequência desse levantamento, não existem, na proximidade da nossa área de trabalho, rochas datadas do Devónico médio e superior e de uma boa parte do Carbónico.
Fase principal: ante westfaliano: granitos do Porto, xistosidade, etc. **Ver not explicativa???**

c) Período post-tectónico (Vestfaliano superior e Pérmico superior=60 MA)

Formam-se as últimas intrusões e dá-se um levantamento geral da cadeia, que é cortada por desligamentos e atacada pela erosão, dando origem à formação de molassos.

No final do Vestfaliano, ao longo dum importante desligamento sinistro, com muitos quilómetros de extensão, que jogou várias vezes durante a orogénese hercínica, formaram-se bacias límnicas em que se depositaram materiais mais ou menos grosseiros (de conglomerados a xistos micáceos). Estes depósitos foram dobrados e deformados. Posteriormente (Estefaniano B-C), formou-se uma nova bacia em que se depositaram, primeiramente, conglomerados e arcoses com elementos de granito do Porto (o que prova que este já aflorava) e, depois, os restos vegetais que dariam origem aos carvões de S. Pedro da Cova e Pejão.
Os granitos da série alcalina estariam, assim, formados antes do Estefaniano B-C e, provavelmente, antes do Vestfaliano D, porque este assenta em discordância sobre um substrato que foi afectado pela mesma xistosidade que deforma os granitos alcalinos.

Os granitos porfiróides aparecem depois desta fase, pois os seus afloramentos cortam, em Castro Daire, o sinclinal que prolonga, para SE, o anticlinal de Valongo.
Verifica-se que o metamorfismo induzido pela intrusão destes granitos oblitera a xistosidade e sobreimpõe-se ao metamorfismo regional decorrente da fase de granitização ligada aos granitos alcalinos (A. C. Medeiros, E. Pereira, A. Moreira, 1980).

As duas fases de deformação hercínica, no norte da Península, dão origem a dobras com a mesma direcção (NNO/SSE).

7.3 - Fracturação tardi-hercínica

Segundo A. Ribeiro *et al.* (1979), através da interpretação cinemática dos acidentes do final da orogénese hercínica, é possível definir 2 períodos de fracturação.

I - Na primeira fase a direcção de compressão máxima é praticamente Norte/Sul.

Este sitema de tensões produz 2 sistemas conjugados:
- Sistema sinistrógiro NNE/SSO a ENE/OSO;
- Sistema dextrógiro NNO/SSE a NO/SE.

Este sistema afecta os granitos alcalinos (300+10 MA).
Porém, a intrusão dos granitos calco-alcalinos (280+10 MA) parece ser parcialmente controlada por ele.
Estes desligamentos vão ter uma importância muito grande na evolução cenozóica do território, derfinindo as grandes linhas do relevo do Norte do país (falha Verín-Penacova e Bragança-Manteigas) e mesmo a futura orientação da Cordilheira Central, que corresponde, basicamente, ao rejogo, durante o Neogénico, de desligamentos de direcção NE-SO a ENE-OSO.

II - A direcção de compressão máxima passa a ser Este/Oeste.

As estruturas devidas a esta fase afectam uma formação post-tectónica, de tipo "molasso" e de idade autuniana (Pérmico), que é, efectivamente, o último testemunho do ciclo hercínico no território de Portugal.
Esta formação encontra-se a 65km e a 75km, em linha recta, da foz do Douro, respectivamente nas regiões de Águeda e Buçaco, e está deformada, apenas, pela última fase dos movimentos tardi-hercínicos, traduzida por estruturas de direcção N/S (por exemplo: falha de Coimbra).
Consequentemente, esta fase é posterior ao Autuniano.
Por outro lado, é anterior ao Triássico da região de Coimbra, que não é afectado pela fracturação N/S.

A última fase de fracturação tardi-hercínica afecta, sobretudo, o bordo ocidental do Maciço Hespérico, onde as estruturas de direcção N/S são muito mais marcantes que no interior.
Assim, é nas Berlengas que este sistema parece ter uma maior relevância.

Em síntese:

O trabalho de compilação que levámos a cabo permitiu-nos enquadrar numa perspectiva global os aspectos fundamentais da litologia e da estrutura da área. Para além da litologia, cuja influência é por demais evidente, o enquadramento da área estudada nas regiões estruturais do país foi um ponto de partida essencial para a compreensão dos fenómenos de neotectónica que, como se sabe, actuam essencialmente nas faixas de contacto dessas regiões estruturais.

1 - A formação e características do Complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico, que corresponde a um fácies tipo *flysch*, característico da primeira fase de enchimento geossinclinal e que sofreu um dobramento precoce durante a fase Sarda;
2 - A litologia das rochas post-câmbricas da estrutura anticlinal de Valongo, cujos quartzitos de base correspondem a fácies litorais, transgressivos sobre o Complexo xisto-grauváquico. As importantes variações de fácies que se seguem à deposição desses quartzitos explicam-se através das regresssões e transgressões decorrentes da actividade tectónica das diversas fases hercínicas;
3 - Os fenómenos de granitização sin-orogénica (granito do Porto) e post-tectónica (granito de Lavadores e Madalena);
4 - A fracturação tardi-hercínica, cujos desligamentos rejogaram várias vezes a partir dos tempos paleozóicos, correspondendo quer às falhas transformantes que vão condicionar as primeiras fases da abertura do Oceano Atlântico, durante o Mesozóico, quer a alguns dos acidentes que terão condicionado a evolução geomorfológica do final do Terciário e durante o Quaternário.

Capítulo 8: A evolução post-hercínica

A maior parte do território português é constituída pelo Maciço antigo, cuja formação e consolidação remonta, no essencial, aos tempos hercínicos.
Tentámos delinear, no capítulo anterior, em traços muito gerais, a história dos sectores (zona Centro-Ibérica e Ossa-Morena) englobados na nossa área de trabalho.

Neste capítulo, estudaremos a evolução geológica posterior àquela orogenia.

Para reconstituir a história geológica e (ou) geomorfológica duma região, os principais documentos de que dispomos são os testemunhos sedimentares. Significa isto que, para estudar a evolução pós-hercínica devemos lançar mão do estudo da cobertura epi-hercínica.
A cobertura epi-hercínica pode ser dividida em dois conjuntos:

1 - Formações mesozóicas e cenozóicas "ante-pliocénicas";
2 - Depósitos ditos "plio-plistocénicos".

Dum modo geral, a conservação das coberturas sedimentares pode acontecer devido a várias circunstâncias:
a) - Idade recente;
b) - Resistência à erosão devida à coerência dos depósitos ou a uma apreciável espessura original;
c) - Protecção assegurada pela fossilização sob camadas mais recentes, ou pela situação em compartimento topograficamente abatido (geralmente por motivos tectónicos).
Nas bacias sedimentares, a tendência para a subsidência permite a deposição de séries espessas rapidamente cobertas por novos depósitos, que, desta forma, se conservam facilmente.
Todavia, os depósitos da plataforma litoral, pelo facto de se situarem em áreas próximas do nível de base e com uma provável tendência para a subida, apresentam uma grande susceptibilidade à erosão.
De um modo geral, os depósitos da plataforma litoral são constituídos por areias e cascalheiras pouco espessas. Por isso, a respectiva conservação depende, essencialmente, dos outros aspectos considerados, e, primordialmente, da idade.
Existe, assim, uma probabilidade elevada de alguns desses testemunhos sedimentares terem sido destruídos, o que torna a reconstituição da evolução geomorfológica correlativa um tanto aleatória.

Na plataforma continental a sedimentação é, geralmente, contínua. Pelo contrário, os testemunhos sedimentares existentes sobre o continente são raros, fragmentários e de datação controversa.
Assim, algumas das dúvidas colocadas pela evolução geomorfológica continental no fim do Cenozóico poderão ser esclarecidas quando se estabelecer a respectiva correlação com os depósitos imersos.

Parece-nos, por isso, que um estudo da plataforma litoral não pode dissociar-se do estudo da plataforma imersa.
O aparecimento de numerosos trabalhos sobre este tema (cf. J. M. A. Dias, 1987) permitiu-nos identificar vários aspectos com muito interesse para a compreensão dos sectores emersos.

Tentaremos fazer uma apresentação sintética da evolução geológica do bordo ocidental do Maciço Hespérico, salientando os aspectos que são responsáveis pelo desenvolvimento actual da plataforma litoral e continental das proximidades da nossa área de estudo.

Para a elaboração deste capítulo recorremos a diversos textos publicados sobre o assunto (A. Ribeiro *et al*., 1979; J. Vanney e D. Mougenot, 1981; O. Ribeiro, H. Lautensach e S. Daveau, 1987; J. M. A. Dias, 1987).
Tentaremos extrair dos textos acima referidos as informações e as ideias que nos parecem fornecer "chaves" para a interpretação dos depósitos ditos "plio-plistocénicos" da plataforma litoral e para a reconstituição da evolução geomorfológica correlativa. Todavia, evitaremos iniciar a discussão desses depósitos, que reservamos para uma parte mais adiantada do trabalho (capítulos 13 e 14), uma vez que essa discussão nos parece extemporânea num momento em que procuramos fazer um enquadramento geológico geral.

Terminaremos referindo os aspectos mais recentes da evolução da plataforma continental, sobretudo quando passíveis de relacionação com a plataforma litoral emersa.

8.1 - O enquadramento tectónico da evolução da plataforma continental portuguesa: a formação da cobertura epi-hercínica e a abertura do Oceano Atlântico

Após o fim da orogenia hercínica, nos bordos e no interior do Maciço antigo instalaram-se várias bacias sedimentares.
A formação das bacias hoje situadas nos litorais sul e ocidental ficou a dever-se à abertura de dois *rifts* intracontinentais, ligados aos episódios preliminares da abertura do Atlântico e do sulco mesogeu. Os restos do *rift* ocidental puderam ser identificados na Estremadura (cf. fig. 8.1)

Nestas fossas compridas e estreitas os depósitos de evaporitos atingiram espessuras consideráveis.
A penetração do mar nessas bacias, durante o Jurássico inferior e médio, permitiu a deposição de carbonatos.
Como consequência, as formações de evaporitos do início do Mesozóico apresentam-se cobertas por importantes séries calcárias.
Esta situação é responsável pelos fenómenos de diapirismo existentes, quer no sector emerso, quer no sector imerso da bacia (O. Ribeiro, H. Lautensach e S. Daveau, 1987).

No fim do Jurássico e começo do Cretácico abriu-se um novo *rift* a oeste do primitivo. As respectivas falhas transformantes localizam-se (fig. 8.1) sobre o prolongamento, para ocidente, dos acidentes tardi-hercínicos existentes no soco emerso.
Este *rift*, cuja actividade ainda hoje perdura, promoveu a separação entre a Eurásia e a América do Norte.

Porém, só no Paleogénico o Atlântico ficou suficientemente largo para que a Europa ficasse separada da Gronelândia. Este facto teve uma importância muito grande em termos climáticos, pois permitiu que as águas frias, de origem polar, atingissem, nessa altura, as costas europeias.

A passagem do Mesozóico para o Cenozóico traduziu-se pela mudança de um regime de distensão, ligado às fases preliminares de abertura do Atlântico, para um regime compressivo, em que vai começar a subducção do golfo da Biscaia e o choque entre a placa ibérica e a placa africana.
A Orla ocidental e a Orla meridional ficaram relativamente longe dos focos principais da orogenia alpina no sul da Europa (Pirinéus e bacia do Mediterrâneo), pelo que a influência destes movimentos foi, aqui, naturalmente menos intensa.

A compressão pirenaica que se traduziu, nomeadamente, pela subducção de parte da crusta oceânica do golfo da Biscaia, sob a costa cantábrica, teve início no Eocénico.
Nesta fase, a movimentação tectónica foi particularmente enérgica a norte do acidente da Nazaré, dando origem a um acentuado levantamento na margem norte da Península, que permitiu a emersão do Banco da Galiza (fig. 8.1). Esses movimentos compressivos dão origem, dentro da placa ibérica, a levantamentos que funcionaram como ponto de partida para a realização de aplanamentos mais ou menos extensos, de idade senoniana e eocénica.

Durante o Oligocénico persiste a tendência para o levantamento. A plataforma continental portuguesa emerge na totalidade. Este facto vai condicionar a elaboração duma extensa superfície de erosão, que será o primeiro aplanamento generalizado, de origem fluvial, correlativo de depósitos continentais. Esta superfície é necessariamente post-eocénica, já que afecta o Cretácico e o Eocénico da plataforma continental.

Durante o Miocénico, a movimentação tectónica decorre da colisão entre as placas ibérica e africana. Por isso, a actividade tectónica é mais intensa no sul do país.
O choque entre as placas ibérica e africana provoca uma compressão segundo a direcção NO/SE que dá origem à subida do banco de Gorringe. Este corresponde a um *horst* limitado pelas falhas que prolongam a falha do Tejo, a NO, e do acidente S. Teotónio-Placência, a SE (fig. 8.1).

O choque entre a placa africana e ibérica vai continuar a produzir-se nos tempos post-miocénicos. Contudo, a velocidade de subducção daquela sob a placa Ibérica, é, naturalmente, maior no domínio oceânico que no continental. Este facto produz um desvio do campo das tensões que poderia explicar as características da actividade tectónica post-miocénica.

8.2 - Características gerais da plataforma continental portuguesa

Sob o ponto de vista estrutural, a descida do Maciço Hespérico para os fundos oceânicos traduz-se por uma longa escadaria, cujos degraus têm alturas e larguras variáveis (J.-R. Vanney e D. Mougenot, 1981), formando um mosaico de blocos limitados por feixes relativamente densos de falhas[27]. A plataforma continental é o mais extenso desses degraus.

[27] Estas falhas resultam, fundamentalmente, da fracturação tardi-hercínica, que já controlou a disjunção das placas da Ibéria e da América do Norte. Com efeito, como vimos anteriormente (§ 6.1), as falhas

A origem tectónica explica o facto de a maior parte dos taludes existentes nas plataformas litoral e continental serem rectilíneos.

A linha de costa também apresenta um desenvolvimento geral de tipo rectilíneo, ou, quanto muito, em certos sectores, corresponde a arcos de grande raio de curvatura. Contudo, esta costa simplificada não é uma mera tradução dos condicionalismos tectónicos, mas representa, também, uma evolução geomorfológica complexa, em que os fenómenos de erosão e acumulação actuaram repetidamente, numa área relativamente estreita, de molde a produzir um predomínio de formas aplanadas.

Abaixo dos 100m, existe uma franja litoral quase contínua, formada por planaltos baixos e superfícies de enchimento, que constitui um "esboço da plataforma continental, à qual foi anexada por diversas vezes, nomeadamente no Pliocénico" (J.-R. Vanney e D. Mougenot, 1981).
É a esta superfície que designámos como "plataforma litoral" (cf. capítulo 1).

8.3 - A plataforma continental do norte de Portugal

Em J.-R. Vanney e D. Mougenot (1981) encontramos uma descrição da plataforma continental das várias regiões do país. Tentaremos extrair, da parte correspondente à plataforma do Minho e Beira Litoral, os aspectos que nos parecem mais interessantes para os nossos objectivos.

A plataforma continental desta região apresenta uma morfologia muito simples, "adoptando uma disposição zonada, decalcada, com bastante fidelidade, sobre os acidentes tectónicos" (J.-R. Vanney e D. Mougenot, 1981).
Assim, o relevo que limita a plataforma litoral do Minho corresponde, segundo os autores citados, "a um grandioso movimento de flexura falhada, a chamada flexura atlântica (J. Bourcart, 1936, 1938)".
Seguidamente, os autores referem que "abaixo dos relevos mais elevados (...) se escalonam, até ao mar, uma série de níveis de erosão que têm um desenvolvimento notório de um lado e do outro do Douro".
A proximidade do nível de base explicaria o vigor do encaixe dos rios principais cujo traçado teria sido, sobretudo no caso do Douro, controlado pela rede de fracturação herdada dos tempos tardi-hercínicos.
J.-R. Vanney e D. Mougenot (1981) sustentam a hipótese de que o litoral do Minho (considerado num sentido amplo, correspondendo a toda a área a norte de Espinho), corresponde a uma área em emersão, em oposição à submersão muitas vezes admitida para a Galiza.

Abaixo dos 41° de latitude N, a flexura que provoca a descida do soco hercínico obliqua para o interior, dando origem à depressão tectónica da Beira litoral, onde se acumulam extensos depósitos de origem marinha, eólica ou fluvial.

O limite exterior da plataforma continental apresenta-se com um aspecto muito rectilíneo até à latitude da Póvoa de Varzim, o que fica a dever-se, provavelmente, à influência de

---

transformantes correspondentes à primeira fase de abertura do Atlântico não são mais do que o prolongamento dos acidentes tardi-hercínicos do sector emerso. Os acidentes tardi-hercínicos continuam a rejogar, devido à aproximação que hoje se está a dar entre a placa da Península ibérica e a placa africana.

falhas de direcção submeridiana. Este sector termina com uma profunda reentrância no bordo exterior da plataforma, que se designa como o "canhão do Porto". Daí para sul, o rebordo da plataforma continental apresenta um declive muito menos acentuado.

O substrato hercínico aflora numa pequena extensão e apenas na plataforma continental a norte do Cávado. Introduzir uma figura sobre a plataforma continental.???
Junto à costa, a uma profundidade de 10-20m, aparecem uma série de escolhos, com um declive acentuado para o lado do mar. J. R. Vanney e D. Mougenot (1981) interpretam esses escolhos como restos de arribas submersas, implantadas sobre escarpas de falha, que corresponderiam à descida do soco para as bacias sedimentares submersas.
Por outro lado, certos alinhamentos encontrados em alguns perfis sísmicos a profundidades entre 90 e 120m poderiam, segundo J.-R. Vanney e D. Mougenot (1981), ser interpretados como restos de cordões litorais, talvez de "idade würmiana, atendendo à profundidade a que se encontram e ao seu bom estado de conservação".

Aos fundos rochosos prelitorais, que apenas têm um desenvolvimento apreciável entre a latitude da Apúlia e de Caminha, não atingindo, mesmo assim, os 10 km, sucede um extenso "glacis", que apresenta uma largura superior a 20 km ao largo do Porto, com uma cobertura essencialmente arenosa.
Desta cobertura arenosa emergem alguns relevos do tipo costeira, talhados nos calcários do Cretácico, que se tornam bastante frequentes perto do limite exterior do "glacis". Estas cornijas parecem localizar-se sobre uma flexura correspondente a um acidente profundo do soco.

8.4 - A evolução geomorfológica na margem ocidental ibérica durante o Terciário

O Mesozóico traduziu-se, na margem ocidental da Península Ibérica, por fenómenos distensivos. Estes são responsáveis pela formação de bacias de subsidência, com a consequente sedimentação.
Porém, a partir do fim do Cretácico, a tendência inverte-se, passando a predominar os fenómenos compressivos devidos à subducção da crusta oceânica do golfo da Gasconha sob a margem galaico-cantábrica, a norte, e ao choque entre a placas ibérica e africana, a sul.
Por isso, os fenómenos de subsidência são substituídos pela subida de blocos, sobretudo perto das margens Ibéricas, constituindo rebordos que isolam do litoral uma extensa área interior (superfície da Meseta), que passa a estar sujeita a um regime endorreico. Estes blocos levantados, ao serem atacados pela erosão, vão dar origem à formação de diversas superfícies de aplanamento.

As mais antigas superfícies que é possível identificar foram datadas do Cretácico superior e do Eocénico.

Durante o Oligocénico ter-se-ia produzido uma emersão generalizada da plataforma continental, responsável pela elaboração dum extenso aplanamento levado a cabo pelos agentes erosivos sub-aéreos (J.-R. Vanney e D. Mougenot, 1981).
A existência deste aplanamento generalizado vai facilitar a invasão pelo mar no início do Miocénico (Aquitaniano).

Posteriormente, a acção de movimentos compressivos pós-aquitanianos reactivou as fracturas tardi-hercínicas, provocando, nomeadamente, a compartimentação do relevo da Galiza e a formação de blocos desigualmente levantados no litoral.
Os referidos blocos foram atacados pela erosão, que neles entalhou plataformas de erosão marinha, a oeste, ou, mais no interior, estreitas pediplanícies.
Este processo seria responsável pelos "patamares miocénicos que orlam a dorsal da Galiza". Estes patamares "deveriam constituir uma espécie de "*trottoir*" costeiro que, retocado ou fossilizado, pode ser considerado como a forma primitiva das futuras superfícies periféricas" (J.-R. Vanney e D. Mougenot, 1981)
À transgressão do Miocénico segue-se uma regressão (Pontiano). Porém, no Placenciano-Astiano (Vilafranquiano inferior???) encontramos, de novo, uma transgressão.

No Vilafranquiano superior, a recidiva da movimentação tectónica deu origem à subida dos blocos litorais.
A erosão entalhou neles uma "planície costeira de sopé, que, provavelmente, se estendia para além da linha de costa actual (...). Nessa altura, uma parte da plataforma deveria assemelhar-se a um "glacis" compósito, percorrido pela divagação de cursos de água instáveis, carregados com os produtos da alteração formados nas fases húmidas precedentes" (J.-R. Vanney e D. Mougenot, 1981, p. 78).

As variações do nível do mar durante o Neogénico são demasiado amplas para poderem ser entendidas como meras variações eustáticas.
Só o recurso a movimentos tectónicos as pode explicar cabalmente. Ver curvas do bernardo???
Parece ser necessário, além disso, invocar uma maior agressividade do clima no Vilafranquiano, relativamente ao que reinava no início do Plioceno, para explicar a importância da ablação neste período, traduzida, nomeadamente, na existência de *rañas* em várias regiões da Península Ibérica.

É possível definir a idade das superfícies de erosão submersas. Com efeito, elas são necessariamente posteriores às últimas camadas sedimentares que cortam. Porém, fazer a correlação destas superfícies com os aplanamentos emersos é, normalmente, bastante mais problemático.

Uma das questões ainda em debate é o estabelecimento de correlações entre a "superfície periférica" (isto é, a superfície mais elevada da plataforma litoral) e os aplanamentos submersos.
Assim, vários estudos feitos na Galiza consideram a "superfície periférica" como um "patamar miocénico" (H. Nonn, 1966).
Porém, em Portugal, A. B. Ferreira (1978) aponta para uma superfície "supra-vilafranquiana", eventualmente calabriana.

Discutir a ideia de Martín-Serrano: a discrepância das idades entre as formações portuguesas e espanholas???

J.-R. Vanney e D. Mougenot (1981) propõem uma solução de compromisso.
Segundo estes autores, "a superfície periférica resultaria duma longa erosão que mordeu o soco enquanto se afeiçoavam os elementos mais antigos do "*glacis*" poligénico que a fossilizou pouco a pouco.

Esta superfície é a correspondente subaérea do "*glacis*" de acumulação que cobre o sector interno da plataforma continental.
Por outras palavras, J.-R. Vanney e D. Mougenot (1981, p. 67) propõem que a superfície periférica seja considerada como "um fragmento recentemente levantado da plataforma ponto-plio-vilafranquiana descrita no mar."

A plataforma em questão corresponde à superfície de base do "glacis" de acumulação. Esta superfície intersecta aplanamentos mais antigos, de que se destaca a superfície oligocénica acima referida.

8.5 - A neotectónica

Em A. Ribeiro *et al.* (1979) são reunidos nesta designação os movimentos tectónicos post-miocénicos.

J.-R. Vanney e D. Mougenot (1981) salientam a "persistência das deformações intraplacas" no período post-vilafranquiano, de que resultou as *rañas* [28]aparecerem, frequentemente, deformadas.

No final do Miocénico, a direcção de tensão máxima na Península Ibérica seria de NNO/SSE (fig. 8.2). Porém, no Quaternário, a colisão entre a Península e a África passa a ter características diferenciadas, consoante a zona de choque se situa no mar, na plataforma continental ou entre dois sectores continentais (área de Gibraltar). Por esse motivo, verifica-se um desvio das trajectórias das tensões, de que resulta a sua acumulação relativa no litoral ocidental.
De uma maneira geral, a actividade neotectónica é responsável pela existência de vários tipos de deformação (A. Ribeiro *et al*., 1979, A. Ribeiro, 1984):
- Movimentos de grande raio de curvatura
Além das diferenças de cota entre as superfícies da Meseta norte (800m) e sul (400m), podemos incluir dentro desta categoria "o jogo quaternário da flexura marginal", que provoca a subida das superfícies pliocénicas no interior e o seu afundamento no litoral;
- Sistemas de *horst* e *graben* em distensão
Estas estruturas localizam-se sobre os acidentes tardi-hercínicos (*graben* da Vilariça, relevos em "tecla de piano" das Beiras);
- Falhas inversas
É o que se passa, por exemplo no bordo NO da Cordilheira Central, em que os xistos cavalgam as *rañas* (Portela do Carvalhal);
- Desligamentos e alinhamentos de origem imprecisa
Estes acidentes foram identificados, sobretudo, através das imagens de satélite (desligamento do baixo Tejo na região de Lisboa).

[28] É o caso, nomeadamente do bordo noroeste da Cordilheira Central, que corresponde a um cavalgamento do soco sobre os depósitos do tipo *rañas*(A. Ribeiro *et al*., 1979).

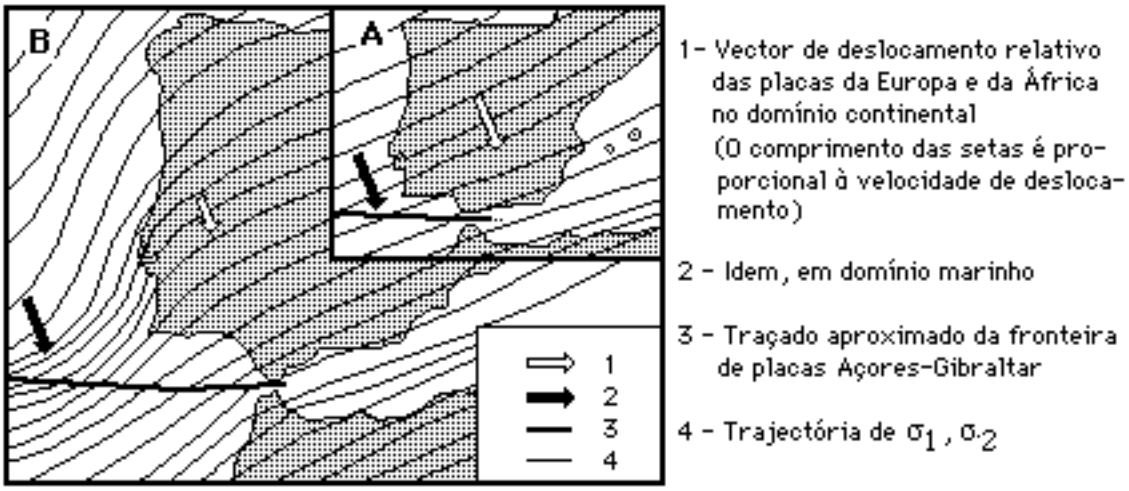


Fig. 8.2: Trajectória das tensões no Miocénico Superior (A) e no Quaternário (B)
(Adaptado de A. Ribeiro, 1984)

Os dados disponíveis permitem concluir que a actividade sísmica em Portugal parece relacionar-se, essencialmente, por um lado, com a existência de uma zona de subducção a sul do banco de Gorringe (choque entre a placa Ibérica e Africana), e, por outro, com uma sismicidade mais ou menos difusa, correspondendo à deformação no interior da placa ibérica.

Porém, a intensificação da sismicidade na margem ocidental da Península e o facto de o sismo de 1755 ter afectado de igual modo o Algarve e a região de Lisboa levam A. Ribeiro e J. Cabral (1986) a levantar a possibilidade de que esteja a desenvolver-se uma nova faixa de subducção, de direcção meridiana, ao largo da Península, localizada, aproximadamente, na base do talude continental[29] e que teria início no banco de Gorringe, expandindo-se para norte. Esta zona de subducção seria responsável pela existência de uma sismicidade difusa perto do litoral.

O eventual desenvolvimento duma zona de subducção, transformando a margem ocidental Ibérica numa margem activa, aumenta, naturalmente, as hipóteses de que, sobretudo o litoral do país, esteja a ser afectado por movimentos tectónicos.

Uma tal hipótese poderia reforçar a velha ideia da "flexura litoral" de J. Bourcart, re-equacionada, entre outros, por J.-R. Vanney e D. Mougenot (1981):
"Os levantamentos tardios do bordo litoral tiveram, como corolário, o afundamento dos seus prolongamentos submarinos, para além duma linha de flexura situada nas proximidades da zona litoral".

Admitindo que a cota a que se encontram certos depósitos da plataforma litoral resulta, essencialmente, da movimentação tectónica que sofreram, então os depósitos mais

[29] Com efeito, é natural que as margens continentais, como faixas de contacto entre tipos de crusta diversos, sejam propensas à existência de movimentações tectónicas persistentes.

antigos, situados a cerca de 200m de altitude e que teriam uma idade compreendida entre 2 M.A. e 1.6 M.A. BP, permitir-nos-iam concluir (J. Cabral, 1986) que a taxa de subida do continente estaria entre 0.1mm e 0.13mm/ano.

O mesmo autor, de colaboração com A. Ribeiro (1986), apresenta um estudo duma falha (Ferrel, proximidades de Peniche), que afecta um depósito marinho presumivelmente do último interglaciar (cerca de 120.000 anos), o que prova a persistência da movimentação tectónica em períodos relativamente próximos de nós.

O mapa da fig. 8.3 (introduzir carta neotectónica???) bem como a rede de falhas activas (comprovadas e prováveis) é densa e intrincada na faixa litoral.
Na nossa área de trabalho também foi possível, como veremos (cf. capítulo 14), observar acidentes de falha afectando depósitos tidos como "plio-plistocénicos".

8.6 - A evolução da plataforma continental portuguesa no fim do Würm e no Holocénico

O estudo da dinâmica sedimentar e da morfologia da plataforma continental a norte da Nazaré, realizado por J. M. A. Dias (1987), permitiu-lhe extrair algumas conclusões que interessam ao nosso estudo.
O estudo da interferência entre os fenómenos eustáticos e isóstáticos devidos à alternância glaciação/deglaciação tem dado origem a modelos que definem os tipos de variação do nível do mar a que essa interferência dá origem e assinalam as diversas regiões em que ela é idêntica.

Segundo o modelo de Clark (1978), referido em J. M. A. Dias (1987), a deglaciação traduz-se, na plataforma continental portuguesa, por uma submersão inicial, seguida de uma ligeira emersão devida, pelo menos em parte, à reacção hidro-isostática, que provocou uma transferência infracrustal de matéria do sector imerso (sobrecarregado com a pressão da água de fusão dos glaciares), para o sector emerso.

Assim, durante o **máximo glaciário**, por volta de **18.000-19.000** BP, o nível do mar estaria abaixo de -120m. A linha de costa situar-se-ia entre 25km e 45km a oeste da actual, sendo essa distância, à latitude do Porto, pouco inferior a 40km.
O processo de **transgressão** ter-se-ia iniciado ente **18.000** BP e **16.000** BP.
A fase seguinte (entre **16.000** e **13.000** BP) seria caracterizada por uma ligeira **regressão**, ou, pelo menos, pelo estacionamento do nível do mar. Este estacionamento seria responsável por um paleo-litoral, a uma cota de cerca de -100m, caracterizado pela existência de ambientes lagunares fechados por cordões litorais.
Entre **13.000** e **11.000** BP, deu-se um importante aquecimento do clima (Bolling-Allerod), a que correspondeu o ressurgimento da vegetação arbórea e uma **subida do nível do mar**.
Porém, há cerca de **11.000** anos surgiu um novo período frio (**Dryas recente**) que fez, de novo, desaparecer as árvores no litoral da Galiza (cf. fig. 15.45). O nível do mar tornou a descer de -40 para -60m, abandonando uma grande quantidade de depósitos na parte da plataforma continental, que deixou emersa (J. M. A. Dias, 1987).
A deriva, para sul, de água fria da fusão dos glaciares, que estavam em recuo acelerado, teria provocado, de novo, a existência de um "**deserto litoral**", pelo menos até à latitude de Sintra (S. Daveau, 1980).

Como veremos (capítulos 15 e 16), as fases regressivas correspondentes ao máximo glaciário e ao Dryas recente parecem ter favorecido o desenvolvimento de sistemas dunares.

O **Holocénico** iniciou-se há cerca de **10.000** anos, sendo marcado por uma **transgressão muito rápida**. Esta seria devida não só à fusão acelerada dos gelos dos *inlandsis*, como também à descida dos fundos oceânicos por compensação hidro-isostática (J. M. A. Dias, 1987).
Existe um certo acordo entre vários investigadores sobre a hipótese de o nível do mar ter atingido **cotas próximas das actuais** entre **5.000 e 2.500** BP.

Embora, por vezes, seja referida a ocorrência, durante o Holocénico, de níveis marinhos ligeiramente superiores ao actual (nível "Dunkerquiano"; J. Tricart, 1965; M. Ters, 1973 e 1976, citada por J. M. A. Dias, 1987), o fenómeno, de identificação difícil, pode não ser extensível ao litoral português.

Com efeito, quando as variações eustáticas são rápidas e de amplitude apreciável, existe uma certa convergência no respeitante às curvas da variação relativa do nível do mar propostas pelos diferentes autores.

Porém, no caso de variações ligeiras do nível do mar, elas não são fáceis de distinguir do "ruído de fundo" provocado pela amplitude das marés.

Segundo as tabelas de marés publicadas pela Administração dos Portos do Douro e Leixões, para o ano de 1987, a diferença de cota entre a maré mais alta e a maré mais baixa atingiria 3,6m. citar vários anos???
À amplitude das marés poderemos acrescentar uma correcção, dependente da influência da pressão atmosférica. Segundo as tabelas acima citadas, uma pressão de 740mm de mercúrio faz subir o nível do mar de +27cm. Pelo contrário, uma pressão de 781mm de mercúrio deprime a superfície do mar de -29cm, em relação aos valores constantes nas tabelas.
A isso há que juntar a acção das tempestades (J. M. A. Dias 1987), quando acompanhadas de ventos que soprem do mar para a terra, que têm como efeito uma elevação do respectivo nível junto ao continente (*storm surge*) Thurman, ???.

Certos fenómenos de origem sedimentar (compactação de turfas, cortes de cordões litorais), bem como a possibilidade de movimentação tectónica e as modificações da superfície do geóide (J. M. A. Dias, 1987), interferem com as variações eustáticas, dando origem a padrões de variação do nível marinho diferentes de local para local.
Com efeito, como veremos no capítulo seguinte (p.???) é da interferência de dois tipos devariações: com sede no oceano (eustáticas, globais) e com sede do lado do continente(com um carácter local), que resulta a variação relativa do nível do mar, típica de cada área do globo.
A conjugação de todos os fenómenos referidos impede a elaboração duma curva da variação eustática que possa aplicar-se a toda a Terra.

Parece existir, todavia, ao longo do Holocénico, um certo paralelismo entre períodos de arrefecimento e níveis relativamente baixos do mar, originados pela retenção de gelo no interior dos continentes.

Esta situação estaria associada a um predomínio da meteorização mecânica nas regiões temperadas e frias, que produziria um incremento do transporte de materiais detríticos para o mar. Daí resultaria a progradação dos cordões litorais e um incremento da deriva litoral (J. M. A. Dias, 1987). Estes períodos seriam, por isso, propícios à formação de sistemas dunares.

Nos períodos mais quentes, a existência de situações do tipo biostático (Ehrardt???) diminuiria a quantidade de materiais arrancados às vertentes.
A subida do nível do mar, devida ao recuo dos glaciares e à sua própria expansão térmica, não permitiria o escoamento dos sedimentos através dos estuários.
Os diferentes fenómenos traduzem-se num deficit sedimentar que, associado à subida do nível do mar, produziria uma fase de recuo da linha de costa em que uma parte dos depósitos (cordões litorais, dunas) formados em períodos anteriores seriam erodidos.

Tudo se conciliaria, portanto, para que as fases de aquecimento do clima coincidam com períodos de erosão do litoral.

No capítulo 16 discutiremos, de um modo mais concreto, e baseando-nos em alguns dados que obtivemos na região de Silvalde e Esmoriz, o problema das variações holocénicas do nível do mar.

Em síntese:

- Não é fácil obter datações para os depósitos do Neogénico e do Quaternário, muitas vezes carecidos de fósseis. Atendendo às dificuldades na datação absoluta dos fenómenos (cf. capítulo 9), utilizam-se, frequentemente, critérios de tipo climático para o estabelecimento de cronologias relativas. Contudo, há que aplicar estes critérios com cuidado. Com efeito, uma recidiva da erosão tanto pode ser devida a uma maior agressividade do clima, como a uma movimentação tectónica, ou mesmo (embora em menor grau), a uma descida acentuada e relativamente brusca do nível do mar.

- A extrema complexidade com que fenómenos tectónicos, climáticos e eustáticos se articulam torna muito difícil a identificação da causa primitiva de certos fenómenos erosivos.

- A indefinição da causalidade primitiva de alguns fenómenos, bem como o lapso de tempo existente entre o início dum dado fenómeno e as suas consequências directas, podem tornar as tentativas de atribuição cronostratigráfica pouco precisas.

- A existência, durante o Cenozóico, de repetidos ciclos de transgressão/regressão e de várias fases de movimentação tectónica, juntamente com a conhecida dificuldade em datar os diferentes eventos, pode tornar a respectiva interpretação incerta, devido à possibilidade de confusão entre diferentes fases.

- A inclusão do Vilafranquiano no Quaternário, ao reduzir o âmbito do Pliocénico em Portugal (cf. capítulo 3), poderá ter contribuído para algumas confusões, pois que o sentido com que Pliocénico e Quaternário foram usados variou no tempo.

- Estes motivos podem explicar a existência de algumas discrepâncias entre as propostas dos diversos investigadores. É o que se passa, nomeadamente, com a interpretação das

superfícies periféricas, que alguns autores consideram miocénicas e que outros colocam no Vilafranquiano.

- Os depósitos da plataforma continental possuem um registo sedimentar praticamente contínuo e passível de datação por critérios paleontológicos, cujo estudo, embora necessite de tecnologia avançada e de investimentos vultosos, se tem desenvolvido bastante, ultimamente. Todavia, existem grandes dificuldades em correlacionar os depósitos da plataforma continental com os depósitos descontínuos e paleontologicamente estéreis das superfícies periféricas.

- A movimentação tectónica post-hercínica exerceu um controlo acentuado sobre os fenómenos de erosão e sedimentação seus contemporâneos. Tratando-se de períodos geológicos relativamente próximos de nós, alguns desses movimentos podem não ter cessado, ainda, ou, pelo menos, podem ter deixado marcas ainda visíveis na configuração actual do relevo. Com efeito, as hipóteses de movimentação neotectónica cada vez colhem mais adesões entre os investigadores. Segundo A. Ribeiro, a faixa litoral atlântica da Península Ibérica poderia estar a transformar-se de margem inactiva em margem activa, o que explicaria a importância da neotectónica nesta área.

- O desenvolvimento dos estudos sobre a plataforma continental tem permitido, entre outras coisas, identificar restos de paleolitorais correlativos dos períodos regressivos würmianos e começar a definir a respectiva paleogeografia. Essas investigações parecem apontar para a existência de uma certa relação entre as fases regressivas, de clima mais frio, e o desenvolvimento de cordões litorais e de sistemas dunares. As fases de clima mais quente do final do Würm e do Holocénico seriam correlativas de subidas do nível do mar e de fenómenos erosivos tendentes a destruir os cordões litorais e as acumulações eólicas formadas durante os períodos regressivos precedentes.

PARTE II: PROBLEMAS E MÉTODOS DE TRABALHO

Capítulo 9 - Problemática da evolução quaternária dos litorais

Se entendermos as paisagens como "palimpsestos" de todas as situações que as afectaram, facilmente concluiremos que as marcas mais nítidas, em princípio, serão as que correspondem aos períodos mais recentes.
Por outro lado, sendo os litorais uma interface entre áreas marinhas e continentais, é evidente que as variações do nível do mar são, aí, particularmente importantes para a evolução geomorfológica.
Assim, além das dificuldades inerentes ao estudo do Quaternário em geral, defrontamos também a necessidade de estudar as que são introduzidas pelas variações do nível de base.

Neste capítulo pretendemos fazer uma apresentação sucinta de hipóteses de trabalho e de conhecimentos tão actualizados quanto possível sobre os problemas gerais que se colocam nos estudos do Quaternário.
Dos temas e dos problemas que se ligam a este estudo, seleccionámos apenas aqueles que sentimos com mais acuidade ao longo do nosso trabalho.

9.1 - Definição do conceito de Quaternário

A duração proposta para o Quaternário varia entre 1.6 e 2.4 milhões de anos (J. Lowe & M. J. Walker, 1984). Segundo a concepção (???), adoptada a partir de 1972, o Quaternário inicia-se com o Vilafranquiano superior. Deste modo, o Vilafranquiano corresponde à charneira entre as duas eras: o Vilafranquiano inferior inclui-se no Pliocénico e o Vilafranquiano superior, como já vimos, marca o início do Quaternário.
As concepções relativamente à transição Terciário-Quaternário, mudaram bastante: com efeito até 1948, todo o Vilafranquiano era incluído no Pliocénico. De 1948 a 1972 passou a ser considerado dentro do Quaternário (M. Derruau, 1974). Ver a questão do Gelasiano???

É evidente que esta modificação de critério afectou os trabalhos realizados sobre o "Plio-Plistocénico"[30] da área em estudo, já que eles foram escritos em épocas em que as concepções reinantes eram diversas.

A questão de definição de Quaternário e da sua importância dentro da coluna estratigráfica é mais complexa do que pode parecer.
Num certo momento chegou a discutir-se (E. Aguirre Henriquez, 1983) o emprego da designação "Quaternário". Alguns autores inclinavam-se para a eliminação pura e simples do termo, propondo que o Plistocénico (que incluiria o Holocénico) passasse a

[30] Como veremos no capítulo 14, embora sobre esse assunto seja muito difícil fazer afirmações "definitivas", já que não dispomos de qualquer datação absoluta, é possível que uma parte dos depósitos da plataforma litoral da área em estudo sejam anteriores ao Pliocénico. Por isso utilizaremos a expressão Plio-Plistocénico entre aspas.

ser considerado como um sistema e incluído no Cenozóico, com o mesmo valor estratigráfico que o Miocénico, por exemplo.
Deste modo, o Cenozóico seria formado por:
- Eocénico, Paleocénico, Oligocénico, Miocénico, Pliocénico e Plistocénico. É esta, normalmente, a concepção vigente em algumas??? obras de origem anglo-saxónica (J. Lowe & M. J. Walker, 1984[31]).

E. Aguirre Henriquez (1983), de acordo com a maioria dos "quaternaristas", defende uma posição diferente. Considera que a aceleração dos fenómenos geológicos no Quaternário pode não ser, apenas, uma questão de perspectiva que nos levaria a ver com mais acuidade as variações mais próximas de nós no tempo. Admitindo que existe, de facto, um aumento de frequência de certos fenómenos, esse aumento de frequência poderá conferir originalidade aos últimos tempos da história da Terra.

Por outro lado, parece incorrecto subestimar o conceito de Holocénico, e considerá-lo inserido dentro do Plistocénico, já que se trata duma época que corresponde a uma variação climática e eustática relevante e que, por outro lado, é responsável por sedimentos que cobrem áreas consideráveis da superfície da Terra.

Segundo o quadro estratigráfico proposto pela União Internacional de Ciências Geológicas (I. U. G. S) em 1989, a divisão do Cenozóico que vamos utilizare stá expressa no quadro seguinte.

Era	Período	Época	Cronologia
Cenozóica	Quaternário	Holocénico	10.000 BP
		Plistocénico	1,6 MA BP
	Neogénico	Pliocénico	5,3 MA BP
		Miocénico	23 MA BP
	Paleogénico	Oligocénico	36,5 MA BP
		Eocénico	53 MA BP
		Paleocénico	65 MA BP

[31] A abordagem da problemática e caracterização do Quaternário foi feita, essencialmente, com base em "*Reconstructing quaternary environments*" (J. Lowe & M. J. Walker, 1984).
É a obra mais recente que conhecemos sobre o tema, e pareceu-nos ser uma boa compilação dos conhecimentos mais actualizados sobre ele. Isso não nos dispensou de consultar outros trabalhos, de modo a enriquecer a nossa exposição de elementos significativos para os problemas com que nos defrontamos na nossa área de trabalho. Nesses casos citámos a fonte desses dados, dispensando-nos, todavia, de repetir a citação da obra acima referida.

Embora a designação de "Terciário" não conste do quadro estratigráfico da União Internacional de Ciências Geológicas (1989), ela continua a ser utilizada em muitos dos elementos bibliográficos considerados, correspondendo ao conjunto Paleogénico+Neogénico.
Por isso continuamos a utilizá-la, por uma questão de comodidade, quando o período que queremos designar compreende a primeira parte do Cenozóico, com exclusão do Quaternário.
Mantém-se a designação de Quaternário, mas atribui-se-lhe o valor de Período, em que estão integrados o Plistocénico e o Holocénico. Além disso, o Quaternário passa a incluir-se no Cenozóico, seguindo-se ao Neogénico e com o mesmo valor estratigráfico que este.

Um outro problema, de difícil solução é a dos limites Neogénico-Quaternário. Com efeito, as mudanças de filosofia relativamente a este aspecto, corresponderam mudanças na cronologia respeitante ao Quaternário, que para alguns terá começado há 2,5 Milhões de anos e par outros apenas há 1,6Ma.

9.2 - A Variação climática durante o Quaternário

Durante o Quaternário, nas médias e altas latitudes do hemisfério norte formaram-se *inlandsis*, que chegaram a atingir a latitude de Londres. Assim, a geomorfologia de grande parte da Europa foi profundamente marcada pelas glaciações. Por isso o Quaternário foi chamado, inicialmente, "a Idade dos Gelos". Porém, , o que caracteriza o último período da história da Terra não é a persistência de climas frios, mas uma mutação muito rápida (à escala dos tempos geológicos), entre fases frias e quentes (glaciares e interglaciares; J. Lowe & M. J. Walker, 1984).
O principal critério de distinção entre o Quaternário e os períodos geológicos que o antecederam continua a ter uma relação estreita com a variação climática, como veremos.
O clima seria quente e húmido no Miocénico[32]. Com o Pliocénico apareceria uma tendência para a aridez (C. Teixeira, 1943; S. Daveau, 1969-b). Introduzir fig livro norueguês???
Ultimamente, porém, tem-se levantado a hipótese dum arrefecimento no fim do Pliocénico (T. M. Azevedo, 1985).
Nessa conformidade, o arrefecimento quaternário do clima corresponderia ao acentuar de uma tendência verificada já no fim do Terciário. O Quaternário seria marcado pelo aparecimento dos primeiros fósseis indicadores de um clima mais frio.
Esse facto explica o motivo pelo qual os limites Pliocénico/Quaternário, estabelecidos com base em diferentes fósseis, podem variar de local para local.
Como foi dito acima, a principal característica do Quaternário assenta numa alternância rápida de períodos de clima relativamente quente e períodos de clima frio.
Encontraram-se, efectivamente, nos sedimentos dos fundos marinhos[33], dados que

---

[32] Esta perspectiva parece, ultimamente, estar posta em causa. Com efeito, num quadro publicado em S. Daveau *et al.* (1986), em que se apoia o quadro que apresentámos juntamente com as conclusões, no capítulo 17, considera-se que o clima, durante o Miocénico, seria relativamente seco.

[33] Quando a água do mar se evapora, há uma certa tendência para que o vapor de água então formado seja enriquecido em O16 (isótopo mais leve), relativamente ao conjunto da água do mar. Sendo assim, esta,

apontam para a existência de 10 ciclos formados pela alternância de fases frias/fases quentes, nos últimos 700.000 anos.
Pensa-se que o número dessas oscilações poderá ser de vinte, pelo menos, ao longo de todo o Quaternário.

As fases frias caracterizaram-se por temperaturas médias que atingiram valores 15°C mais baixos que as dos períodos interglaciários. Nas latitudes médias e altas isso traduziu-se pela formação de extensos *inlandsis* e pela presença de fenómenos periglaciares em latitudes e a cotas onde hoje são inexistentes.

Nas áreas exteriores aos *inlandsis* também se verificou uma acentuada mudança climática. Assim, durante o Würm, ao largo da costa ocidental portuguesa terá existido uma corrente fria, em parte devida à fusão dos gelos dos glaciares e à deriva dos *icebergs*, que acentuou as características frias do clima nas regiões litorais (G. Gaussen, 1981; G. S. Carvalho, 1983 e 1985; S. Daveau, 1973). A esse facto se deve a existência de depósitos com características periglaciares (*grèzes*, depósitos de solifluxão, tais como a chamada "formação areno-pelítica de cobertura") a baixa altitude, nessas áreas.

Porém, além das glaciações principais e dos períodos interglaciários, há oscilações menores: - estadiais e interestadiais. No caso dos interestadiais há um certo aquecimento,. Porém, não chegaram a atingir-se as condições típicas dos interglaciários, o que significa que esse aquecimento não foi suficiente para o restabelecimento da floresta, na Europa média.

Nas baixas latitudes sucederam-se fases de aumento de precipitação e de aridez (pluviais e interpluviais), o que levou as margens de savana e deserto a movimentarem-se ao longo de vários graus de latitude. Assim, também na zona intertropical, em cada área existiram, alternadamente, climas diversos, o que marcou, necessariamente, a respectiva morfogénese.

Aparentemente, as primeiras glaciações foram menos acentuadas que as últimas. Porém, em algumas áreas da Península há marcas de fenómenos glaciares mais intensos, anteriores à última glaciação (S. Daveau, 1985).
Os períodos interglaciários terão tido durações diversificadas (por exemplo, Mindel-Riss é considerado o grande interglaciário), mas também se distinguiram pelas características climáticas. Porém, muitas dessas características foram de âmbito regional ou local, o que torna as correlações particularmente difíceis.

As variações climáticas do fim do Terciário e do Quaternário tornam o seu estudo mais complexo, porque além das glaciações serem fenómenos recorrentes, provocaram modificações importantes no nível do mar e reacções isostáticas nos continentes que sofreram as glaciações.

---

nos períodos glaciários, fica enriquecida no isótopo mais pesado, o O18, uma vez que o O16 sofreu uma evaporação preferencial.
A fusão dos gelos restitui ao mar água enriquecida em O16, diminuindo a relação O18/O16. A análise da relação O18/O16 existente nos carbonatos de certas conchas marinhas permite, assim, identificar os períodos de crescimento dos glaciares e os de deglaciação.

Além disso, a relativa rapidez das mudanças, num espaço heterogéneo sob o ponto de vista ecológico, produziu consequências diversas. Por vezes, criaram-se "nichos ecológicos" onde sobreviveram espécies e processos geomorfológicos que tinham sido eliminados de regiões próximas. Certas condições de exposição, por exemplo, favoreceram a existência de fenómenos glaciares a altitudes onde, noutros locais próximos, eles são inexistentes (A. Coudé *et al*., 1983).

Essa heterogeneidade temporal e espacial dificulta o estudo e a correlação das formas e dos depósitos.
Quer dizer: há todo um complexo de circunstâncias de ordem climática, eustática e, por vezes, diastrófica, em que o clima aparece, frequentemente, como elemento fundamental, que tornam o estudo do Quaternário particularmente complexo.

9.3 - As variações eustáticas

Durante as glaciações, devido à grande acumulação de gelo no interior dos continentes, o nível do mar descia, tornando a subir aquando da fusão dos gelos. Assim, durante o Würm, o mar teria atingido a cota de -120m (J. M. A. Dias, 1987).
Segundo a curva de Fairbridge, (publicada em J. Tricart, 1968, fig. 9.1), as cotas mais altas atingidas pelo mar corresponderiam aos níveis calabrianos? ??"sicilianos" (100m acima do nível actual).
A curva de Fairbridge evidencia uma aparente tendência para a descida do nível do mar ao longo do Terciário e do Quaternário.

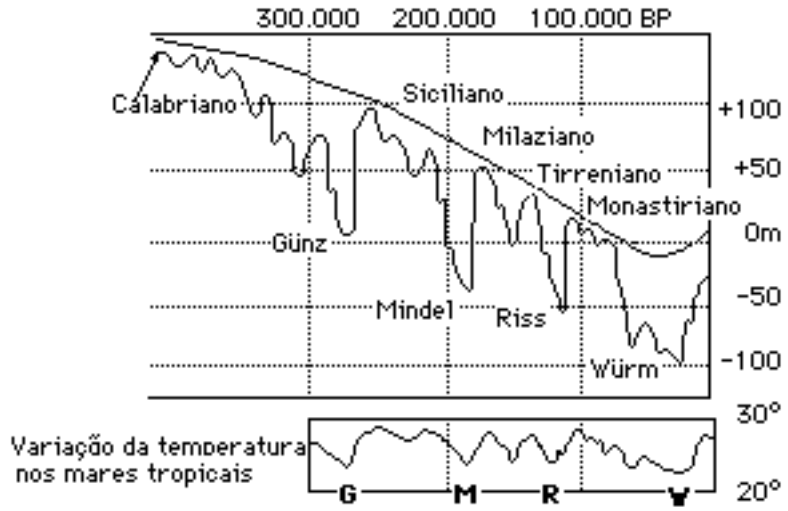


Fig. 9.1: Oscilações glacio-eustáticas e da temperatura dos mares tropicais (adaptado de J. Tricart, 1968, p. 66, segundo R. Fairbridge, 1961)

Se os mínimos glaciários são facilmente explicáveis pela acumulação de gelos nos continentes, já se torna mais difícil compreender por que, estando nós, provavelmente, num período interglaciário, o nível actual do mar é mais baixo do que aquele que teria existido em períodos análogos do Quaternário.

Possivelmente, esse facto é, em parte, devido à acumulação progressiva de gelos nos *inlandsis* da Antárctida e da Gronelândia, ao longo de todo o Quaternário. Calculando a quantidade de gelo existente em ambos, pode deduzir-se que a sua fusão levaria a uma subida do nível do mar entre 30-60m (J. Tricart, 1968). Ver novos valores

Ora, esse valor é insuficiente para explicar níveis de mais de 100m. Há, pois, necessidade de recorrer a outros argumentos.

A hipótese mais recente para explicar a tendência contínua para a descida do nível do mar, que se depreende da curva de Fairbridge, tem a ver com o aumento da capacidade das bacias oceânicas, decorrente de processos de alastramento dos fundos marinhos ao longo dos *rifts* e da acumulação de sedimentos nos seus fundos.

Assim, partindo de cálculos sobre o referido aumento de capacidade das bacias oceânicas, as costas de há 100 000 anos seriam 8m mais altas que as actuais. Porém, a existência de zonas de subducção que consomem crusta oceânica vem contrariar essa tendência. Deste modo, as cotas para as linhas de costa do último interglaciar apresentam valores mais baixos ??? pesquisar
Naturalmente, os litorais do Quaternário médio e antigo deveriam aparecer a altitudes, em princípio, proporcionais à sua idade, desde que se tratasse de costas que não estejam a sofrer submersão.
Além disso, o geóide[34] está longe de ser um elipsóide perfeito. Segundo dados recentes, existem elevações e depressões na superfície do geóide, devidas à rotação da Terra e à distribuição das massas no interior da Terra, que afecta o valor da aceleração da gravidade.???
As diferenças de cota entre o elipsóide teórico e a superfície do geóide atingem, segundo os dados disponíveis, valores de -104m no sul da Índia e +74m na Nova Guiné (C. Vita-Finzi, 1986).
Assim, o oceano do geóide intersecta diferentes áreas a cotas diversas e não a um imaginário nível zero comum a toda a Terra.
Deste modo, a ideia de que os níveis eustáticos são níveis de referência que podem ser utilizados para toda a Terra cai pela base, pois que uma alteração da distribuição das massas no interior da Terra terá repercussões na superfície do geóide de que resultarão variações não despiciendas do nível do mar. Estas variações não serão nem análogas nem sincrónicas ao nível do globo (ref.???).

A complexidade dos fenómenos que interferem com a variação do nível do mar explica o motivo pelo qual as diferentes curvas de variação eustática não são sobreponíveis (cf. fig. 16.31). Trata-se, na maior parte dos casos, de curvas da variação relativa do nível do mar para uma determinada área.

[34] O conceito de geóide corresponde à forma que a Terra teria se a superfície do nível médio das águas do mar se prolongasse através dos continentes.

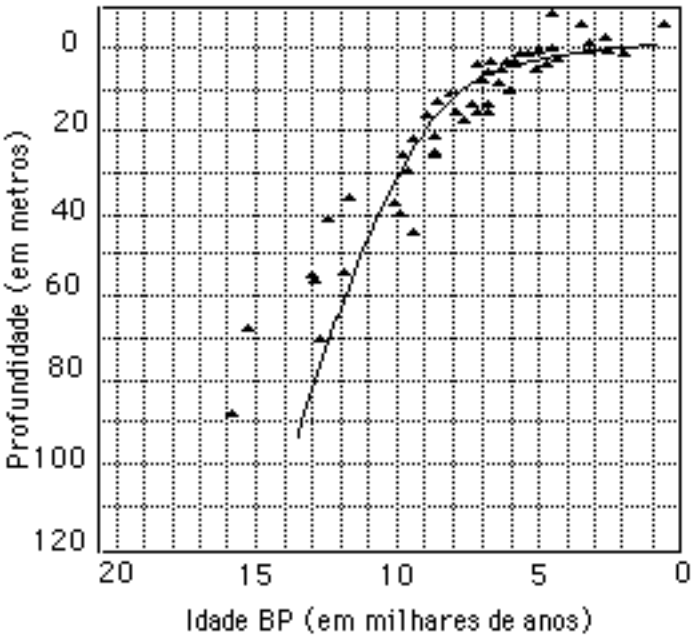


Fig. 9.2: Dados pontuais extraídos de áreas supostamente estáveis, contribuindo para a construção de uma curva da variação eustática

(segundo Jelgersma, 1966, extraído de J. J. Lowe e M. J. C. Walker, 1984, modificado)

A curva "absoluta" seria, naturalmente, a que fosse construída com os dados de áreas perfeitamente estáveis (fig. 9.2). Mas, mesmo quando se seleccionam apenas áreas consideradas estáveis, como na fig. 9.2, há discrepâncias apreciáveis entre as cotas obtidas para uma mesma idade. As datas são obtidas, normalmente, a partir da datação por C14 de camadas de turfa intercaladas em sequências marinhas ou de estuário. Ora, a ocorrência de um certo tipo de turfa pode ter originado interpretações divergentes, quanto ao nível do mar seu correlativo, a investigadores trabalhando em locais diferentes.
Por outro lado, o material datado pode ter sofrido contaminação, o que invalidaria a respectiva datação por C14 (M. T. Morzadec-Kerfourn, 1974).
A análise de diversas curvas – citação??? Permite concluir que as curvas da variação eustática são análogas quando a subida do mar é muito rápida, sobrepondo-se aos particularismos locais. Quando ela se torna mais lenta, outros fenómenos de tipo local tais como os fenómenos diastróficos podem contrariar o sentido geral da variação, que aparecerá, então, como divergente.

Deste modo, torna-se praticamente impossível construir uma curva da evolução do nível do mar no Flandriano. Essa dificuldade é acrescida, naturalmente, quando se pretende construir uma curva válida para todo o Quaternário.

9.4 - O diastrofismo[35] Quaternário

A variação de carga a que certos sectores continentais estiveram sujeitos no Quaternário provocou importantes ajustamentos isostáticos.

O exemplo da Escandinávia[36] demonstra que os ajustamentos glacio-eustáticos se revestem de uma certa complexidade:

[35] Entendemos por diastrofismo o conjunto formado pelos movimentos tectónicos (tectónica dúctil ou quebradiça) e pela epirogénese (deformação de grande raio de curvatura, sem fracturas importantes).

Nas épocas glaciares, à volta da área deprimida sob o peso do gelo, forma-se uma elevação compensatória da crusta (forebulge, Pugh, ???), devida à migração de material, expulso da região comprimida. Aquando da deglaciação, o fenómeno é inverso: o material da astenosfera desloca-se da periferia para o centro da área que sofrera glaciação, incentivando, assim, uma maior invasão marinha nas zonas periféricas, o que aumenta o respectivo contraste com a área que está a subir por recuperação isostática.
O caso da Escandinávia demonstra claramente que as transgressões ou regressões marinhas não dependem só das variações eustáticas, mas resultam da interferência delas com as tendências locais, de tipo epirogénico ou tectónico.

Apesar da glacio-isostasia e o glacio-eustatismo dependerem, ambos, dos fenómenos de glaciação/deglaciação, a viscosidade da astenosfera implica que a recuperação glacio-isostática só se dê depois de atingido um certo limiar de descompressão, enquanto que a subida eustática é imediata, dependendo só da velocidade de fusão do gelo e da capacidade (e portanto da forma) das bacias oceânicas.

Porém, a subida do nível do mar também é acompanhada de reacções isostáticas: Assim, quando a camada de água acrescentada às bacias oceânicas é suficientemente espessa, dá-se uma descida dos fundos marinhos devida ao aumento da pressão exercida sobre eles. Essa descida foi estimada em 8m, para o Flandriano.
A deformação dos fundos marinhos aumenta-lhes a capacidade, o que contribui, a partir de certa altura, para diminuir o ritmo da transgressão.
Devido à grande viscosidade da astenosfera, quer a fusão dos glaciares, quer a subida do nível do mar só provocam as respectivas reacções isostáticas quando a intensidade dos fenómenos em questão atinge um determinado limiar. Por isso, a deglaciação e a subida isostática não são coincidentes no tempo.

Além disso, durante o Quaternário, os mecanismos de ablação e de deposição jogaram duma forma particularmente intensa, o que ficou a dever-se à modificação dos sistemas morfogenéticos decorrente das variações climáticas e eustáticas. Esse facto pode, também, explicar um aumento ou diminuição de carga passível de justificar, em certos locais, uma movimentação de origem isostática.

---

[36] A fusão dos gelos provocou uma rápida subida do nível do mar. As regiões litorais da Escandinávia sofreram uma importante transgressão (mar de Yoldia), que invadiu sobretudo a parte sul da Península, onde a deglaciação foi mais precoce.
Quando começou a recuperação isostática desse sector, os fundos marinhos subiram, na região da ilhas dinamarquesas, o que isolou o mar Báltico, transformando-o num lago (Lago de Ancylus).
Mas a transgressão continuou, inundando o istmo dinamarquês, onde a recuperação isostática tinha abrandado. Mais uma vez se forma um mar (mar de Littorina), um pouco mais amplo que o Báltico actual, porque nos seus sectores setentrionais, a recuperação isostática, que prosseguiu aí, fez emergir terrenos que estavam imersos sob o "mar de Littorina".
A subida da Escandinávia continua ainda, sendo mais acentuada nas regiões centrais da Península, onde a cobertura de gelo no Würm foi mais espessa. O valor mais elevado, actualmente, é de 9mm por ano, na parte terminal do golfo de Bótnia (R. F. Flint, 1971), o que dá um resultado de 90cm por século. Este facto tem repercursões óbvias em termos de configuração dos litorais. Basta pensar que, desde o ano mil, essas costas terão subido cerca de 9m, o que, naturalmente, terá inviabilizado muitos portos, antigamente florescentes (M. Derruau, 1974).

Ora, quer no caso da isostasia de origem glaciar e/ou eustática, quer no caso em que a variação das tensões tem a ver com fenómenos de ablação/acumulação, os litorais são zonas de movimentação privilegiada, uma vez que, aí, se faz a transição entre zonas com tendências potencialmente contrárias.

Porém, não é apenas a isostasia a responsável da movimentação diastrófica ao longo do Quaternário. Com efeito, não há qualquer razão para que os movimentos tectónicos que se fizeram sentir ao longo do Terciário tenham cessado só pelo facto de aquele período ter terminado. É muito mais lógico que eles tenham prosseguido durante o Quaternário, embora, devido à duração ainda limitada deste período e à concorrência de fenómenos de eustatismo e de isostasia, a identificação dos acidentes de neotectónica resulte dificultada.
Como já vimos, na área em estudo passa o contacto entre três regiões estruturais. É, pois, natural que os acidentes que as delimitam tenham tido uma actividade recente.

Introduzir quadro do Paskoff : fazer conclusões
Da breve análise realizada, podemos concluir que a complexidade das variações eustáticas é muito grande. As possibilidades de interferência entre diversos fenómenos só ajuda à complexificação dos mesmos. Acresce, ainda, o facto de, à variações eustáticas, e portanto globais, se deverem acrescentar variações do lado do continente, que têm um carácter eminentemente local.

9.5 - Dificuldade de datação dos fenómenos

Constituindo as paisagens quaternárias um mosaico complexo de formas e depósitos recorrentes no tempo, a melhor forma de definir as linhas gerais desse "puzzle" é através da respectiva datação.
Os processos de datação aplicáveis aos depósitos quaternários, segundo J. Lowe & M. J. Walker (1984), podem sistematizar-se dentro de 3 grupos:

1 - Métodos que permitem calcular idades absolutas[37] (métodos radiométricos, dendrocronólogicos, estudo das varvas);
2 - Métodos que estabelecem equivalência de idades, através do uso de horizontes característicos;
3 - Métodos que estabelecem a antiguidade relativa (partindo, essencialmente, do princípio da sobreposição, mas também da observação dos processos de degradação e alteração).

A fig. 9.3 apresenta, para os vários métodos, os limites cronológicos em que cada um deles é válido.
Faremos uma breve exposição e algumas considerações metodológicas acerca dos processos de datação mais exequíveis na área em estudo.

[37] A expressão "datação absoluta", embora seja consagrada pelo hábito, deve ser usada com consciência das limitações e erros que este tipo de datações ainda comporta.

1 - Métodos que permitem calcular idades absolutas

A cronologia baseada na sequência de camadas dos lagos proglaciários (varvas), desenvolvida a partir de 1912, não pode ser utilizada senão onde esses lagos existam em número apreciável, uma vez que é necessário dispor de várias sequências parcelares para, através duma correlação entre elas, conseguir estabelecer sequências mais longas, que cubram os tempos post-glaciários.

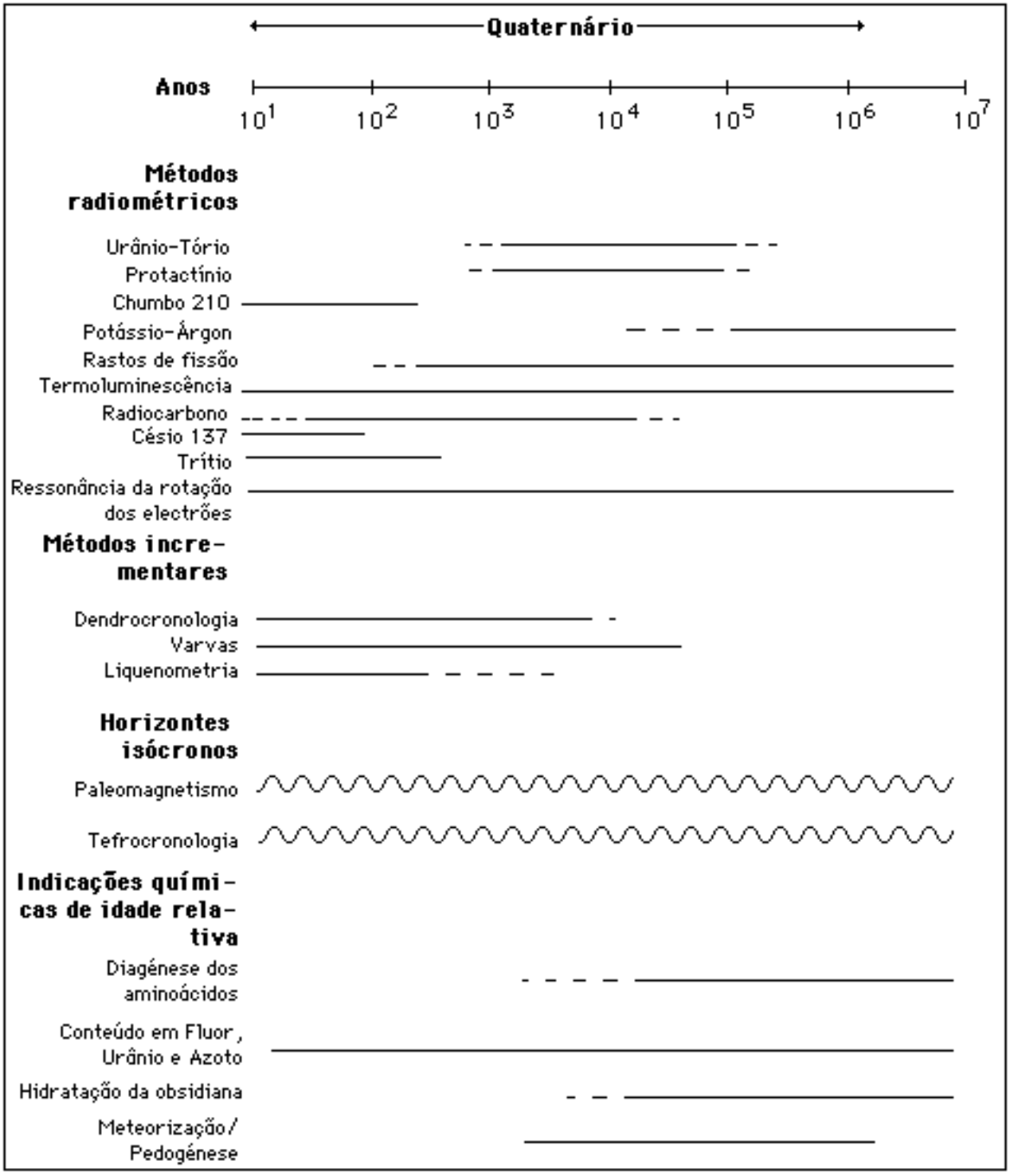


Fig. 9.3: Amplitude dos diversos métodos de datação disponíveis para o Quaternári
As linhas a tracejado representam uma possibilidade de extensão dessa amplitude a partir do recur
so a técnicas mais evoluídas.
As linhas onduladas indicam que a datação se limita a intervalos específicos dentro do Quaternário
(adaptado de J. J. Lowe e M. J. C. Walker, 1984)

Um problema idêntico sucede com a dendrocronologia. Na Irlanda conseguiu-se recuar até 8.000 anos BP, estudando o desenvolvimento dos anéis de crescimento de carvalhos subfósseis. Porém, é necessária a existência de árvores de grande longevidade e em número suficiente para que se possam estabelecer as necessárias correlações.

Depois da 2ª Guerra Mundial começou a desenvolver-se a técnica do Carbono 14. Este é, sem dúvida, o processo mais divulgado, actualmente, nos trabalhos sobre o Quaternário.
Trata-se dum isótopo radioactivo do Carbono comum (C12), produzido pelo bombardeamento de raios cósmicos sobre átomos de Azoto.
Esse carbono radioactivo é integrado através da função clorofilina nos tecidos das plantas verdes. Daí passa aos animais, seguindo a cadeia alimentar usual.
O C14 sofre um processo de desintegração espontâneo. O período em que uma dada quantidade de C14 se reduz a metade está calculado em 5730 (±40) anos. Pensa-se que a relação C14/C12 existente na atmosfera varia pouco, uma vez que o processo que lhe dá origem é contínuo. Porém, não deixa de sofrer variações, o que introduz alguns problemas nas datações por C14 que se tem tentado ultrapassar através da calibração ???, produzindo-se datas calibradas que têm tido, ultimamente, uma maior aceitação

Quando o ser vivo morre deixa de haver renovação dos seus tecidos, de modo que a relação C14/C12 se altera, passando a ser inferior à proporção característica dos tecidos vivos.
Estabelecendo a relação existente entre os dois isótopos, é possível calcular a idade, ou melhor: a data da morte desse ser vivo[38].

Todavia, há que ter alguns cuidados.
Assim, o consumo de carvões fósseis, empobrecidos em C14, aumentou a percentagem de C12 na atmosfera. Pelo contrário, a explosão de engenhos atómicos aumentou a percentagem de isótopos radioactivos na atmosfera, e, portanto, também de C14.
Quer isto dizer que a relação C14/C12 da atmosfera não é imutável. Por isso, e pela margem de insegurança que é necessário acrescentar à datação (por exemplo: 11.600 ± 650 BP), é sempre usar as datas obtidas com alguns cuidados, nomeadamente recorrendo a outros métodos de datação absoluta (dendrocronologia, varvas, etc.).
Há que contar, também, com a possibilidade de contaminação dos materiais a datar por carbono mais recente, transportado com as águas de infiltração, o que aumentará a proporção de C14, tendo como consequência a atribuição duma idade demasiado baixa.

O C14 permite datar acontecimentos até cerca de 55.000 anos. Porém, quanto mais nos aproximamos desse valor limite, tanto maior se torna a margem de insegurança. Ora, esse período apenas cobre uma pequena parte do Quaternário.
Para além dos 50.000 anos, há que lançar mão de outros processos de datação. O método do Potássio-Árgon, por exemplo, começa a ser aplicável praticamente quando

[38] A idade determinada através do C14 diz-nos há quanto tempo se está a desintegrar o C14 dum determinado resto vegetal ou animal, sem que haja substituição dos átomos radioactivos por outros, provenientes do ambiente. Com efeito, a partir do momento da morte, os processos orgânicos, que punham o ser vivo em ligação com o ambiente, cessam. As trocas que permitiam estabelecer o equilíbrio entre o C14 atmosférico e o existente no organismo vivo interrompem-se. É por isso que a proporção C14/C12 passa a ser inferior à existente na atmosfera.

o do C14 deixa de o ser. Porém, o método do Potássio-Árgon é restringido às rochas metamórficas e vulcânicas. Foi utilizado sobretudo para datar as escoadas basálticas intercaladas nos sedimentos contendo restos de hominídeos, na África oriental.

Processos como o dos traços da fissão nuclear do Urânio nas redes cristalinas ("*fission tracks*") e da termoluminescência, têm sido, até agora, empregues sobretudo nos domínios da Arqueologia. Algumas tentativas de aplicação a depósitos não têm dados os resultados que justifiquem o avultado investimento que representam (publicações do S. Carvalho?)

A verdade é que os processos de datação absoluta necessitam, ou de condições excepcionais (dendrocronologia, varvas), ou da existência de materiais específicos (ricos em carbono, urânio) e de processos de tratamento tecnologicamente evoluídos e caros. Por esses motivos, muitas vezes, não podem ser utilizados de forma sistemática pelos investigadores em Geomorfologia...

2 - Métodos que estabelecem equivalência de idades, através do uso de horizontes característicos

O estudo do paleomagnetismo é um dos processos de datação através da referência a horizontes característicos (fig. 9.3). Por sua vez, as variações do campo magnético terrestre, quando se encontram em rochas vulcânicas, podem ser datadas através do método do Potássio-Árgon. Foi possível, deste modo, estabelecer uma escala cronológica paleomagnética que cobre todo o Fanerozóico (cf. Quadro Estratigráfico Global, União Internacional de Ciências Geológicas, 1989).
Este método é usado sobretudo no estudo dos sedimentos dos fundos marinhos, aproveitando o facto das partículas sedimentares de dimensões reduzidas, num ambiente muito calmo, adoptarem a direcção do campo magnético da época da sua deposição. Mas não só: Celeste Gomes??? levante

A tefrocronologia utiliza, como horizontes de referência, as camadas de cinza espalhadas em áreas relativamente extensas aquando das grandes erupções vulcânicas. Os depósitos a datar são localizados relativamente a esses horizontes de referência. Como é evidente, estão dependentes da existência das cinzas e da respectiva conservação. Dada a distância de Portugal a áreas com vulcões activos ignoramos se será um método passível de ser empregue no nosso país.

3 - Métodos que estabelecem a antiguidade relativa com base nos processos de alteração química

De entre os métodos deste terceiro grupo, aquele que apresenta um interesse mais imediato é o que se baseia no estudo da meteorização e dos solos.
Com efeito, ambos os processos são dependentes do tempo. Porém, essa dependência não é exclusiva. Há que contar com a importância do clima, da situação topográfica, das características estruturais e litológicas. Além disso, não há uma proporcionalidade directa entre a espessura do alterito numa dada rocha e o tempo gasto para a sua formação.

Os processos de alteração das rochas e de formação dos solos tornam-se mais lentos com o tempo. Assim, duas rochas, ambas com um grau de alteração elevado, podem ter idades consideravelmente diferentes.
Além disso, tratando-se de um facto essencialmente qualitativo e de quantificação difícil, pode haver uma certa subjectividade na respectiva avaliação.
Por tudo isso, critérios deste tipo devem ser usados com muito cuidado e apenas à escala regional, tentando-se, sempre que possível, recorrer a métodos mais objectivos.

9.6 - Estratigrafia e correlação espacial no Quaternário

A estratigrafia ocupa-se da sequência dos depósitos no tempo.
Se houvesse, para toda a superfície da Terra, um registo sedimentológico completo ao longo de todo o Quaternário, com vários níveis datados com precisão, a correlação entre as várias colunas estratigráficas seria relativamente fácil.
Porém, como vimos, os métodos de datação para o Quaternário nem sempre são aplicáveis. Por serem caros e tecnologicamente evoluídos, muitas vezes não são acessíveis à generalidade dos investigadores.
Além disso, são raros os locais que dispõem de registos sedimentológicos completos. Na maior parte dos casos os afloramentos estão fragmentados ou semidestruídos.
Para completar o quadro da evolução dos ambientes no Quaternário é necessário estabelecer correlações, demonstrando a contemporaneidade entre os depósitos de diferentes áreas.

A estratigrafia pode ser considerada segundo vários critérios:

Litostratigrafia:
- baseada em mudanças das características dos sedimentos;

Biostratigrafia:
- baseada na variedade e abundância de fósseis. A esse respeito, o Quaternário é um período ingrato. Atendendo à sua pequena duração, facilmente se compreende que os fósseis sejam muito semelhantes às formas actuais de vida, pelo que nem sempre definem níveis cronológicos.
Além disso, os depósitos quaternários, frequentemente cascalhentos, são, em regra, demasiado porosos para permitir a conservação de fósseis. Se isso é possível, apesar de todas as dificuldades referidas, nas áreas de substrato calcário, em áreas como a nossa área de estudo, com um substrato cristalino e solos ácidos, a matéria orgânica quase nunca se conserva.

O estabelecimento duma estratigrafia baseada nos artefactos humanos nem sempre é uma boa solução porque, frequentemente, estes não se encontram "*in situ*", tendo sido integrados, posteriormente ao momento da sua fabricação, em diversos tipos de depósitos[39].. Por isso, a sua ocorrência, mesmo que definam horizontes temporais

[39] No nosso caso, por exemplo, é muito frequente encontrar materiais com aparente talhe humano na base da formação areno-pelítica de cobertura.
Que significado poderá ter este facto?
Sabemos que essa formação é provavelmente correlativa dum período de clima frio e húmido (M. A. Araújo, 1984), possivelmente do Würm. No seu trabalho sobre a Galiza, H. Nonn (1966) atribui a um depósito semelhante, em Mougas, uma idade de 18.000 a 11.600 anos.
Todavia, os materiais existentes nesse depósito podem ser de idades muito variadas: qualquer elemento existente próximo da superfície pode ser arrastado para uma formação de tipo solifluxivo.

relativamente precisos – o que nem sempre acontece – apenas significa que o depósito que os contém herdou alguns elementos de depósitos preexistentes, sendo praticamente impossível determinar o grau de anterioridade dos artefactos em relação aos depósitos que hoje os contêm.

Cronostratigrafia:

- as sequências são divididas em sectores limitados por horizontes isócronos. Ao contrário da litostratigrafia e da bioestratigrafia, as diferentes unidades cronostratigráficas (por exemplo: sistema, série, andar) não são directamente observáveis, mas sim inferidas, a partir das características de muitas sequências.

Morfostratigrafia:

- baseada em rochas identificáveis através da sua forma de superfície. São exemplo de unidades deste tipo as moreias, terraços marinhos ou fluviais, dunas, etc.

Climatoestratigrafia:

- muitas vezes, os registos estratigráficos podem ser relacionados com as mudanças climáticas.

As unidades climato-geológicas de ordem superior são os períodos glaciários e interglaciários; estadiais e interestadiais, as de ordem menor.

A dificuldade do uso destas unidades é que detectamos apenas as consequências das mudanças climáticas e não as variações em si mesmas. Ora, essas consequências manifestam-se de forma diversa dum local para o outro. Sobretudo, elas podem manifestar-se mais cedo nuns locais do que noutros.

As unidades bio, lito, morfo e climatoestratigráficas são, muitas vezes, diacrónicas. Quer dizer: não se subordinam aos cortes estabelecidos para as unidades cronostratigráficas.

Por isso, as sequências estabelecidas com base em critérios diferentes, muitas vezes não são equivalentes, o que dificulta o trabalho de correlação, que procura articular as sequências encontradas em diversos locais.

Além disso, a repetição de climas análogos, criando condições para a formação de depósitos semelhantes, mas de idades diferentes, dificulta a destrinça local entre eles e cria dificuldades adicionais à sua correlação espacial, porque se torna muito difícil saber se dois depósitos semelhantes são contemporâneos, ou, pelo contrário, correspondem a fases climáticas diversas.

Mesmo assim, há alguns processos de correlação utilizáveis na nossa área de trabalho, que passamos a referir:

Paleosolos bem desenvolvidos:

- Os paleosolos podem constituir unidades pedoestratigráficas, com uma relação de sincronismo geralmente superior ao dos critérios bio e litoestratigráficos (ver Alex???).

Também o horizonte com podzol de Cortegaça

Linhas de costa:

- Se o mar estacionar durante bastante tempo a uma determinada cota, de modo a permitir o aparecimento das formas e dos depósitos característicos, eles poderão ser utilizados, desde que suficientemente desenvolvidos e pouco afectados pelo diastrofismo, como horizontes sincrónicos com um valor local e mesmo regional.

Assim, além das dificuldades inerentes à atribuição cronológica dos artefactos, é necessário contar com a hipótese de eles não serem correlativos da formação em que se encontram, apenas podendo afirmar-se, nesse caso, que são anteriores a ela.

Porém, a quase coincidência do nível do mar em diferentes épocas (ver fig. 9.1), torna, por vezes, difícil saber (a não ser com recurso a datações absolutas, cf. C. Zazo *et al.*, 1989) a qual dos níveis do mar corresponde um determinado depósito litoral.
Uma outra dificuldade não despicienda tem a ver com a existência de uma amplitude de marés que pode atingir perto de 4m na área de trabalho. Por isso, a definição das cotas de estacionamento do nível do mar está longe de poder ter a precisão que por vezes, se lhe atribui. Nomeadamente, como é referido por A. Dias, 1997, parece pouco plausível definir o estacionamento do nível do mar com uma precisão de um metro quando a amplitude das marés é de cerca de 4m…

O interesse das antigas linhas de costa é mais acentuado quando, como é o caso, por exemplo, do litoral mediterrânico da Península Ibérica, a amplitude das marés tem valores muito baixos, da ordem do 0,5m e os depósitos litorais podem ser correlacionados com depósitos eólicos consolidados, contemporâneos de fases regressivas. Essa circunstância facilita a distinção dos diversos depósitos marinhos, já que alguns se podem caracterizar como sendo fossilizados por um determinado depósito eólico, cuja distinção pode ser facilitada pela composição do cimento, grau de consolidação ou cor dos depósitos (Anarp, 1990???=.

Estudo dos fundos oceânicos:
- Dado o carácter fragmentário com que muitos dos depósitos litorais situados nas áreas emersas se apresentam, é nas áreas submersas que parece residir a solução para muitos dos problemas postos pelo estudo do Quaternário.
Os sedimentos marinhos constituem um registo geralmente não fragmentado e contínuo da sedimentação. As rochas basálticas do fundo oceânico, por vezes interestratificadas ou sobrepostas por camadas sedimentares, são datáveis através do método do Potássio-Árgon. Quer nelas, quer nos sedimentos que se sobrepõem a elas, é possível fazer análises paleomagnéticas.
Nos restos de conchas pode fazer-se o estudo da relação O18/O16, o que permite determinar as oscilações climáticas contemporâneas da sua formação . Com efeito, quando a água do mar se evapora, há uma tendência para as moléculas de água formadas pelo isótopo mais leve do oxigénio (O16) sejam favorecidas no processo de evaporação. Nos períodos glaciares, quando muita dessa água rica em O16 é retida nos inlandsis e glaciares de montanha, a água do mar fica, naturalmente, empobrecida em O16, o que significa um aumento da permilagem de O18 na água do mar.
O processo é reforçado pelo facto de que as baixas temperaturas reinantes nestes períodos dificultarem a evaporação de moléculas de água ricas em O18, naturalmente mais pesadas que as outras, e cuja evaporação necessita de mais energia térmica.??? Deste modo o gelo dos inlandsis enriquece em O16, durante os períodos mais frios, ao contrário da água do mar ???,
O registo dos isótopos de oxigénio apresenta um grau de sincronismo muito superior ao verificado para as variações climáticas continentais. Além disso, os vários acontecimentos são datáveis por referência ao registo paleomagnético.
O problema do estudo dos fundo oceânicos é que a sua observação directa só é possível através de sondagens pontuais e caras. Além disso, nem sempre é fácil estabelecer a relação com os depósitos continentais (cf. capítulo 8).

Em síntese:

Tentámos demonstrar, com esta análise geral da problemática do Quaternário, que qualquer estudo sobre este período é, necessariamente, complexo. Há como que um "*puzzle*" em que aspectos muito variados se combinam de diferentes modos para construir um padrão de pequenas unidades geomorfológicas de idade, posição e evolução variadas. Essa complexidade é ainda mais acentuada nos litorais, onde a movimentação tectónica é muito frequente, interferindo com variações eustáticas de grande amplitude, que, por sua vez, estão na origem de modificações ambientais intensas e relativamente rápidas.

Para balizar essa evolução rápida e multímoda é necessário recorrer a processos de datação seguros, de utilização generalizada. Infelizmente, os processos que permitem obter datações "absolutas" (com a excepção pontual do C14) raramente são aplicáveis à área em estudo, ou estão, ainda, em fase de experimentação (termoluminescência)..

Capítulo 10 - Problemas específicos postos pelo estudo da plataforma litoral da região do Porto

No capítulo 5, demos um relevo especial à oposição entre os partidários de teorias eustático-fixistas e dos decorrentes critérios altimétricos e aqueles que defendiam a influência da neotectónica, propondo o uso de critérios de índole variada, com predomínio dos de tipo sedimentológico, para a distinção entre os diversos depósitos.
No capítulo 9, procurámos fazer uma breve resenha dos problemas gerais que se colocam no estudo do Quaternário, nomeadamente nas regiões litorais.
Pretendemos, agora, apontar algumas questões específicas da área de trabalho que escolhemos.
Trata-se de problemas de ordem metodológica, que nos surgiram no decorrer da investigação, e para os quais procurámos obter soluções simultaneamente pessoais e adaptadas aos temas em análise. Nunca será demais lembrar que o presente trabalho se insere numa determinada perspectiva, dentro da evolução das ideias e dos conhecimentos sobre a área, perspectiva essa .que nos parece a mais adequada quer à realidade local quer ao estádio actual do desenvolvimento científico.

10.1 - Análise crítica da representação dos depósitos "plio-plistocénicos" na cartografia geológica existente

Fomo-nos apercebendo, à medida que confrontávamos a cartografia geológica preexistente com as nossas observações de campo, do seu carácter pouco preciso no que diz respeito à representação dos depósitos.

A nossa primeira tarefa foi, pois, a de criticar a cartografia existente e procurar entender a razão de ser do seu desajuste relativamente às observações que íamos realizando. Acabámos por compreender que eles se deviam, essencialmente, a uma inadequação das teorias em que essa cartografia se baseava, teorias que pareciam desajustadas face aos fenómenos a representar (cf. A. Reynaud, 1971).

Já num trabalho publicado em 1984 (M. A. Araújo, 1984-a) fizemos uma resenha de algumas dessas situações e apontámos alguns dos equívocos em que se baseiam as cartas geológicas de escala 1:50.000 da área de trabalho, no que diz respeito à forma de cartografar os diferentes depósitos. Com efeito, eles, não só são identificados e correlacionados apenas de acordo com uma avaliação grosseira da cota a que se situam, como, frequentemente, a área coberta pelos mesmos está muito exagerada.

Por via de regra, os limites utilizados para circunscrever as manchas de depósitos são estritamente paralelos às curvas de nível. Além disso, curiosamente, está assinalada a existência de depósitos de "praias antigas e terraços fluviais" em quase todas as áreas aplanadas da plataforma litoral.
É óbvio que este tipo de cartografia resulta das ideias vigentes na época.

Citando J. Tricart (1968), poderíamos dizer:

-"O período de 1910 a 1950 foi marcado por uma crença cega no eustatismo. Numerosos investigadores tentam encontrar, a qualquer preço, os níveis clássicos às altitudes regulamentares. A ideia de deformações tectónicas foi sistematicamente afastada. (...) Com este estado de espírito e estas ideias era fatal que o ciclo vicioso se fechasse: à força de procurar os níveis clássicos, conseguia-se sempre encontrar um vago testemunho nas altitudes requeridas: calhaus rolados escorregados numa vertente ou apanhados numa cavidade cársica, tudo servia! Estes argumentos, por sua vez, ajudavam ao triunfo da teoria. A atitude não era a dum investigador, mas dum apologeta."

Como estes depósitos são bastante antigos (Neogénico e Quaternário antigo), a sua superfície de enchimento foi, seguramente, trabalhada pela erosão diversas vezes e em contextos climáticos variados.
Um dos últimos episódios estará relacionado com a formação areno-pelítica de cobertura, que estudaremos no capítulo 15. Se esta corresponde, como pensamos, aos últimos tempos do Würm, isso significa que houve um grande intervalo de tempo entre a formação dos depósitos subjacentes e os episódios solifluxivos que lhe deram origem. Por isso é provável que a base da referida formação apresente algumas irregularidades. Todavia, nas cartas geológicas 9-C (Porto), 13-A (Espinho) e 9-A (Póvoa de Varzim) optou-se por cartografar a cobertura areno-pelítica como se ela e os depósitos "plio-plistocénicos" fossem estratigraficamente concordantes, o que, em última análise significa que a referida formação teria coberto aqueles depósitos imediatamente a seguir à sua génese.
Ora, parece-nos claro que sedimentos formados em condições genéticas e cronológicas muito diversas só excepcionalmente poderiam dar origem a manchas com contornos paralelos entre si.

10.2 - A identificação da origem dos depósitos

Os depósitos da plataforma litoral foram cartografados como se fossem exclusivamente marinhos ("praias levantadas").
Segundo esta hipótese, os aplanamentos da plataforma litoral representariam antigas plataformas de abrasão, cobertas de depósitos de praias antigas e limitados por taludes que seriam arribas fósseis[40].

No esquema clássico de Johnson (1919), quando o estacionamento do mar a um certo nível é suficientemente prolongado, a seguir a uma submersão, desenvolve-se uma plataforma de abrasão, coberta por uma película sedimentar. A cota da base da arriba representaria o nível aproximado das marés altas correlativo da referida plataforma (cf. § 14.7 e 14.8; fig. 14.12).

Embora a plataforma de abrasão esteja longe de ser perfeitamente plana, apresentando em vez disso uma série de depressões resultantes da exploração das fragilidades da rocha, a verdade é que, no conjunto, os topos se desenvolvem segundo um plano

[40] A descrição dos depósitos da plataforma litoral como praias antigas está associada, como é evidente, à admissão que o seu escalonamento tem origem eustática. Aliás, esta é a hipótese de que decorrem todas as outras.

inclinado para o mar. Deste modo, quando percorridas longitudinalmente, isto é: paralelamente à linha de costa, as plataformas de abrasão manifestam uma apreciável isometria.

Apesar disso, pode haver diferenças apreciáveis de cota entre dois retalhos de um mesmo depósito marinho.
Com efeito, as plataformas de abrasão, se abstrairmos das já referidas irregularidades, comportam-se como um plano inclinado para o mar. Logo, existe sempre um certo declive, que é mais acentuado nas proximidades do entalhe basal (quando ele existe) ou da base da arriba. Além disso, na parte terminal, na zona do terraço construído, o depósito fossiliza uma topografia que pode ser bastante irregular (cf. fig. 14.12). Assim, pode haver uma diferença considerável entre a cota da base da arriba e a cota da extremidade do terraço construído.
Como é óbvio, os depósitos existentes nessas duas posições são aproximadamente contemporâneos e correlativos dum mesmo nível do mar, o que mostra que os critérios altimétricos, por vezes, não são adequados, nem sequer para a correlação de depósitos marinhos.
Na nossa área de trabalho só raramente encontramos um rochoso a controlar o essencial da morfologia actual da linha de costa. A maior parte das vezes esse substrato, que permite, através do entalhe basal, definir, com alguma aproximação a cota da maré alta contemporânea de uma dado nível do mar, apenas aparece quando a erosão das areias da praia actual permite a sua exumação. E o que se pode verificar, nessa altura, é que os depósitos arenosos ultrapassam, em muito, a cota das marés mais altas, podendo atingir cotas superiores, já que a sua existência depende da alturas das ondas responsáveis pela sua deposição, e estas pode atingir facilmente 6 ou 7 metro, o que implica que o cordão litoral se pode estender facilmente até alturas dessa ordem acima do nível das marés mais altas.
Ao longo do nosso trabalho de investigação pudemos concluir que apenas os depósitos mais baixos, situados a menos de 40m, apresentam as características indicadas.

Por comparação com as características granulométricas e morfoscópicas de depósitos fluviais actuais (ver capítulo 11), concluímos que muitos dos depósitos situados a cotas mais altas, que são os mais extensos e mais espessos deverão ser restos de cobertura(s) antiga(s), de origem fluvial, embora sem relação aparente (com excepção de alguns dos depósitos situados nas proximidades do vale do Douro), com a rede hidrográfica actual. Isso sucede, nomeadamente com depósitos localizados na base do "relevo marginal", sobretudo na área de V. N. de Gaia (Rasa, Canelas, Carregal).

O facto de os depósitos serem de origem continental coloca alguns problemas específicos.

Com efeito, nos depósitos fluviais, as variações de fácies são mais rápidas do que nos depósitos litorais[41].

[41] No caso dos depósitos fluviais, o corte de um meandro, a sua migração, ou, até, uma cheia importante, podem representar uma rápida variação de calibres, quer na horizontal quer na vertical, o que dificulta, com é óbvio, o estabelecimento de correlações.

Assim, numa área onde aparecem dois depósitos fluviais de fácies aparentemente diverso, podem colocar-se duas hipóteses:

1 - tratar-se de dois fácies diferentes de um mesmo depósito;
2 - existirem dois depósitos de idades diversas, colocados na proximidade um do outro por um acidente tectónico.

Se pode haver consideráveis diferenças de cota dentro dum depósito marinho, elas podem ser muito maiores no caso dos fluviais que, pelo seu carácter de depósitos em canal, podem apresentar uma irregularidade de base maior que a dos depósitos litorais, quando assentes numa plataforma de abrasão.

Além disso, o traçado dos antigos sistemas de drenagem responsáveis pela sua deposição é mais difícil de reconstituir que o traçado duma antiga linha de costa, em princípio mais ou menos paralela ao litoral actual.

Mas os problemas que enfrentamos para a tentativa de reconstituição da evolução geomorfológica da plataforma litoral não se limitam à origem dos respectivos depósitos.

10.3 - Problemas relacionados com a conservação dos depósitos

A existência de um substrato constituído por rochas mais ou menos coerentes pode permitir, por vezes, a conservação de depósitos mesmo que sejam relativamente pouco espessos.
Embora a cobertura sedimentar actue como uma compressa (J. Tricart, 1977, p. 32) sobre o *bed-rock*, facilitando a sua alteração, a porosidade, geralmente elevada, destes depósitos diminui a importância da escorrência, o que contribui para a respectiva conservação.

Quando os depósitos são destruídos, a erosão passa a atacar o alterito.
A degradação da superfície talhada no alterito permitirá a limpeza dos produtos de alteração, segundo uma nova superfície aplanada, em rocha sã ou pouco alterada.
Se admitirmos que a base do depósito correspondia a uma superfície aplanada e se a alteração se tiver exercido de modo mais ou menos homogéneo em toda a superfície, é natural que haja um certo paralelismo, embora grosseiro, entre a superfície de base original e a superfície de erosão resultante da limpeza do depósito e do alterito.

Porém, se a superfície de rocha sã não fôr paralela à superfície topográfica[42] quando houver uma recidiva da erosão que permita a limpeza do alterito, a superfície exumada,

[42] Todavia, nem sempre se verifica uniformidade na espessura do alterito.
É preciso tomar em linha de conta a heterogeneidade litológica e estrutural da rocha e as respectivas condições de meteorização.
Com efeito, a alteração química avança ao longo das descontinuidades da rocha, que permitem a penetração da água em profundidade. Assim, a espessura do alterito aumenta nas áreas mais diaclasadas, que apresentem uma maior porosidade ou maior percentagem de minerais vulneráveis à alteração.
Além disso, junto da base das vertentes há uma maior disponibilidade de água, resultante da escorrência. Por isso, a alteração pode actuar durante mais tempo. Assim, há uma certa tendência para que a espessura do alterito seja maior na base das vertentes, o que, por sua vez, intensificará o efeito de compressa.

talhada na rocha sã, terá um desenvolvimento diverso do da primitiva base do depósito, não nos permitindo inferir o desenvolvimento topográfico da superfície primitiva.
Nesse caso, o pouco significado que a sua altimetria pudesse ter para a obtenção de correlações geomorfológicas fica totalmente destruído.

Ora, sucede que, frequentemente, são superfícies mais ou menos degradadas e exumadas de depósitos e alteritos, que ostentam apenas alguns elementos rolados à superfície, que foram assimiladas a "níveis de praia", e como tal marcadas nas cartas geológicas.

Contudo, o aparecimento desses calhaus não significa que exista, nesse local, um depósito fluvial ou marinho. Pode tratar-se, apenas, da "formação areno-pelítica de cobertura"[43].
Nesse caso, esses elementos rolados podem representar os restos, muito remexidos, dos depósitos que teriam existido nessa superfície. Porém, como vimos, a ligação entre o primitivo depósito e os seus restos remexidos é tão remota que poucas conclusões permite extrair.
Todavia, uma vez que a formação de cobertura tem um carácter solifluxivo, ela pode mobilizar calhaus provenientes dum depósito situado a cota mais alta, tendo sido, posteriormente, arrastados para uma área mais baixa por fenómenos solifluxivos.

Naturalmente que há razões para que um critério simplista tenha sido, por vezes, utilizado.
Como vimos acima, se o processo de alteração do *bed-rock* fôr mais ou menos uniforme, a existência de um depósito assente numa base rochosa pode propiciar o desenvolvimento posterior de superfícies aplanadas, mesmo quando o depósito tiver sido totalmente destruído.
Isso explicaria a grande frequência dos retalhos aplanados, na área que estudamos.

Porém, restos remexidos e solifluídos não deveriam, em princípio, ser cartografados como "depósitos de praias antigas" e, muito menos, utilizadas para comprovar a validade do "esquema clássico" de escalonamento desses "níveis" em Portugal (cf. J. Tricart, 1968).
Com efeito, como vimos, a cota a que elas se situam pode ser consideravelmente diversa da superfície de enchimento do depósito.

Deste modo, a espessura de rocha alterada pode ser muito variável, o que, sobretudo em climas tropicais húmidos, leva à existência duma "dupla superfície" (designação de Büdel, referida em J. Demangeot, 1976).
Esta expressão significa que o limite inferior da rocha alterada constitui como que uma segunda superfície, que umas vezes se aproxima e outras se afasta da superfície topográfica.
Muitos dos aspectos particulares de que se reveste a morfogénese nas regiões tropicais poderiam explicar-se, justamente, pelas modalidades e intensidade da limpeza do alterito (cf. J. Demangeot, 1976).
Esta reflexão àcerca das condições de alteração em meios tropicais não é despicienda. Como veremos nos capítulos 12 e 14, condições deste tipo parecem ter existido durante o Neogénico, na nossa área de trabalho.

[43] A "formação areno-pelítica de cobertura" (C. Costa e C. Teixeira, 1957) corresponde a um depósito solifluxivo (cf. capítulo 15) que comporta elementos resultantes da desagregação do *bed-rock*, juntamente com restos de depósitos, eventualmente alógenos.

Além disso, se dispuzermos, apenas, de alguns elementos remexidos de uma formação, o diagnóstico sobre a sua origem torna-se extremamente aleatório. Logo, o seu interesse para o estudo da evolução geomorfológica fica muito comprometido.

No fundo, isso corresponde à aplicação dum critério morfológico (existência de uma superfície aplanada) para extrair conclusões de índole sedimentológica (existência de um depósito de "praia antiga").

Contudo, embora seja passível de críticas, a cartografia geológica facilitou o nosso trabalho de campo, na medida em que nos indicou os locais onde era provável a existência de depósitos.

Não queremos deixar a impressão de que os testemunhos sedimentares *in situ* são raros ou inexistentes.
Com efeito, embora algumas das manchas cartografadas correspondam a depósitos remexidos, temos encontrado muitos depósitos *in situ*.
O facto de os depósitos não serem muito espessos, torna geralmente possível a observação do *bed-rock*.
Isto significa que, nesta área, não há tendência para a formação de depósitos embutidos uns nos outros, ao contrário do que acontece nas áreas em subsidência como, por exemplo, a bacia do Tejo (G. Zbyszewski, 1985).

Significa, também, que a parte superior da maioria dos depósitos provavelmente foi eliminada pela erosão, conservando-se apenas os elementos da base, junto ao *bed-rock*, protegidos por ele da acção dos agentes erosivos.

Pensamos que essa protecção é particularmente importante no caso dos depósitos marinhos, que, quando abandonados pelo mar em regressão, são atacados pelas acções periglaciares dos períodos frios, sofrendo, no período interglaciar subsequente, o ataque do mar, situado a cotas pouco inferiores às que lhes deram origem.

Além disso, no contacto dos depósitos com o *bed-rock*, geralmente menos permeável que as respectivas areias e calhaus, os sais resultantes da lexivização das vertentes circundantes ou dos horizontes superiores dos depósitos e dos solos que os colonizaram, podem concentrar-se e precipitar[44].

---

[44] Este processo pode realizar-se em condições de **clima quente**. Neste caso, é necessária a existência de duas estações com características hidrológicas contrastantes.
Na estação das chuvas, realiza-se a dissolução do ferro, com a ajuda dos complexos húmicos existentes nos solos. As soluções ferrosas vão impregnar os depósitos da base das vertentes. Na estação seca, a descida do nível freático permite a dessecação desses depósitos e a consequente precipitação do ferro. Trata-se de uma couraça de acumulação absoluta, segundo a terminologia apresentada em J. Demangeot (1978, cf. capítulo 14).

Contudo, também nos climas **temperados frios**, a existência duma vegetação com características acidificantes pode permitir a lexivização do ferro dos horizontes superiores dos solos e a respectiva precipitação no horizonte B, dando origem a solos podzólicos. Este processo estaria, a nosso ver, na origem da cimentação de certos depósitos eólicos que encontramos na região de Cortegaça (cf. capítulo 16).

Como consequência, frequentemente, os níveis inferiores dos depósitos, no contacto com o *bed-rock,* apresentam-se encouraçados. Esse fenómeno pode ser, em parte, responsável pela sua conservação.
Ora, essa cimentação é geralmente irregular.

Esta circunstância, e o facto de muitos dos depósitos terem origem fluvial, explica parcialmente a descontinuidade dos afloramentos, por vezes exíguos e restringidos às depressões das superfícies irregulares em que assentam, o que impede que a respectiva cartografia possa basear-se no desenvolvimento topográfico.

Todavia, a "necessidade" de encontrar os "níveis clássicos às altitudes requeridas", bem como as dificuldades intrínsecas acima apontadas, tiveram como resultado a adopção de critérios de tipo topográfico para a representação dos depósitos, nas cartas geológicas, o que pode explicar uma certa falta de rigor na identificação e representação das manchas dos depósitos.
A esses factos há que acrescentar a existência de uma ocupação humana densa e antiga, que alterou, com mais ou menos intensidade, os depósitos superficiais e, até, alguns aspectos da topografia primitiva[45].

10.4 - A influência da neotectónica

Sendo continentais os depósitos da sua base, parece-nos evidente que o "relevo marginal" não pode ser apenas uma arriba fóssil. Pensamos que, de acordo com as ideias entretanto surgidas sobre a neotectónica de Portugal (A. Ribeiro, 1984), esse relevo será, provavelmente, uma escarpa de falha (M. A. Araújo 1985-a e 1985-b), que terá rejogado em tempos posteriores aos ditos depósitos.
Trata-se, como vimos, dum sector que manteve uma certa mobilidade e onde há uma falha importante, a falha Porto-Tomar, com actividade neotectónica confirmada (A. Ribeiro, 1984; J. Cabral e A. Ribeiro, 1989).
Por isso, muitos dos depósitos estarão, provavelmente, deslocados por falhas.
Assim, a disposição actual dos depósitos "plio-plistocénicos" está, segundo nos parece, muito mais dependente da actividade neotectónica do que das variações eustáticas.

Pensamos ainda que a ferruginização existente em alguns dos depósitos marinhos mais modernos (datados, provavelmente do interglaciar Riss-Würm) poderá explicar-se, eventualmente, por um processo de podzolização que actuou durante a regressão würmiana, nos depósitos marinhos então abandonados pelo mar (foto 14.40).

[45] Apesar disso, em certas áreas densamente construídas, as formas do relevo são, por vezes, os únicos elementos "naturais" cartografáveis. Nas áreas em que a urbanização é mais intensa, nomeadamente na área oriental da cidade do Porto, as dificuldades acima referidas tornam a cartografia quase impraticável. Não só os depósitos não são visíveis, como a própria topografia está alterada e é de observação difícil. Só a edição de 1975 da folha 122 (Porto) da carta militar 1:25.000 apresenta a topografia da área mais densamente contruída da cidade. Os mapas de maior escala, também usados para a definição de certas rupturas de declive consideradas relevantes (carta 1:5.000 da Câmara Municipal do Porto), nas áreas construídas apresentam as curvas de nível fragmentadas e interrompidas, tornando difícil a reconstituição da topografia primitiva.
Estes problemas nem sempre puderam ser resolvidos, apesar de recorrermos à fotografia aérea, já que a existência de prédios cuja altura é exagerada devido à visão estereoscópica falseia o desenvolvimento topográfico natural.

Contudo, muitas vezes, as escarpas de falha recuaram apreciavelmente ou estão completamente arrasadas, pelo que a respectiva identificação é difícil. Além disso, todo o conjunto está coberto por depósitos solifluxivos que esbatem as formas e dificultam a fotointerpretação.
A observação directa dos acidentes tectónicos está dependente de circunstâncias fortuitas como, por exemplo, a abertura de barreiras.
Assim, em muitos casos, as falhas não chegam a ser observadas, tendo que ser inferidas, através do desenvolvimento topográfico ou da fotointerpretação.

A neotectónica contribui, como é óbvio, para a fragmentação dos afloramentos dos depósitos, e, consequentemente, para as dificuldades em cartografar os mesmos.

No caso em que os contactos entre o *bed-rock* e o depósito são tectónicos, os limites deste não serão paralelos às curvas de nível, mas corresponderão, antes, ao traço duma falha numa superfície de erosão, isto é, aproximar-se-ão duma linha recta.
Quer o depósito seja anterior à deformação tectónica e afectado por ela, quer seja sintectónico ou, mesmo, ligeiramente post-tectónico, obter-se-á um resultado idêntico.

É evidente que as cartas geológicas não levaram este aspecto em linha de conta, uma vez que a teoria que as informava partia do pressuposto da estabilidade tectónica e do escalonamento eustático dos depósitos.
Uma cartografia correcta dos depósitos implica que esses contactos tectónicos sejam convenientemente identificados. Como se compreende facilmente, uma vez que os cortes são relativamente pouco frequentes, a probabilidade do aparecimento de contactos tectónicos é bastante baixa, o que nos obrigou, frequentemente, a recorrer a critérios geomorfológicos para a identificação de acidentes tectónicos.

A observação dos mapas topográficos tem permitido identificar vales e vertentes rectilíneas, paralelos entre si ou a direcções tectónicas conhecidas.
Por sua vez, a fotointerpretação permite identificar linhas de fractura através duma coloração mais escura, devida a um maior desenvolvimento da vegetação sobre as faixas de rocha esmagada.

A intervenção da neotectónica contribuiu para a destruição dos depósitos situados nos compartimentos levantados. Por outro lado, ela permitiu que alguns depósitos, quando situados em compartimentos abatidos, possam conservar-se mais facilmente.
Assim, não existem depósitos no "relevo marginal", mas eles aparecem na respectiva base.
Quando se trata de acidentes com um pequeno rejecto, em que a escarpa está completamente arrasada, verificamos que o depósito pode ter sido completamente destruído no compartimento levantado, mas surge no compartimento abatido por falha[46].
A observação de algumas situações deste tipo levou-nos a concluir que, por vezes, alguns dos depósitos se teriam conservado devido à sua situação num compartimento tectonicamente abatido.

[46] Isso verifica-se um pouco a norte de Espinho, nas barreira da fábrica Pré-Gaia, sita na estrada 1405, que se dirige para Póvoa de Baixo, a cerca de 750m do cruzamento com a antiga estrada Porto-Espinho.

10.5 - O papel do trabalho de campo

As dificuldades acima referidas traduziram-se em problemas na cartografia e interpretação dos depósitos.
Na tentativa de suprir essas dificuldades, o trabalho de campo teve uma importância fundamental.
Para a realização do trabalho de campo contámos com os seguintes apoios:

- Cartas geológicas de escala 1:50.000, dos Serviços Geológicos de Portugal;
- Cartas topográficas na escala 1:25.000 e fotografias aéreas da mesma escala, dos Serviços Cartográficos do Exército;
- Fotografias aéreas de escala 1:15.000 da Direcção-Geral dos Serviços Florestais e Aquícolas;
- Plantas topográficas de escala 1:5.000 e 1:10.000, da Direcção-Geral do Planeamento Urbanístico (ou Direcção-Geral de Urbanização), cuja reprodução foi facultada pelos serviços camarários dos municípios englobados na área de trabalho.

As cartas topográficas de escala 1:25.000, sobretudo nas suas edições modernas[47], permitiram ter uma visão relativamente pormenorizada do relevo.
A complexidade de que se reveste o estudo do Quaternário litoral (cf. capítulo 9) leva à existência de pequenas unidades (taludes, aplanamentos), cujos limites deverão ser definidos por critérios de ordem topográfica que requerem uma definição superior àquela que é permitida pela equidistância de 10m entre duas curvas de nível consecutivas. Assim, os mapas de maior escala permitiram uma definição mais precisa de certas cotas e um controle sobre a carta 1:25.000, muito útil para definir os limites de certas unidades geomorfológicas.

A fotografia aérea coadjuvou as cartas topográficas, permitindo uma confirmação de certas orientações estruturais sugeridas pelas cartas, e a delimitação de certas unidades geomorfológicas.
Porém, como já afirmámos acima, a existência de uma formação de cobertura sobrepondo-se, quer a depósitos, quer ao *bed-rock*, homogeneizou muitos dos aspectos de superfície do terreno, dificultando a cartografia dos depósitos por fotointerpretação. Por outro lado, esbatendo os taludes, ao diminuir o contraste entre eles e as superfícies aplanadas, dificulta a respectiva delimitação.

Copiando apenas as curvas de nível dos mapas 1:25.000, e aplicando, seguidamente, uma redução da respectiva escala, foi possível elaborar mapas (fora do texto) que apresentam alguns aspectos de conjunto de grande interesse (orientações estruturais, contrastes entre sectores adjacentes, etc.).

[47] As novas edições destas cartas, posteriores a 1970, apresentam grandes vantagens sobre as antigas. Com efeito, parece-nos que a reprodução das formas do relevo é mais precisa. Além disso, há um número de pontos cotados muito maior do que nas edições anteriores, o que nos permitiu uma leitura mais precisa do relevo.
Ao contrário do que se passava na edição anterior da folha 122 (Porto), em que a topografia da área urbana do Porto e de V. N. de Gaia não era figurada, na última edição, datada de 1981, isso já acontece.

Todavia, nem todos os problemas puderam ser resolvidos através do recurso a um trabalho de campo intensivo, apoiado em todos os documentos disponíveis. Numa área onde a densidade da população está em aumento constante, por vezes é difícil encontrar áreas não cobertas por vias de comunicação ou por construções.
Como já tentámos demonstrar, a existência de calhaus, misturados com a formação de cobertura, não é, a nosso ver, um critério suficiente para cartografar a existência de um depósito. Para isso é necessário observá-lo "*in situ*".
Se, por um lado, essa observação se torna cada vez mais difícil devido às modificações de origem antrópica que a região está a sofrer, pelo outro, essas acções antrópicas traduzem-se, geralmente, na abertura de novas trincheiras, infelizmente (segundo o ponto de vista do geomorfólogo) efémeras, pelo que há que observá-las, fotografá-las e recolher as respectivas amostras com o máximo de brevidade possível.
Para isso, é necessário um trabalho de campo muito cuidadoso e persistente, repetindo a observação de cada área em intervalos de tempo regulares, de molde a permitir que a maior parte das barreiras entretanto abertas sejam observadas.

10.6 - Ensaio de cartografia geomorfológica: os objectivos e os critérios adoptados

O trabalho realizado ensinou-nos que a melhor maneira de fazer a apresentação das observações de campo e das interpretações que elas suscitam, fugindo à pura repetição fastidiosa, é efectivamente a cartografia.
A confrontação da carta geológica com as observações de campo mostrou muitas deficiências da respectiva cartografia.
Por isso, um dos nossos objectivos fundamentais, de acordo com J. Tricart (1965), era o de cartografar, com o máximo rigor possível, as manchas de depósitos e as superfícies aplanadas, de molde a elaborar um esboço geomorfológico de toda a área estudada.

Nos parágrafos anteriores apresentámos algumas das dificuldades que a realização dum esboço geomorfológico pode levantar, numa área com as características da área em estudo. Seguidamente vamos referir-nos, essencialmente, aos critérios e às soluções que adoptámos para ultrapassar essas dificuldades.

a) Definição da área e dos objectivos da cartografia

Apesar da cartografia geomorfológica dever, em princípio, seguir princípios o mais gerais possível, na medida em que isso facilita a compreensão e utilização por um maior número de investigadores, parece-nos, todavia, que ela pode e deve ser diversificada consoante os problemas que estão em jogo.
Assim, em vez de procurarmos fazer uma representação exaustiva da geomorfologia da área, iremos privilegiar os aspectos estruturais e os respeitantes aos depósitos que possam explicar a evolução da plataforma litoral durante a parte final do Cenozóico. Assim, deixaremos um pouco de parte, por agora, os processos que regem a evolução geomorfológica nossa contemporânea.

Parece-nos que a cartografia geomorfológica nos moldes definidos por J. Tricart (1966) só pode ser realizada por uma equipa que disponha de tempo suficiente e dos meios técnicos e financeiros que permitam uma cobertura integral da geomorfologia da área. Uma tal equipa só poderá constituir-se se a motivação fôr muito forte, o que implica,

normalmente, que a carta resultante seja executada com vista a uma intervenção no meio físico e humano local.
Além disso, uma carta como a preconizada por J. Tricart (1965) tem que ser impressa a cores, o que significa um custo elevado.

Seria, decerto, interessante se pudéssemos cartografar toda a área de trabalho.
Todavia, o problema da origem das diferentes superfícies de aplanamento da plataforma litoral só poderá ser resolvido dum modo satisfatório recorrendo ao estudo dos depósitos correlativos.
Sucede que, a norte do rio Leça, esses depósitos são raros. Predominam as superfícies aplanadas cobertas por elementos mais ou menos rolados misturados com a formação de cobertura. Ora, a análise duma formação deste tipo apenas pode conduzir-nos a levantar vagas hipóteses e pouco pode revelar àcerca da tipologia e da história dos depósitos pre-existentes.

Se admitirmos que os depósitos mais altos da plataforma litoral têm origem fluvial, seria desejável fazer a reconstituição dos respectivos sistemas de drenagem. Pensamos que esses sistemas de drenagem não eram exclusivos da plataforma litoral, mas antes tinham origem aquém da faixa onde hoje se situa o "relevo marginal". Isso corresponde a dizer que, provavelmente, o "relevo marginal" não existia ou apenas se esboçava no momento em que se formavam os depósitos mais antigos da plataforma litoral[48].
Ora, se esses sistemas de drenagem provinham de leste, para estudá-los com um mínimo de profundidade seria necessário considerar toda a sua extensão, o que iria descaracterizar e desequilibrar o trabalho que nos propuzemos realizar.
Além de nos levar demasiado longe, a reconstituição dos antigos sistemas fluviais apresenta um interesse relativamente pequeno para o objectivo que tínhamos em vista, que era reconstituir a evolução da plataforma litoral.
Com efeito, os depósitos de origem continental pouco poderiam esclarecer-nos àcerca da variação do nível do mar, e mesmo da evolução da plataforma litoral em si, porque são anteriores à sua formação. Tivemos de deixar um pouco de lado o estabelecimento das relações dos depósitos da plataforma litoral com a evolução geomorfológica das áreas situadas para o interior daquela.

Optámos por realizar um esboço geomorfológico dum sector contínuo da plataforma litoral, mas não muito extenso (de molde a ser coberto com o pormenor que nos parece necessário para obviar à complexidade dos problemas), rico em depósitos e que englobasse a foz do Douro, como zona fulcral da nossa área de trabalho.
Realizámos, por isso, o esboço geomorfológico da plataforma litoral entre a foz do Leça e Espinho.

b) - Os critérios seguidos para a elaboração do esboço geomorfológico

A cartografia realizada baseou-se, essencialmente, num aturado trabalho de campo.
Tivemos, também, o apoio de informações gentilmente cedidas por E. Pereira, que nos forneceu elementos da carta geológica de escala 1:200.000, do Noroeste de Portugal (folha 1), não publicada na altura da primitiva redacção deste capítulo.

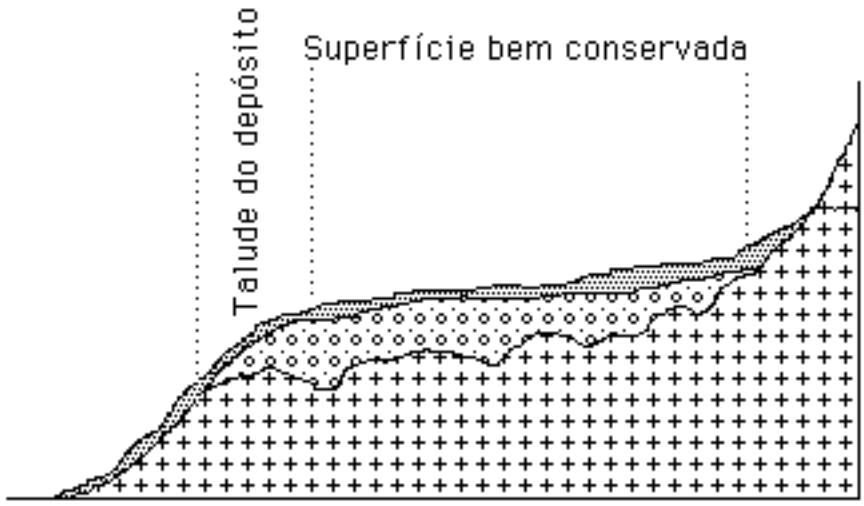
[48] Esta mesma ideia foi expressa por F. Rebelo (1975) e S. Daveau (1977), quando apresentam a hipótese de que a garganta do Douro seria devida a uma antecedência.

Uma das dificuldades que encontrámos diz respeito à escolha dos factos a cartografar. Na elaboração do esboço geomorfológico (em anexo, fora do texto) pretendia-se, como objectivo essencial, dar uma achega relativamente à evolução geomorfológica da plataforma litoral desta área. Esse objectivo essencial obrigou-nos a prescindir de certos aspectos, porventura relevantes num trabalho com outros objectivos.

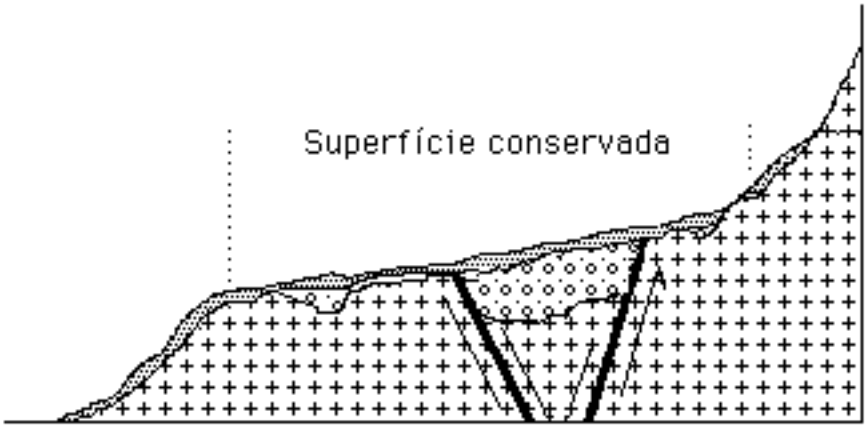
Para os símbolos adaptámos e simplificámos a legenda proposta por J. Tricart (1965).

Um dos problemas mais difíceis de resolver na elaboração deste esboço foi a não coincidência entre a localização das superfícies aplanadas e dos depósitos. Efectivamente, certos taludes podem estar talhados na espessura dos depósitos (fig. 10.1). Sendo assim, a localização dos depósitos ultrapassa a das superfícies aplanadas. Porém, embora esta situação seja teoricamente interessante, a verdade é que esses taludes nunca são suficientemente extensos para poderem ser representados cabalmente a uma escala 1:25.000. A dificuldade transforma-se em impossibilidade quando há a necessidade de reduzir essa escala para metade.
Por outro lado, as superfícies aplanadas correspondem, essencialmente, a superfícies de erosão, truncando os depósitos e, eventualmente, o próprio *bed-rock*.
Por isso, elas podem estar quase completamente "limpas" da sua primitiva cobertura sedimentar, e a superfície topográfica apresentar, apesar disso, um desenvolvimento geral aplanado.
Uma vez que a forma aplanada está conservada, desde que em algum ponto da mancha em análise se tenham encontrado depósitos "*in situ*", estas áreas serão marcadas como "superfícies conservadas", apesar de parcialmente exumadas da sua cobertura sedimentar.

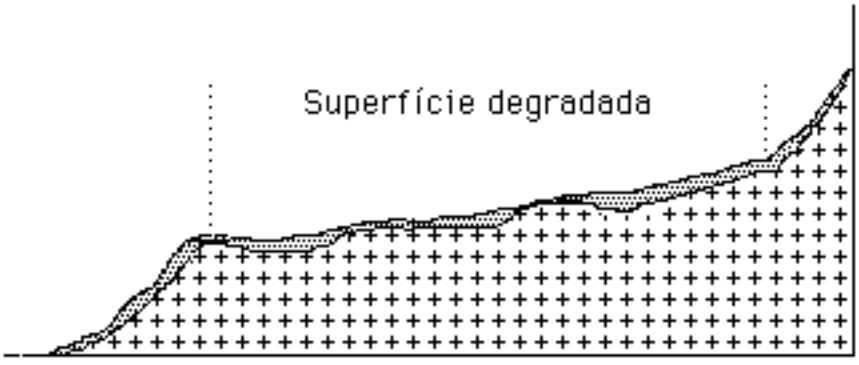
Nos casos em que não foi possível identificar nenhum retalho de depósito conservado nas proximidades da área em análise, optámos por assinalar a presença duma "superfície degradada".
Por outro lado, assinalaremos a localização dos cortes em que foi (ou é ainda) possível encontrar depósitos "*in situ*", com um sinal especial.
Tentámos, desta forma, evitar a confusão entre formas e depósitos, assumindo, contudo, que dada a maior facilidade de cartografia das formas, elas serão privilegiadas no esboço que elaborámos.



1: Depósito bem conservado e espesso



2: Depósito conservado apenas nas irregularidades do *bed-rock*



3: Superfície exumada do depósito

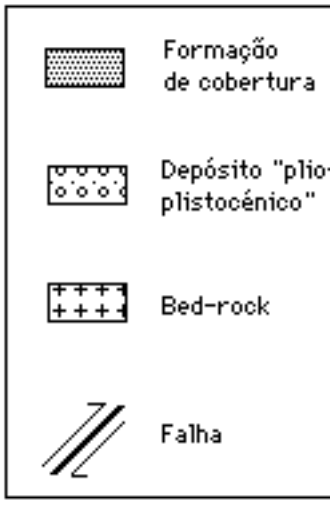


Fig. 10.1: As diversas situações consideradas no esboço geomorfológico (fora do texto)

Devido à impossibilidade de observação dos depósitos e à alteração da topografia que se verifica nas regiões mais densamente ocupadas pelo homem, considerámos tais sectores como "áreas construídas", nomeadamente quando nos parecia que essa circunstância tinha impedido a observação de depósitos eventualmente relevantes.

Em certos casos resolvemos, apesar da ocupação humana, não prescindir da representação de certas características geomorfológicas que nos pareceram relevantes para a interpretação do conjunto da área.
Foi o caso, nomeadamente, da área ocidental da cidade do Porto, desde a Pasteleira até à Foz. Com efeito, nesta área (Ramalde, Avenida Marechal Gomes da Costa, Foz do Douro), encontraram-se vários cortes que foram observados com cuidado e de que se estudaram várias amostras, revelando alguns factos, a nosso ver, significativos.
Estes depósitos têm uma grande importância, uma vez que podem permitir estabelecer a ligação entre o que se passa a norte e a sul do Douro.
Contudo, a cartografia geomorfológica das "áreas construídas" é apresentada com algumas reservas, e deverá ser entendida como uma tentativa de interpretação necessariamente menos rigorosa do que nos locais onde a topografia e os depósitos estão conservados.

Como é sabido, nas cartas geológicas de escala 1:50.000, os depósitos "plio-plistocénicos" são representados segundo "níveis" definidos através de critérios altimétricos.
A primeira grande divisão diz respeito aos depósitos situados entre 120-130m e entre 100-110m, que são considerados, respectivamente, P' e P". As respectivas manchas são coloridas de amarelo claro, o que contrasta com os diversos tons de cinzento escolhidos para representar os "níveis" quaternários.
As legendas das cartas 9-A, 9-C e 13-A indicam a existência dos seguintes "níveis":
- Q1 (80-90m);
- Q2 (60-70m: cartas 9-C e 13-A[49]);
- Q3 (30-40m);
- Q4a (15-20m);
- Q4b (5-8m);

Como já dissemos noutro local (M. A. Araújo, 1984), discordámos da forma como são apresentados os depósitos "plio-plistocénicos" nas cartas geológicas 1:50.000.
Com efeito, mesmo que as manchas de depósitos estivessem correctamente cartografadas, o que nem sempre acontece, haveria ainda que criticar a respectiva inclusão em "níveis" cuja definição altimétrica não coincide com a cota a que efectivamente se encontram os depósitos. Isso resulta, como é óbvio, da necessidade de adequar os factos observáveis às teorias em voga na altura, nomeadamente ao suposto escalonamento dos depósitos por razões de ordem eustática e ao consequente escamotear da importância dos movimentos tectónicos recentes.

---

[49] Na carta 9-A o "nível" Q2 é subdividido em:
- Q2a (60-70m);
- Q2b (45-50m).

O nosso conhecimento dos ditos depósitos, quer pelas observações de campo, quer através da análises de laboratório (granulometria, morfoscopia, minerais de argila e minerais pesados) demonstrou-nos que os critérios altimétricos só são válidos duma forma muito genérica, nomeadamente no que diz respeito à oposição entre os depósitos situados acima e abaixo dos 40m (§13.1 a 13.4, inclusive).

Assim, no nosso esboço geomorfológico separámos os depósitos geralmente fluviais que se situam acima dos 40m, dos depósitos marinhos que se desenvolvem abaixo daquela cota.

Quanto à formação de cobertura, esta, além de estar afectada pela erosão superficial e por acções antrópicas, assenta, como vimos acima, sobre uma superfície de erosão, truncando os eventuais depósitos subjacentes. Porque cobre quase tudo (desde depósitos marinhos e fluviais até ao *bed-rock*) dum modo relativamente uniforme, a respectiva cartografia não poderá dar uma grande contribuição para o estudo da evolução geomorfológica da área.
Pelas dificuldades inerentes à cartografia duma tal formação, pelo menos a uma escala relativamente pequena como é a de 1:50.000 e 1:25.000, parece-nos mais correcto prescindir da sua representação cartográfica, como, aliás, foi feito em algumas cartas do litoral norte, em que ela é referida, na notícia explicativa, ou, até, na coluna estratigráfica, mas não é cartografada.
É o caso, nomeadamente, das folhas de Caminha (1961), da parte sul da folha de Ovar (1963), Barcelos (1969), Viana do Castelo (1972) e Aveiro (1976).

Um dos aspectos cujo tratamento privilegiámos foi o respeitante à tectónica, nomeadamente à movimentação tectónica quaternária, ou neotectónica (J. Cabral, 1988). A identificação dos acidentes de neotectónica pode fazer-se através de vários critérios, entre os quais J. Cabral (1988)[50] destaca os geomorfológicos e estratigráficos.

Entre os critérios geomorfológicos, J. Cabral (1988) enumera a existência de escarpas de falha bem conservadas, certos alinhamentos identificáveis na fotografia aérea e em imagem de satélite, bem como a desorganização das redes de drenagem.

Com o objectivo de identificar estes alinhamentos, elaborámos os mapas (fora do texto) referidos no parágrafo anterior. Estes mapas permitiram-nos ter uma ideia bastante correcta do desenvolvimento topográfico da área e das orientações estruturais que o condicionam.
Comparámos os nossos mapas dos alinhamentos estruturais com os elementos gentilmente fornecidos pelo Doutor Eurico Pereira, da D-G.G.M., o que nos permitiu afinar um critério pessoal de identificação dos alinhamentos estruturais, de molde a encontrar alguns que não foram marcados na carta acima referida.

Porém, um dos maiores problemas que a identificação dos acidentes de neotectónica levanta é que é difícil dizer em que medida certas direcções e alinhamentos estruturais actuaram, efectivamente, em tempos recentes, ou são, apenas, alinhamentos muito antigos, sem rejogo neotectónico, cuja relevância geomorfológica resulta, apenas, da

[50] Segundo J. Cabral (1988, p. 55), "Neotectónica é a ciência que estuda a evolução tectónica da crosta terrestre durante o Período Quaternário, ou seja, nos últimos 1,9 milhões de anos".

exploração de zonas de fragilidade pela erosão. Com efeito, também J. Cabral (1988) alerta para essa dificuldade, salientando que muitos dos alinhamentos encontrados não correspondem a falhas activas.

Atendendo à definição, que tende a generalizar-se, de que a neotectónica corresponderia à movimentação quaternária, o critério mais seguro para comprovar a actividade neotectónica desses acidentes consiste em mostrar que eles afectam depósitos plistocénicos ou holocénicos.
O grande problema é que são muito raros os cortes em que esses acidentes estão expostos.
Para que as falhas sejam visíveis nos cortes de terreno, o respectivo rejecto não poderá ser muito importante. Com efeito, neste caso, o próprio desnível entre os dois blocos impediria que ambos fizessem parte dum mesmo conjunto, isto é, duma mesma barreira. Além disso, as falhas com um rejecto importante podem criar largas faixas de esmagamento que vão orientar o encaixe da rede hidrográfica. Os cursos de água poderão limpar completamente o depósito na linha de falha, o que fará desaparecer o contacto anormal entre *bed-rock* e depósito.
Pensamos que isso sucede, por vezes, na nossa área de trabalho, nomeadamente em relação aos acidentes que se situam na base do "relevo marginal".
Com efeito, embora se trate de acidentes importantes, que correspondem à passagem da falha Porto-Tomar (E. Pereira, comunicação verbal), não nos foi possível, até hoje, encontrar nenhum corte onde se observasse um contacto tectónico entre o *bed-rock* e o depósito nessa área, embora existam certos indícios que apontam para uma actividade tectónica recente (diáclases afectando a espessura dos depósitos, vales de fractura rigidamente alinhados, desnivelamento de superfícies separadas por degraus abruptos e rectilíneos...).

Efectivamente, os acidentes observados no terreno podem não ser os mais importantes. Possivelmente tratar-se-á de acidentes secundários, paralelos ao acidente principal ou correspondentes aos respectivos planos conjugados.

Todavia, se é necessário encontrar contactos anormais entre o *bed-rock* e os depósitos para provar a existência de actividade tectónica posterior àqueles, o facto de eles não serem observados não permite inferir que tais movimentos não se deram, já que, sendo os depósitos relativamente escassos e facilmente destruídos, são eles os primeiros a desparecer por erosão, desaparecendo, assim, a prova da actividade neotectónica.

Por isso, a maior parte dos acidentes de rejecto significativo têm que ser inferidos partindo da hipótese de que eles estão a desnivelar depósitos idênticos, ou superfícies de erosão análogas.

Para a elaboração da legenda do esboço geomorfológico, na parte respeitante à tectónica, baseámo-nos, além da legenda de J. Tricart (1965), em ideias recolhidas nos trabalhos de A. Ribeiro e J. Cabral, acrescentando-lhes a noção de vale de fractura, para cuja definição utilizámos os critérios contidos em M. Feio e R. S. Brito (1951), nomeadamente:
- traçado rectilíneo dos cursos de água, sobretudo quando cursos de sentidos opostos apresentam a mesma direcção, o que pode significar que estão no prolongamento da mesma fractura;

- paralelismo dos vários vales entre si e com direcções tectónicas conhecidas;
- existência de cotovelos bruscos, originando um traçado "em baioneta".

Relativamente às escarpas de falha prováveis, indicámo-las quando encontrámos depósitos ou superfícies aparentemente análogos separados por taludes rectilíneos sem outra origem provável. Uma vez que estas escarpas foram deduzidas por critérios geomorfológicos ou estratigráficos (vide J. Cabral 1988), mas não directamente observadas, estas possíveis escarpas são apresentadas como prováveis.

Os alinhamentos estruturais são caracterizados como um conjunto de definição difícil, reunindo vales de fractura e taludes rectilíneos, de origem estrutural provável.

Sempre que possível baseámo-nos em vários critérios (estratigráfico, geomorfológico). Com efeito, pensamos que, se cada um dos critérios, individualmente considerados, pode, legitimamente, levantar muitas dúvidas, quando existe convergência entre vários destes indícios a probabilidade torna-se naturalmente maior.

Para concluir, podemos dizer que a cartografia geomorfológica constituiu um processo de trabalho fundamental para a ordenação e análise das relações espaciais existentes entre as diversas manchas de depósitos. Essas relações foram, muitas vezes, responsáveis pela elaboração de algumas das hipóteses de trabalho que apresentaremos nos próximos capítulos.

Por todas as razões já aduzidas, a cartografia revelou-se muito mais difícil e contingente do que julgávamos. Além disso, como já dissemos, os depósitos fluviais apresentam-se duma forma mais descontínua e aleatória que os marinhos.

Porém, há dificuldades na elaboração da cartografia que são comuns aos depósitos de origem marinha e continental. Basta lembrar:

1 - Que eles se conservam melhor nas depressões, geralmente irregulares, dos leitos fluviais, das plataformas de abrasão e dos terraços construídos;

2 - Que muitos depósitos só se conservam nos locais onde estão consolidados por um cimento, ou protegidos por uma situação tectónica favorável;

3 - Que a generalidade dos depósitos mais antigos está afectada pela neotectónica.

Devido a todas estas dificuldades, um trabalho exaustivo de cartografia arriscava-se a ocupar demasiado tempo, porventura necessário à consecussão de outros objectivos mais relevantes para o tema em apreço.

Hoje é evidente, para nós, que um trabalho de cartografia duma área assim complexa tem que ser um trabalho de equipa, a longo prazo, o que estava, obviamente, fora de questão.

Por isso, optámos pela cartografia duma área relativamente reduzida (foz do Leça-Espinho) com base nos mapas de escala 1:25.000 e com um carácter ilustrativo e exemplificativo (cf. capítulo 14).

Capítulo 11 - Processos e critérios de análise granulométrica e morfoscópica

Como vimos em capítulos anteriores, os critérios altimétricos são extremamente falíveis para a interpretação e correlação dos depósitos. Por isso, procurámos utilizar, como fio condutor, a definição das suas características sedimentológicas.

Neste capítulo apresentaremos os processos de análise granulométrica e morfoscópica utilizados. Seguidamente discutiremos os resultados obtidos através de cada um desses processos e do respectivo tratamento informático.

Neste capítulo limitamo-nos a apresentar e analisar os resultados a que chegámos, deixando para os capítulos 13, 14,15 e 16 as razões que nos levaram a classificar as amostras de mais difícil identificação de um determinado modo.

Queremos salientar que, na identificação da génese dos depósitos, nenhum critério foi usado separadamente.
Foi através duma combinação dos resultados obtidos pela granulometria e morfoscopia, a que se juntou um trabalho de campo muito intenso, que classificámos as amostras analisadas.

O tipo de análises realizadas foi condicionado pelos meios disponíveis no Laboratório de Geomorfologia da F. L. U. P. Temos consciência de que seria conveniente utilizar uma coluna de peneiros de 1/2 em 1/2Ø. Porém, esse material não estava disponível, na altura em que as análises granulométricas foram realizadas, no Laboratório de Geomorfologia da F. L. U. P., pelo que só tínhamos duas hipóteses:

1 - Realizar as referidas análises nessas condições, podendo fazê-lo pessoalmente, com um controlo absoluto sobre todo o processo;

2 - Solicitar a um organismo (eventualmente à Direcção-Geral de Geologia e Minas) que elas fossem realizadas pelos respectivos funcionários.
É evidente que esta opção implicaria consideráveis perdas de tempo, e uma redução substancial no número de análises realizadas.

Ora, segundo A. Cailleux e J. Tricart (1959, *Initiation à l'étude des sables et des galets),* que nos serviu de base para a aprendizagem dos processos de trabalho, os métodos de análise sedimentológica devem ser, em primeiro lugar, eloquentes ("*parlants*") e, seguidamente, de utilização rápida:

-"Além disso, se uma medida é rápida, é mais fácil repeti-la um maior número de vezes, obtendo, assim, resultados mais precisos, ou tratar esses resultados por outros métodos estatísticos, mais finos, fazendo descobrir factos novos".

Pensamos que o carácter um pouco elementar das análises realizadas, criticável, decerto, num trabalho de Sedimentologia, é aceitável num trabalho em que, mais do que estudar os depósitos em si, se pretende extrair conclusões que permitam interpretar o relevo e compreender a sua evolução.

Por um lado, o facto de todas as amostras terem sido tratadas por nós permitiu uma maior homogeneidade de critérios e deu-nos uma maior segurança no estabelecimento de comparações e correlações.
O tratamento de um número mais elevado de amostras proporcionou-nos uma visão mais alargada e aprofundada dos problemas.

As indicações gerais (localização, posição dentro dos cortes, origem), bem como os principais índices referentes quer à granulometria quer à morfoscopia de todas as amostras analisadas podem encontrar-se no quadro 11.A (em anexo).

A localização das amostras, numeradas segundo a respectiva ordem de tratamento, encontra-se representada na fig. 11.1.

A fig. 11.2 representa a localização dos diversos tipos de depósitos estudados.

11.1 - Tratamento estatístico, com recurso a um apoio informático, dos resultados das análises

Partindo da experiência adquirida através da análise granulométrica de depósitos actuais e tomando em linha de conta os resultados da análise morfoscópica, classificámos, provisoriamente, cada uma das amostras, pelas iniciais correspondentes à respectiva origem.
Assim, "F" corresponde aos depósitos fluviais, "M" aos marinhos, "E" aos eólicos, "C" aos de cobertura e "V" aos depósitos tipo vasa[51]. Essas iniciais permitem, através da sua associação, classificar os casos duvidosos, ou de transição (F/M = fluvio-marinho[52], por exemplo, cf. quadro 11.B).

As formações actuais foram designadas pela letra correspondente, acrescida de um asterisco.

---

[51] Segundo P. George (1974), vasa é um "sedimento fino formado de pré-colóides e de colóides em que a fracção arenosa é reduzida (...) É plástica e tixotrópica".
Embora não tenhamos realizado muitas análises de vasas, encontrámos alguns depósitos deste tipo, situados, sobretudo, na área de Esmoriz-Cortegaça (cf. quadro 11.B e capítulo 16). Algumas vezes foram inicialmente considerados como "vasas" certas formações que, mais tarde, verificámos terem origem pedológica (horizontes *gley* de solos hidromórficos, cf. capítulo 15). Todavia, atendendo a que as respectivas características macroscópicas eram semelhantes e a que não nos interessava alargar excessivamente o número de tipos de depósitos considerados, continuámos a utilizar a mesma designação genérica para as vasas de origem lagunar e os horizontes tipo *gley*.

[52] Nos quadros 11.A e 11.B, considerámos algumas amostras como "fluvio-marinhas". Queremos salientar que se trata exclusivamente de depósitos fósseis (consideramos fluviais as areias do rio Douro). Além disso trata-se duma categoria provisória, constituída pelos depósitos com um RM superior a 0.3700 e que, por deficiente calibragem, temos relutância em enquadrar dentro dos depósitos marinhos. Por isso pareceu-nos inoportuno representar essa "categoria" de depósitos nos gráficos elaborados para este capítulo.

O número de tratamento, a localização (figs. 11.1 e 11.2) e cota e a classificação provisória, bem como os dados essenciais da granulometria (% de elementos grosseiros, areias e finos, mediana, moda e desvio dos quartis de Ø) e da morfoscopia das amostras (arredondamento médio e % de grãos picotados, picotados-brilhantes, brilhantes, foscos e esquirolosos), foram registados na base de dados dum computador[53].
O tratamento informático permitiu a elaboração rápida de reportórios seleccionando as amostras classificadas de uma determinada maneira, ou cujos índices correspondem a valores escolhidos.
Além disso, o todo ou uma parte dos dados podem ser ordenadas alfabeticamente ou segundo os valores crescentes ou decrescentes das variáveis nelas registados.
É possível calcular, muito rapidamente, os valores médios, máximos e mínimos para cada variável[54].

11.2 - Processos de análise granulométrica

Atendendo ao carácter efémero da maior parte dos cortes com que contámos para a observação dos depósitos, tivemos o cuidado de recolher um grande número de amostras, representando todos os níveis diferentes que identificávamos em cada corte.

[53] Os programas utilizados para esse tratamento foram o "Excel" (cálculo e base de dados) e "Statview" (tratamento estatístico, estabelecimento de correlações), no computador Apple Macintosh.
Os valores tratados para a obtenção da média, do máximo e do mínimo foram calculados a partir dos dados do quadro 11.B.

[54] Os quadros 11.B e 11.C resultam, justamente, de operações deste tipo realizadas nas amostras previamente selecionadas segundo a sua origem.
Para os depósitos eólicos, marinhos e fluviais fizemos os cálculos para os depósitos actuais e fósseis, separadamente.

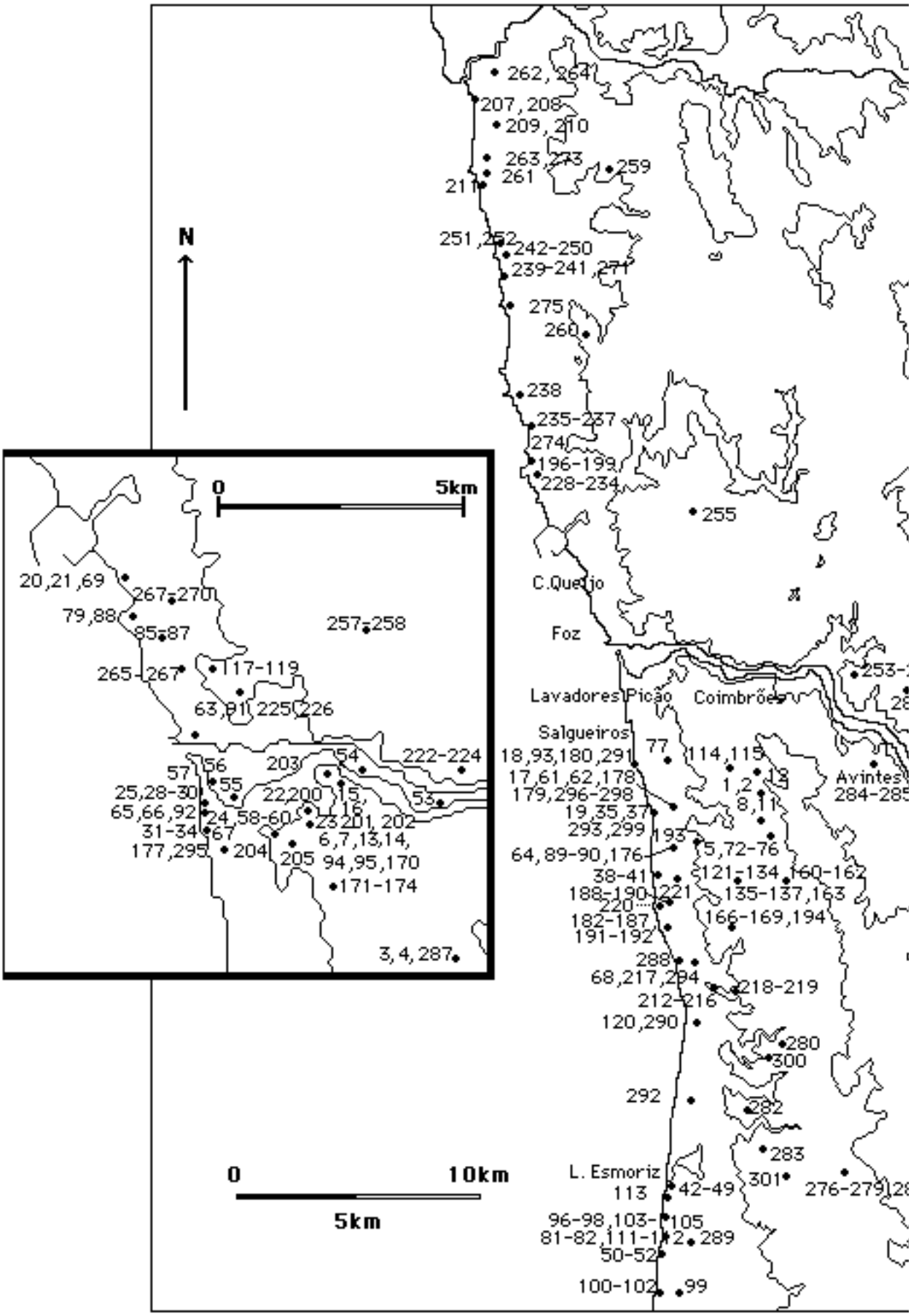


Fig. 11.1: Localização das amostras

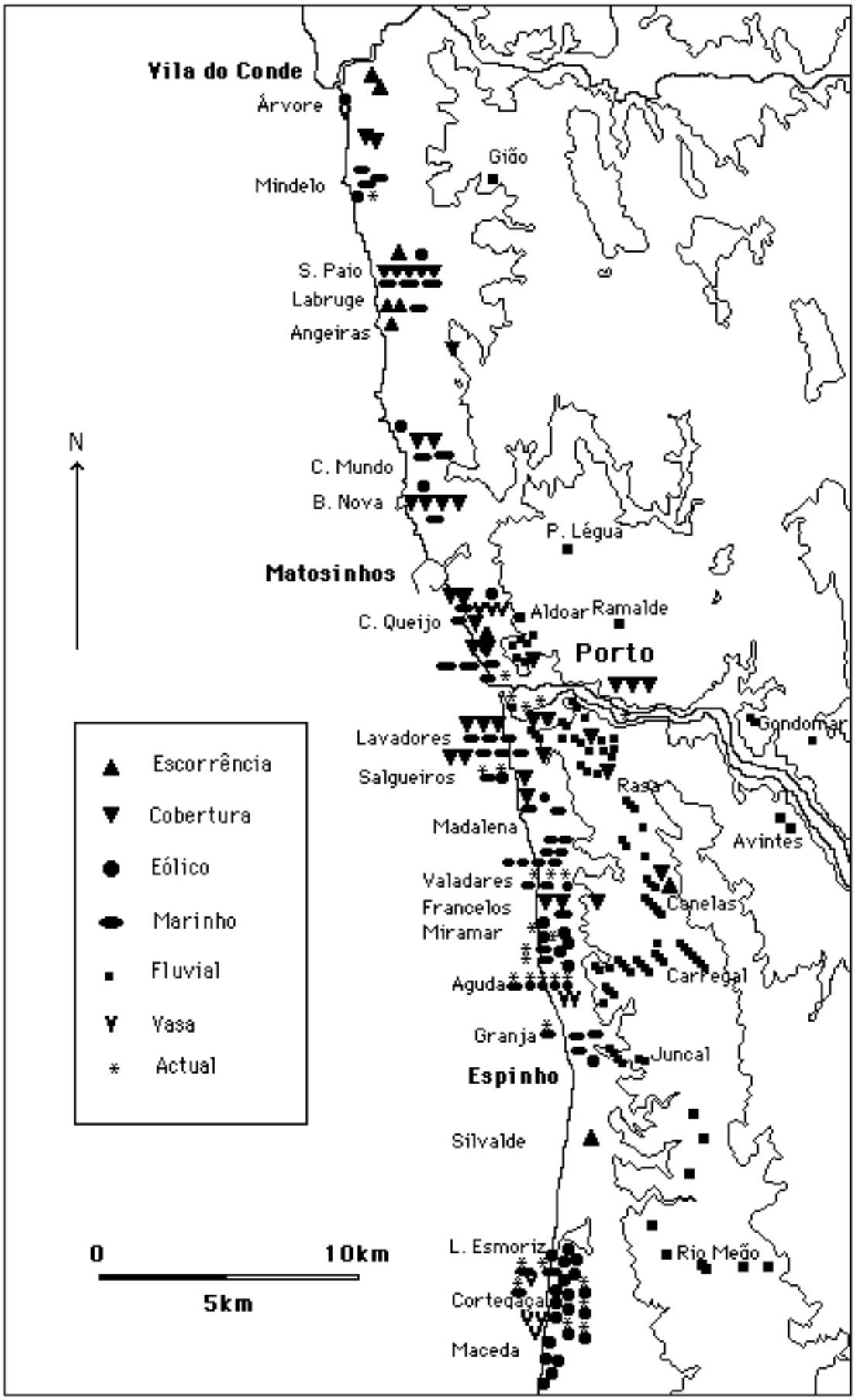


Fig. 11.2: Localização dos diversos tipos de depósitos analisados

De entre as amostras recolhidas tratámos aquelas que nos pareciam ser mais representativas, conservando as restantes para tratamento posterior, se necessário, de acordo com as questões que o próprio processo de análise foi colocando.
As amostras foram numeradas segundo a ordem de tratamento.
Através dum processo de esquartejamento, reduzimos cada amostra a uma quantidade que nos pareceu conveniente: entre 100 e 200g para as amostras essencialmente arenosas, ou ricas em elementos finos; entre 200 e 300g para o caso de amostras ricas em elementos grosseiros (≥2mm).
Essa disparidade de critérios, no que diz respeito à quantidade de material a analisar, liga-se com a preocupação de garantir um certo rigor estatístico.
Com efeito, no caso de amostras com elementos grosseiros, o número deles é, geralmente, muito mais pequeno que o número dos elementos arenosos, o que poderia traduzir-se em irregularidades perturbadoras nas curvas cumulativas.
Convém, por isso, tornar a amostra suficientemente representativa no sector grosseiro, o que se consegue aumentando a quantidade da amostra a analisar (cf. K. Suguio, 1973).
O material não utilizado em tratamento laboratorial constituiu testemunhos, que foram numerados e conservados.

Todas as amostras foram secas, na estufa, a temperaturas entre 60-70°C, durante, pelo menos, 12 horas[55].

Depois de secas, as amostras foram pesadas e, posteriormente, lavadas para separar, por decantação, as partículas finas.
Segundo a lei de Stokes, uma partícula com 62μ de diâmetro tem uma velocidade de queda de 0.347cm/s, quando mergulhada em água destilada a 20ºC (K. Suguio, 1973).
Quer isto dizer que, se deixarmos esperar 3 segundos antes de realizarmos cada um dos processos de decantação, as partículas de 62μ já estarão a 1cm da superfície. Se a decantação se fizer paulatinamente, agitando o menos possível o líquido, e se este não fôr demasiado espesso, consegue-se evitar que sejam arrastadas partículas de dimensões superiores a 62μ.

A água misturada com partículas finas resultante dessa lavagem foi depositada em provetas, onde, por decantação e/ou floculação, se reduzia a quantidade de líquido. A mistura de elementos finos (silte ou limo e argilas) foi posteriormente filtrada através de funis tipo Büchner.
Depois de seco, o resíduo foi pesado numa balança electrónica.

Quanto à parte restante do material, depois de seco na estufa, era submetido a um processo de peneiramento durante 10-12m, induzido por um agitador, a 70-80 vibrações por segundo.

Os peneiros utilizados distribuem-se segundo as dimensões seguintes (em mm e em unidades de Ø):

[55] Assim, na generalidade dos casos as amostras ficaram a secar de um dia para o outro. Porém, casos houve em que isso não foi suficiente, o que se verificou quando a amostra era muito argilosa (vasas, formação de cobertura), ou muito abundante em elementos grosseiros, o que dificultava o processo de secagem, até pelo aumento da quantidade de material a que, como vimos acima, obrigava.

mm	Ø	mm	Ø
4mm	(-2Ø)	0.25mm	(+2Ø)
2mm	(-1Ø)	0.125mm	(+3Ø)
1mm	(0Ø)	0.062mm	(+4Ø)
0.5mm	(+1Ø)		

Quando as amostra pareciam conter elementos de dimensão superior a 4mm foram colocadas no respectivo peneiro (-2Ø), situado no topo da coluna. Fazíamos, então, um pouco de agitação manual, de molde a permitir que os elementos de dimensão inferior a 4mm passassem todos para a parte inferior da coluna. Finda esta operação, retirava-se o peneiro de -2Ø e fazia-se um peneiramento normal com os peneiros de dimensões inferiores a 4mm.
A fracção de dimensão superior a 4mm foi, depois, classificada através de uma craveira graduada, sucessivamente, nas aberturas de 32mm, 16mm e 8mm, correspondentes a -5Ø, -4Ø e -3Ø.

Para a classificação das diferentes fracções utilizámos a escala de Wentworth (A. M. G. Carvalho 1965; K. Suguio 1973), de que passamos a apresentar uma versão muito simplificada:

Dimensões	**Designação**	Fracção
>256mm: 256 a 64mm: 64 a 8mm: 8 a 2mm:	blocos; seixos; cascalho; areão;	**Fracção grosseira**
2mm a 0.062 mm:	areias;	**Fracção arenosa**
De 0.062mm (62µ) a 2µ Abaixo de 2µ	silte; argila;	**Fracção fina**

Na impossibilidade de, com as técnicas disponíveis, fazer uma separação correcta do silte e da argila, consideramos "fracção fina" a soma dos elementos de dimensão inferior a 62µ retidos no fundo da coluna de peneiros, com a fracção separada por lavagem e decantação.

Somando as diferentes fracções obtemos um peso final que, subtraído ao inicial, dá como resultado a perda por análise, o que permite controlar eventuais erros ao longo do processo.
Calculámos a partir do peso final as percentagens de fracção fina, arenosa e grosseira, definidas segundo os critérios acima referidos.

As curvas cumulativas foram elaboradas com base nas percentagens obtidas para cada fracção relativamente ao peso do material peneirado (soma da fracção arenosa com a

fracção grosseira). As curvas foram construídas a partir dos elementos mais grosseiros, correspondentes a valores negativos de Ø.

Partindo das curvas cumulativas, construídas em papel milimétrico, definimos, por processos gráficos, a mediana (Md), os quartis (Q1 e Q3) e o desvio dos quartis de Ø, de Krumbein (QDØ, A. Cailleux e J. Tricart, 1959).
A moda foi definida como a classe de maior frequência, dentro dos calibres superiores a 62μ.

Decidimos, em princípio, não utilizar parâmetros estatísticos mais complexos (Otto e Inman, Folk e Ward - cf. K. Suguio, 1973).
Possivelmente isso corresponderia a uma forma de precisão um tanto gratuita (ver A. Reynaud, 1971), uma vez que esses índices assentam os seus cálculos nas leituras dos sectores extremos das curvas cumulativas (5%, 15%, 16%, 84%, 85%, 95%). Ora, para representar correctamente estes sectores, em que as percentagens são relativamente baixas, deveria usar-se uma escala logarítmica, o que só faz sentido se as dimensões extremas forem avaliadas com mais pormenor do que aquele que é possível obter partindo de análises realizadas com uma coluna de peneiros de 1 em 1Ø.
Além disso, para que esses parâmetros estatísticos não correspondam apenas a uma forma de pseudo-precisão, deveria fazer-se a granulometria da fracção fina (através de processos como a pipetagem, por exemplo), sem o que as curvas são, sempre, um pouco artificiais, uma vez que ficam truncadas de uma parte, por vezes importante, do sedimento.

A separação dos materiais finos por lavagem e decantação, apesar dos cuidados com que foi realizada, pode produzir alguns erros por arrastamento de materiais de dimensão superior a 62μ (eventualmente palhetas de mica).
Além disso, a utilização de água da rede pública nas várias fases de manipulação das amostras pode provocar a floculação das argilas e a sua eventual aderência a materiais de calibres superiores.

11.3 - A análise granulométrica e a identificação da origem dos depósitos

Um dos problemas com que nos defrontámos ao estudar os depósitos fósseis da plataforma litoral foi o de identificar a respectiva origem.
Para tentar ultrapassar esse problema analisámos algumas amostras de formações actuais, de origem bem determinada, de molde a definir as características prováveis dos seus equivalentes fósseis.

Com os dados referentes à mediana e ao desvio dos quartis das amostras de formações eólicas, marinhas e fluviais recentes construímos o diagrama da fig. 11.3 (cf. A. M. G. Carvalho, 1965).
A respectiva análise permite verificar que os depósitos com um menor QDØ, e, portanto, os mais bem calibrados são os depósitos eólicos.

Além disso, os respectivos calibres sofrem uma variação relativamente pequena. Assim, entre os depósitos estudados, a mediana nunca atinge o valor de 0Ø (=1mm)[56].

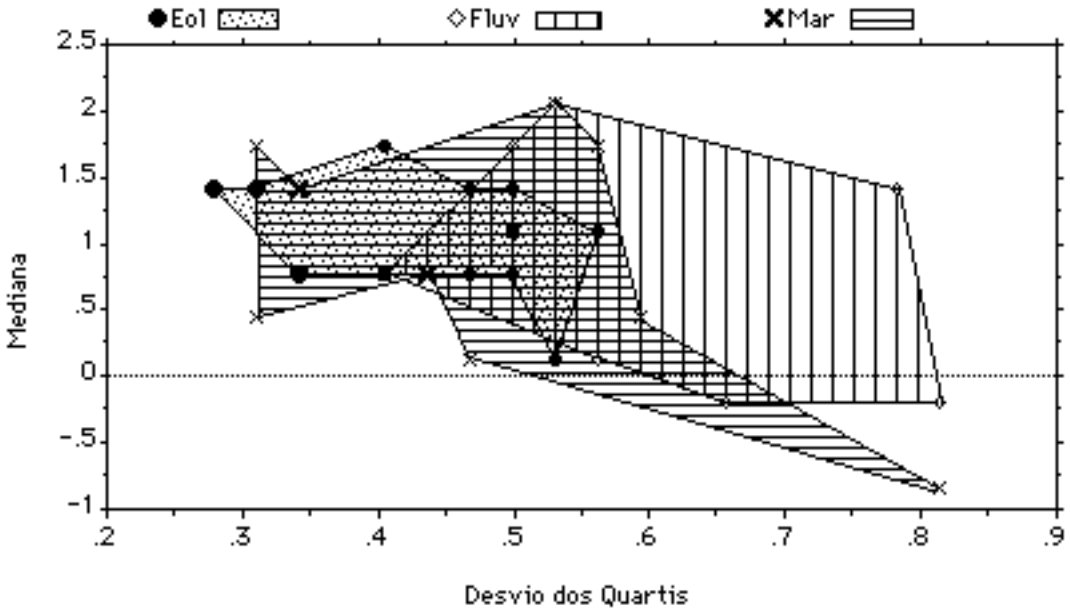


Fig. 11.3: Relação entre a Mediana e o Desvio dos Quartis nos depósitos eólicos, marinhos e fluviais actuais

Os depósitos marinhos apresentam uma calibragem sensivelmente pior. Além disso, eles podem ser relativamente grosseiros. Com efeito, a respectiva mediana quase atinge o valor -1Ø (=2mm).

Os depósitos fluviais estudados são menos grosseiros do que os marinhos[57]. Todavia, a respectiva calibragem é sensivelmente mais fraca que a dos depósitos marinhos.

Embora cada um dos grupos de depósitos apresente características próprias, existe uma área central do diagrama em que as três manchas se sobrepõem.
Isto quer dizer que os depósitos que caiam dentro deste sector têm, teoricamente, tantas hipóteses de ser marinhos, como fluviais ou eólicos.

Na fig. 11.4 representámos os valores do QDØ e da mediana referentes aos depósitos vasosos e à "formação areno-pelítica de cobertura", depósito de tipo solifluxivo que estudaremos no capítulo 15.
Podemos verificar[58] que as vasas apresentam uma calibragem muito melhor do que a formação de cobertura. Além disso, os respectivos valores da mediana situam-se,

[56] Nos depósitos eólicos os elementos com dimensões superiores a 1mm são bastante raros e nunca encontrámos grãos com mais de 2mm de diâmetro. Este facto ajudou-nos, por vezes, a distinguir certos depósitos de outras origens (nomeadamente os depósitos marinhos arenosos) dos depósitos eólicos.

[57] É de notar que realizámos análises de areias do rio Douro, relativamente próximo da respectiva foz, onde a respectiva competência não é muito elevada, pelo menos fora dos períodos de cheia.

predominantemente, na área das areias médias a finas, enquanto que uma boa parte das amostras da formação de cobertura têm a mediana situada em calibres superiores a 0Ø (=1mm).

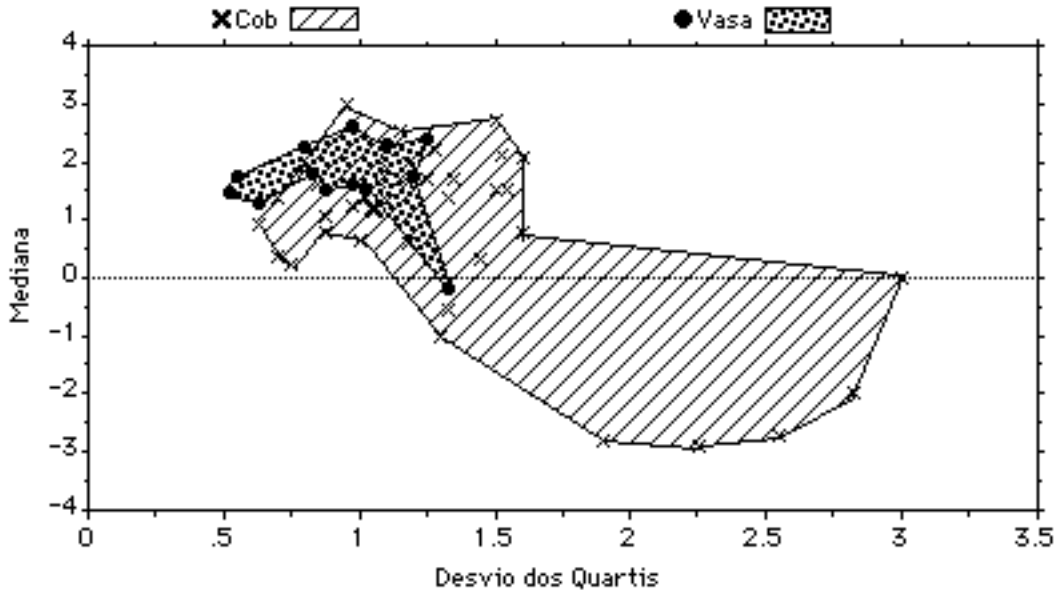


Fig. 11.4: Mediana e Desvio dos Quartis nos depósitos vasosos e na formação de cobertura

A fig. 11.5 representa a correlação entre os valores da mediana e do QDØ para o conjunto dos depósitos eólicos e marinhos (incluindo formações actuais e fósseis). Verifica-se que a maior parte da área correspondente aos depósitos eólicos está incluída na mancha dos depósitos marinhos. Quer isto dizer que, em alguns casos, a distinção feita apenas através da combinação dos dois critérios pode ser falível.
Isso não deve admirar-nos, já que, num contexto litoral, a maior parte (senão a totalidade) dos depósitos eólicos estudados resulta do transporte pelo vento das areias existentes nas praias.

[58] É importante ter em linha de conta que, para dar uma maior expressividade a cada um dos diagramas, a escala, quer dos eixos das abcissas quer dos eixos das ordenadas, é variável de figura para figura.

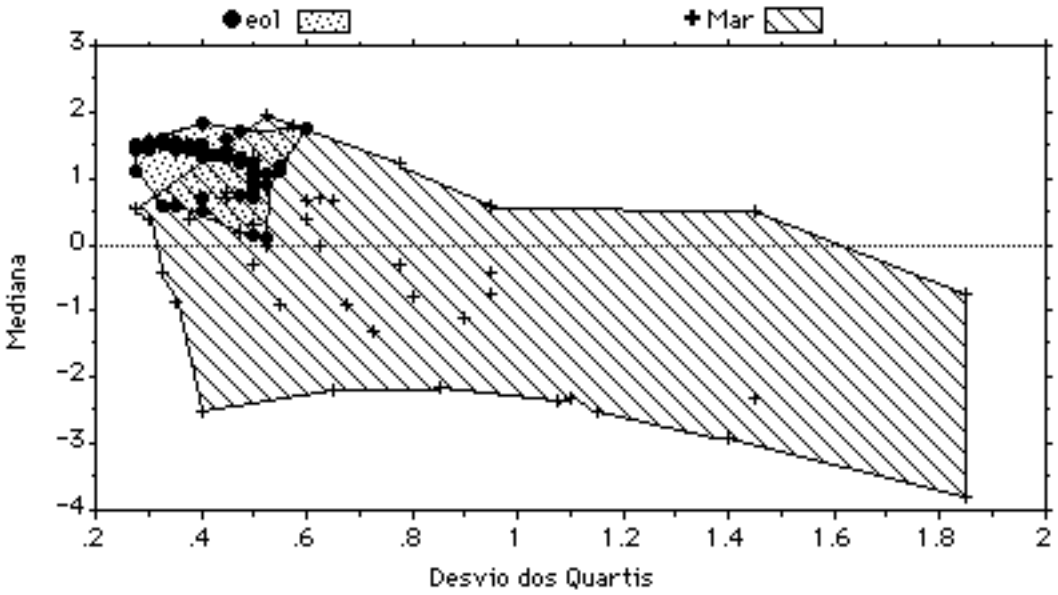


Fig. 11.5: Mediana e Desvio dos Quartis no conjunto dos depósitos eólicos e marinhos

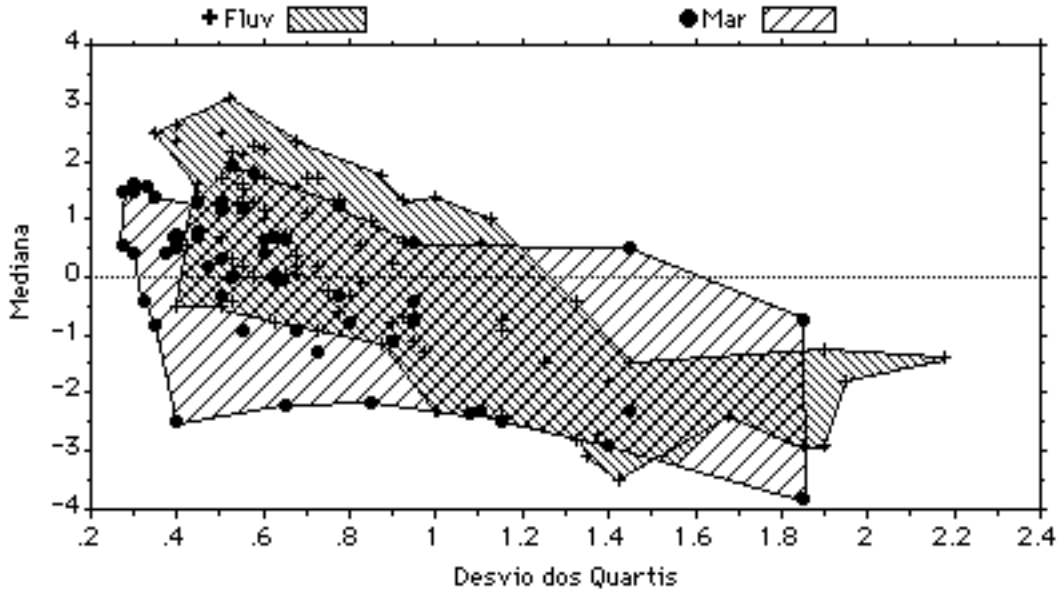


Fig. 11.6: Mediana e Desvio dos Quartis no conjunto dos depósitos fluviais e marinhos

A fig. 11.6, que representa as relações entre a mediana e o QDØ nos depósitos marinhos e fluviais, mostra uma área de coincidência muito maior. Com efeito, uma das maiores dificuldades com que nos defrontámos foi a destrinça entre depósitos marinhos e fluviais [59].

[59] Assim, foram considerados fluviais, por apresentarem valores elevados de QDØ, certos depósitos que possuíam um arredondamento médio dos grãos de areia relativamente alto. Optámos por designar como "fluvio-marinhos" os depósitos nessas condições e com um arredondamento médio superior a 0.37. Esse valor foi escolhido através da análise da fig. 11.3, em que se verifica uma inflexão acentuada da curva do arredondamento médio das amostras primitivamente consideradas "fluviais", que coincide com uma diminuição da amplitude das oscilações na curva do QDØ.

Podemos, todavia, dizer que, para o mesmo QDØ, os depósitos marinhos podem ser mais grosseiros que os fluviais.

Como veremos seguidamente (cf. fig. 14.7), existe uma correlação negativa entre a mediana e o QDØ, na generalidade dos depósitos estudados. Isto quer dizer que, quanto mais finos, mais bem calibrados são os depósitos. Por isso, o facto de os depósitos fluviais, com um valor mais alto da mediana (e, portanto, mais finos) terem o mesmo QDØ que certos depósitos marinhos mais grosseiros, demonstra que os depósitos fluviais estão, geralmente, mais mal calibrados do que os marinhos.

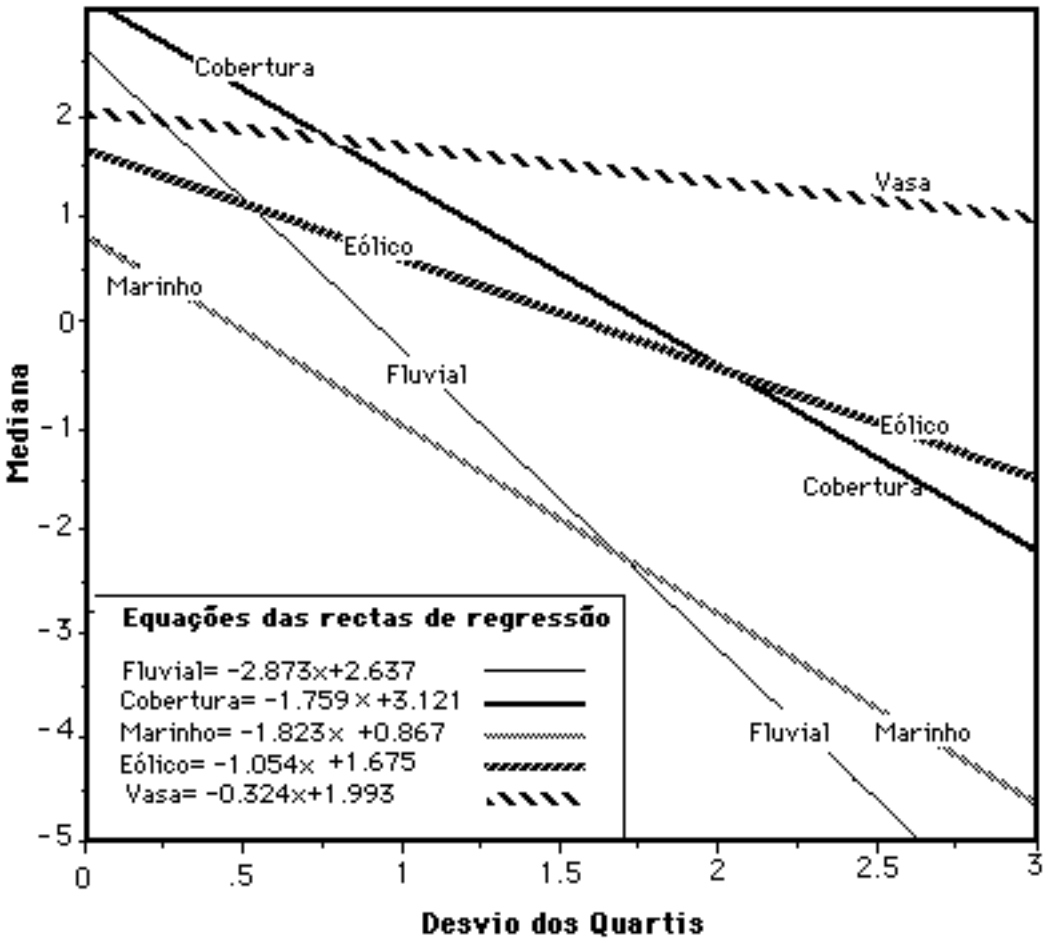


Fig. 11.7: Correlação entre a Mediana e o QDØ nos diferentes tipos de depósitos estudados

Na fig. 11.7 representámos as rectas de regressão correspondentes ao conjunto depósitos actuais+depósitos fósseis de origem presumivelmente fluvial, eólica e marinha, bem como a correlação existente entre as referidas variáveis para ocaso das vasas e da formação de cobertura.
Esta figura mostra uma correlação negativa entre os valores da mediana e do QDØ para todos os tipos de depósitos representados. Isto é: à medida que os valores da mediana baixam (o que corresponde a depósitos mais grosseiros), o valor de QDØ é mais elevado.

Existe, assim, uma tendência para que os depósitos mais finos sejam os mais bem calibrados (e vice-versa).
Verifica-se, todavia, que o declive das rectas de regressão é variável consoante os tipos de depósitos. O valor máximo corresponde aos depósitos fluviais. Seguem-se os depósitos marinhos, de cobertura, eólicos e vasosos, que apresentam uma correlação muito mais fraca.

Para averiguar a justeza dos critérios utilizados na identificação da origem dos depósitos fósseis separámos os dados referentes a depósitos actuais e os seus equivalentes fósseis e definiram-se os valores médios e extremos para cada um dos grupos considerados (fig. 11.8).

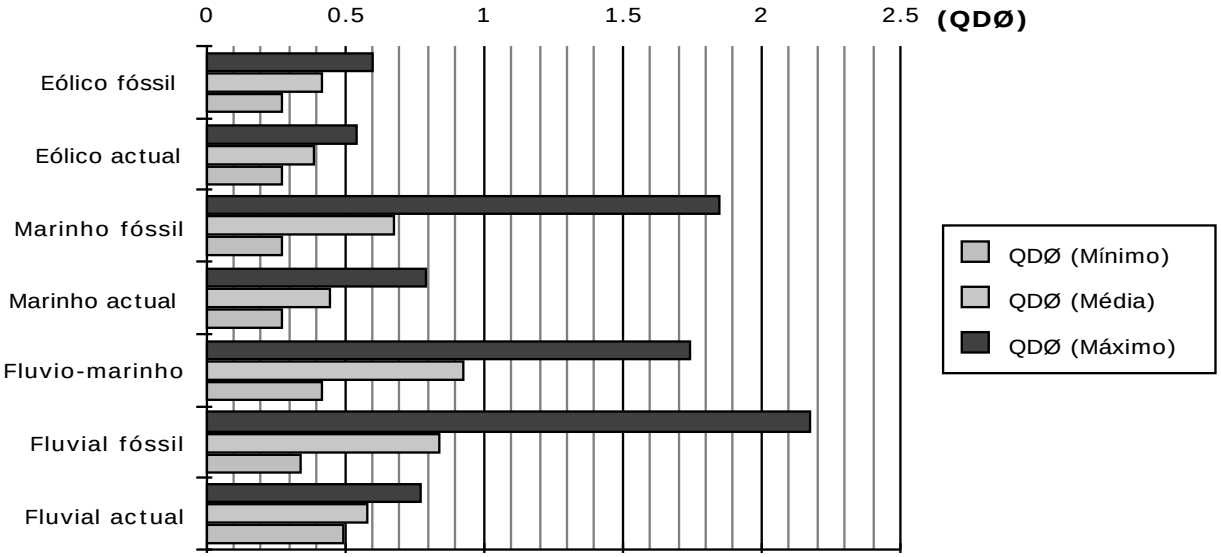


Fig. 11.8: Comparação entre os valores mínimos, médios e máximos do QDØ

Verifica-se que todos os depósitos actuais apresentam um QDØ menor que os depósitos fósseis. No que diz respeito às formações fluviais e marinhas, a grande diferença verificada resulta, em parte, da circunstância de as análises dos depósitos actuais terem sido realizadas em formações quase exclusivamente arenosas, enquanto que os depósitos fósseis seus equivalentes eram mais grosseiros. Ora, como vimos acima, dentro dos depósitos duma origem determinada, os mais finos são sempre mais bem calibrados.

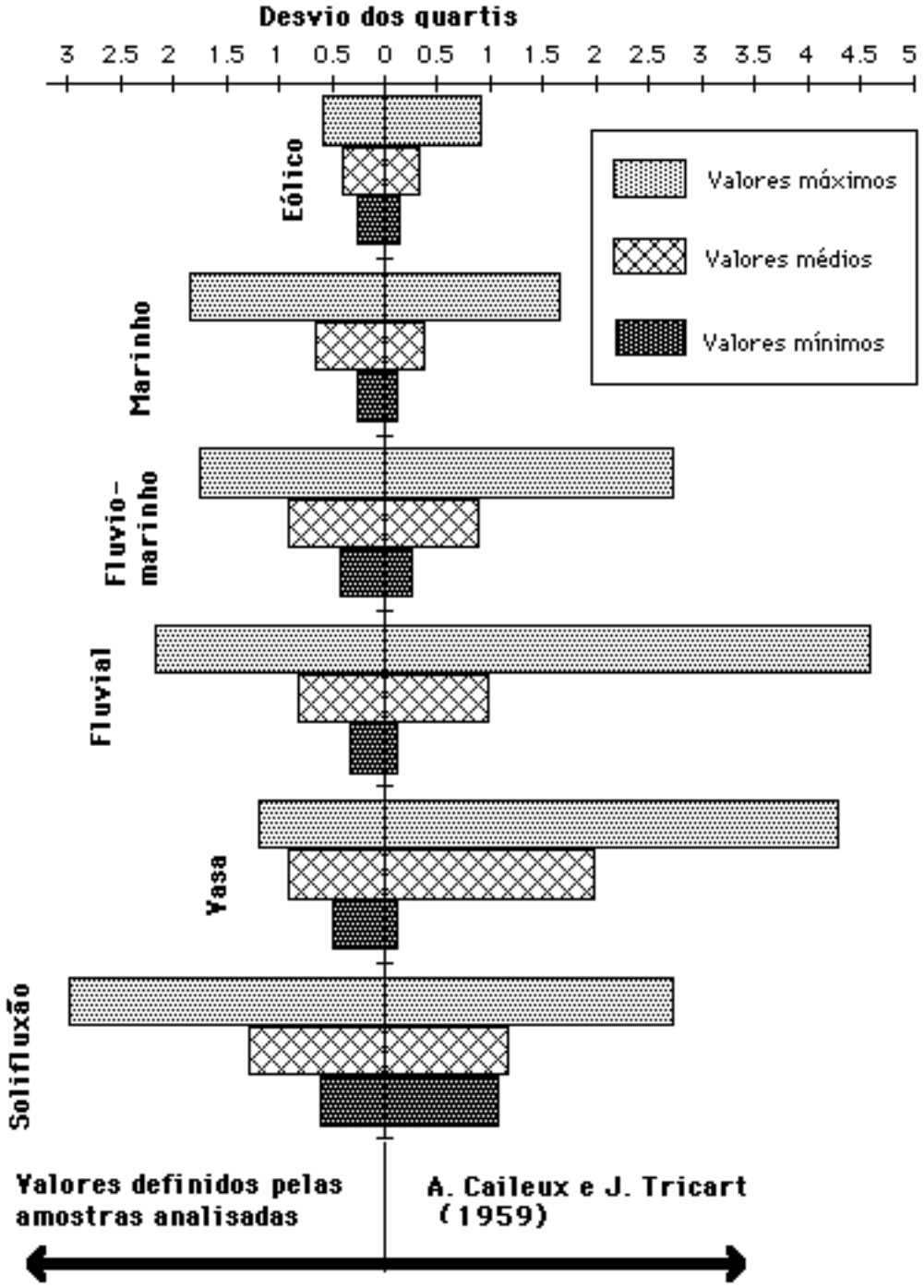


Fig. 11.9: Comparação entre os valores médios e extremos do QDØ apresentados em A. Cailleux e J. Tricart (1959) e os valores definidos através das análises efectuadas

Logo, será de esperar que os depósitos fósseis, integrando, no seu conjunto, amostras mais grosseiras, apresentem um QDØ mais alto.

Uma outra razão poderá ser decisiva nesse processo:

- Os depósitos fósseis, normalmente, apresentam uma certa percentagem de materiais finos, devidos à circulação das águas infiltradas, transportando partículas de origem pedológica em suspensão.

Quadro 11.I

Comparação entre os valores do QDØ publicados em A. Cailleux e J. Tricart (1959) e os que obtivemos com as nossas análises (valores entre parênteses)

	Mínimo	**Médio**	**Máximo**
Eólico	0.16 (0.28)	0.34 (0.42)	0.93 (0.6)
Mar.	0.13 (0.28)	0.39 (0.67)	1.66 (1.85)
F-M	0.28 (0.43)	0.89 (0.93)	2.73 (1.75)
Fluv.	0.12 (0.35)	1 (0.83)	4.6 (2.18)
Vasa	0.12 (0.50)	2 (0.93)	4.3 (1.2)
Solif.	1.08 (0.63)	1.17 (1.30)	2.73 (3)

Solif.: escoadas de solifluxão crio-nival (formação areno-pelítica de cobertura);
F-M: depósitos de estuário (e fluvio-marinhos).

Além disso, os processos de alteração de certos minerais e de rochas vulneráveis à meteorização (feldspatos, xistos) acabam por produzir uma certa quantidade de materiais finos, de tipo argiloso. O enriquecimento em materiais finos dum depósito que os não contivesse até então tem o efeito natural de aumentar o QDØ, por diminuir a calibragem do sedimento.

Em A. Cailleux e J. Tricart (1959) apresentam-se os valores médios e extremos do desvio dos quartis (QDØ) para vários tipos de formações. Pensamos que seria interessante comparar esses valores com os que calculámos para o conjunto "depósitos fósseis+actuais".

Os resultados obtidos com as amostras que analisámos estão representados graficamente na fig. 11.9.

Numa primeira análise global, pode dizer-se (quer segundo A. Cailleux e J. Tricart (1959), quer de acordo com os resultados que nós obtivemos) que os depósitos mais bem calibrados são os de origem eólica, seguindo-se os marinhos, os fluviais, as vasas e as formações solifluxivas (cobertura areno-pelítica).

Relativamente à comparação entre os nossos dados e os de A. Cailleux e J. Tricart (1959), parece-nos que eles são, geralmente, da mesma ordem de grandeza. Contudo, verificam-se algumas diferenças:

1 - Os nossos resultados apresentam máximos mais baixos e mínimos mais altos[60].

[60] A pouca variedade dos depósitos por nós estudados, restringidos naturalmente à área de trabalho, pode ter contribuído para produzir valores médios diferentes dos que foram obtidos noutros locais.
O facto de não termos feito a análise granulométrica da fracção fina reduz, naturalmente, o valor do QDØ, sobretudo no caso de a amostra ser rica em elementos finos (caso dos depósitos vasosos). Com efeito, sendo artificialmente restringida a gama de dimensões do sedimento, é natural que o desvio entre o 3º e o 1º quartil seja menor.

2 - Os depósitos marinhos[61] e solifluxivos apresentam valores médios para o QDØ mais elevados.

A fig. 11.9 atesta a variação dos valores médios do desvio dos quartis, de uns depósitos para os outros, o que comprova a relação estreita entre os valores da calibragem e o meio de transporte ou o processo de deposição dos sedimentos.

Assim, através destes valores, é possível afirmar, por exemplo, que um depósito com um QDØ baixo tem mais probabilidades de ser marinho ou eólico do que fluvial.

Porém, o interesse destes números é meramente indicativo, pois as oscilações dentro de cada tipo de sedimentos são muito grandes e, além disso, para um dado valor do QDØ há, geralmente, várias hipóteses a considerar, no que diz respeito à origem do depósito. Assim, apesar de todas as indicações úteis que a análise granulométrica nos forneceu, existem, como se pôde provar ao longo deste parágrafo e, sobretudo pela análise da fig. 11.7, muitas áreas de sobreposição entre os diferentes grupos de depósitos, cuja identificação poderá, nesses casos, ficar dependente de uma análise mais pormenorizada, de tipo granulométrico[62], ou de de outro tipo (nomeadamente morfoscópico, como veremos seguidamente).

11.4 - A análise morfoscópica. Génese dos diferentes aspectos de superfície dos grãos de quartzo

As análises morfoscópicas dos grãos de quartzo foram realizadas de acordo com os processos apresentados em A. Cailleux e J. Tricart (1959), e seguindo os critérios contidos em G. S. Carvalho (1966).

Utilizámos o seguinte processo de trabalho:
1 - Subtraíamos uma quantidade relativamente reduzida de material à fracção arenosa de dimensão inferior a 1mm e ≥0.5mm.
Uma rápida observação à vista desarmada, ou à lupa, definia se era ou não necessário lavar a amostra.
2 - Quando suja com partículas argilosas, a amostra era lavada com água. Quando impregnadas de materiais ferruginosos, as areias eram tratadas com ácido clorídrico diluído, a quente.

A separação dos grãos de quartzo dos de outros minerais nem sempre é muito fácil. Com a prática acabamos por distingui-los dos restos de conchas. Em caso de dúvida utilizávamos o ácido clorídrico, a frio, para identificar os elementos carbonatados[63].

---

[61] As duas amostras de depósitos marinhos com um QDØ mais elevado (1.85) foram recolhidas na base de cortes. Ora, nestes casos, elementos bastante grosseiros podem ficar retidos nas irregularidades do *bed-rock*, o que contribui de forma decisiva para que esses depósitos apresentem uma calibragem fraca.

[62] Frequentemente, a análise das curvas cumulativas permitiu identificar alguns depósitos sobre cuja origem a utilização exclusiva dos valores da mediana e do QDØ não davam indicações suficientes.

[63] Nas amostras da formação de cobertura, os grãos de quartzo apresentavam-se, normalmente, muito sujos. A lavagem com água era, geralmente, insuficiente. O uso de ácido clorídrico, a frio, revelou a existência de quantidades apreciáveis de carbonatos.

Quanto à distinção dos elementos de feldspato, na falta dos reagentes necessários utilizámos os seguintes critérios:
- Existência de superfícies de clivagem no feldspato;
- Maior opacidade deste;
- O seu carácter muitas vezes friável. Tratando-se de depósitos por vezes muito antigos, o feldspato, sujeito à meteorização, acaba por sofrer pelo menos um início de alteração, esfarelando-se quando comprimido com um instrumento metálico.

Começámos por observar mais de 60 grãos por cada amostra. Com a segurança que fomos adquirindo, o número de grãos analisados pôde ser reduzido, sobretudo quando havia uma homogeneidade tipológica que dava a garantia de os resultados serem estatisticamente correctos.
A. Cailleux e J. Tricart (1959) propõem que se faça a contagem de 33 grãos por cada fracção, o que permitiria efectuar um cálculo rápido de percentagens.
Achámos conveniente exceder esse número porque apenas fizemos a observação dos elementos de uma fracção e não de todos os calibres correspondentes às dimensões entre 0.3 e 1.7mm, como se recomenda no trabalho já citado[64].

Pareceu-nos que a morfoscopia poderia constituir um meio eficaz de diagnose dos meios de sedimentação. Por isso decidimos fazer a análise morfoscópica da totalidade das amostras estudadas. Esse desiderato seria muito difícil de atingir se efectuássemos a análise de todas as fracções preconizadas na obra citada.

Cada grão começou por ser classificado segundo a sua forma, nas seguintes categorias:

Muito Anguloso (MA); r = 0.1;
Anguloso (A); r = 0.2;
Sub-anguloso (SA); r = 0.3;
Arredondado (AR); r = 0.4;
Redondo (R); r = 0.6;
Muito redondo (MR); r = 0.85;
"r" = arredondamento médio de cada classe.

Esta classificação foi efectuada por comparação com o quadro utilizado por Shepard e Young (1964), publicado no trabalho de G. Soares de Carvalho (1966).

Logo de seguida o grão era classificado de acordo com o aspecto de superfície:

Esquiroloso (E);
Picotado (P);
Picotado-brilhante (PB);
Brilhante (B);
Fosco (F);
Sujo (S);

---

[64] Como acima dissemos, apenas tínhamos acesso a uma coluna de peneiros escalonada de 1 em 1Ø. Além disso, apenas dispúnhamos duma lupa com ampliação de 20X, o que tornava muito difícil a observação de grãos de dimensões inferiores a 0.5mm.

Cariado (C).

Os resultados da observação de cada grão eram registados numa ficha do tipo da que está reproduzida no artigo acima referido. Cada elemento é representado por um traço localizado no cruzamento duma linha (correspondente ao aspecto de superfície) com uma coluna (correspondente à sua forma).
Terminada a observação, era calculada a percentagem de grãos correspondentes a cada um dos tipos acima definidos.

Sabemos que se trata dum processo de análise um tanto subjectivo, sobretudo no que diz respeito à classificação do aspecto de superfície. Para ultrapassar esse inconveniente, elaborámos uma ficha com os critérios a utilizar, retirados de G. S. Carvalho (1966), que consultávamos sempre que necessário. Para a definição do arredondamento dos grãos observávamos, sempre que surgiam dúvidas, o quadro de Shepard e Young, comparando os contornos-padrão com os dos elementos a classificar.
Por vezes fizemos uma recapitulação dos critérios utilizados, revendo uma amostra e comparando a classificação que tínhamos realizado com aquela que faríamos nesse momento. Se necessário fazíamos um ajustamento de critérios.
Tentámos, assim, manter a maior uniformidade possível, para que a comparação entre amostras analisadas em momentos diferentes pudesse ser válida.

Quanto aos grãos intermédios, procurámos classificá-los de acordo com a característica mais notória, com excepção dos picotados-brilhantes, cuja frequência justifica que sejam considerados como uma categoria àparte.

Além disso, calculávamos o arredondamento médio (RM) dos grãos de areia.
Este é definido segundo a seguinte fórmula:

$$RM = \frac{\sum (rxn)}{N}$$

"r" = arredondamento médio de cada classe de arredondamento;
"n" = número de grãos de cada classe de arredondamento;
"N" = número total de grãos observados em cada amostra;
$\sum$ (rxn) = somatório do produto do número de grãos pelo arredondamento médio de cada classe.

Os valores do RM podem oscilar, teoricamente, entre 0.1 (amostra constituída apenas por grãos MA) e 0.85 (amostra constituída exclusivamente por grãos MR).

A fig. 11.10 representa os valores médios referentes à morfoscopia (aspecto de superfície e RM) dos depósitos actuais[65].

[65] Os respectivos dados estão representados no quadro 11.C (em anexo) que apresenta uma súmula dos dados fundamentais referentes à totalidade das amostras analisadas dentro de cada um dos tipos de depósitos considerados.
Os depósitos actuais e fósseis foram considerados separadamente.

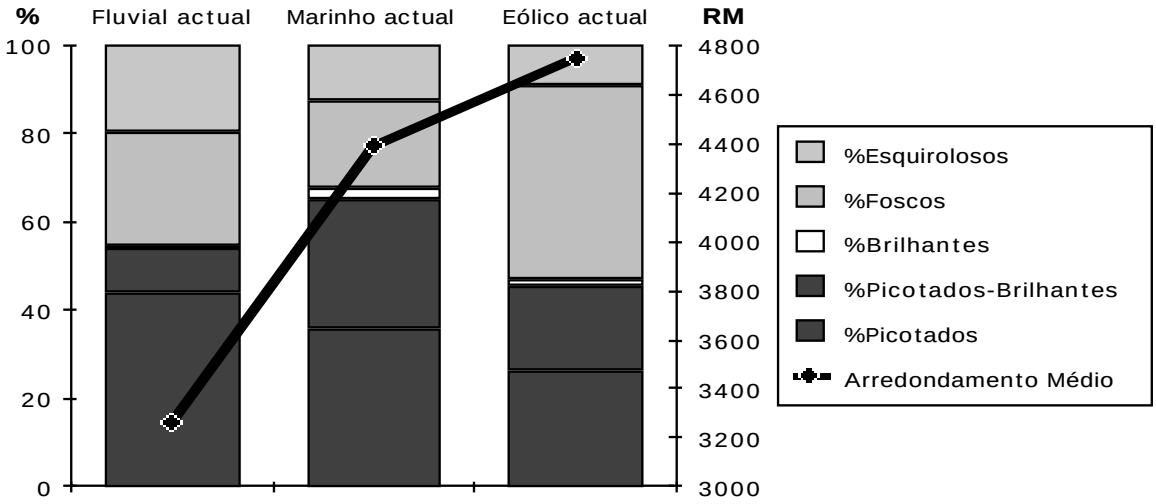


Fig. 11.10: Arredondamento médio e aspectos de superfície

Verifica-se que o RM[66] aumenta dos depósitos fluviais para os marinhos e destes para os eólicos. Simultaneamente diminuem as frequências de grãos P e E.
Os grãos F e P predominam, claramente nos depósitos eólicos.
Nos marinhos dominam os P e PB.
Quanto aos depósitos fluviais, predominam os grãos P e F, mas, ao contrário do que acontecia nos depósitos eólicos, nos fluviais a frequência de grãos P é superior à de F.
Qual a origem destes aspectos de superfície dos grãos de quartzo?

As superfícies **esquirolosas** correspondem às faces originais dos grãos de quartzo.
A percentagem de grãos esquirolosos atinge o máximo nos depósitos fluviais e diminui, progressivamente, nos depósitos marinhos e eólicos (cf. fig. 11.10).
Os grãos E seriam, em princípio, resultantes de processos de desagregação granular (em princípio sem intervenção de acções químicas). Além disso, estes grãos não teriam sofrido modificações posteriores significativas, o que significa, provavelmente, que não teriam sido sujeitos a uma forte usura mecânica ou química, quer na fase de transporte, quer no ambiente de deposição.

Os grãos **picotados**, existentes em todo o tipo de depósitos, mas dominantes nos fluviais, seriam devidos à dissolução de sílica à superfície do grão, o que provocaria as pequenas depressões que, observadas à lupa, produziriam um aspecto picotado.

A dissolução da superfície dos grãos torna-se mais relevante nas águas do mar porque estas, menos ricas em SiO2 que a dos rios, têm, por isso, uma maior capacidade para dissolver a sílica.

[66] Embora no texto os valores do RM sejam apresentados no seu verdadeiro valor (compreendido, teoricamente, entre 0.1 e 0.85), nos quadros em anexo e em algumas das figuras elaboradas a partir deles esse valor aparece multiplicado por 10.000, para evitar a existência de números decimais e, assim, facilitar a escrita, a leitura e a representação dos dados.

Esse facto explicaria o motivo pelo qual os grãos **picotados-brilhantes** e **brilhantes**, que correspondem a um processo mais intenso de dissolução de sílica, são mais frequentes nos depósitos marinhos do que nos fluviais.

As areias **foscas** existem, com frequências por vezes muito importantes, na maior parte dos depósitos estudados, seja qual fôr a sua origem.
A primitiva interpretação, segundo a qual o carácter fosco dos grãos eólicos se deveria ao choque entre eles, devido à acção do vento, está, actualmente, posta em causa (G. S. Carvalho, 1966).

Pensa-se, com efeito (P. H. Kuenen, 1960), que esse carácter fosco poderá ser originado, também, por processos de dissolução e de precipitação de sílica em volta do grão, que podem ter lugar ao longo do transporte fluvial.

Segundo o mesmo autor, pode haver, ainda, uma forma de despolimento mecânico-aquoso, provocado pelo transporte por água e visível, sobretudo, na parte proeminente dos grãos.
Estes motivos concorrem, decerto, para explicar a percentagem média de 25% de grãos foscos que existe nos depósitos fluviais actuais.

A dissolução e precipitação da sílica pode, também, ter lugar nos processos de alteração reinantes nos solos ("fosco pedológico").
Foi reconhecido que os grãos angulosos, produtos da meteorização "*in loco*" nas regiões quentes e húmidas, apresentam, igualmente, um aspecto fosco.

Este facto foi, do mesmo modo, reconhecido por nós.
Na análise da amostra 34 (quadro 11.A, fig. 14.10), que corresponde ao *bed-rock* granítico, profundamente alterado, encontramos 70% de grãos P, 30% de F, 7% de PB e um RM de 0.2777, o que mostra, a nosso ver, como os processos de alteração dos granitos podem produzir um certo arredondamento, por dissolução, nos grãos de quartzo. É curioso, também, verificar como os grãos P, F e mesmo PB podem ter origem em processos decorrentes da alteração das rochas.

Pensamos que processos de origem pedogenética poderão estar, igualmente, na origem de percentagens relativamente elevadas de grãos F em depósitos fósseis de origem não eólica. Essas percentagens atingem valores máximos de 95% e de 71%, respectivamente, em depósitos fluviais e marinhos fósseis (ver quadro 11.C).

Nos climas desérticos, as fortes amplitudes térmicas são responsáveis pela ocorrência de orvalho. Este dissolve o quartzo da superfície dos grãos. Quando a temperatura sobe, a água evapora-se e o quartzo precipita sob a forma de uma fina camada de opala (P. H. Kuenen, 1960, citado em G. S. Carvalho, 1966). Este processo, repetido muitas vezes, acabará por dar às areias um aspecto fosco ("fosco desértico").

A ocorrência de grãos simultaneamente foscos e bem arredondados nas amostras de depósitos eólicos fósseis explicar-se-á por acção mecânica, através do choque dos grãos uns contra os outros, ou será, antes, uma forma de "despolimento desértico" ou de "fosco pedológico"?

No trabalho acima referido, G. S. Carvalho (1966) afirma que não é possível tirar conclusões seguras. Com efeito, areias bem roladas, de grãos brilhantes, e de origem marinha, podem adquirir, posteriormente, um aspecto fosco de origem pedológica. Nesse caso é fácil confundi-las com areias eólicas.

A respectiva distinção poderá, eventualmente, fazer-se através da análise exoscópica, em que são feitas fotografias da superfície de cada grão, com uma grande ampliação, proporcionada pelo microscópio electrónico (L. Le Ribault, 1977).
Essa grande ampliação permite uma análise aprofundada da origem de cada grão individualmente considerado.
Contudo, como vimos acima, certos aspectos (nomeadamente o fosco) podem ter origens muito variadas. Assim, grãos com aspectos semelhantes, quando vistos à lupa, mas em que o carácter fosco tem origem diversa, podem estar misturados numa mesma amostra. Deste modo, torna-se difícil saber em que medida, através duma selecção feita a partir duma observação à lupa, os indivíduos escolhidos são representativos do conjunto da população.

Esta dificuldade poderia ser ultrapassada pela observação de um número maior de grãos. Porém, tratando-se de análises caras e demoradas, esse número nunca pode ser muito grande.

Apesar do que fica dito sobre a origem variada e os cuidados a ter com a interpretação dos grãos foscos, parece-nos significativa a elevada frequência de grãos foscos R e MR em depósitos fósseis de origem eólica clara. Esse facto levou-nos a utilizar, quando necessário, esse critério para a identificação de certos depósitos fósseis um tanto enigmáticos (ver cap. 16).

11.5 - A morfoscopia e o processo de identificação da origem dos depósitos

O estudo de formações fluviais, eólicas e marinhas actuais permitiu concluir que os processos que davam origem aos diversos aspectos de superfície, bem como os espectros morfoscópicos daí decorrentes, estavam longe de ser simples.

Todavia, no que diz respeito ao RM, os resultados parecem ser bastante conclusivos.
Na fig. 11.11 analisamos as diferenças entre os valores do RM para sedimentos actuais e para os seus equivalentes fósseis.

Os valores médios e extremos do RM são mais baixos nos depósitos fluviais (actuais e fósseis), sobem nos marinhos e atingem o máximo nos depósitos eólicos.
Esse facto poderá indiciar uma maior eficácia mecânica dos ambientes marinho e eólico no desgaste dos grãos. Mas não são de excluir, como vimos acima, acções de dissolução, contribuindo para aumentar o RM das areias marinhas.

Além disso, uma parte importante dessas areias correspondem a grãos já afeiçoados por acção fluvial. Como é sabido, o mar é um consumidor e não um produtor de areias (frase de Ferronière, citada em A. Guilcher, 1954, p. 54).

Assim, a maioria das areias das praias actuais não foram produzidas *in situ*, por acção marinha, mas resultam de areias afeiçoadas no interior dos continentes, por vários processos de meteorização e transportadas pelos rios até à linha de costa.
São essas areias, previamente roladas, que o mar vai retomar, conferindo-lhes um aspecto brilhante ou picotado-brilhante característico (cf. fig. 11.10).

Posteriormente, as areias marinhas podem ser transportadas pelo vento, passando a constituir sistemas de dunas litorais.

Em alguns casos, todavia, são as próprias dunas, em processo de erosão, que fornecem areias à praia. Isso acontece, nomeadamente, nas praias a sul de Esmoriz, em que as dunas se apresentam talhadas em arriba (cf. M. A. Araújo, 1986).

É muito provável que a transgressão flandriana tenha arrastado para as praias nossas contemporâneas areias de origem variada (nomeadamente eólica), existentes na plataforma em vias de submersão (J. Tricart, 1977). Essas areias previamente roladas adquiririam, em meio marinho, um aspecto picotado-brilhante ou brilhante característico, conservando ou intensificando o seu grau de arredondamento.

É, pois, natural que os depósitos marinhos apresentem um RM mais elevado que os fluviais.

Quanto aos depósitos eólicos litorais, é conhecida a sua origem a partir de areias da praia alta, previamente roladas. Daí resulta que o seu RM possa ser mais elevado do que o dos depósitos marinhos que lhes deram origem.
Por outro lado, alguns dos depósitos eólicos que encontramos hoje nas proximidades do litoral podem corresponder a sistemas dunares fósseis, formados em períodos frios do Quaternário, em que o fraco revestimento vegetal e a existência de ventos fortes teria permitido a existência de intensos fenómenos de eolização. Este facto seria responsável pelo elevado RM que essas amostras apresentam (cf. capítulo 16).

As diferenças verificadas entre os valores para sedimentos actuais e para os seus equivalentes fósseis são relativamente diminutas (fig. 11.11).

Contudo, pensamos que vale a pena analisá-las:
Os depósitos fluviais fósseis possuem um RM médio mais baixo do que os seus equivalentes actuais. Ora, os depósitos actuais estudados correspondem à parte terminal do rio Douro, onde podem fazer-se sentir influências marinhas.
Os depósitos fluviais fósseis poderão ter-se formado em circunstâncias diferentes. É possível que a rede de drenagem não estivesse organizada como actualmente[67]. Por outro lado, alguns deles poderão ter-se formado em fases regressivas em que a influência marinha era menos importante.

Os depósitos marinhos actuais e fósseis apresentam valores muito semelhantes entre si. Apenas se nota um ligeiro aumento no RM médio dos depósitos fósseis.

---

[67] Bastava, com efeito, que os cursos de água fossem mais curtos, ou que tivessem um regime torrencial, para que existisse uma menor capacidade para o desgaste dos grãos de quartzo.

Os depósitos eólicos fósseis possuem um RM bastante mais elevado que os actuais, o que poderá explicar-se pela existência de climas frios e secos, provavelmente durante o Würm, responsáveis por fenómenos de eolização mais intensos do que os existentes na actualidade, (Cf. G. S. Carvalho, 1982, 1983 e 1985).
O razoável poder de definição que, apesar de todas as complexidades apontadas, a análise morfoscópica revelou, levou-nos a atribuir-lhe um papel importante na identificação dos ambientes de formação dos depósitos.
Deste modo, o RM parece representar o grau de evolução de cada sedimento, o que nos permitiu, por vezes, despistar e interpretar certos casos anómalos, aparentemente devidos a heranças de formações pré-existentes.

Na fig. 11.12 estão representados os valores do RM para vários tipos de formações. Foram considerados conjuntamente os depósitos fósseis e actuais. Curiosamente, os depósitos solifluxivos, onde não seria de esperar um desgaste elevado, apresentam um RM mais alto que o dos depósitos fluviais.
Isso explica-se, naturalmente, pela herança de areias de formações eólicas ou marinhas pré-existentes.
O elevado RM das formações vasosas, um pouco superior ao dos próprios depósitos eólicos, explica-se pela contribuição de formações eólicas fósseis, onde, como vimos atrás, os valores do RM são máximos (fig. 11.11).

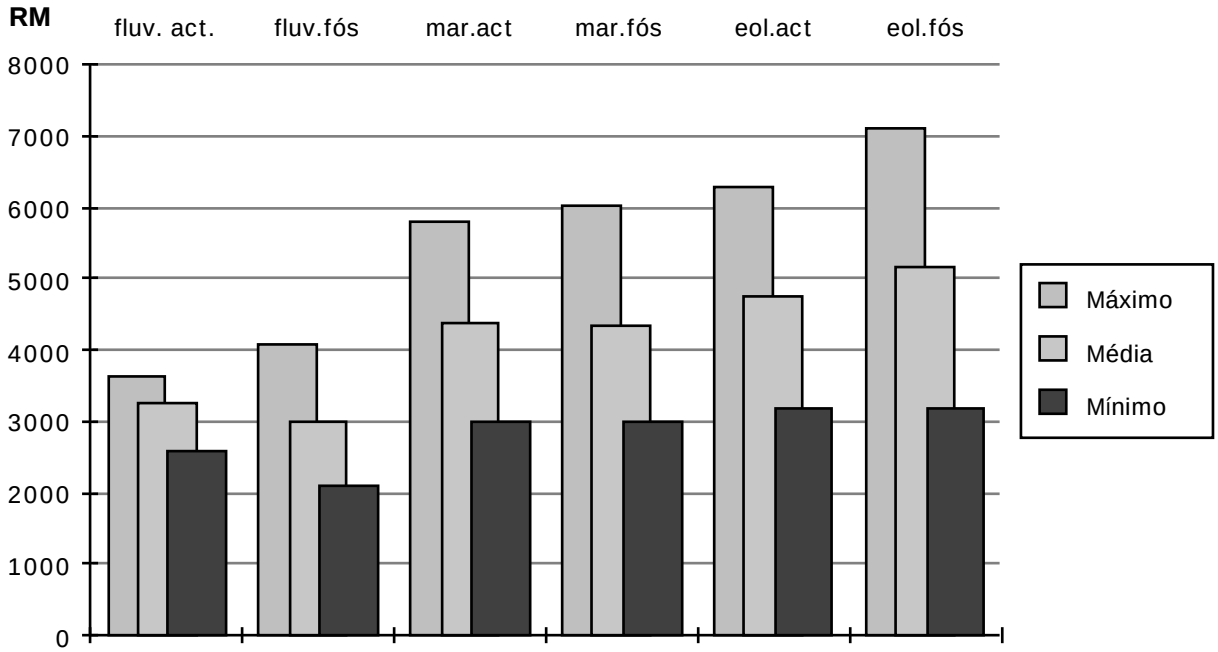


Fig. 11.11: Valores médios e extremos do RM nos depósitos actuais e fósseis

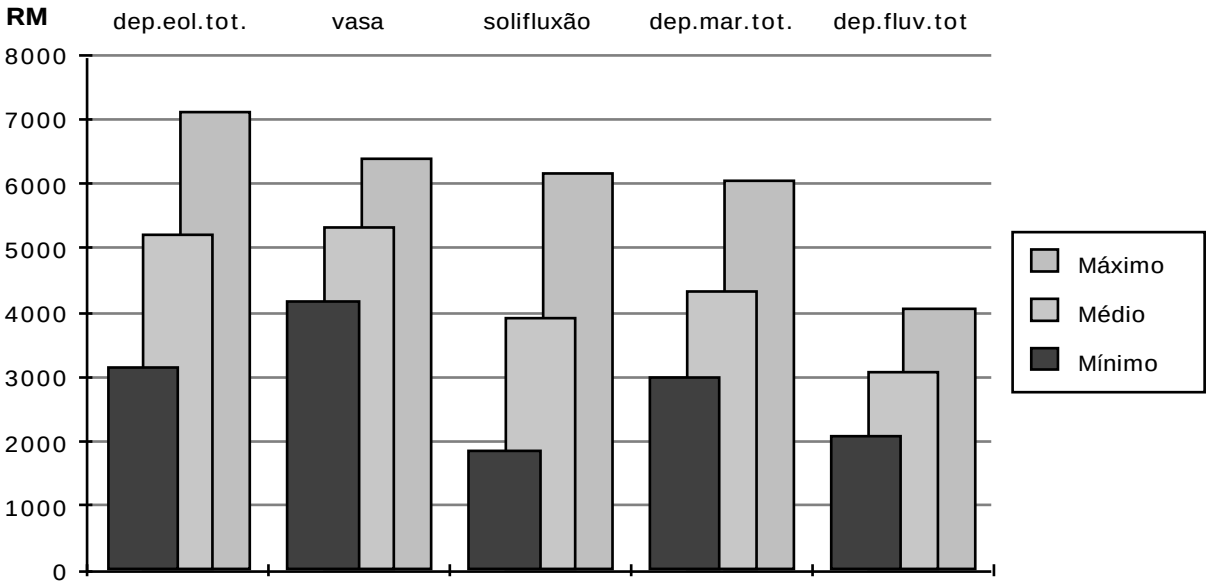


Fig. 11.12: Valores médios e extremos do RM para os diferentes grupos de depósitos considerados

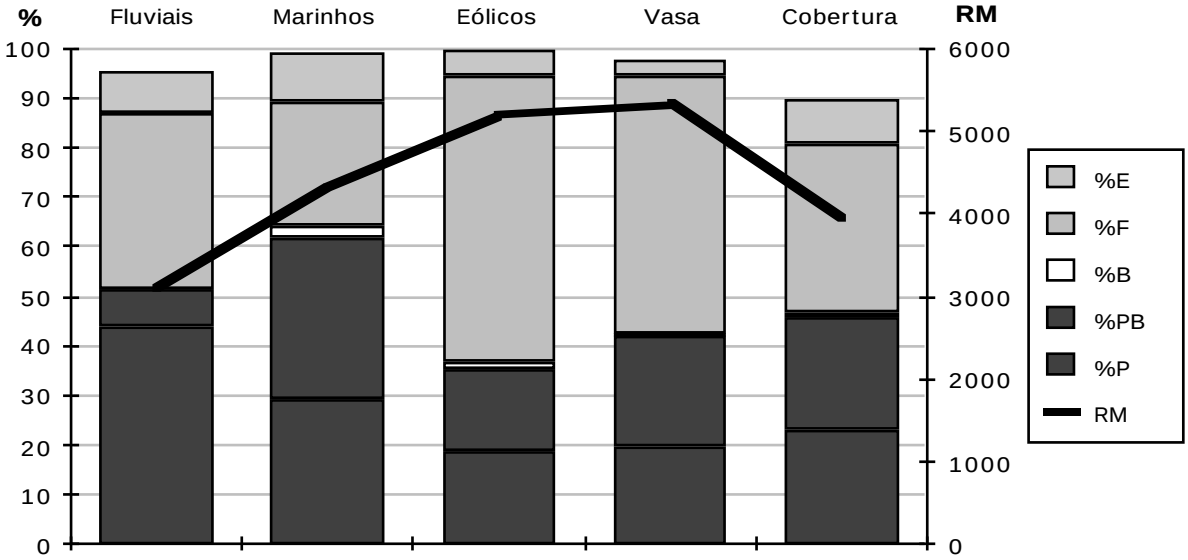


Fig. 11.13: RM e aspecto de superfície nos vários grupos de depósitos considerados (valores médios)

Na fig. 11.13 estão representadas as frequências médias[68] dos aspectos de superfície mais representativos, calculadas para cada tipo de formação.

[68] A questão dos tipos de grãos característicos de um dado tipo de depósito é, como vemos, bastante complexa. Além dos casos de herança de outro tipo de depósitos, que parecem ser mais a regra do que a excepção, o tempo e a intensidade com que um determinado conjunto de grãos sofreu a influência dum certo tipo de processos geomorfológicos pode interferir na determinação do respectivo espectro morfoscópico. Por isso, a identificação da origem de um certo tipo de areias apresenta, quase sempre, um

As percentagens de grãos cariados e sujos podem ser estimadas pelo espaço em branco existente até à ordenada dos 100%.
Este diagrama confirma algumas das hipóteses atrás levantadas.
Os grãos B são raros, aparecendo com maior frequência nos depósitos marinhos e eólicos (herança das praias, sua fonte privilegiada de abastecimento).
Os grãos P predominam nos depósitos fluviais. A sua existência poderá explicar-se por uma dissolução moderada da sílica (águas com um ligeiro *deficit* em SiO2)
Os grãos PB têm uma distribuição semelhante à dos B. Predominam nas formações marinhas e são frequentes nas que lhes herdaram as areias (vasas litorais, formação de cobertura, dunas litorais).
Os grãos F são bastante frequentes em todas as formações, o que demonstra que há várias origens possíveis para o aspecto fosco. Todavia, eles apresentam os máximos de frequência nos depósitos eólicos e nas vasas. Curiosamente, parece haver uma certa relação entre a percentagem de grãos foscos e o valor médio para o RM dos depósitos. Ora, dum modo geral, há um aumento da percentagem média de grãos foscos quando se passa de depósitos actuais para os seus equivalentes fósseis. Esse aumento é de 10% nos depósitos fluviais e de 6% nos marinhos. No caso dos eólicos a diferença ultrapassa os 25%, mas, como vimos acima, deve relacionar-se, em boa parte, com uma maior intensidade dos fenómenos de eolização (fosco eólico e/ou desértico), dependentes dum clima mais frio e seco do que o actual.
Pensamos que este aumento geral da frequência de grãos foscos nos depósitos fósseis poderá explicar-se pela existência dum "fosco pedológico". Este estaria dependente da intensidade e/ou do tempo de actuação dos fenómenos de alteração post-deposicional.
Pelo contrário, a percentagem de grãos picotados e esquirolosos tem um desenvolvimento contrário ao da curva do RM. Assim, os grãos P e E parecem relacionar-se com fracos índices de rolamento.

Em síntese:

A análise granulométrica ofereceu-nos algumas pistas para a interpretação da origem dos depósitos. Todavia, verificámos que existem muitas sobreposições entre áreas correpondentes a depósitos diferentes. A análise granulométrica está longe de ser suficiente.
A análise morfoscópica revelou mais potencialidades: com efeito, verificámos que existe uma notável relação entre certos aspectos de superfície e a origem presumível dos depósitos. Mais do que isso, o arredondamento médio dos grãos de areia permitiu ter uma ideia aproximada do grau de evolução das respectivas areias.
A conciliação destes dois processos permitiu, não só individualizar depósitos de diferentes origens, como também identificar casos herança de formações anteriores,

---

grande grau de incerteza. Trata-se, no fundo, de uma questão que deve ser encarada segundo uma perspectiva estatística.
Assim, todas as afirmações feitas a esse respeito, neste capítulo e nos seguintes, devem ser compreendidas como hipóteses de trabalho, baseadas em critérios analógicos.
Isto é: se num dado tipo de depósito predomina um determinado tipo de grãos, existe alguma probabilidade de que as areias do mesmo tipo, quando se encontram num outro tipo de depósito, possam representar uma herança do depósito em que elas são predominantes.
Todavia, para a identificação das areias típicas duma certa categoria de depósitos, não basta a indicação do respectivo aspecto de superfície. É necessário complementá-la com o grau de arredondamento que a eles se associa. Assim, o que caracteriza os depósitos eólicos é a existência de grãos simultaneamente redondos e foscos.

quando encontrávamos depósitos contendo uma mistura de areias de diversas proveniências.

Todavia, estes processos pouco ou nada nos puderam dizer àcerca de uma questão fundamental que é a necessidade de elaborar uma hipótese de escalonamento cronostratigráfico dos depósitos.
Para obter algumas pistas nesse domínio, tivemos que realizar análises de outro tipo, que serão objecto do próximo capítulo.

Capítulo 12 - Mineralogia da fracção fina e análise dos minerais pesados

Nos capítulos 9 e 10 apresentámos algumas das dificuldades que se colocam na atribuição de uma cronologia relativa para os depósitos do final do Cenozóico.
Vimos no capítulo 9 que uma das hipóteses para o estabelecimento da estratigrafia daqueles depósitos se apoia na climatoestratigrafia.

O estudo da composição mineralógica da fracção fina tem sido bastante utilizado, para obter indicações paleoclimáticas, pelos geomorfólogos que trabalham em Portugal (H. Nonn 1967, S. Daveau 1969-b, 1973, 1985; A. B. Ferreira, 1978, etc).

Tentámos, por isso, utilizar a composição mineralógica da fracção fina como uma pista para definir conjuntos de depósitos, cujas afinidades pudessem indicar uma formação em condições ou em momentos próximos.

Das amostras seleccionadas foi enviada para a D-G. G. M.[69] a fracção fina, resultante de lavagem e decantação (cf. capítulo 11).

Esta foi tratada de molde a permitir estabelecer, por difractometria de Raios X, a frequência aproximada de cada um dos minerais existentes na amostra.
De todas as amostras enviadas foi realizado um estudo do material integral. De algumas delas (cerca de metade) fez-se, também, a análise das partículas de dimensões inferiores a 2μ, dimensões essas em que se encontram a maior parte dos minerais argilosos (G. Millot, 1964).

Foi também determinado o grau de cristalinidade de cada mineral, classificado como Fraco, Mediano, Bom e Muito Bom.

Os elementos teóricos de base que utilizámos na tentativa de interpretação da composição mineralógica da fracção fina dos sedimentos foram, essencialmente, recolhidos em L. Lucas (1962) e G. Millot (1964). Além disso, consultámos:

- G. Müller (1967), A. J. R. Lapa (1967), A. M. G. Carvalho (1967), C. Mankin (1970), H. Paquet & G. Millot (1972).

---

[69] Pudemos dispor da ajuda, que muito agradecemos, dos Drs. A. Casal Moura e J. M. Grade, da Direcção-Geral de Geologia e Minas, que nos facilitaram a realização de análises de composição mineralógica da fracção fina nos Laboratórios da referida instituição.
Atendendo ao tempo que uma análise deste tipo demora a realizar, e para sobrecarregar o menos possível o laboratório da D.-G. G. M., tivemos que seleccionar criteriosamente as amostras a tratar. Escolhemos as que nos pareceram representativas dos diversos tipos de depósitos encontrados na área ou susceptíveis de esclarecer os problemas com que nos debatíamos.

A interpretação da composição mineralógica das argilas existentes numa determinada amostra é uma tarefa complexa, para a qual é necessário entrar em linha de conta com uma série de factores (rocha inicial, clima, situação topográfica, ambiente de sedimentação e respectivo PH, tempo de evolução, acções diagenéticas, etc).
Tentaremos fazer uma apresentação sintética de alguns desses factores, referindo, essencialmente, o papel do clima.

Finalmente, dispondo dos elementos teóricos necessários para a interpretação da composição mineralógica da fracção fina das amostras, tentaremos extrair algumas conclusões desses resultados e utilizá-los como pistas para a definição de grupos dentro do conjunto estudado.

Embora tendo revelado menos interesse do que a análise das argilas, o estudo dos minerais pesados, para o qual procurámos selecionar amostras já estudadas sob o ponto de vista dos minerais argilosos, permitiu-nos extrair algumas conclusões que poderão confirmar ou infirmar as que foram sugeridas pelo estudo das argilas e, assim, torná-las mais seguras.

12.1 - Hidrólise dos silicatos

Os minerais de argila são silicatos de alumínio caracterizados por uma estrutura em que se associam tetraedros de sílica e octedros de alumina, associados em camadas (textura filitosa, que corresponde à maioria dos minerais de argila) ou alongados apenas numa direcção (textura fibrosa: sepiolite e atapulgite).
Enquanto que a caulinite é formada pela associação de um folheto tetraédrico e de um octaédrico, os restantes minerais de argila possuem uma camada tetraédrica rodeada por duas octaédricas [70](J. Lucas, 1962).

Os espaços situados entre as diferentes camadas podem estar vazios (caulinite), ou preenchidos por água ou diversos iões metálicos.
Assim, no caso da montmorilonite, os espaços interfoliares estão preenchidos por água.
A vermiculite apresenta catiões e água, nos espaços situados entre os diferentes folhetos.
No caso da clorite, nos espaços interfoliares existe brucite (hidróxido de magnésio).
Na moscovite é o potássio que ocupa esses espaços.
A ilite, por sua vez, é um mineral micáceo de dimensão argilosa, possuindo menos alumínio e menos potássio que a moscovite.

---

[70] O estudo realizado através de raios X permitiu verificar que cada mineral de argila apresenta uma composição química e uma espessura da malha elementar (medida em angstroms, "Å") característicos.
Assim, o folheto elementar da caulinite possui uma espessura de 7Å (J. Lucas, 1962).
Na moscovite, a espessura da malha cristalina, constituída por 2 folhetos elementares (10 Å cada) é de 20Å.
Na clorite, cada folheto tem uma espessura de 14Å, o que dá 28Å para a malha cristalina.
A montmorilonite pode apresentar uma ou duas camadas de água entre os folhetos, correspondendo-lhe, respectivamente, uma espessura de 12 ou de 14Å.
No caso da vermiculite, a espessura da malha unitária varia entre 10 e 14Å, consoante os catiões situados entre os folhetos.
Os interestratificados são minerais em que coexistem folhetos de natureza diferente. Estes podem ser de ilite, clorite, montmorilonite e vermiculite. Resultam daí, pelo menos, seis combinações diferentes.

Quando um mineral silicatado é posto em contacto com a água, os iões H+ podem penetrar na estrutura do cristal e estabelecer ligações com o oxigénio. Este processo liberta os iões metálicos (por exemplo, o sódio quando o mineral a atacar é a albite), que saem do cristal e podem ser lexivizados.
Este fenómeno contribui para deteriorar e abrir a rede cristalina, facilitando a penetração e o contacto da água com uma superfície mais extensa, o que acelera a hidrólise.
Por isso, quanto mais rico em catiões for um determinado mineral, mais vulnerável ele será às acções da hidrólise.
A agitação das partículas, que aumenta com a temperatura, facilita a renovação dos iões H+ junto da superfície do cristal e, simultaneamente, a evacuação dos catiões (G. Millot, 1964).

Os primeiros iões a serem libertados são os de Na, K e Ca, que possuem um baixo potencial iónico[71].

Mas, para alterar um silicato, é necessário atacar, também, os tetraedros e os octaedros que contêm os iões de Si e Al.
Experiências feitas com a ortóclase permitem concluir que, em meio ácido, se liberta mais alumina do que sílica.
Num meio neutro, predomina a lexivização da sílica.
Em meios alcalinos, as quantidades de sílica e alumina evacuadas são equivalentes.
Como a solubilidade da alumina só é superior à da sílica em meios francamente ácidos, existe uma certa tendência para que os alteritos se vão enriquecendo em alumina.

12.2 - Conceitos de herança, rejuvenescimento, degradação, agradação e neoformação dos minerais de argila

J. Lucas, no seu trabalho sobre as argilas do Triássico (1962), define os conceitos de herança, rejuvenescimento, transformação (agradação e degradação) e neoformação.
O esquema da fig. 12.1, extraído da obra supracitada (p. 163) ilustra, de modo sintético, estes conceitos.

[71] Os elementos com um potencial iónico mais baixo conservam-se em solução mesmo com fortes valores de PH (Na, K, Ca, Mg)

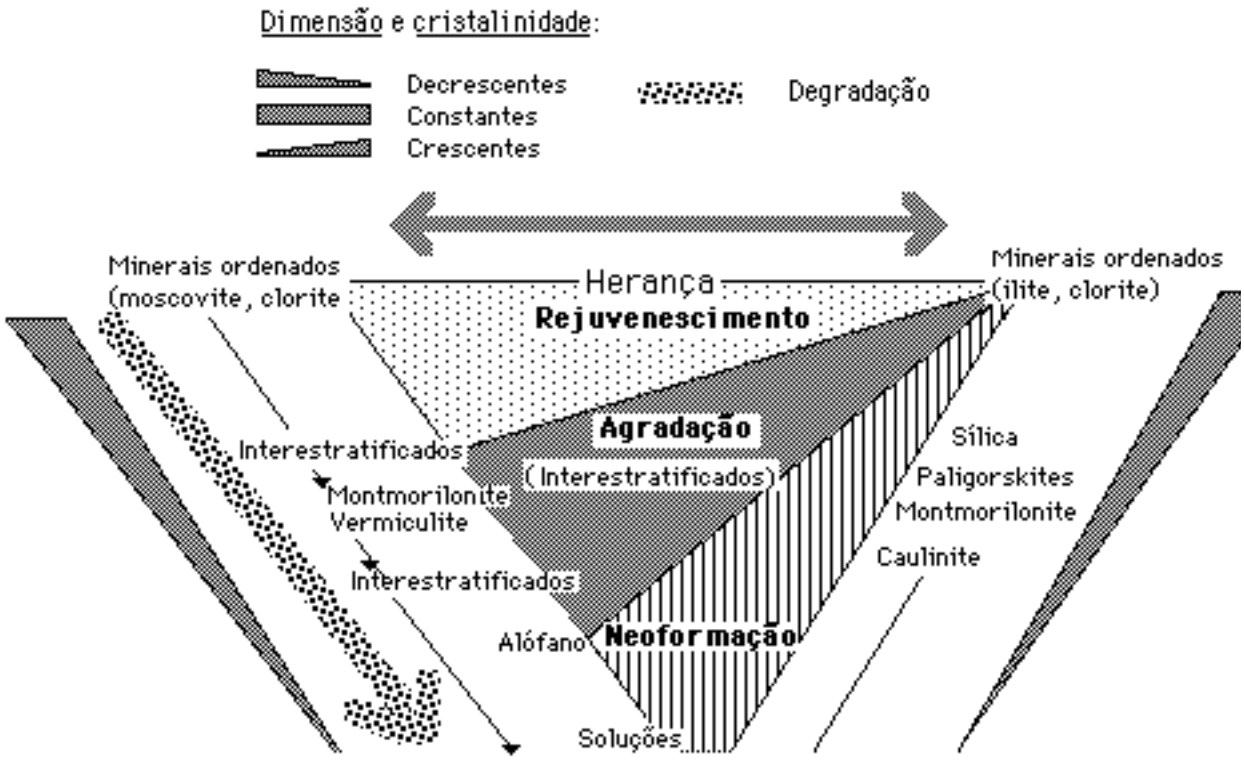


Fig. 12.1: Mecanismos de evolução dos minerais argilosos na hidrosfera (adaptado de J. Lucas, 1962, p. 163)

As ideias de rejuvenescimento e de transformação apresentadas nesse esquema são comprovadas através do exemplo da sedimentação triássica no Jura.
Esta é essencialmente ilítica no bordo da bacia, aparecendo depois, quando se caminha para o centro da bacia, os interestratificados (clorite-montmorilonite) juntamente com uma ilite mais bem cristalizada. No centro da bacia, onde a concentração dos iões é maior, predomina a clorite.
Segundo J. Lucas isso resulta dum processo de rejuvenescimento da ilite, que retirou do meio os iões K, que havia perdido por degradação de origem pedogenética. Por sua vez, os interestratificados recuperaram os iões Mg que haviam perdido, originando, por agradação (transformação positiva realizada no estado sólido), a clorite.

O processo de agradação, muito frequente nas bacias de sedimentação é, deste modo, simétrico da degradação, predominante na pedogénese, em que os minerais perdem uma parte dos iões que os constituem.

Os fenómenos de transformação realizam-se no estado sólido, com a manutenção do essencial da disposição primitiva dos folhetos. As mudanças verificam-se relativamente à composição dos iões existentes entre os folhetos elementares, o que acarreta algumas modificações na respectiva espessura.

Quando a degradação dos silicatos é muito acentuada, eles deixam de estar cristalizados, passando a uma situação coloidal ou mesmo a uma solução verdadeira.
A partir daí, os respectivos elementos podem recombinar-se, dando origem a novos minerais por neoformação. É o caso da caulinite.
Com efeito, ao contrário das teorias que defendiam a formação da caulinite a partir da "caulinização" dos feldspatos, G. Millot (1966) afirma que este mineral é originado por neoformação.
Assim, em condições de hidrólise intensa e de boa drenagem, que permita a evacuação dos produtos da hidrólise, os respectivos produtos residuais (sílica e alumina), recombinando-se, dão origem à caulinite.

12.3 - A influência do clima e da situação tectónica na pedogénese.

Nos climas em que as baixas temperaturas ou a falta de humidade não permitem a existência de vegetação, a meteorização tem um carácter essencialmente mecânico. Por conseguinte, os solos não podem desenvolver-se.
Acontece o mesmo quando os fenómenos orogénicos e/ou erosivos[72] são intensos ou muito recentes. Nessas situações não há tempo para se chegarem a formar solos evoluídos.

Em ambos os casos, os produtos que chegam às zonas de sedimentação estão muito próximos da rocha mãe. As argilas existentes corresponderão, essencialmente, a uma herança de formações pré-existentes.

A pedogénese nos climas de tipo atlântico

Nos climas húmidos, de tipo atlântico e em situações de estabilidade tectónica, podem produzir-se, por lexivização e neoformação de origem pedogenética, alterações mais ou menos profundas na composição e estrutura da rocha-mãe.

A fragmentação prévia das rochas e dos minerais facilita o respectivo ataque químico, aumentando a superfície em contacto com a água e com os iões agressivos nela incorporados.
A desagregação mecânica pode ser devida a fenómenos como a termoclastia ou crioclastia. Em muitos casos, a existência dum clima frio, no Würm, permitindo essa desagregação prévia, pode ter contribuído, de modo decisivo, para intensificar os processos de hidrólise.
Por dissolução dos catiões situados entre os folhetos, a clorite dá origem a um interestratificado clorite-vermiculite, que, finalmente, se converte em vermiculite (G. Millot, 1964).
Algo de semelhante se passa com a ilite, embora com algum atraso, porque os minerais magnesianos são mais vulneráveis à alteração que os potássicos.

Assim, teremos (G. Millot, 1964):

clorite » clorite-vermiculite » vermiculite » ilite » ilite-vermiculite » vermiculite

Por sua vez, partindo da vermiculite, teremos:

---

[72] Empregamos aqui erosão num sentido lato, englobando ablação+sedimentação.

vermiculite » vermiculite-montmorilonite » montmorilonite

Verifica-se, assim, que há uma degradação dos minerais (cf. fig. 12.1), partindo-se de estruturas cristalinas bem definidas, ricas em catiões, para estruturas em que esses elementos foram substituídos por água, passando por uma série de fases de transição.
A água existente entre os folhetos silico-aluminosos da montmorilonite diminui a coerência da rede cristalina, tornando-a susceptível de assumir estruturas ainda menos organizadas, que podem chegar até ao estado de sílica coloidal (cf. fig. 12.1).

É curioso verificar que, realizando difractogramas de diferentes horizontes de solos, se verifica um aumento muito nítido da intensidade dos picos para as zonas mais profundas. À superfície, esses picos são muito menos nítidos, o que parece relacionar-se com uma menor cristalinidade dos minerais argilosos (J. Lucas, 1962).
Esse fenómeno pode explicar-se, justamente, por uma degradação dos minerais, provocada por lexivização superficial.

Nos solos das regiões com clima temperado marítimo, a caulinite, embora esteja, por vezes, presente, aparece com frequências relativamente baixas, da ordem dos 10% (G. Millot, 1964, p. 127).
Predominam a ilite, a clorite, os interestratificados e a montmorilonite. As frequências variam muito, quer entre os diversos tipos de solo, quer de uns horizontes para os outros.

Pedogénese e solos das regiões de clima mediterrânico e sub-árido

Muitas regiões de clima mediterrânico são caracterizadas pela existência de solos vermelhos. Estes representam, na maior parte dos casos, uma herança de situações climáticas do passado, parecendo ligar-se a períodos mais húmidos (solos ferruginosos das regiões subtropicais) do Quaternário e do Pliocénico (G. Millot, 1964).

Em H. Paquet & G. Millot (1972) é apresentada uma panorâmica da evolução pedogenética em diferentes condições de precipitação, dentro do domínio mediterrânico.

Em solos com boa drenagem e precipitação média anual superior a 800mm, a ilite e a clorite transformam-se em vermiculite por um processo de degradação, análogo ao referido a propósito do clima atlântico.

Se a precipitação diminui (cerca de 500mm de pp.m.a.), a drenagem torna-se deficiente e a sílica é fixada pelos minerais argilosos, ao mesmo tempo que os catiões são lexivizados. É um processo misto, de degradação/agradação.
A clorite e ilite são transformadas em interestratificados do tipo ilite-montmorilonite.

Em regiões semiáridas, as soluções formadas no período das chuvas concentram-se na época seca. Esse facto permite aos iões penetrar nas estruturas cristalinas, cuja cristalinidade aumenta, dando origem a minerais do tipo da ilite. Trata-se dum fenómeno de transformação por agradação.

Nas depressões mal drenadas das regiões semiáridas (500-300mm pp.m.a), o processo acima descrito é intensificado. As soluções formadas no período húmido são fortemente concentradas na época seca. Estas condições conduzem à neoformação de montmorilonite, sobretudo a partir de rochas ricas em elementos alcalino-terrosos.

Na depressões com uma precipitação inferior a 300mm, ricas em crostas calcárias, dá-se a neoformação de atapulgite. Quando a precipitação aumenta, ela transforma-se em montmorilonite.

Em suma: "o ambiente lexivizante das zonas altas induz a transformação dos silicatos por subtracção ou degradação. Pelo contrário, nas depressões, para onde são transportados os iões originados pela hidrólise das terras altas, e onde o ambiente é de confinamento, os silicatos evoluem por adição: os mecanismos são a agradação e neoformação" (H. Paquet e G. Millot, 1972).
Nos solos vermelhos mediterrânicos a ilite é o mineral mais comum. "A caulinite pode estar presente, nos solos mais evoluídos, mas é, naturalmente, necessário determinar a composição das rochas mães, para verificar se essa caulinite é realmente de neoformação, ou apenas herdada" (G. Millot, 1964).

Solos ferruginosos das regiões subtropicais

Dum modo geral, poderemos dizer que a faixa onde se encontram os solos ferruginosos se situa a uma latitude inferior à do domínio mediterrâneo e superior à da zona tropical húmida.
Assim, as temperaturas médias oscilam à volta dos 20ºC. A precipitação oscila entre 750mm e 1200mm.
Consequentemente, estes solos apresentam uma evolução intermédia entre os solos das regiões temperadas e os da zona tropical húmida (G. Millot, 1964).

Com efeito, nestas regiões, a hidrólise é suficientemente intensa para alterar as plagióclases e para libertar os sesquióxidos de ferro, a partir dos minerais ferromagnesianos. Porém, a quantidade de matéria orgânica é insuficiente para permitir a lexivização do ferro. Assim, este impregna todo o perfil do solo.
Na estação seca, que é bem marcada, os complexos ferro-silícicos são destruídos. Os óxidos de ferro cristalizam e a rubefacção torna-se estável (G. Millot, 1964).

A intensidade da hidrólise está dependente da temperatura e da duração e intensidade das chuvas. Por sua vez, a rubefacção depende da duração da estação seca. Assim, das várias combinações destes elementos climáticos poderão resultar situações diversificadas.

A respeito dos "solos ferruginosos de clima quente", G. Millot (1964) afirma que "a ilite, a montmorilonite e a caulinite se encontram em proporções variáveis, conforme os casos, não se podendo falar duma presença exclusiva da caulinite (...) A fracção argilosa destes solos contém, geralmente, minerais silicatados intactos: feldspatos, micas, clorites. Estamos longe da lateritização, que destrói as redes dos feldspatos".

Pedogénese nas regiões tropicais.

Num clima suficientemente húmido para permitir uma boa drenagem, com a consequente exportação dos catiões já dissolvidos e renovação dos iões H+, e suficientemente quente para facilitar a mobilidade dos diferentes iões, a hidrólise dos silicatos é muito intensa. Para isso contribui a existência de uma cobertura vegetal abundante que, através da sua actividade biológica, ou por decomposição, produz CO2 e ácidos orgânicos, aumentando o número de iões H+ e, desta maneira, a agressividade das soluções em contacto com a rocha.
Deste modo o Na, K, Ca, Mg são dissolvidos e lexivizados.

Os próprios elementos de potencial iónico médio (Al, Fe e Si) podem ser mobilizados e, em parte, lexivizados, quando, por evacuação dos catiões, a alcalinidade do meio se torna relativamente baixa.

Porém, a mobilidade do ferro, da sílica e da alumina nunca são tão grandes como a dos elementos de baixo potencial iónico. Assim, parte deles ficam retidos no solo.
Deste modo, a sílica e a alumina residuais combinam-se, dando origem à caulinite, por um processo de neoformação.
O óxido de ferro, geralmente hidratado e cristalizado sob a forma de goetite (hidróxido de ferro), bem como a gibsite (hidróxido de alumínio), também fazem parte dos solos ferralíticos (G. S. Carvalho, 1968).

O encouraçamento[73] é um fenómeno que ocorre com bastante frequência nas regiões tropicais.
Contudo, as couraças não se encontram em todos os solos ferralíticos, mas apenas nas situações em que há condições especiais que permitem a acumulação de ferro[74].

O ferro pode aparecer sob duas formas diferentes: ferroso e férrico. O primeiro é amplamente solúvel nas condições de PH dos solos tropicais, sobretudo quando associado a matéria orgânica, que tem um papel redutor.
Por seu lado, o Fe férrico é praticamente insolúvel.

---

[73] Embora as couraças ferruginosas que encontrámos estejam, provavelmente, relacionadas com climas de tipo tropical, podem formar-se acumulações de ferro de origem pedogenética, nomeadamente no horizonte B dos solos podzólicos, o que corresponde a uma situação de clima temperado a frio (cf capítulo 16).

[74] Além da migração descendente, que concentra os sesquióxidos de ferro e a alumina no horizonte de acumulação do solo, existe uma migração lateral dentro das toalhas freáticas. Estas estão carregadas de ferro solúvel, que pode precipitar, sob a forma de hidróxido férrico, numa zona permeável e oxigenada do solo, ou numa depressão situada na base das vertentes.
Assim, segundo J. Demangeot (1976), podemos considerar dois tipos essenciais de couraças:
1 - De acumulação relativa, que se situam no alto das vertentes e correspondem a um processo de enriquecimento do solo em produtos pouco solúveis (Al e Fe), obtido à custa do respectivo empobrecimento em bases e em sílica;
2 - De acumulação absoluta, que se localizam na base das vertentes e resultam de uma consolidação, durante o período seco, do Fe.

Assim, a oxidação do ferro ferroso, dando origem à variedade insolúvel, determina a sua imobilização. Por isso, a presença de matéria orgânica e as condições de arejamento do solo têm um papel de grande relevo na formação da couraças.
Com efeito, estas aparecem, de preferência, nos locais onde a porosidade do solo é maior, pois isso permite uma circulação mais intensa e uma oxidação mais fácil.

As couraças que afloram à superfície correspondem a zonas de acumulação que foram amputadas dos respectivos horizontes superficiais.
Com efeito, certas mudanças climáticas, fazendo desaparecer a floresta original e provocando a erosão dos horizontes superiores do solo, podem fazer aflorar uma acumulação de ferro e/ou alumínio (horizonte B) já existente, inicialmente coberta pelo horizonte A, e endurecê-la, transformando-a numa verdadeira couraça (G. Millot, 1964 p. 137).

Duma maneira geral, as alternâncias de humectação e de PH, que se verificam nos climas tropicais com duas estações, são favoráveis à formação de couraças, enquanto que nas regiões de clima equatorial, com chuvas todo o ano, elas são menos frequentes.

Apresentamos, seguidamente um quadro resumo que pretende sintetizar os principais aspectos focados neste parágrafo.

Quadro 12.I

C l i m a	**A r g i l a s p r e s e n t e s**
temperado marítimo	ilite, clorite, interestratificados, montmorilonite, caulinite (<10%),
mediterrânico, sub-árido	interestratificados (ilite-montmorilonite), montmorilonite, atapulgite (clima + seco)
subtropical	ilite, montmorilonite, caulinite; dissolução/precipitação do Fe, rubefacção
tropical	neoformação da caulinite; goetite, gibsite, fenómenos de encouraçamento

12.4 - A influência dos meios de sedimentação e da diagénese

Os minerais de argila são sensíveis às modificações de PH e à presença de certos iões nas soluções que os banham. Por isso, as condições de drenagem do solo, permitindo ou dificultando a lexivização e determinando, deste modo, o conteúdo do solo em determinadas substâncias, vão controlar o tipo de argilas presentes.
Assim, nos climas tropicais, no alto das colinas e na parte superior dos solos, predomina a caulinite (e até a gibsite se a drenagem for muito intensa). Mas no contacto com o *bed-rock*, geralmente, há uma faixa em que aparece montmorilonite. Acontece o mesmo nas faixas mal drenadas da base das vertentes, onde se acumulam os materiais resultantes da lexivização das áreas envolventes.

Deste modo, numa mesma situação climática, com o mesmo tipo de rocha-mãe, consoante a situação topográfica, os minerais presentes podem variar muito.

Durante o transporte e deposição dos sedimentos os minerais de argila podem conservar a sua estrutura e composição (herança), ou, pelo contrário, podem ocorrer modificações mais ou menos profundas na sua estrutura e composição (degradação, rejuvenescimento, agradação, neoformação, cf. fig. 12.1).
Desta forma, os meios de transporte e sedimentação, através do seu quimismo próprio e do respectivo tempo de actuação, podem exercer uma influência maior ou menor na conservação ou nas modificações sofridas pelos minerais.

Na "*Géologie des Argiles"* (1964), G. Millot faz uma análise dos vários meios de sedimentação, referindo-se ao tipo de modificações que os minerais argilosos podem sofrer em cada um desses ambientes.
Dos vários ambientes estudados por G. Millot referir-nos-emos apenas àqueles que se relacionam com os depósitos que estudámos.

Depósitos fluviais

Dum modo geral, as argilas destes depósitos são heranças, ou de rochas atravessadas no seu percurso, ou de materiais de origem pedogenética existentes na respectiva bacia.

Depósitos de estuário

Vários autores referem a existência de processos de agradação quando os minerais argilosos entram em contacto com a água do mar.
Assim, a ilite degradada enriquece-se em K e, através duma passagem pela situação de interestratificado do tipo ilite-vermiculite, chega a transformar-se em clorite.
Também se verifica, nos depósitos de estuário, uma diminuição da frequência da caulinite relativamente à ilite.

Depósitos marinhos

Duma maneira geral, as argilas das bacias marinhas têm muitas analogias com as argilas continentais próximas. Contudo, não pode dizer-se que são um mero reflexo delas. É antes como se se tratasse dum reflexo num espelho deformante.

Têm-se explicado as diferenças encontradas através de mecanismos de transformação, já referidos a propósito dos sedimentos estuarinos, ou de processos de sedimentação diferencial[75].

[75] Estudando a velocidade de floculação de vários minerais argilosos em condições bem definidas de temperatura, PH e na presença de certos tipos de matéria orgânica, concluiu-se que a clorite sedimenta mais depressa que a caulinite e a vermiculite mais depressa que a ilite.
Contudo, a montmorilonite, que tem uma velocidade de sedimentação mais baixa, é o mineral que desaparece em primeiro lugar, quando nos afastamos da costa (G. Millot, 1964), enquanto que, de acordo com um processo de sedimentação diferencial, deveria acontecer o contrário.
Logo, outros mecanismos, provavelmente de transformação, terão que desempenhar um papel importante.

A. M. G. Carvalho (1967) apresenta a composição mineralógica da fracção argilosa de algumas rochas sedimentares portuguesas, fazendo a distinção entre fácies marinho e continental. Ora, as formações de fácies marinho apresentam, a partir do Terciário, um grande predomínio de ilite e montmorilonite.

Quanto às formações continentais, só no Miocénico encontramos, por vezes, um domínio da ilite e montmorilonite sobre a caulinite.
Nos restantes casos, desde o Reciano até ao Pliocénico, a argila dominante nos sedimentos continentais é, quase sempre, a caulinite. Exceptuam-se os calcários lacustres com atapulgite do Paleogénico.

O predomínio de caulinite nos sedimentos continentais e de ilite e montmorilonite nos marinhos parece ser mais uma confirmação da justeza da hipótese das transformações nos minerais argilosos.

Evolução dos minerais argilosos durante a diagénese

Sempre que as condições de enterramento e a permeabilidade dos sedimentos permitam a circulação de soluções iónicas, pode produzir-se uma certa evolução dos minerais (hidrólise, neoformação de caulinite). Deste modo, os produtos de alteração dos silicatos podem continuar a evoluir ao longo do estádio da pedogénese.

Assim, verificou-se que, em sedimentos argilo-gresosos, com uma alimentação homogénea, os níveis gresosos, mais permeáveis, são mais caulínicos que os argilosos (G. Millot, 1964). Esse facto comprovaria a neoformação de caulinite nos sectores permeáveis, por acção diagenética.
Este tipo de fenómenos poderá, eventualmente, jogar nos depósitos que estudámos, que são essencialmente gresosos ou cascalhentos.

Os restantes casos de diagénese apresentados por G. Millot (1964) referem-se a sedimentos que, por via dum enterramento profundo, puderam sofrer a acção de temperaturas e pressões relativamente elevadas, cujos efeitos estabelecem a transição entre a diagénese e o metamorfismo. Esse tipo de fenómenos não jogaram nos depósitos que estudámos, todos eles pouco espessos, pelo que não iremos referi-los.

12.5 - Análise dos resultados obtidos

A análise que efectuámos permitiu-nos aprofundar e actualizar os nossos conhecimentos sobre o assunto e comprovar a extrema complexidade de que ele se reveste.

A propósito dessa complexidade, no seu trabalho de 1964 sobre a geologia das argilas, G. Millot afirma:
-"Quando, há quinze anos, os geólogos começaram a inventariar os minerais argilosos das séries sedimentares esperavam que as argilas permitissem identificar facilmente os ambientes em que tinham tido origem. Ora, todo este livro demonstra o contrário. Se, por vezes, os minerais argilosos ajudam efectivamente a reconstituir o passado, a tarefa nunca é fácil. É necessário um trabalho árduo, que as condições sejam favoráveis **e que**

as argilas sejam utilizadas como mais uma contribuição entre muitos outros métodos"[76].

De momento, iremos apresentar os problemas e as conclusões gerais que os resultados das análises nos sugeriram.
Deixaremos a discussão pormenorizada e as conclusões aplicadas a cada um dos depósitos em particular, para o momento em que procurarmos integrar as diferentes amostras no respectivo quadro paleoambiental e atribuir-lhe uma cronologia relativa, ainda que hipotética.

No Laboratório da D-G. de Geologia e Minas foram identificados, nas 43 amostras enviadas para análise, os seguintes minerais:
1: mineral de 14Å; clorite (Cl) ou montmorilonite (Mt);
2: interestratificados ilite-mineral de 14Å (I-14Å);
3: ilite (I);
4: caulinite (Caul);
5: gibsite (Gib);
6: quartzo (Qzo);
7: feldspato (Feld);
8: goetite (Goet)[77].

Das primeiras amostras a serem tratadas fez-se o difractograma da amostra integral e da fracção inferior a 2µ.
Fizemos a comparação entre os resultados obtidos para as duas fracções. O caso da caulinite é esclarecedor: o material de calibre inferior a 2µ apresenta, quase sempre, uma percentagem maior deste mineral do que a que foi encontrada para o material integral (fig. 12.2).
Acontece o mesmo relativamente à clorite, aos interestratificados ilite-clorite e, na maior parte das amostras, relativamente à ilite.
As percentagens de gibsite, quartzo, feldspato e goetite, pelo contrário, diminuem sensivelmente, entre o material integral e a fracção inferior a 2µ .
Tudo indica, portanto, que na fracção inferior a 2µ os minerais argilosos propriamente ditos apresentam maior frequência.
Quanto ao material integral, ele tem, à mistura com minerais argilosos, percentagens apreciáveis de quartzo, feldspato e óxidos e hidróxidos de ferro e de alumínio (gibsite e goetite).
Apesar disso, iremos utilizar apenas os resultados obtidos no estudo da fracção correspondente ao material integral porque são essas que cobrem, de um modo comparável, um leque mais largo de depósitos.

---

[76] Com efeito, o tema é de tal modo complexo, que o próprio G. Millot, em conferência realizada no Outono de 1985, na Universidade do Minho, com uma humildade científica notável, se autocriticava pelas concepções erróneas que teria apresentado no passado...

[77] As designações entre parênteses correspondem àquelas que indicam os respectivos minerais nos quadros 12.A e 12.B (anexo). Além dos minerais referidos, foram encontrados, ainda, embora muito raramente, anfíbola, hematite e andalusite.
Quando a percentagem estimada de um dado mineral era inferior a 0.5% registámos "V" (vestígios) nos respectivos quadros. Todavia, para efeitos de representação gráfica, atribuímos, nestes casos, uma frequência de 0.5% ao mineral em questão.

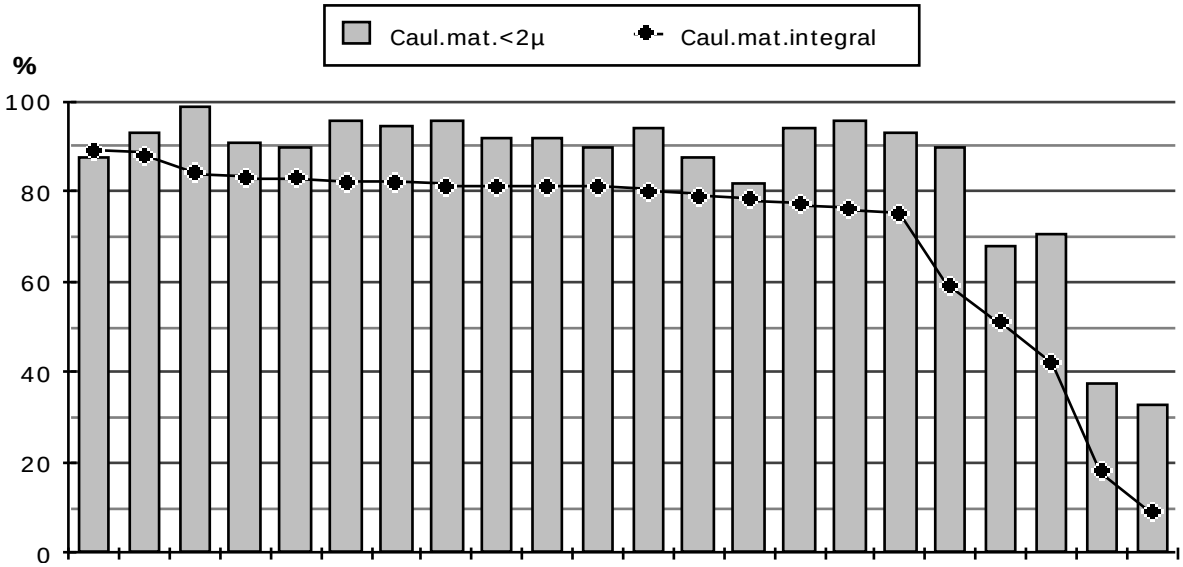


Fig. 12.2: Comparação entre a frequência da caulinite no material integral e na fracção <2µ

Além da apreciação semi-quantitativa dos minerais presentes na fracção fina das amostras, dispuzemos duma avalição qualitativa do grau de cristalinidade dos diversos minerais argilosos.
Para efeitos de representação gráfica, atribuímos os seguintes valores:
1: grau de cristalinidade fraco;
2: grau de cristalinidade mediano;
3: grau de cristalinidade bom;
4: grau de cristalinidade muito bom.

Para situações mistas (grau de cristalinidade mediano a bom, por exemplo), atribuímos os valores intermédios (1.5, 2.5, 3.5).

O quadro 12.A apresenta os dados referentes a todas as amostras estudadas (material integral), ordenados segundo o respectivo número de tratamento.

Além disso, os dados foram ordenados segundo valores crescentes e decrescentes dos outros minerais essenciais. Este processo permitiu verificar como cada um dos componentes reagiu às variações dos outros, indiciando eventuais correlações positivas ou negativas.
O quadro 12.B apresenta a seriação segundo a percentagem decrescente de caulinite[78] existente no material integral das 43 amostras estudadas.

[78] Como veremos futuramente (capítulos 13 e 14), a variação do conteúdo em caulinite, juntamente com a variação da respectiva cristalinidade, representou uma das pistas mais interessantes que encontrámos para a interpretação da estratigrafia dos depósitos ditos "plio-plistocénicos".

Posteriormante, esses dados foram representados graficamente, através do programa "Excel", a que já nos referimos, a propósito do tratamento dos dados climáticos.
Os diagramas seguintes foram construídos com os dados ordenados segundo percentagens decrescentes de caulinite existentes no material integral (43 amostras tratadas).
Um dos diagramas mais interessantes é apresentado na fig. 12.3.

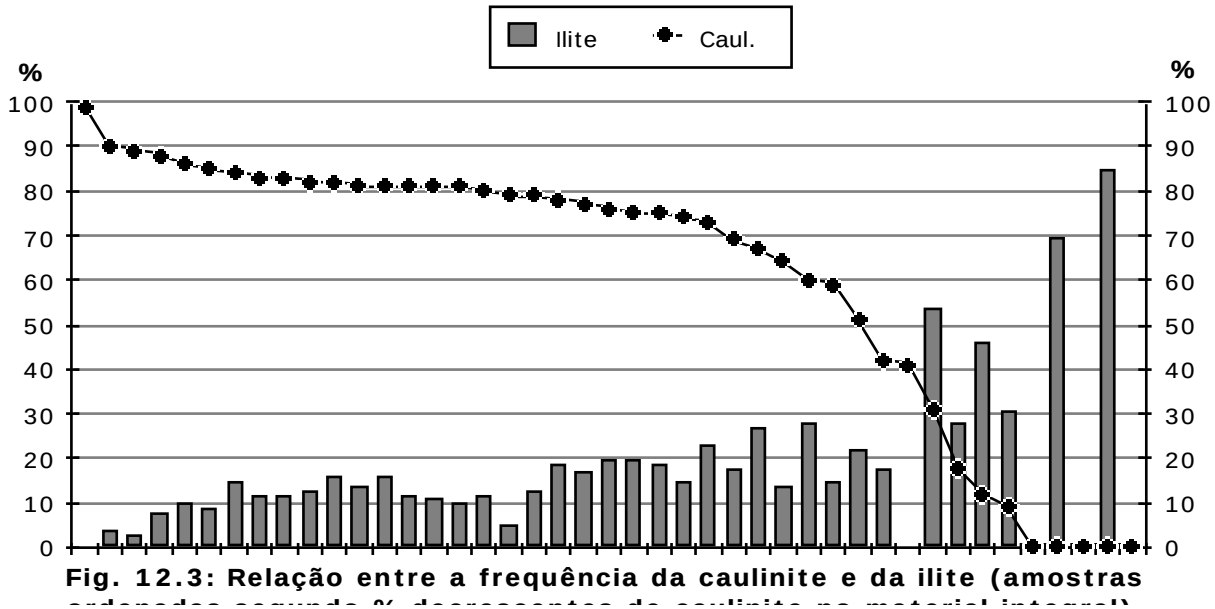


Fig. 12.3: Relação entre a frequência da caulinite e da ilite (amostras ordenadas segundo % decrescentes de caulinite no material integral)

Verifica-se que a caulinite apresenta percentagens superiores ou iguais a 73% em 26 amostras (o que perfaz 60% do total analisado).
É a partir desse valor que parece haver um decréscimo acentuado da frequência da caulinite.
Este facto merece uma reflexão. Com efeito, como vimos atrás, os solos das regiões de clima atlântico apresentam, como constituintes argilosos essenciais, as clorites, ilites, montmorilonites e respectivos interestratificados. Nesses solos, a caulinite aparece com percentagens de apenas 10%.

Quer isto dizer que, com muita probabilidade, as elevadas percentagens de caulinite existentes na maior parte das amostras analisadas se explicam por fenómenos de herança de situações pré-existentes, em que a hidrólise dos silicatos era mais intensa do que hoje.
A provável importância dos fenómenos de herança está de acordo com a hipótese de J. Lucas (1962), segundo a qual, nos tempos posteriores à orogenia alpina, as acções erosivas, relativamente intensas, não deram tempo à pedogénese para provocar fenómenos de neoformação e transformações profundas nos minerais de argila. A maior parte das argilas das bacias oceânicas e, com maioria de razão, dos depósitos continentais, seria, assim, herdada ou ligeiramente modificada (rejuvenescimento, transformação ligeira), a partir da erosão dos alteritos formados durante os dois primeiros períodos do Cenozóico.

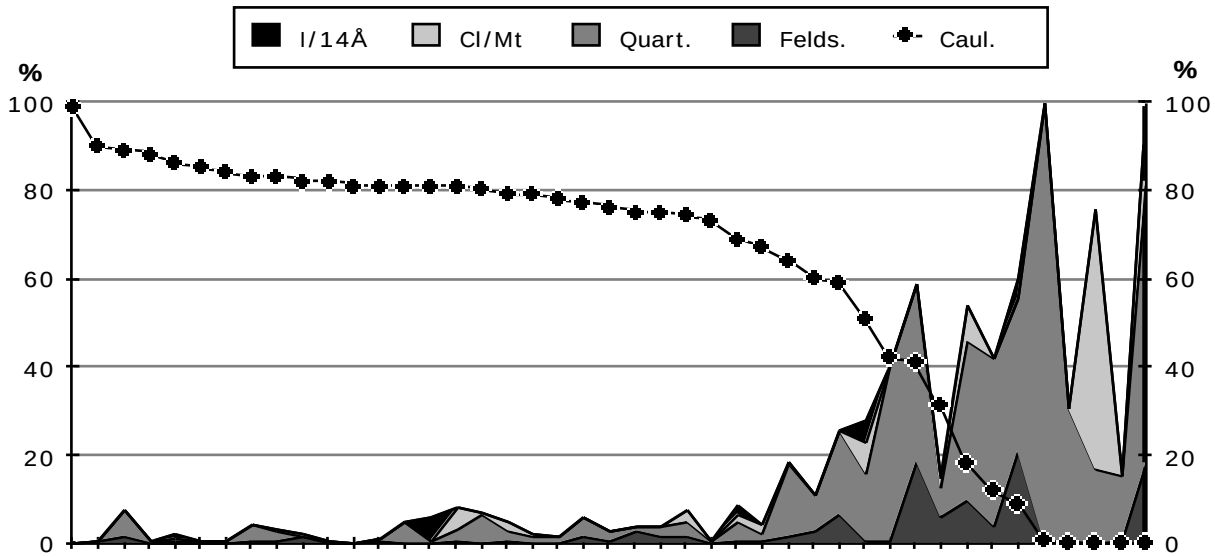


Fig. 12.4: Relação entre a % da caulinite e as % de quartzo, feldspato e dos

Na mesma figura (12.3) verificamos que a ilite tem um comportamento *grosso modo* inverso do da caulinite.
É curioso verificar que, na fig. 12.3, os primeiros valores referentes à frequência da ilite, que correspondem às amostras com mais de 73% de caulinite, apresentam oscilações relativamente pequenas, com uma tendência geral para a subida. A partir do ponto em que a percentagem de caulinite é igual a 73%, as oscilações começam a ter uma maior amplitude. Com efeito, aparecem amostras em que a percentagem de ilite se reduz a zero, mas noutros casos, a respectiva frequência ultrapassa os 30% e chega mesmo a atingir os 80%.

Na fig. 12.4, verificamos que o quartzo, o feldspato e os interestratificados (clorite/montmorilonite e ilite/mineral de 14 Å) também apresentam uma variação inversa da da caulinite.
Pelo contrário, na fig. 12.5 pode constatar-se que as variação das percentagens de gibsite e de goetite[79] apresentam uma grande analogia com a variação da frequência de caulinite, com excepção de uma única amostra (nº229), com um comportamento aparentemente anómalo.

[79] Atendendo a que as percentagens dos restantes minerais são geralmente muito mais baixas que as da caulinite, optámos por representar as respectivas frequências segundo uma escala diferente da utilizada para a caulinite, de molde a obter uma representação mais sensível à variação desses minerais.

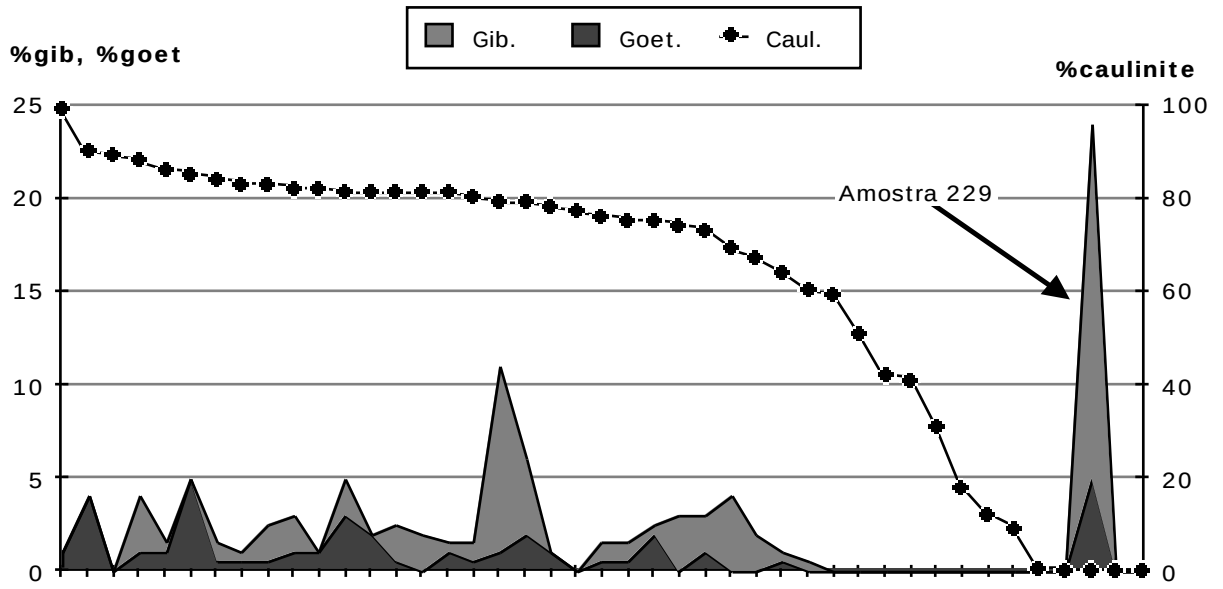


Fig. 12.5: Relação entre a frequência de gibsite e de goetite e a % de caulinite

Comparando as figs. 12.3, 12.4 e 12.5, verifica-se que a ilite é o único mineral com uma representatividade apreciável, no confronto com a caulinite.
Por isso faremos, também, uma análise do respectivo comportamento face aos outros minerais.
A fig. 12.6 mostra o comportamento das amostras, ordenadas segundo conteúdos crescentes de ilite, relativamente à caulinite.
Confirma-se que as duas curvas são claramente simétricas (cf. fig. 12.3).
A maior parte das amostras (27 em 43, cerca de 63%) possuem entre 8 e 23% de ilite. As percentagens sobem, depois, muito rapidamente, até atingirem 85%.
Comparando o comportamento dos restantes minerais em relação à ilite, verifica-se que se podem considerar 3 grupos:
1 - minerais com um comportamento simétrico do da ilite (caulinite, gibsite e goetite; figs. 12.6 e 12.7);
2 - minerais cuja frequência parece ser indiferente à variação da percentagem de ilite (interestratificados de ilite com com mineral de 14Å, e de clorite/montmorilonite; fig. 12.8);
3 - minerais com um comportamento paralelo relativamente ao da ilite (quartzo e feldspato; fig. 12.9).

Na análise que acabámos de fazer abstraímos de alguns "picos", situados no início das curvas (junto à origem das coordenadas).
Eles correspondem a valores de frequência muito elevados para um determinado mineral, o que implica, necessariamente, que as percentagens dos restantes minerais (caulinite: fig. 12.5, amostra 229; ilite: figs. 12.6 a 12.9) sejam relativamente baixas, situando-se, por isso, essas amostras no extremo correspondente aos valores mínimos de caulinite ou de ilite.

Da análise das relações entre a frequência de ilite e caulinite e os restantes minerais detectados nas amostras estudadas parece-nos que podemos considerar 3 grupos de minerais com um comportamento análogo:

Grupo 1: caulinite, goetite e gibsite (comportamento inverso do da ilite e análogo ao da caulinite);
Grupo 2: montmorilonite, clorite e seus interestratificados com ilite (comportamento inverso do da caulinite, indiferente ao da ilite).
Grupo 3: ilite, feldspato e quartzo (comportamento inverso do da caulinite, semelhante ao da ilite).

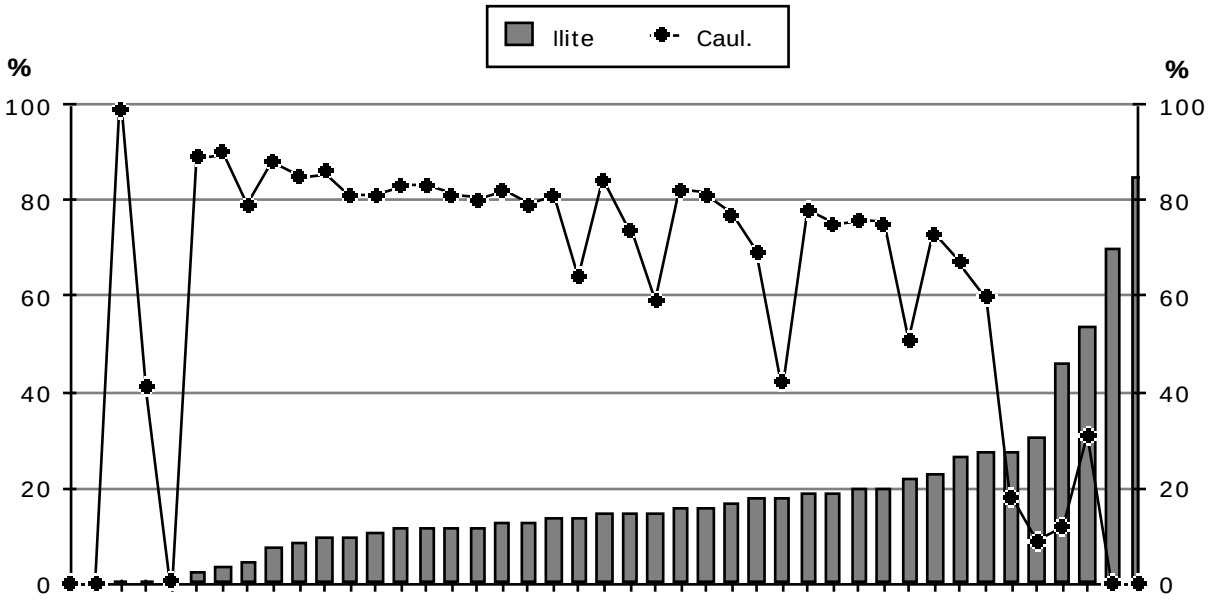


Fig. 12.6: Relação entre a frequência de ilite e caulinite (amostras ordenadas

Estes resultados correspondem, efectivamente, a circunstâncias distintas no domínio da meteorização.
Os minerais do grupo 1 encontram-se quando a hidrólise dos silicatos é muito intensa, resultando produtos residuais (goetite e gibsite), cuja combinação com sílica dá origem à neoformação de caulinite.

Os minerais do 2º grupo correspondem a condições intermédias, compreendendo duas situações diversas:
- hidrólise fraca e lexivização dos catiões pouco intensa acabando por, muitos deles, ficar retidos nas redes cristalinas;
- situações de confinamento, em que os referidos catiões poderiam ser capturados pelas redes cristalinas através de um processo de rejuvenescimento ou de neoformação.

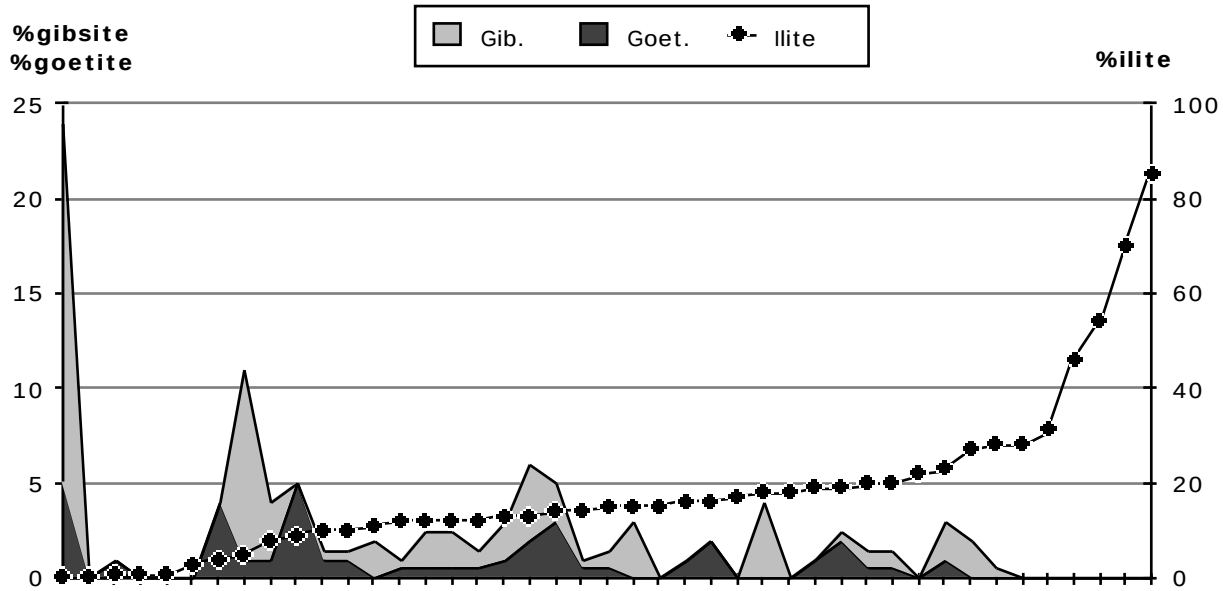


Fig. 12.7: Relação entre a frequência de ilite, goetite e gibsite

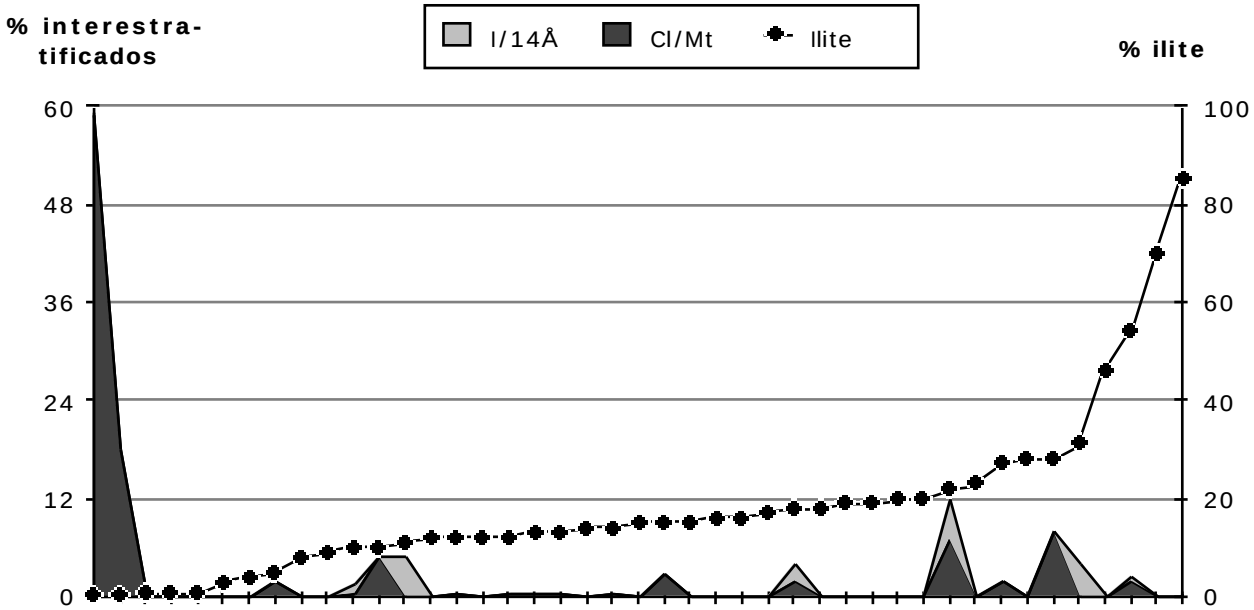


Fig. 12.8: Relação entre as frequências de ilite e de interestratificados

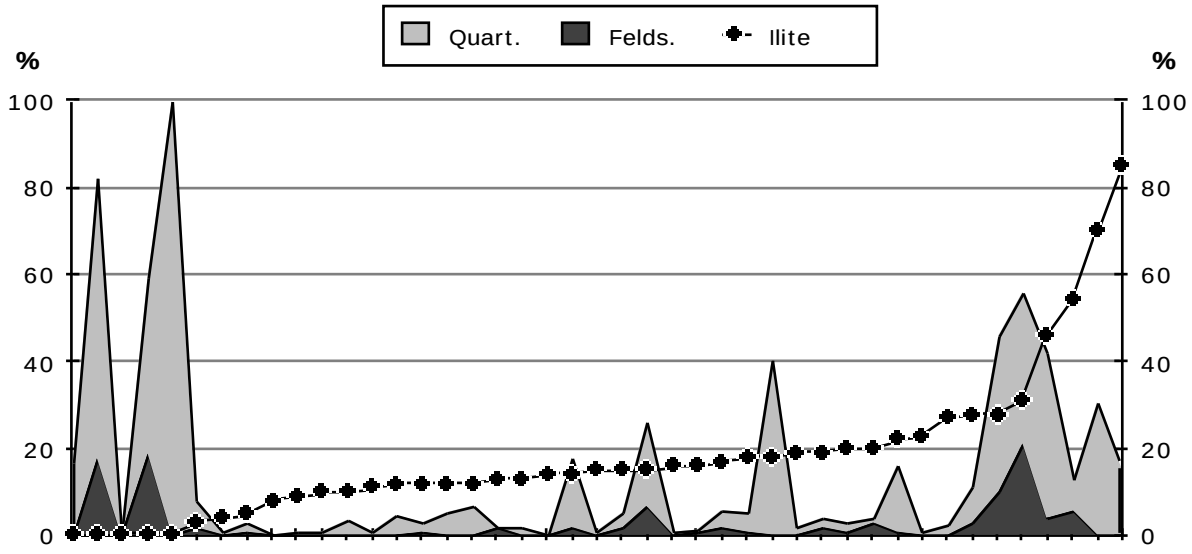


Fig. 12.9: Relação entre as frequências de ilite, de quartzo e feldspato

Finalmente, a associação que parece poder estabelecer-se entre o feldspato e o quartzo com a ilite (grupo 3), leva-nos a supor que a ilite[80] se relacione com situações em que a hidrólise é mínima (apenas uma pequena perda de potássio na rede da moscovite), permitindo a conservação de alguns feldspatos.
A presença de percentagens elevadas de quartzo dentro da "fracção fina" (material integral) demonstra que as condições reinantes aquando da formação do depósito não eram propícias à formação de argilas, e muito menos à dissolução da sílica, mas sim à fragmentação dos grãos de quartzo por processos de desagregação mecânica, eventualmente relacionados com a crioclastia.

12.6 - A variação da cristalinidade dos minerais: fenómenos de neoformação e de herança

O grau de cristalinidade, que traduz a coerência e a definição da rede cristalina, pode ser um instrumento muito útil para a compreensão dos mecanismos de agradação e degradação dos minerais de argila.

A comparação do grau de cristalinidade da caulinite com a respectiva variação de frequência (fig. 12.10) permite verificar que, efectivamente, acima de 70-75% de caulinite, esta se apresenta, normalmente, bem ou muito bem cristalizada (índice 3-4). Abaixo dessa percentagem, a sua cristalinidade é quase sempre mediana a fraca (índice 2-1).
Admitindo que uma baixa cristalinidade corresponde a um processo de degradação do mineral, que talvez represente um indício de herança de formações pré-existentes,

[80] Uma parte da ilite presente nestes depósitos poderá resultar de processos de rejuvenescimento (J. Lucas, 1962) num meio rico em potássio, eventualmente em condições marinhas ou estuarinas (A. M. G. Carvalho, 1967).

poderemos levantar a hipótese de que os depósitos com uma percentagem de caulinite superior a 70%, em que, simultaneamente, esta se apresenta bem cristalizada, poderiam ter sido formados em condições que permitiriam a neoformação de caulinite.

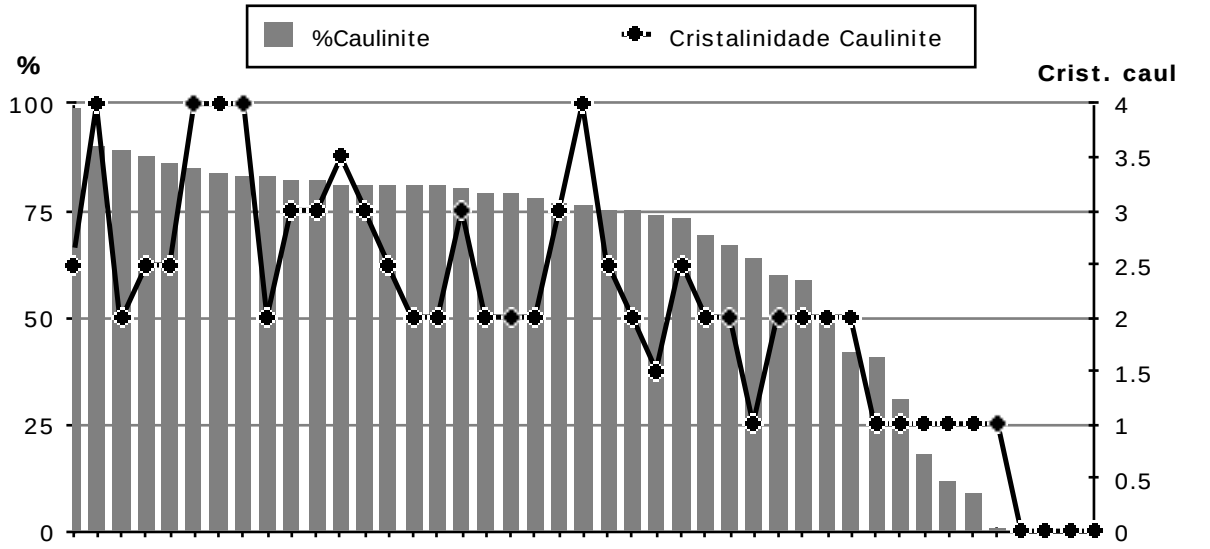


Fig. 12.10: Relação entre a frequência de caulinite e a respectiva cristalinidade

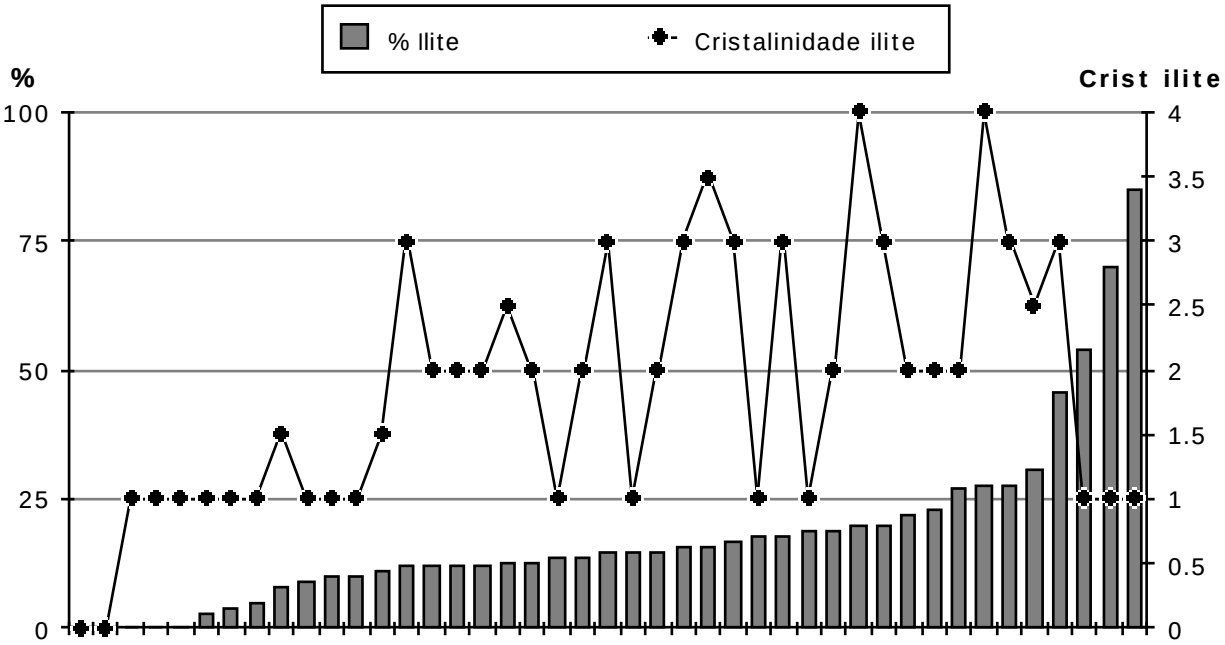


Fig. 12.11: Relação entre a frequência de ilite e a respectiva cristalinidade

Assim, parece confirmar-se a hipótese de que na nossa área de trabalho os depósitos com percentagens de caulinite superiores a 70% poderão ter sido formados em

condições tropicais, ou ter sofrido uma alteração post-deposicional de tipo tropical ou subtropical.
A fig. 12.11 representa a variação conjunta da frequência da ilite e da respectiva cristalinidade nas amostras ordenadas segundo conteúdos crescentes daquele mineral.

Verifica-se que a maior parte das amostras apresenta conteúdos inferiores a 25% de ilite. Existe uma certa concordância entre a frequência da ilite e a sua cristalinidade. A ilite parece estar mais bem cristalizada nas amostras em que é mais abundante. Exceptuam-se as amostras em que a frequência de ilite é superior aos 50%, em que se registam cristalinidades fracas daquele mineral.
O paralelismo entre a frequência da ilite e a respectiva cristalinidade parece confirmar, para este mineral, a hipótese levantada para a caulinite, segundo a qual esta seria mais abundante nos depósitos formados em condições que permitiam a respectiva neoformação, tornando-se menos abundante e menos bem cristalizada nos casos em que a sua presença resultava de heranças de formações pre-existentes.
Todavia, nas amostras em que a frequência de ilite é mais elevada, a ilite presente parece resultar, ou de remeximento e herança de formações pre-existentes, ou de processos de degradação, já que a respectiva cristalinidade é fraca.

12.7 - Algumas conclusões paleoclimáticas

A hidrólise dos silicatos é facilitada por temperaturas relativamente elevadas, precipitações abundantes e pela existência de ácidos diluídos na água que circula no solo.
Calculou-se (A. M. G. Carvalho, 1967) que, nas regiões tropicais, devido à acção cumulativa destes 3 factores, a intensidade da hidrólise poderia ser 200 vezes maior do que nas regiões temperadas.
Isso não significa, todavia, que nas regiões temperadas não seja possível formar-se caulinite. Só que, sendo o processo relativamente lento, as quantidades existentes serão, naturalmente, menores.

A. M. G. Carvalho (1967) afirma, a esse respeito:

"A caulinite não é, pois, um mineral abundante nas rochas arenizadas em clima temperado; ela existe em proporções que se podem considerar mínimas, quando comparadas com as concentrações maciças, características das regiões intertropicais".
Por isso, na nossa área de trabalho, a ocorrência de percentagens elevadas de caulinite bem cristalizada parece-nos que poderá ser indício de uma herança de situações climáticas de tipo tropical ou subtropical[81].

Todavia, a interpretação segundo a qual a caulinite e a gibsite existentes nos solos e nos depósitos das regiões temperadas têm origem na herança de alteritos formados durante

[81] Nos capítulos 13 e 14 poderemos verificar que os depósitos com percentagens baixas de caulinite correspondem a formações de origem marinha, aparentemente mais recentes do que os depósitos (geralmente fluviais), ricos em caulinite.
Assim, a baixa frequência de caulinite nos depósitos mais modernos, que não estiveram sujeitos aos climas de tipo tropical ou subtropical do Terciário e do Quaternário Antigo, parece comprovar a hipótese de que os depósitos ricos naquele mineral deverão ser os mais antigos.

períodos de clima quente e húmido do Cenozóico parece sofrer, actualmente, alguma contestação.

A propósito da composição da fracção argilosa dos depósitos de vertente da serra da Estrela, S. Daveau (1973) indica que "eles possuem, quase sempre, uma proporção bastante forte de caulinite, associada, geralmente à ilite e à montmorilonite e, por vezes, à gibsite. Mas a interpretação deste facto é delicada (...) quer se trate de uma antiga alteração de tipo tropical, ou como estudos recentes parecem demonstrar, do resultado duma lexivização intensa sob clima temperado (...)".

Também A. B. Ferreira em"*Erosão diferencial e modelado das regiões graníticas do norte de Portugal*" (1978-b) se faz eco desta mesma hipótese, sugerindo uma relação entre a ocorrência de gibsite nos alteritos que estudou na Beira Alta e uma precipitação média anual superior a 1200mm.

Infelizmente, nos trabalhos referidos, não são apresentadas as percentagens em que os diversos minerais ocorrem.
Em "*Planaltos e montanhas do norte da Beira*" (1978-a) as percentagens dos diversos minerais argilosos já são apresentadas, integrando-se no estudo dos depósitos de cada um dos sectores considerados.
O quadro XIII, apresentado na p. 281, referente aos "depósitos da plataforma litoral a norte do rio Águeda", inclui, de facto, percentagens muito significativas de gibsite, que atingem os 60%.
Estes valores são muito superiores aos que encontrámos na nossa área de trabalho, onde as percentagens daquele mineral não ultrapassaram os 19% (amostra nº229)[82].

Uma vez que a gibsite, na área que estudámos, parece relacionar-se, quase sempre, com a ocorrência de percentagens elevadas de caulinite (cf. fig. 12.5), ela deverá ter-se formado em períodos bem determinados da história geomorfológica, sob climas quentes e húmidos.
O remeximento dos alteritos formados durante essas fases de clima tropical pode ter ido, posteriormente, alimentar outros depósitos, onde a percentagem de gibsite presente, devido a herança, será, naturalmente, mais fraca, diluindo-se entre os restantes minerais da fracção fina.
Todavia, em certos casos (amostra nº229) podemos pensar que um processo de lexivização intensa poderá ter contribuído para a existência de uma certa quantidade de gibsite entre os minerais constituintes da fracção fina.

Vimos no capítulo 9 que a passagem do Pliocénico para o Quaternário corresponde, segundo os critérios actualmente em vigor, a um arrefecimento climático brusco (J. J. Lowe & M. J. C. Walker, 1984). Porém, como já sabemos, esse arrefecimento não foi

[82] As condições existentes nas regiões estudadas por S. Daveau e A. B. Ferreira (serra da Estrela, planalto da Nave, maciço da Gralheira) são bastante diferentes das da plataforma litoral da região do Porto, onde os declives são bastante mais baixos e a precipitação não atinge os 1200mm (cf. capítulo 7).
Talvez por isso, as percentagens de gibsite encontradas nas nossas amostras são substancialmente mais baixas, o que pode ser um indício de que a hipótese da neoformação da gibsite em climas temperados, se exceptuarmos o caso da amostra nº229, tem pouca aplicação na nossa área de trabalho.

permanente. Pelo contrário, nos períodos interglaciários o clima foi, por vezes, tanto ou mais quente do que na actualidade.
Como acima dissemos (§12.3), a maior parte dos solos vermelhos mediterrânicos corresponde, provavelmente, a uma herança de climas mais húmidos, talvez de tipo subtropical.
Assim, segundo J. Tricart (1956), "as formações do Quaternário antigo apresentam-se sempre fortemente alteradas à superfície: elas sofreram, com efeito, um período muito longo de intensa pedogénese no decurso do interglaciário Mindel-Riss, que durou, talvez, metade do Quaternário (...)
Na França mediterrânica reinaram, antes do Riss, climas bastante quentes, com uma estação seca acentuada. Estes desencadearam uma activa rubefacção, com formação de solos vermelhos de cor intensa, em que os óxidos de ferro se apresentam, geralmente, sob a forma de hematite anidra".

Durante o processo de formação destes solos, o ferro não é lexivizado, dispersando-se por todo o perfil, num estado de oxidação que lhe confere a côr vermelha. Isso acontece devido à relativa escassez de matéria orgânica, relacionada, por sua vez, com uma precipitação concentrada numa estação relativamente curta.
Estas características reflectem uma menor intensidade da alteração, decorrente de climas menos húmidos do que os que presidem aos fenómenos de ferralitização.

Quanto aos depósitos com menos de 70% de caulinite, verifica-se que eles apresentam, como seria de esperar, frequências crescentes de ilite e um aumento das percentagens de clorite, montmorilonite e seus interestratificados. Podemos dizer que ilite e caulinite têm um comportamento inverso (cf. fig. 12.3).
Ora, sabemos que a ilite representa um grau de alteração relativamente pequeno. Ela e o cortejo de minerais que a acompanham caracterizam os solos das regiões de clima temperado.
Em alguns casos, aos minerais argilosos propriamente ditos somam-se o feldspato e o quartzo, que são quase inexistentes na fracção inferior a 2µ, mas que apresentam percentagens apreciáveis no material integral. Também estes minerais indicam uma pedogénese pouco avançada. Os feldspatos são, como é sabido, relativamente vulneráveis à alteração.
Por outro lado, quando o quartzo constitui uma parte importante da fracção inferior a 62µ, isso significa que os minerais argilosos, originados por alteração pedogenética, são relativamente raros. Deste modo, o quartzo, que pode ter sido finamente fragmentado, por exemplo, por acção do gelo, adquire uma frequência relativa elevada.

Assim, aparentemente, o estudo dos processos pedogenéticos e a análise dos minerais argilosos resultantes poderão fornecer alguns dados para o estabelecimento duma cronologia relativa dos depósitos.

I - Fases de climas quentes e húmidos (durante o Terciário):
Existência de fenómenos de hidrólise intensa correlativos de climas quentes e húmidos, dando origem a depósitos muito ricos em caulinite bem cristalizada. Ocorrência eventual de couraças ferruginosas.

II - Fase resistática (Vilafranquiano?):

Posteriormente às fases de clima quente e húmido e antes da fase que conduziu à rubefacção dos depósitos e alteritos, poderemos considerar vários períodos (S. Daveau, 1985-b) em que, devido a um processo de arrefecimento ou de aridez, as condições se tornaram essencialmente resistáticas, o que deu origem à formação de depósitos grosseiros e heterométricos, as *rañas*[83] do centro e sul do país. Estas *rañas* serão, possivelmente, equivalentes a depósitos com características similares, situados na proximidade da área estudada (F. Rebelo, 1975).

III - Fenómenos de rubefacção (interglaciar Mindel-Riss);
Existência de solos vermelhos (J. Tricart, 1956, S. Daveau, 1973), em que muita da caulinite existente poderia ser herdada do período anterior.

IV - Os depósitos sem rubefacção apreciável e em que predominam o quartzo, feldspato, ilite, clorite (ou montmorilonite) e os respectivos interestratificados devem ter-se formado em climas de tipo temperado ou frio, posteriores ao interglaciar Mindel-Riss.

Sabemos que a interpretação da análise mineralógica dos minerais de argila é sempre delicada.
A análise que acabámos de fazer procurou, apenas, esboçar as linhas gerais de um "puzzle" complexo, que vão permitir, segundo esperamos, começar a colocar algumas peças no lugar que, de acordo com os elementos de que dispomos, parece ser o seu.

12.8 - Análise dos minerais pesados

Os minerais pesados podem ser definidos pela sua densidade, superior à do bromofórmio (2.9), líquido que é utilizado para fazer a sua separação dos minerais "leves", nomeadamente o quartzo e os feldspatos. Estes minerais, devido à sua densidade mais elevada, concentram-se nas classes granulométricas de menor calibre. Como cada um destes minerais aparece num conjunto relativamente limitado de rochas, a existência, num dado depósito, duma determinada associação de minerais pesados pode permitir a identificação da área de origem do sedimento.
Por outro lado, uma vez que a resistência química e mecânica destes minerais é variável, a sua existência ou desaparecimento em certos depósitos pode permitir o estabelecimento duma cronologia relativa dos mesmos.

Ora, os maiores problemas com que nos defrontámos foram, justamente, a identificação da origem (fluvial ou marinha) de alguns depósitos, bem como a respectiva correlação estratigráfica.
Assim, seleccionámos 19 amostras entre aquelas para as quais existia a análise da composição mineralógica da fracção fina. As amostras escolhidas correspondiam a depósitos que nos pareciam relevantes para a explicação dos problemas da área em estudo.

[83] É curioso que a formação do Marco Furado, na península de Setúbal, apresente um predomínio de ilite sobre a caulinite, o que parece reflectir a existência de um clima em que a hidrólise dos feldspatos se fazia com menor intensidade (T. M. Azevedo, 1985).

Além destas, escolhemos duas amostras de depósitos actuais. A nº 38, que corresponde a uma areia da praia de Miramar, e a nº 53, que foi recolhida nas margens do rio Douro, junto da Ponte de D. Luiz[84].

De cada uma das 21 amostras acima referidas foram estudados os minerais pesados presentes nas fracções de dimensão superior a 125 e 62μ.
Foi realizada uma apreciação da frequência dos vários minerais. Essa frequência foi descrita segundo um critério qualitativo, dentro das classes que se seguem:

Abundante (4);
Frequente (3);
Pouco frequente (2);
Raro (1);
Inexistente (0).

Os números entre parênteses correspondem a uma tradução numérica destas classes, feita com o objectivo de facilitar a representação gráfica, realizada através de computador.

Recolhemos em A. Cailleux e J. Tricart (1959) elementos respeitantes à resistência à alteração química de cada uma dos minerais mencionados.
A escala de resistência à alteração química proposta pelos autores acima referidos inicia-se com o zircão (710) e termina com a glauconite (resistência 10)[85]. No quadro 12.III, os minerais foram ordenados segundo a ordem decrescente da respectiva escala de resistência química. Essa ordem foi seguida, também, no quadro 12.C (em anexo) e em muitas das figuras referentes à análise dos minerais pesados.
Do trabalho acima referido extraímos, também, os dados relativos à resistência mecânica dos minerais. Todavia, a lista apresentada no trabalho supracitado é omissa àcerca da resistência mecânica de alguns deles, motivo pelo qual também não podemos apresentar essas informações.
Com os dados recolhidos na fonte supracitada elaborámos a fig. 12.12[86], que procura comparar os valores da resistência química e mecânica (quando conhecida) para os minerais encontrados nas amostras estudadas.
Da mesma fonte extraímos, além disso, dados relativos às rochas de origem das diferentes espécies minerais.
Além da frequência relativa dos minerais transparentes, foi indicada a dos minerais opacos, cuja identificação por processos ópticos é, naturalmente, muito difícil. A este grupo podem corresponder, segundo A. Cailleux e J. Tricart (1959), nomeadamente, a magnetite e a ilmenite.

---

[84] A separação e identificação dos minerais pesados foram realizadas no laboratório da Faculdade de Ciências de Lisboa, por gentileza do Prof. A. M. Galopim de Carvalho.

[85] Para harmonizar as diversas escalas usadas, de molde a facilitar a representação gráfica conjunta de diferentes variáveis, os valores da escala acima referida foram divididos por 100 (cf. quadro 12.III).

[86] A ordenação dos minerais apresentada nesta figura será mantida ao longo de todo este parágrafo, de molde a permitir-nos uma análise rápida dos restantes gráficos em que a frequência dos diversos minerais é estudada em confronto com a respectiva resistência química ou mecânica.

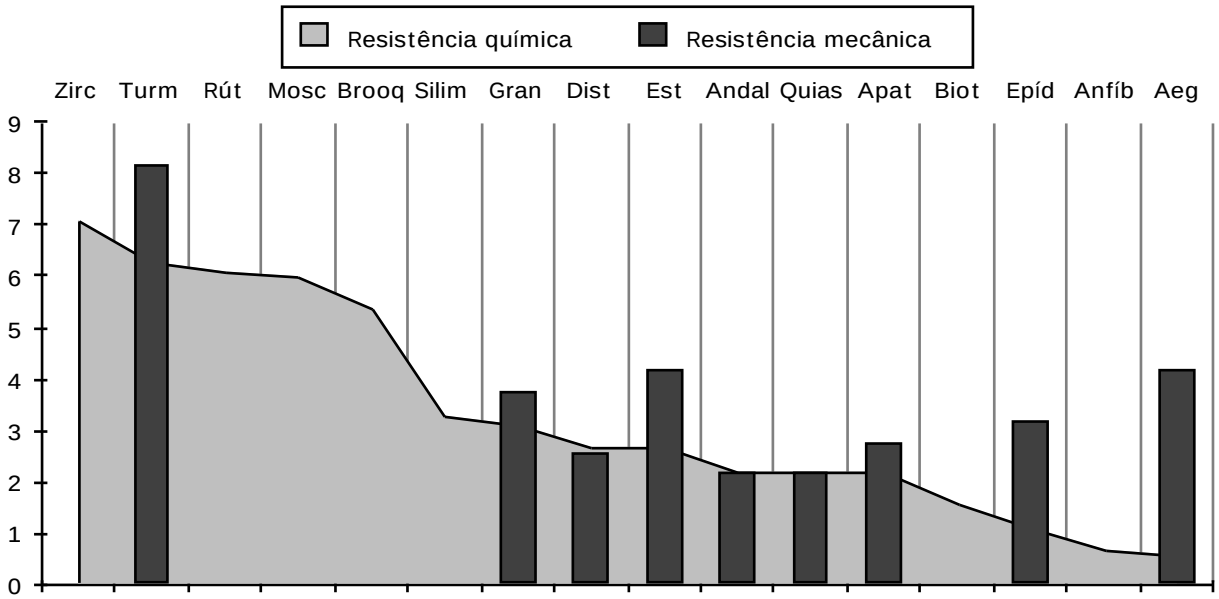


Fig. 12.12: Comparação entre os valores da resistência química e mecânica par

QUADRO 12.III

Minerais	**Rocha de Origem**	**Resistência Química**	**Resistência Mecânica**
Zircão	Ac; Vo; Se; ME; au	710	
Turmalina	Pe; Ac; Se; me; ME; au	630	817
Rútilo	Ac; Ba; Ub; Se; ME; au	610	
Moscovite	Pe; Ac; Vo; me; ME; au	600	
Brooq.-Anatase	Ac; Ba; Ub; ME; au	530-550	
Silimanite	ME	330	
Granada	Pe; Ac; ME	310	378
Distena	ME	270	260
Estaurolite	ME	270	420
Andalusite	Ac; me; ME	220	220
Quiastolite[87]	Ac; me; ME	220	220
Apatite	Ac; ME	220	275
Biotite	Ac; Vo; me; ME	160	
Epídoto	Ba; ME; Fi	110	320
Anfíb. (Hornb.v.)	Ac; Ba; ME	70	
Aegirina-Augite	Ba; Ub; Vo	60	420

LEGENDA:

Ac=Rocha ígnea ácida
Ba=Rocha ígnea básica
Ub=Rocha ígnea ultrabásica
Vo=Rocha vulcânica
Pe=Pegmatito
Fi=Filão
Se=Rocha sedimentar
ME =Rocha devida a metamorfismo de grau elevado
me=Rocha devida a metamorfismo de baixo grau
au=Mineral autigénico

[87] Não encontramos informações sobre a resistência mecânica ou química da quiastolite na fonte acima referida. Todavia, uma vez que se trata de uma variedade de andaluzite, partimos do princípio de que os respectivos dados devem ser análogos aos apresentados para este mineral.

Também foi realizada uma apreciação qualitativa do grau de arredondamento dos grãos. Esta apreciação foi traduzida em números, à semelhança do que temos feito para outras variáveis de tipo qualitativo:

A - Grãos predominantemente angulosos (2);
SA - Grãos predominantemente subangulosos (3);
SR - Grãos predominantemente sub-rolados (4);
R - Grãos predominantemente rolados (6);
BR - Grãos predominantemente bem rolados (8).

Esta classificação tem algumas semelhanças com a que foi utilizada para a morfoscopia dos grãos de areia de calibre superior a 500µ. A maior diferença diz respeito ao facto de, na classificação destas últimas, ter sido considerada a categoria dos "grãos muito angulosos", com arredondamento médio avaliado em 0.2, categoria que não foi considerada na análise dos minerais pesados.
Atendendo à analogia referida, utilizámos uma escala semelhante, começando com o valor 2 para os grãos angulosos e utilizando o valor 8 para os bem rolados. A transformação de valores decimais em números inteiros foi feita, mais uma vez, com o objectivo de simplificar a introdução dos dados e de harmonizar os valores, com vista à respectiva representação gráfica.
Quando a população estudada se situava entre duas tipologias, o valor atribuído passou a ser a média aritmética dos dois (exemplo: Angulosos a Sub-angulosos. Valor atribuído = 2.5).

Deste modo, os valores atribuídos ao arredondamento dos grãos dos minerais pesados (≥125µ e ≥62µ) poderão ser comparáveis aos valores do arredondamento médio (RM), calculado para os grãos de quartzo de dimensões superiores a 500µ, apenas sendo necessário multiplicar estes últimos por 10 (ou por 10.000, se considerarmos os respectivos valores tal como foram inscritos na base de dados usada para a sua representação gráfica).

Os gráficos que vão ser apresentados seguidamente dizem respeito apenas às amostras de que foram realizadas análises de minerais pesados. A listagem destas amostras está contida no quadro 12.C (anexo).

A comparação dos resultados relativos à ocorrência dos minerais nas fracções ≥125µ e ≥62µ provou que, na maior parte dos casos, as diversas espécies minerais apresentavam frequências mais elevadas na fracção de maiores dimensões. Por isso, a nossa análise se baseia exclusivamente nos grãos de dimensões ≥125µ.

12.9 - A origem dos depósitos e o respectivo conteúdo em minerais pesados. Os depósitos fluviais e marinhos actuais

Segundo P. Giresse (1969), a ocorrência de minerais pesados num dado depósito depende de 4 variáveis:
1 - Frequência do mineral na rocha de origem;
2 - Fragilidade;
3 - Flutuabilidade;
4 - Densidade.

As duas últimas condições são de análise um tanto difícil. Todavia, podemos dizer que os minerais de hábito tabular ou lamelar (micas, por exemplo) apresentam condições de flutuabilidade melhores do que os minerais que se apresentam sob a forma esférica, pelo que poderão manter-se em suspensão durante mais tempo, podendo, assim, ser arrastados para mais longe.

A densidade também pode ter um papel importante. Com efeito, se um determinado depósito sofrer erosão, os minerais de menor densidade serão arrastados (quartzo, feldspatos). Deste modo, o depósito fica enriquecido nos minerais mais densos. É por este motivo que se verificam concentrações elevadas de minerais pesados nas praias que estão a sofrer erosão (J. R. Hails, 1969, e Prof. G. S. Carvalho, informação verbal), nomeadamente depois das tempestades.

Uma vez que a origem autigénica é relativamente rara entre os minerais das amostras estudadas, a maior parte dos minerais pesados existentes nos depósitos depende, em primeiro lugar, da composição da rocha mãe das areias.

Por isso, tentaremos definir, primeiramente, a relação entre a rocha mãe dos depósitos e o respectivo conteúdo em minerais pesados.
No próximo capítulo estudaremos a influência que a diferente susceptibilidade à alteração química e/ou mecânica teve na conservação e/ou desaparecimento de determinadas espécies minerais.

Para estudar a influência da rocha-mãe servir-nos-emos das amostras 38 e 53, que representam, respectivamente, areias da praia de Miramar e areias fluviais das margens do Douro, próximo da ponte de D. Luiz.
Se compararmos os índices de ocorrência, nestas duas amostras, dos diversos minerais, com a respectiva resistência à alteração química (fig. 12.13 e 12.14), podemos verificar que os minerais com menor índice de resistência são mais frequentes no depósito fluvial.

No depósito de praia predominam os minerais com uma resistência alta ou média à alteração química. Os minerais mais abundantes são as granadas.
Os minerais pouco resistentes são bastante raros (apenas aparece a aegirina-augite).

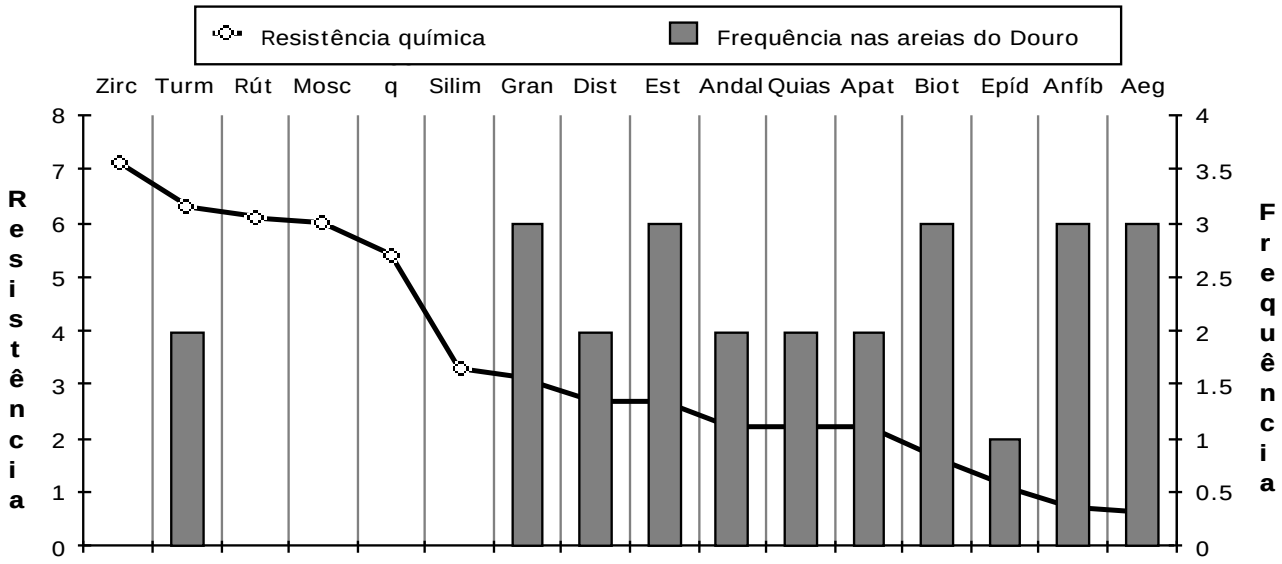


Fig. 12.13: Comparação entre os valores da resistência química e a

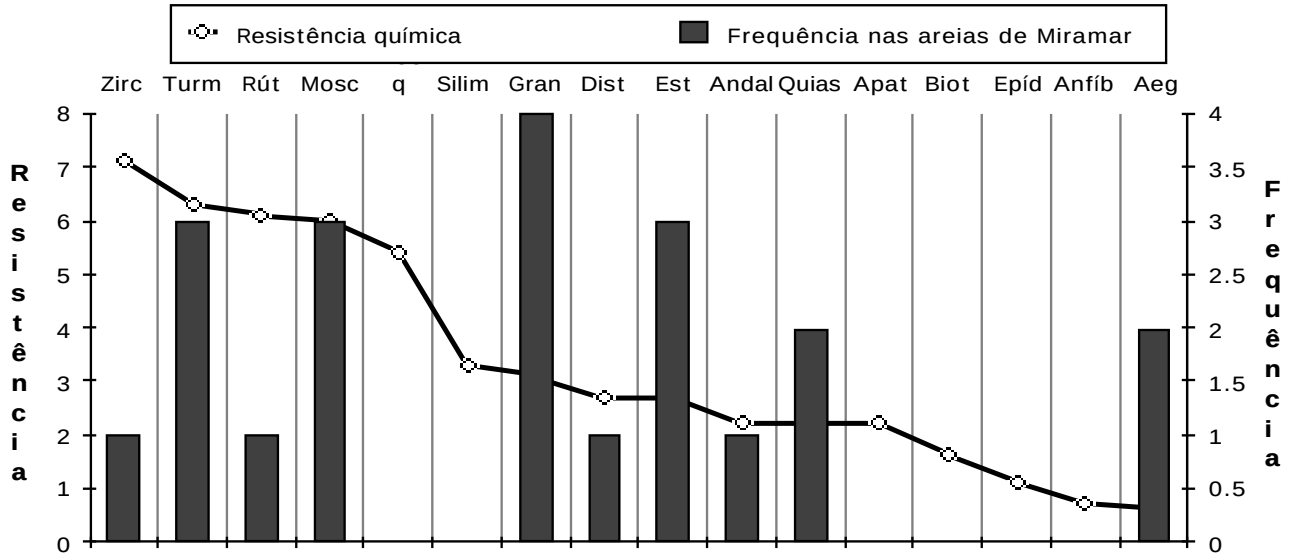


Fig. 12.14: Comparação entre os valores da resistência química e a frequência dos minerais pesados das areias da praia de Miramar (am. 38)

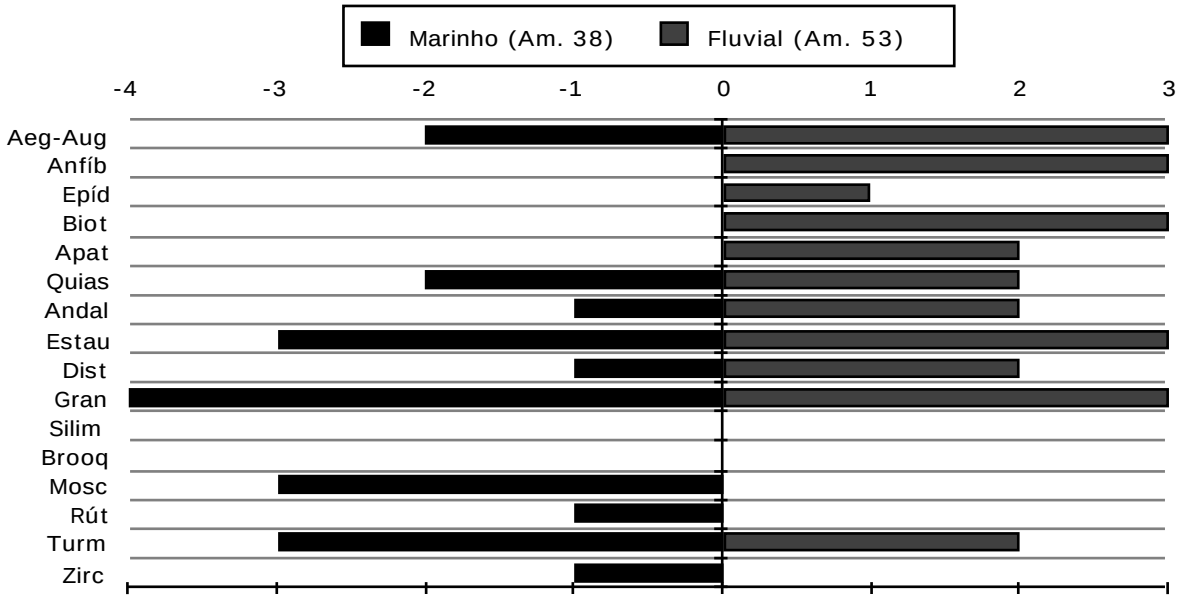


Fig. 12.15: Classes de frequência dos diferentes minerais pesados

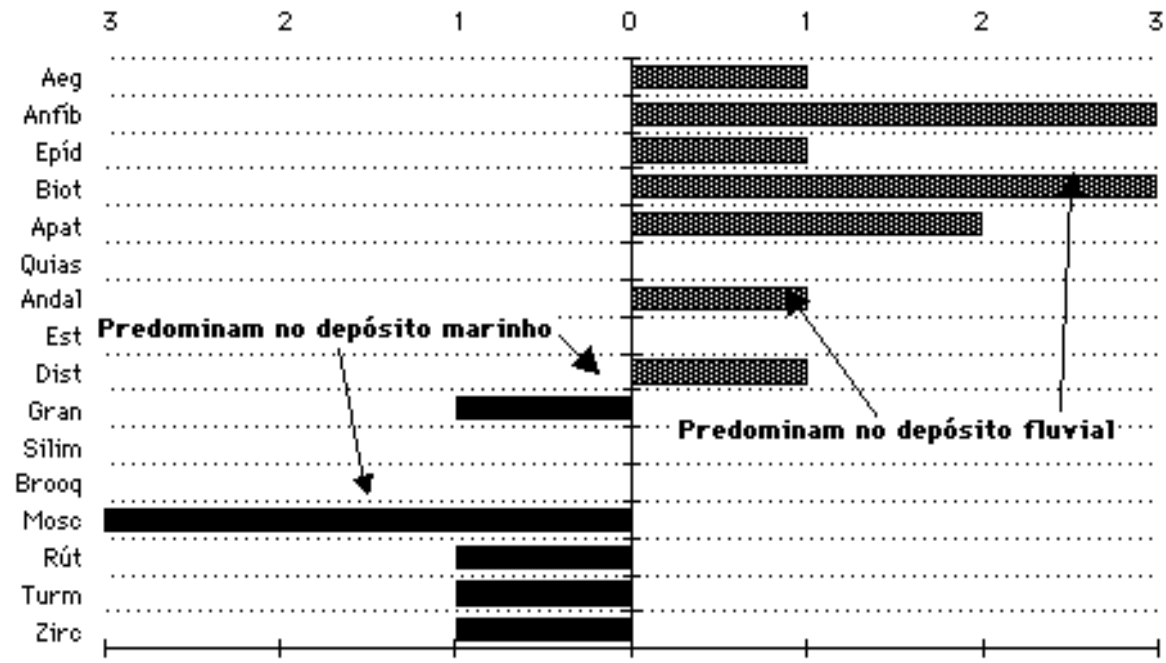


Fig. 12.16: Diferença entre a frequência dos minerais pesados da praia de Miramar e das areias do rio Douro

Para comparar a importância relativa dos vários minerais presentes num e noutro depósito elaborámos a fig. 12.15.
Nesta figura pode verificar-se que os minerais com maior resistência química (com a excepção da turmalina) se encontram, exclusivamente, na areia de praia. Pelo contrário, os minerais quimicamente menos resistentes aparecem, predominantemente, no depósito fluvial.

Com o objectivo de tornar mais evidentes os contrastes entre as duas amostras, subtraímos os respectivos índices, de frequência. Um resultado igual a zero indica que existe um equilíbrio entre o depósito marinho e fluvial. Resultados diferentes de zero mostram predomínio de um dos depósitos sobre o outro, predomínio esse que é proporcional ao tamanho da barra que o representa. Estes elementos estão representados na fig. 12.16.
Conclui-se da sua observação que o zircão, rútilo, turmalina, moscovite e granada são mais frequentes nas areias de praia.
Pelo contrário, os depósitos fluviais são mais ricos em distena, andalusite, apatite, biotite, epídoto, anfíbola e aegirina-augite.

Deste modo, confirma-se que os minerais mais resistentes sob o ponto de vista químico predominam nas areias de praia, enquanto que os minerais menos resistentes são mais frequentes nas areias do rio Douro.
Que significado poderão ter estes resultados?

Numa primeira abordagem podemos levantar a hipótese de que o meio marinho seja quimicamente mais agressivo que o ambiente fluvial e que degrade rapidamente os minerais menos resistentes.

Por outro lado, as areias das praias são, pelo menos em parte, resultantes de antigas areias fluviais, transportadas a partir das fozes dos rios, devido à deriva litoral.
Além disso, elas podem provir de areias relativamente antigas, depositadas na plataforma continental durante as fases regressivas do Quaternário (nomeadamente durante o Würm).
Assim, é provável que tenham uma história sedimentar mais complexa do que as areias fluviais.
Deste modo, é natural que se tenha processado nelas um certo enriquecimento nos minerais mais resistentes à alteração química.

Porém, estes dados poderão reflectir, essencialmente, o contraste entre as fontes de alimentação em areias da praia de Miramar e as mesmas fontes no que diz respeito às areias do rio Douro.
Por isso é necessário comparar estes elementos com o quadro 12.III, que relaciona as diferentes espécies minerais com as rochas que lhes deram origem.
Para simplificar a análise poderemos limitá-la aos casos em que se verifica um contraste maior entre depósitos fluviais e marinhos. Este contraste traduz-se numa maior diferença entre os respectivos índices a que corresponderá uma barra mais longa (fig. 12.16).

Nessa fig. 12.16 podemos verificar que os maiores contrastes dizem respeito:
- **Moscovite** (mais abundante na areia da praia), com origem possível nos seguintes grupos de rochas:
- Pegmatito;
- Rochas ígneas ácidas;
- Rochas vulcânicas;
- Rochas devidas a metamorfismo de baixo grau;
- Rochas devidas a metamorfismo de grau elevado.
A moscovite pode ainda corresponder a um mineral autigénico

-Apatite, biotite e anfíbola (mais abundantes nos depósitos fluviais). Nestes casos, as rochas de origem poderiam ser:
-Rochas ígneas ácidas
-Rochas Vulcânicas,
-Rochas devidas a metamorfismo de baixo grau;
-Rochas devidas a metamorfismo de grau elevado.
-Rochas ígneas básicas.
Assim, com excepção duma origem autigénica possível para a moscovite, e do facto da hornblenda verde poder provir, entre outras origens, de rochas básicas, existe coincidência entre a origem provável dos minerais pesados para as areias do rio Douro e da praia de Miramar.
É de notar que a análise que acabamos de fazer diz respeito apenas àqueles minerais que melhor pareciam definir o contraste entre o depósito fluvial e marinho. Relativamente aos outros, cuja distribuição era menos contrastante, e por vezes até coincidente, seria ocioso fazer considerações.

Existe, sem dúvida, apesar da diferenciação litológica, uma apreciável homogeneidade dentro da zona Centro-Ibérica, que poderá explicar a quase coincidência entre as origens prováveis dos minerais pesados num depósito marinho e fluvial. Com efeito, em toda

esta zona predominam rochas ácidas e rochas metamórficas de grau mais ou menos elevado.
A faixa do Precâmbrico Polimetamórfico (zona de Ossa-Morena) introduz uma certa heterogeneidade, que poderá traduzir-se, nomeadamente, pela importância das granadas nas areias das praias actuais (Miramar, amostra 38), e em certos depósitos de praias antigas (Valadares, amostra 179).
A abundância de granadas nestes depósitos poderá ser proveniente dos micaxistos com granadas que aparecem, sobretudo, no litoral compreendido entre a praia da Granja e Espinho.
Porém, as granadas também são frequentes nas amostras 53 (margem do rio Douro) e nas amostras 244 e 246 (depósitos marinhos fósseis de S. Paio, a norte de Labruge).
Curiosamente, verifica-se que as amostras ricas em granadas correspondem sempre aos depósitos actuais (amostras 38 e 53) ou àqueles que, pelas razões que apresentaremos ao longo deste e do próximo capítulo, nos parecem mais recentes (amostras 179, 244 e 246). Nunca aparecem nos depósitos fósseis que consideramos de origem fluvial.

Em F. G. Pureza e A. M. Araújo (1956) encontramos um estudo detalhado da distribuição dos minerais pesados nas praias do norte do país.
Os autores estudaram as areias das praias entre Caminha e a Figueira da Foz.
Foram recolhidas amostras ao nível da maré baixa e da maré alta, para cada um dos 40 locais de amostragem. É nas proximidades do estuário do Douro que se situa a maior densidade dos pontos de amostragem.
O respectivo estudo granulométrico revelou que o valor das medianas, expresso em Ø, se tornava mais baixo na praia baixa, o que denota um maior calibre. Simultaneamente, era aí que se encontravam maiores concentrações de minerais pesados, o que demonstra que, devido à sua densidade mais elevada, estes andam associados com areias quartzosas mais grosseiras, e que, por isso, se podem concentrar nos locais em que a energia é mais alta.
Com o fim de completar o estudo dos depósitos actuais, transcrevemos os resultados médios (obtidos através da média entre a recolha da maré baixa e da maré alta) apresentados no trabalho de F. G. Pureza e A. M. Araújo (1956), para as praias situadas nos limites e dentro da nossa área de estudo (quadro 12.D).
Com os elementos respeitantes aos minerais mais frequentes, realizámos o gráfico da fig.12.17[88].

[88] O nome dos locais de amostragem é indicado pelas respectivas iniciais. O significado dessas iniciais está patente no quadro 12.III.

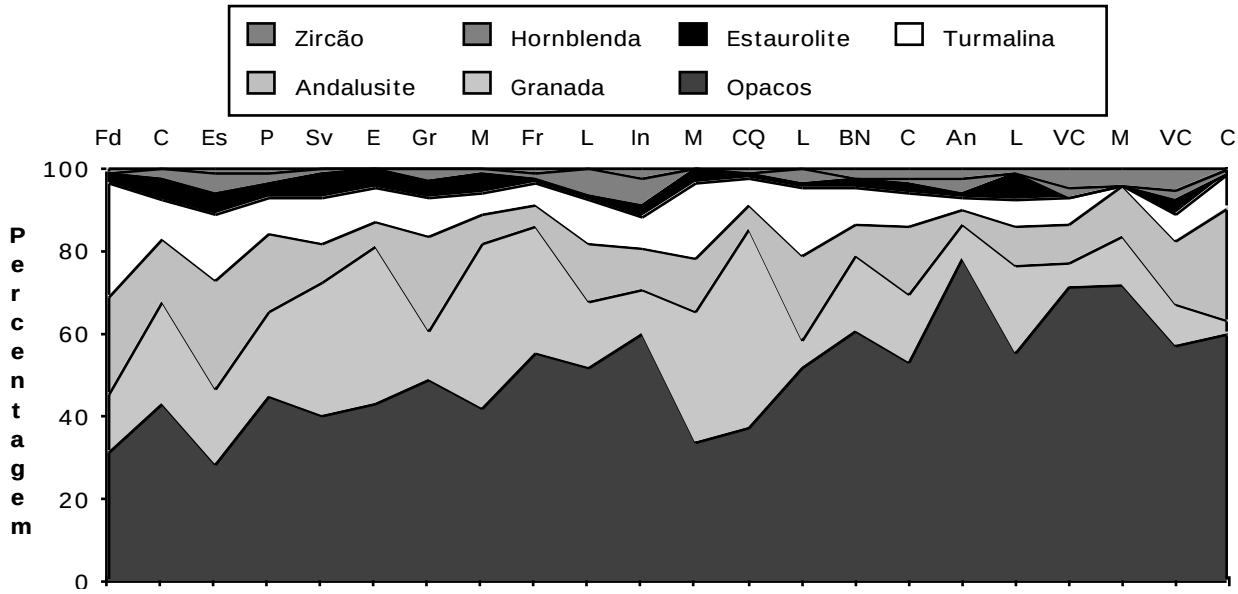


Fig. 12.17: Variação do conteúdo em minerais pesados nas praias situadas entre o Furadouro (Fd) e Caxinas (C); Dados de F. G. Pureza e A. M. Araújo (1956).

A figura permite verificar que existe uma variação muito acentuada da frequência dos vários minerais em praias próximas, o que poderá provar a importância de certos factores locais na distribuição das diferentes espécies minerais:
- exposição à ondulação e às correntes marinhas;
- fenómenos de erosão das praias, com o concomitante enriquecimento em minerais pesados, ou de acumulação, com a decorrente "diluição" dos mesmos.

A fig.12.17 mostra que o grupo mais bem representado na maior parte das amostras da área corresponde ao conjunto dos opacos[89]. Verifica-se, porém, um nítido aumento da respectiva frequência à medida que se caminha para norte.

As granadas são a espécie mineralógica mais abundante neste sector litoral. É a sul da praia de Leça que estas se apresentam com maior frequência.
Contudo, a variação da frequência de granadas é bastante acentuada mesmo em praias contíguas. Com efeito, passa-se de 45% na praia do Castelo do Queijo, para 5% na praia de Leça.

Ao contrário do que se passa com as granadas, a frequência de andaluzite sofre um certo decréscimo na área compreendida entre as praias de Labruge e de Cortegaça, tornando-se o mineral mais frequente para norte da praia do Mindelo.
As turmalinas, apesar de apresentarem uma variação irregular, com subidas e descidas frequentes, em praias contíguas, mostram uma certa tendência para aumentarem de frequência para sul.
O mesmo sucede com a estaurolite.

[89] O grupo dos minerais não identificados ou alterados também apresenta uma certa importância (cf. quadro 12.IV). Todavia, atendendo a que se trata de um conjunto heterogéneo, com uma distribuição idêntica em todos os locais que foram objecto de amostragem, resolvemos prescindir da sua representação.

A distribuição das granadas segundo os dados de F. G. Pureza e A. M. Araújo (1956) parece indicar que elas provêm de uma área compreendida entre Vila do Conde e o Furadouro, onde existem com maior abundância. Mas elas só se tornam a espécie mineral dominante, entre os minerais identificados (com exclusão, portanto, dos opacos), para sul da praia do castelo do Queijo.
É possível, portanto, que esta distribuição se relacione, em parte, com os afloramentos do Precâmbrico polimetamórfico, onde aparecem, por vezes, xistos porfiroblásticos com granadas e estaurolite (Granja, Espinho).
Porém, podem ter funcionado outras fontes como origem das granadas[90]. Além disso, a sua distribuição deve ter sido influenciada, como veremos, pela respectiva resistência química e mecânica.

Atendendo à existência de diversas variáveis que determinam o conteúdo em minerais pesados (cf. P. Giresse, 1969), torna-se, por vezes, difícil isolar a causa essencial dos fenómenos.
Daí resulta que a simples análise isolada destes minerais não fornece soluções imediatas para os problemas. Por isso ela deve ser entendida como mais um elemento que irá reforçar ou contrariar as hipóteses levantadas pelos outros dados disponíveis, ajudando, assim, a definir a sua maior ou menor verosimilhança.

O quadro 12.III relaciona cada um dos minerais com vários tipos de rochas. Por isso, ele é demasiado generalizante para servir os nossos objectivos.
Só uma análise mais pormenorizada, partindo do conhecimento profundo das características específicas que cada espécie mineral apresenta, em cada contexto petrográfico, permitiria escolher, entre os vários minerais presentes, aqueles que poderiam servir de "traçadores", característicos de uma determinada rocha ou província de origem (C. W. Judge, 1970).

Por outro lado, temos bem consciência de como o número de análises realizadas para os depósitos actuais (uma para os depósitos fluviais e outra para as areias de praia) é, porventura, insuficiente para que se possam extrair conclusões aplicáveis a toda a área de estudo. Por isso mesmo tentámos utilizar os dados publicados no trabalho de F. G. Pureza e A. M. Araújo (1956), o que nos permitiu uma compreensão mais alargada da distribuição dos minerais pesados nas praias da área estudada.

---

[90] Com efeito, na notícia explicativa da carta geológica 1:50.000 do Porto (9-C) refere-se a existência de uma extensa mancha de granito granatífero, em Gondomar. Contudo, o dito afloramento situa-se relativamente longe do litoral. Nos depósitos fluviais situados na sua proximidade (Pedrinha, amostra 254, Aldeia Nova, amostra 285) não se encontraram sinais de granadas, o que poderá explicar-se, justamente, pela pequena resistência que estas oferecem à alteração química, bem como pela provável antiguidade dos depósitos em questão.
Também na notícia explicativa da folha da Póvoa de Varzim se referem algumas rochas contendo granadas, mas quase todas se situam a uma distância considerável da linha de costa. Também se aponta a existência de "raros grãos de granadas" na auréola metamórfica que resulta da transformação do complexo xisto-grauváquico devida à formação do granito alcalino.

Em síntese:

Ao longo deste capítulo procurámos analisar o interesse que o estudo dos minerais contidos na fracção fina das amostras poderia ter para o estabelecimento de uma cronologia relativa, baseada em considerações de ordem climática.
Assim, verificámos que, de acordo com as análises efectuadas e com os conhecimentos existentes sobre a evolução climática do Neogénico e do Quaternário, seria possível identificar as seguintes fases climáticas:
I - Climas quentes e húmidos (durante o Terciário);
II - Fase resistática (Vilafranquiano?);
III - Climas subtropicais originando fenómenos de rubefacção (interglaciar Mindel-Riss?);
IV - Fases climáticas de tipo temperado ou frio, posteriores ao interglaciar Mindel-Riss.

O estudo dos minerais pesados parece ser menos rico de ensinamentos, já que a tentativa de comparar os depósitos marinhos e fluviais actuais não se mostrou muito conclusiva. Tentaremos, no próximo capítulo, comparar a distribuição daqueles minerais nos depósitos fósseis e actuais, para saber em que medida eles poderão servir de indicador da idade relativa dos depósitos.

PARTE III: EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA ANTE-WÜRMIANA

Capítulo 13 - Caracterização geral e diferenciação sedimentológica e espacial nos depósitos "plio-plistocénicos"

Relativamente aos depósitos ditos "plio-plistocénicos" vamos começar (capítulos 13 e 14) pelo estudo dos mais antigos, deixando para os capítulos 15 e 16, respectivamente, a análise dos depósitos de cobertura, normalmente relacionados com a última glaciação e as formações eólicas e lagunares relacionáveis com o fim do Würm e com o Holocénico.

Como vimos nos capítulos 8 e 10, o estudo dos depósitos "plio-plistocénicos" foi marcado, como seria natural, pelas concepções vigentes na altura em que os diversos estudos foram realizados.
A elaboração da cartografia geológica de escala 1:50.000, que cobre a área estudada, teve um impacto particularmente grande nesse domínio, na medida em que "fixou" essas concepções e, deste modo, inibiu, de alguma maneira, o aparecimento de novos trabalhos sobre o mesmo assunto, que parecia esgotado, à luz dos critérios e das teorias dominantes na altura.
Vimos, porém, como a existência de movimentos tectónicos recentes, facto de que ninguém, hoje, duvida, pode abalar seriamente uma teoria alicerçada numa correlação de índole essencialmente altimétrica dos depósitos.

Os critérios altimétricos só podem ter algum sentido quando utilizados em litorais estáveis e partindo duma definição cuidadosa da cota representativa de cada "nível", que corresponde à cota da base da arriba que encima cada plataforma de abrasão (A. Guilcher, 1954).
Como é evidente, todavia, estes critérios só podem ser utilizados se a respectiva arriba fóssil tiver sido inequivocamente identificada e se os depósitos em estudo corresponderem, efectivamente, a praias antigas (cf. capítulo 14).

Todavia, como já foi dito noutro local (M. A. Araújo, 1985-b), muitos dos depósitos designados como "praias levantadas" na literatura geológica e geomorfológica referente à área em estudo têm outras origens.
Deste modo, o seu significado para a reconstituição da evolução geomorfológica será diferente do dos depósitos de origem marinha.

Parece-nos, por isso, que o primeiro passo para o estudo da evolução geomorfológica da plataforma litoral no fim do Terciário e no Quaternário deverá ser uma tentativa de caracterização genética dos diversos depósitos que ela comporta.

13.1 - Os depósitos "plio-plistocénicos": a análise morfoscópica das suas areias e a identificação do respectivo ambiente de sedimentação

Já em 1985 (M. A. Araújo, 1985-a), tínhamos levantado a hipótese de que muitos dos depósitos até então descritos como "praias levantadas" deveriam ser, em vez disso, resultantes de antigas coberturas fluviais.
De então em diante, analisámos um maior número de amostras:

Da análise dum total de 301 amostras[91] concluímos:
1 - Que 93 amostras teriam origem fluvial. Destas, 87 correspondiam a depósitos fluviais fósseis e 6 a depósitos actuais;
2 - Que 52 amostras teriam origem marinha; destas, 37 amostras correspondiam a depósitos marinhos fósseis e 15 a depósitos actuais.

Em alguns casos, os depósitos pareciam pertencer, por algumas das suas características, ao meio marinho, e por outras a um meio fluvial. Estas amostras foram classificadas como "flúvio-marinhas" (13 casos, cf. capítulo 11).

Curiosamente, verificámos que a maioria dos depósitos (com excepção dos solifluxivos) que se encontram mais perto da base do "relevo marginal", apresentando cotas superiores a 40m, eram, geralmente, de origem fluvial ou "fluvio-marinha".
Por sua vez, os depósitos situados abaixo dos 40m (exceptuando as formações com carácter eólico, lagunar ou solifluxivo) têm uma origem geralmente marinha.
Baseamo-nos, como já foi dito no capítulo 11, em critérios de tipo granulométrico e morfoscópico.

Passamos a fazer uma análise mais pormenorizada recorrendo à representação gráfica de alguns dados sedimentológicos correspondentes aos depósitos fluviais e marinhos.

As figs. 13.1 e 13.2 representam, respectivamente, a variação do Desvio dos Quartis de Ø (QDØ) e do Arredondamento Médio (RM) para os dois grupos de depósitos referidos.

[91] Os resultados das respectivas análises estão patentes no quadro 11.B. Neste quadro as amostras estão já agrupadas por origens, de modo a obterem-se os valores médios e extremos constantes no quadro 11.C.

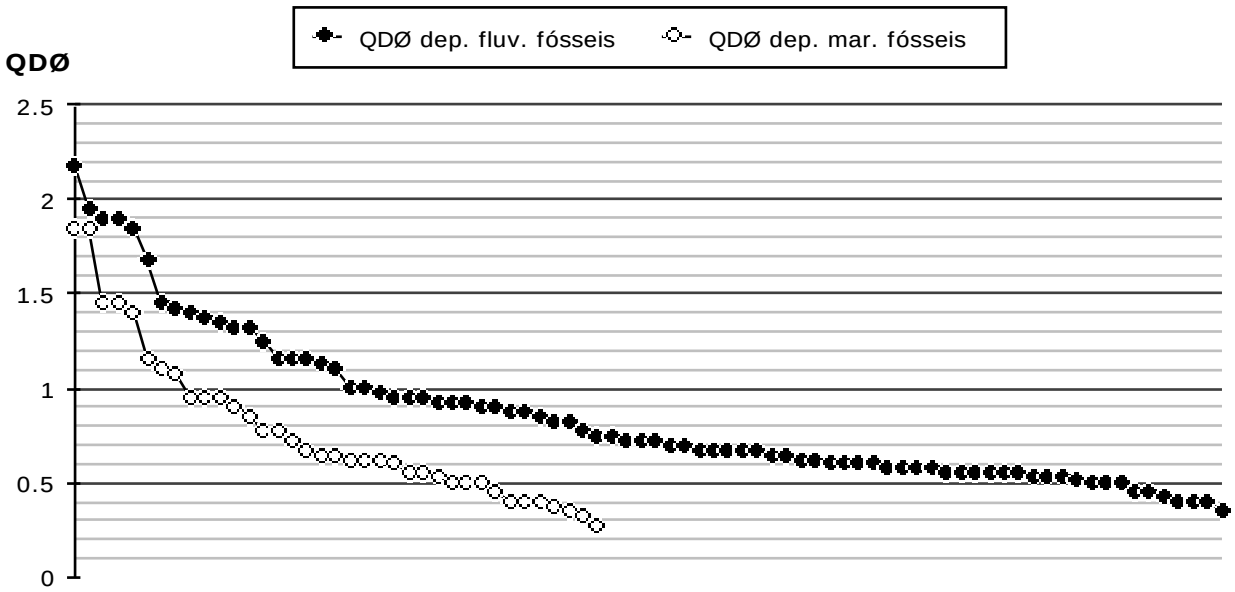


Fig. 13.1: Comparação do QDØ para os depósitos fluviais e marinhos fósseis amostras ordenadas segundo valores decrescentes de QDØ

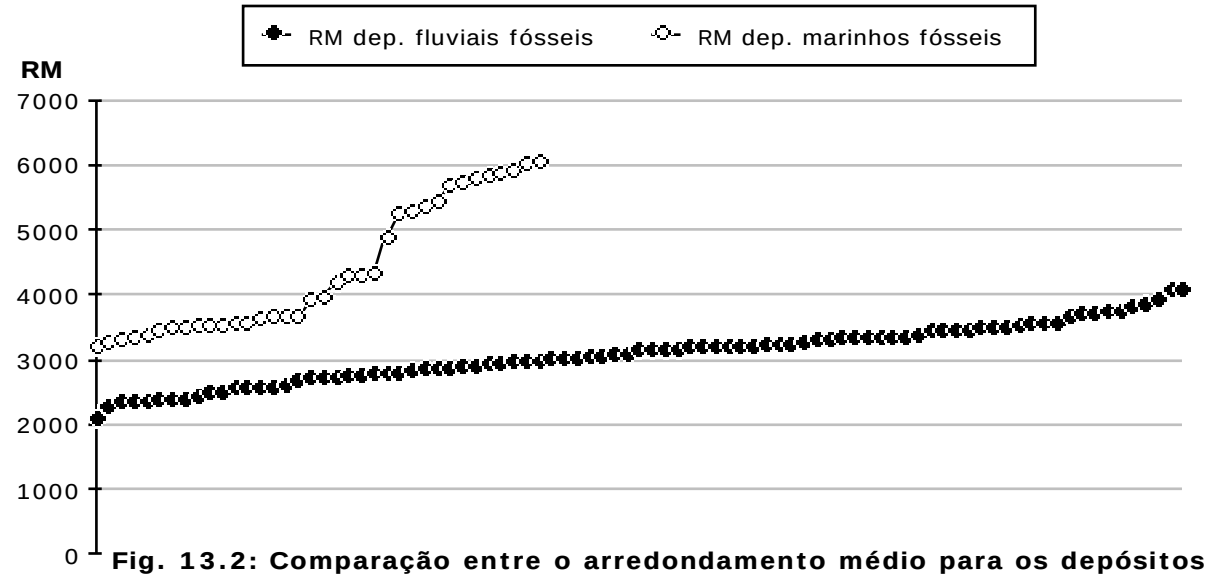


Fig. 13.2: Comparação entre o arredondamento médio para os depósitos fluviais e marinhos fósseis; amostras ordenadas segundo valores

Verifica-se que os depósitos fluviais apresentam valores máximos e mínimos do QDØ mais elevados que os depósitos de origem marinha, o que significa que estes últimos são mais bem calibrados do que os depósitos fluviais.

Porém, o contraste é muito mais nítido no que diz respeito ao rolamento dos grãos de areia (fig. 13.2). Neste caso, as curvas dos dois grupos de depósitos estão muito mais afastadas que na fig. 13.1. Pode concluir-se, assim, que o arredondamento médio (RM) é bastante mais elevado nos depósitos marinhos que nos fluviais.

Os histogramas das figs. 13.3 e 13.4 representam, respectivamente, os valores médios e os valores limite (máximo e mínimo) do desvio dos quartis de Ø (QDØ) e do arredondamento médio (RM), encontrados para o grupo dos depósitos fluviais e marinhos analisados.

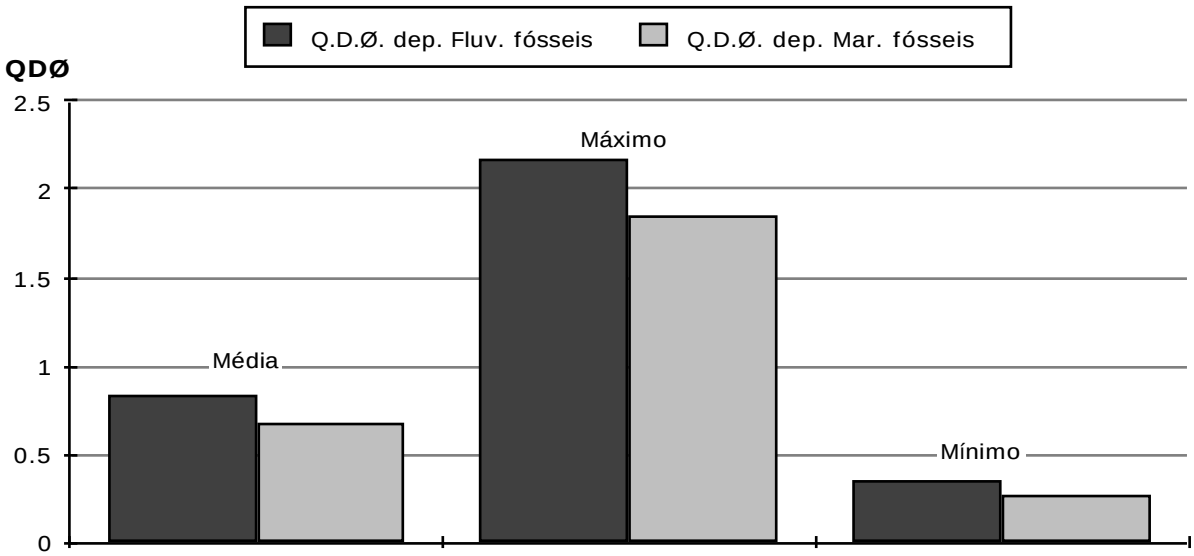


Fig. 13.3: Comparação do desvio dos quartis nos depósitos fluviais e

A fig. 13.3 confirma que os valores do QDØ são, geralmente, mais altos nos depósitos fluviais do que nos marinhos. Contudo, existe uma certa similitude entre os valores médios do QDØ para os depósitos de origem marinha e fluvial (respectivamente 0.682 e 0.843, o que representa, para os depósitos marinhos, um valor 24% inferior ao dos depósitos fluviais).
A pequena diferença existente entre os valores do QDØ para os depósitos marinhos e fluviais demonstra claramente que este índice de calibragem não é um critério seguro de distinção.
Com efeito, temos verificado que os dados de índole granulométrica nem sempre apresentam resultados concludentes relativamente à diagnose dos ambientes de sedimentação, o que está de acordo com observações análogas apontadas por G. S. Carvalho (1983-85).

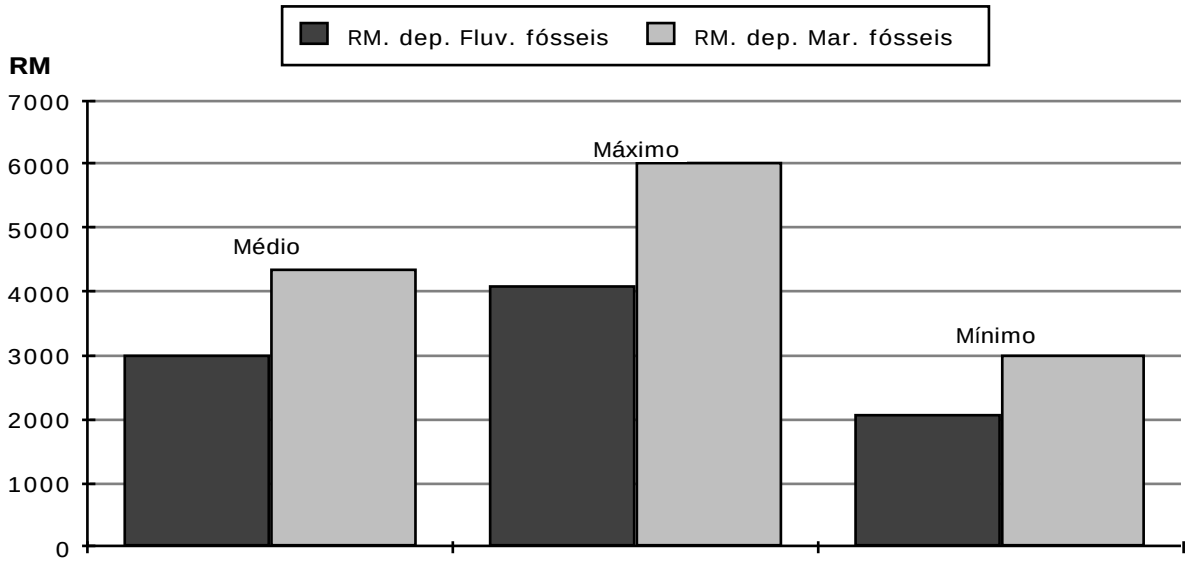


Fig. 13.4: Comparação do arredondamento médio nos depósitos fluviais e

Porém, se observarmos o desenvolvimento dos histogramas relativos ao RM (fig. 13.4), notaremos que o valor médio dos depósitos fluviais coincide, praticamente, com o mínimo dos marinhos.
Assim, os depósitos com RM inferior a 0.300 serão de origem fluvial quase certa. Entre 0.300 e 0.400, as areias serão de origem fluvial ou marinha, acentuando-se a probabilidade de serem marinhas quando o valor se aproxima de 0.400.
Quando o RM é superior a 0.400, a origem dos grãos de areia deverá ser procurada em ambientes com maior poder de desgaste mecânico ou químico do que o meio fluvial.

As considerações acabadas de fazer permitem-nos ajuizar que a morfoscopia (nomeadamente o RM) poderá ter um maior poder definidor que as análises granulométricas para a distinção entre depósitos marinhos e fluviais.

Por isso, desenvolvemos um pouco mais a nossa investigação no sentido de procurar correlações entre os aspectos morfoscópicos e a origem marinha ou fluvial dos grãos de areia.
Com esse objectivo elaborámos o gráfico da fig. 13.5. Neste gráfico representámos os valores do RM de amostras fluviais, "fluvio-marinhas" e marinhas fósseis, ordenadas segundo cotas decrescentes. Embora o desenvolvimento do RM seja um tanto irregular, verifica-se que ele vai aumentando à medida que nos aproximamos dos depósitos mais baixos[92]. Essa subida é mais nítida nas amostras situadas abaixo dos 50m, cujo RM está sempre acima de 0.3.

[92] Na fig. 13.29 elaborada com os elementos obtidos aquando da análise dos minerais pesados em 21 amostras, verifica-se algo de semelhante. Embora este último gráfico tenha sido produzido a partir de grãos de minerais pesados, de dimensões inferiores (≥125μ) àquelas que serviram para a determinação do RM (1-0.5mm), os resultados parecem ser bastante análogos, o que nos dá uma certa confiança na legitimidade das conclusões obtidas pela determinação do RM.

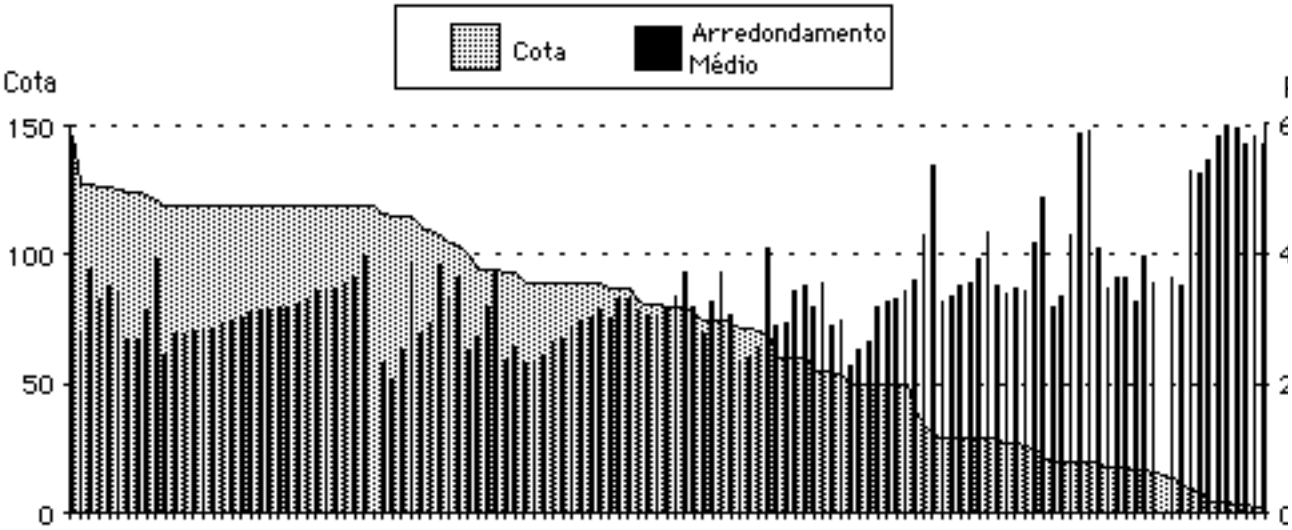


Fig. 13.5: Variação do RM nos depósitos fluviais e marinhos fós (amostras ordenadas segundo cotas decrescentes)

Além do valor do RM, as características de superfície dos grãos de areia também são reveladoras.
Com efeito, como vemos na fig. 13.6, nos depósitos fluviais predominam os grãos picotados (46%) e foscos (37%).

Nos depósitos marinhos (fig. 13.7), dominam os grãos picotados-brilhantes (34%), picotados (29%) e foscos (25%) apresentando, além disso, alguns grãos brilhantes (2.5%), quase inexistentes nos depósitos fluviais.

A representação conjunta das frequências médias dos vários aspectos de superfície, para os depósitos fluviais e marinhos fósseis (fig. 13.8), mostra que os maiores contrastes se verificam na distribuição dos grãos picotados-brilhantes, que predominam claramente nos depósitos marinhos.
Por sua vez, os grãos picotados e foscos são mais frequentes nos depósitos fluviais fósseis.
Os grãos esquirolosos aparecem, quer nos depósitos marinhos, quer nos fluviais, quase com a mesma frequência média.

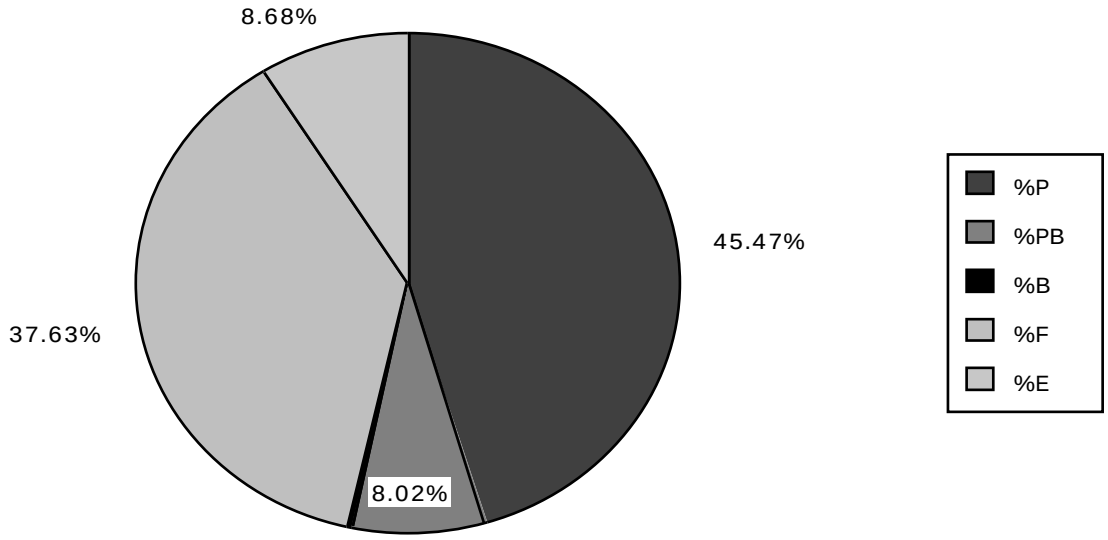


Fig. 13.6: Aspectos de superfície dos grãos de quartzo dos depósitos fluviais fósseis

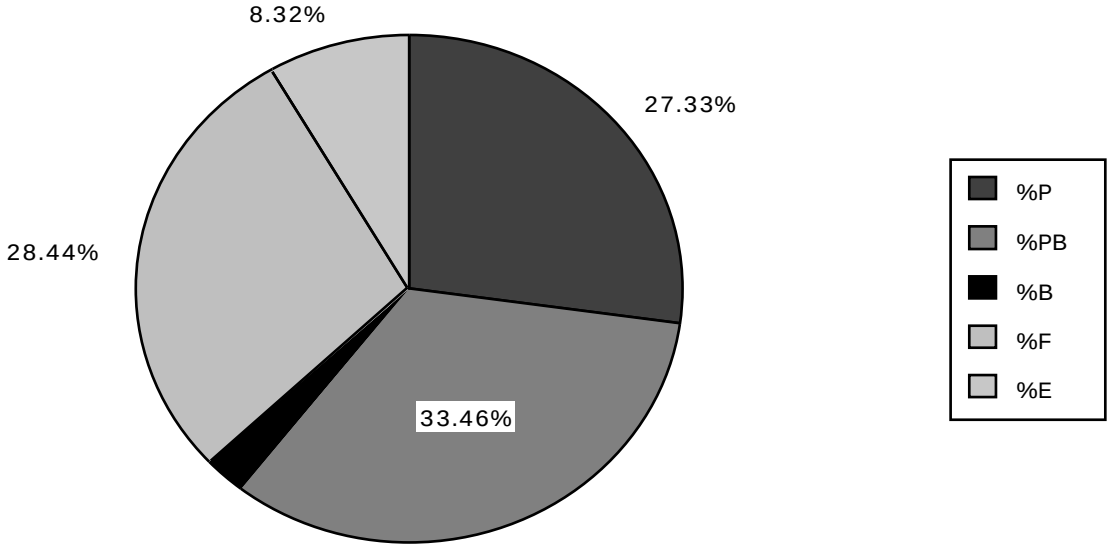


Fig. 13.7: Aspectos de superfície dos grãos de quartzo dos depósitos marinhos fósseis

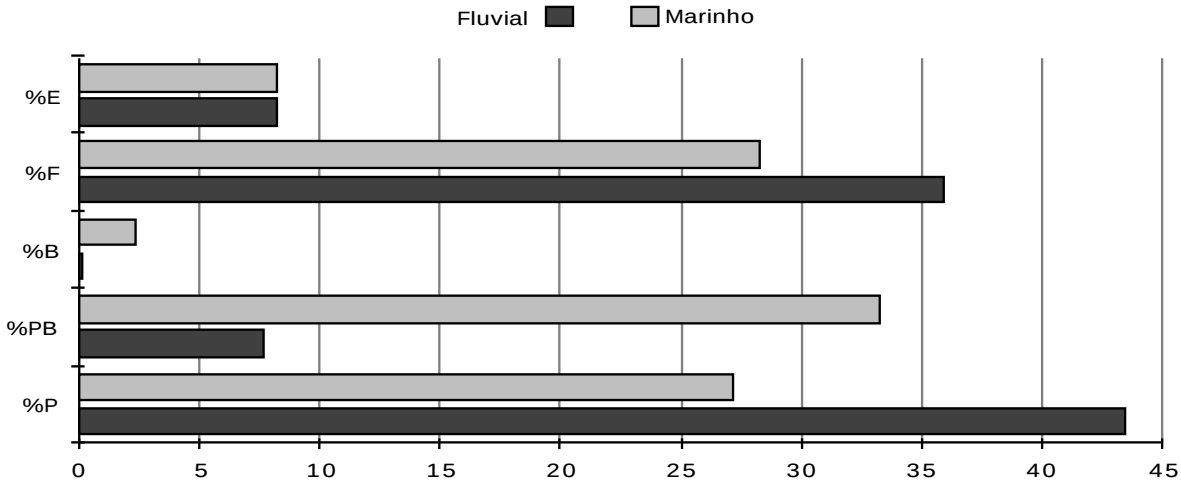


Fig.13.8: Comparação dos aspectos de superfície dos grãos de quartzo nos

O aspecto brilhante ou picotado-brilhante parece associar-se a um processo de dissolução da sílica que se verifica sobretudo nos meios marinhos, em que as águas têm uma maior capacidade de dissolução desta substância (cf. capítulo 11).
Este mesmo processo poderá, também, contribuir para um maior arredondamento médio das areias marinhas relativamente às fluviais.

Os grãos picotados, pelo contrário, denotam um menor índice de dissolução da sílica e, por isso, prevalecem amplamente nos depósitos fluviais, com menor RM.

Os grãos foscos são mais abundantes nos depósitos fluviais. Aparentemente, os choques entre os diversos grãos (G. S. Carvalho, 1966) poderão ter contribuído para esse resultado.
Existe, todavia, uma outra razão possível, relacionada com a existência dum "fosco pedológico" (ver capítulo 11) que poderia ter uma certa relação com a idade dos depósitos. Daí o seu incremento nos depósitos fluviais fósseis, que parecem ser mais antigos que os seus congéneres marinhos (cf. capítulo 14).

13.2 - A variação da percentagem de fracção fina

Nos depósitos actuais (cf. quadro 11.B), o menor poder de selecção do meio fluvial, relativamente ao marinho, traduz-se, normalmente, pela existência de alguns elementos grosseiros (acima de 2mm) em depósitos essencialmente arenosos, o que contribui para lhes diminuir a calibragem.
Se compararmos os depósitos actuais (marinhos e fluviais, identificados com *, nos quadros 11.A e 11.B) com o conjunto de depósitos (actuais e fósseis) de cada uma dessas origens, salta à vista a maior percentagem de elementos finos no conjunto que engloba os depósitos fósseis.
Uma vez que este enriquecimento em finos está ausente dos depósitos actuais (quer marinhos quer fluviais, cf. quadro 11.B), ele provavelmente ficará a dever-se à evolução post-deposicional, que afectaria quer os depósitos fluviais quer os marinhos, embora em grau diferente, como veremos.

Este fenómeno parece ser, de facto, uma constante dos depósitos antigos relativamente aos actuais. Com efeito, também no caso dos depósitos de origem eólica ele se pode confirmar. Assim, G. S. Carvalho (1983-85) refere a existência de uma maior percentagem de elementos finos nas areias da Gândara relativamente às areias eólicas actuais.
Também H. Nonn (1967) e A. B. Ferreira (1983) apresentam as elevadas percentagens de partículas finas nos terraços superiores do Rio Minho como um critério para a avaliação da idade relativa dos depósitos.

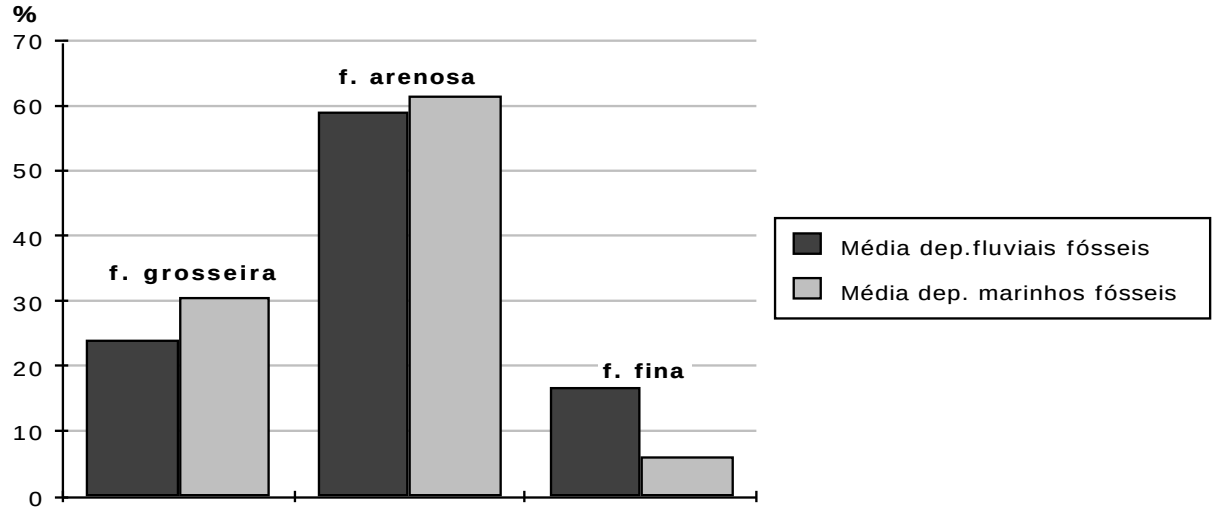


Fig. 13.9: Comparação da percentagem da fracção grosseira, arenosa e fina

Os histogramas da fig. 13.8, que representam a composição granulométrica média das amostras de depósitos fluviais fósseis e marinhos fósseis, mostram uma certa similitude relativamente à frequência de elementos grosseiros e de areias nos dois tipos de depósitos. O maior contraste observado diz respeito à percentagem de fracção fina, que é nitidamente mais abundante nos depósitos identificados como fluviais.

Com efeito, como vemos naquelas figuras, os depósitos com origem fluvial possuem uma percentagem de 16.9% correspondente à fracção fina (=silte+argila, cf. capítulo 11), enquanto que esse valor é de apenas 6% para os depósitos de origem marinha.

Se admitirmos que o enriquecimento em partículas finas pode ser correlativo dum maior tempo de evolução, os depósitos fluviais, que apresentam, geralmente, uma maior frequência de partículas finas, seriam, na generalidade, anteriores aos depósitos marinhos[93].

[93] Os dados referentes à morfoscopia e ao conteúdo em silte e argila dos depósitos fluviais e marinhos fósseis, até este ponto do trabalho, foram calculados para o total das amostras em que cada uma dessas origens foi identificada (87 e 37 amostras, respectivamente).

Nos laboratórios da D.-G. G. M. (cf. capítulo 12) foi feita a análise por difractometria de Raios X da fracção "argilosa" de 43 amostras[94].

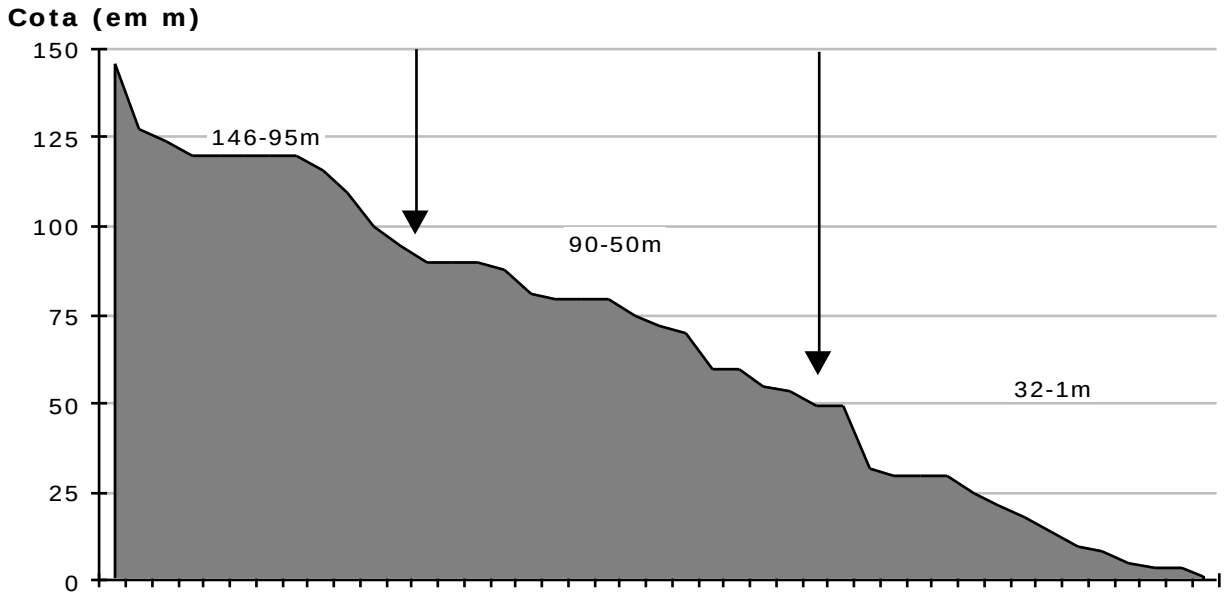


Fig. 13.10: Escalonamento altimétrico dos depósitos de que se conhece a

A observação da fig. 13.10 mostra que as cotas a que se distribuem os depósitos em que a composição mineralógica das argilas foi analisada não variam de modo contínuo, antes podem considerar-se agrupados em 3 conjuntos separados por "saltos" bruscos:

A - Depósitos situados acima de 90m;
B - Depósitos situados entre 90 e 50m;
C - Depósitos situados abaixo dos 35m.

A fig. 13.11 representa a percentagem de fracção fina existente nos depósitos acima referidos, ordenados segundo cotas decrescentes. Torna-se claro que o conteúdo em partículas finas é mais elevado nas amostras situadas a cotas mais elevadas.

[94] A discussão que se segue baseia-se, apenas, nesse conjunto de amostras. Por isso, daqui em diante e até indicação em contrário, todas as referências a "amostras", ou a "depósitos fluviais" ou "marinhos", diz respeito a este conjunto de 43 amostras.

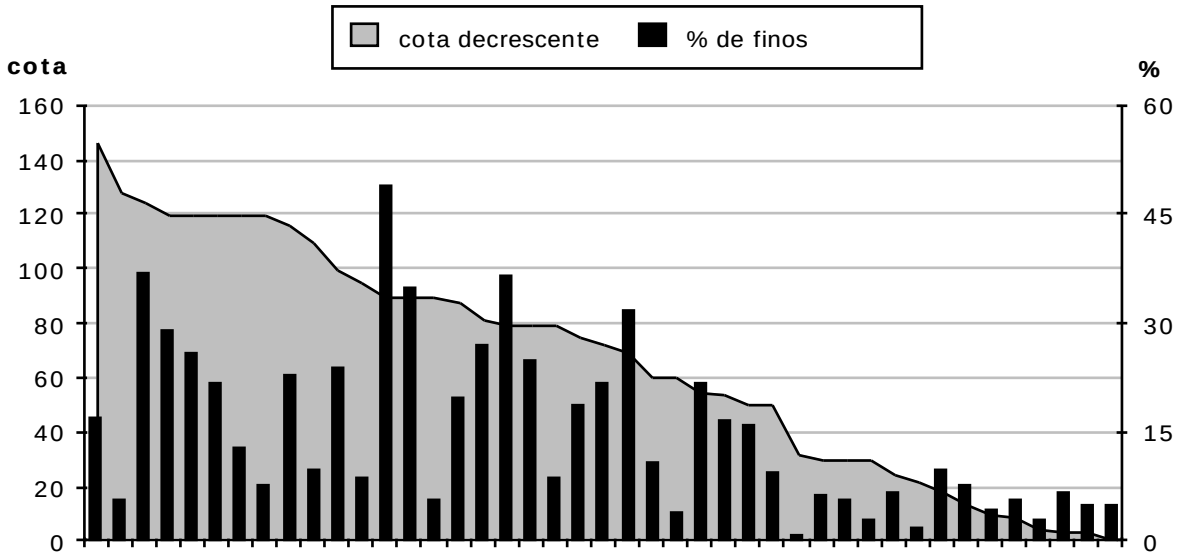


Fig. 13.11: Variação do conteúdo em materiais finos (amostras ordenadas

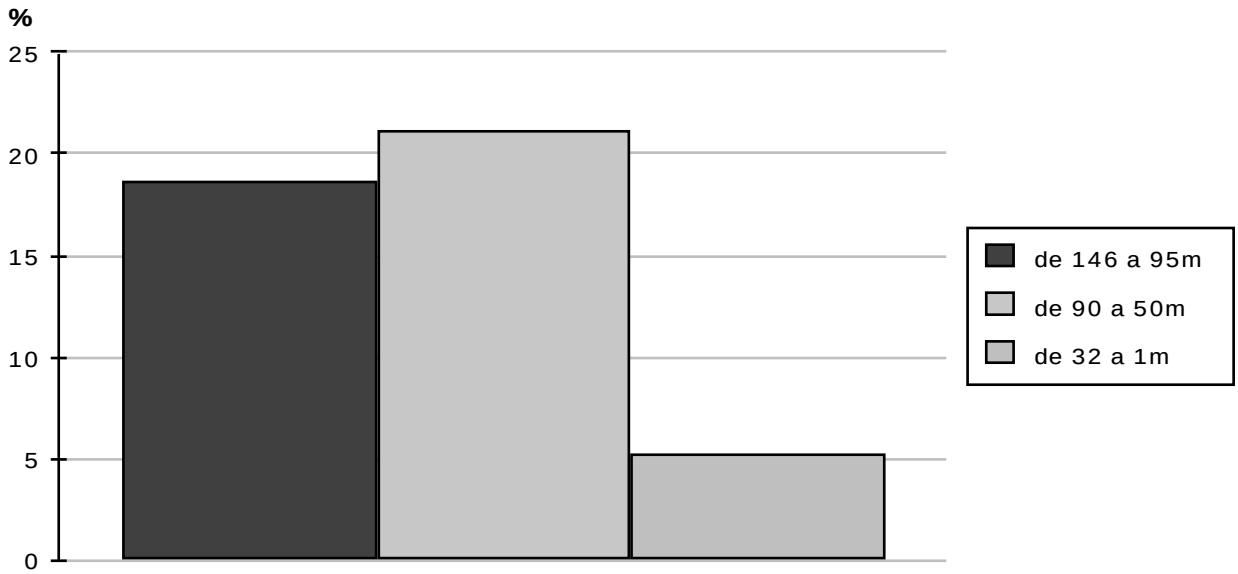


Fig. 13.12: Percentagem média de fracção fina em diferentes sectores definidos segundo critérios altimétricos

Na fig. 13.12 representamos os valores médios do conteúdo em "finos" para as amostras situadas dentro de cada um dos sectores altitudinais anteriormente definidos.
Enquanto que, nos depósitos de cota superior a 90m, a percentagem de finos parece ter uma variação um tanto aleatória em torno duma média situada nos 19% de silte+argila (cf. quadro 13.A), dos 90 aos 50m parece haver uma tendência para a diminuição do conteúdo em materiais finos à medida que a cota a que os depósitos se encontram diminui. Contudo, é neste grupo de depósitos que os valores da percentagem da fracção fina são, no conjunto, mais elevados, dando origem a uma média de 21%.

Os depósitos situados abaixo dos 50m apresentam conteúdos de materiais finos bastante mais baixos que os grupos anteriores, situando-se a respectiva média nos 5%[95].

Como entender o aumento de frequência das partículas finas nos depósitos mais altos? H. Nonn (1967), a propósito dos terraços do rio Minho, relaciona a sua antiguidade com o respectivo conteúdo em fracção fina.

Um dos processos que pode ter contribuído para esse aumento significativo da percentagem de elementos de dimensão inferior a 62μ, nas amostras de depósitos fósseis, relativamente às de depósitos actuais, poderia ficar a dever-se à lexivização dos horizontes superiores dos depósitos e dos solos que eles suportam. Essa lexivização arrastaria partículas finas que iriam colmatando os espaços existentes entre os grãos de areia e (ou) elementos grosseiros.

Também a fragmentação mecânica e a alteração química dos elementos constituintes dos depósitos podem contribuir para explicar o enriquecimento em silte e argila dos depósitos fósseis, uma vez que ambas produzem a divisão dos elementos originais em partículas mais finas.

Uma das condições necessárias para a existência de fenómenos de alteração intensa das rochas tem a ver com o facto dessas rochas terem estado sujeitas à meteorização química durante muito tempo (cf. J. Demangeot, 1976).

Mas o clima tem, também, uma grande importância.
"No banho tropical de água quente" (J. Dresh, citado por J. Demangeot, 1976) a alteração das rochas é 4 ou 5 vezes mais rápida do que nas regiões temperadas".
Logo, o efeito da antiguidade poderia ser reforçado pela existência de climas de tipo tropical durante uma parte do Terciário[96].

Uma vez que os depósitos mais altos têm, em geral, um maior conteúdo em partículas finas, poderíamos aventar a hipótese de que seriam estes os mais antigos.

Porém, uma hipótese deste tipo pode parecer um regresso aos decantados critérios altimétricos que nós próprios criticámos (cf. capítulos 9 e 10).

---

[95] Existe, por meras razões estatísticas, relacionadas com o desenvolvimento duma curva de Gauss, uma relação entre os parâmetros granulométricos dos depósitos (moda, mediana) e o conteúdo em finos.
Os depósitos arenosos terão, devido a essa condição, uma maior tendência a possuir partículas finas do que os cascalhentos.
Além disso, nestes últimos, as partículas finas terão, comparativamente, um menor peso, em termos percentuais, do que nos depósitos arenosos.
Como os elementos grosseiros são bastante pesados, basta existir um número relativamente baixo deles num depósito, para que eles constituam a fracção preponderante em relação ao peso total da amostra, diminuindo a importância relativa da fracção fina e arenosa. Por isso, a comparação entre os conteúdos em materiais finos deveria, para ser correcta, basear-se exclusivamente em depósitos com granulometrias originariamente idênticas. Infelizmente, tal critério é de difícil aplicação e, mesmo se aplicável, reduziria muito o número de amostras a comparar. Por esse motivo, o significado dessa comparação ficaria empobrecido, em termos estatísticos.

[96] Contudo, como veremos, a complexidade da variação climática durante o Terciário impede que se faça uma análise linear dos dados expressos nas figs. 13.10 e 13.11.

Ora, o uso dos critérios altimétricos implica a aceitação:

1 - Das variações eustáticas como condicionantes do escalonamento dos depósitos.
A formação desses depósitos estaria ligada às oscilações do nível de base geral, que tem manifestado uma aparente tendência para a descida ao longo do Quaternário. Essa tendência poderia ser explicada pela acumulação de água nos *inlandsis* da Gronelândia e da Antártida e pelo possível aumento de capacidade das bacias oceânicas;
2 - Duma epirogénese idêntica para todo o conjunto das margens continentais, sem movimentação diferencial entre os diversos sectores.
Com efeito, se a deformação das margens continentais fosse devida apenas a movimentos de conjunto, de tipo epirogenético, então os depósitos mais altos seriam, necessariamente, os mais antigos, isto é, aqueles que teriam sofrido movimentos epirogénicos positivos durante um período mais longo de tempo.

Todavia, como já sabemos, existe um acidente importante, a falha Porto-Tomar, que passa nesta área. Por isso, a movimentação deste litoral não pode limitar-se a uma lenta deformação de tipo epirogenético. Existem, certamente, movimentos diferenciais ao longo desta linha que corresponde a um limite entre duas zonas estruturais diferentes (Centro-Ibérica e Ossa-Morena).
Se a neotectónica actuou nesta região, os depósitos foram deformados. A respectiva situação relativamente ao nível de base alterou-se e, por isso, a altitude a que hoje se encontram só pode ter algum significado em termos muito genéricos[97].

Seja como fôr, a verificação da coincidência entre a altitude dos depósitos e alguns dos aspectos de ordem genética que lhes dizem respeito (fácies, riqueza em finos, composição mineralógica da fracção fina, possível idade relativa) parece-nos ser, apesar das reservas apontadas, uma pista a explorar num domínio onde elas não abundam...

13.3 - A composição mineralógica da fracção fina dos depósitos

Como vimos no capítulo anterior, os minerais argilosos presentes nas amostras analisadas podem associar-se em 3 grupos:

1 - Caulinite, gibsite e goetite, característicos de climas quentes e húmidos com forte alteração química;
2 - Ilite, quartzo e feldspato, que aparecem nos depósitos que foram sujeitos a uma hidrólise pouco importante ou inexistente. Os minerais da rocha apresentam-se pouco modificados (micas, ilite) ou mesmo não alterados (quartzo e feldspato). Este facto permite supôr que o clima que presidiu à formação dos depósitos deste grupo não favorecia a hidrólise (demasiado seco ou demasiado frio);
3 - Clorite, montmorilonite e seus interestratificados com ilite.

[97] Se imaginarmos uma movimentação neotectónica concentrada na falha Porto-Tomar e noutros acidentes paralelos àquela, isso daria origem a uma escadaria de blocos que desceria para oeste, a partir do "relevo marginal".
A altitude de cada uma destes degraus poderia, como é evidente, sofrer algumas variações longitudinais. Todavia, é de crer que predominasse a tendência para uma certa isometria quando se caminhasse ao longo de cada um dos patamares considerados, numa direcção paralela à da falha Porto-Tomar.

Os depósitos em que estes minerais apresentam percentagens significativas poderiam corresponder a situações climáticas intermédias, eventualmente do tipo temperado.

O estudo das associações de minerais argilosos deve ser completado pela análise da respectiva frequência.
Se uma determinada amostra possui quantidades muito pequenas dum dado mineral argiloso, a existência desse mineral poderá resultar de processos incipientes e pouco significativos, ou, como é mais provável ainda, de herança de depósitos ou alteritos preexistentes.
Situações deste tipo são, como é evidente, muito menos prováveis no caso do mineral em questão predominar na fracção fina da amostra. Embora ainda se possa admitir a herança de formações preexistentes, a hipótese de o mineral de argila estar intimamente relacionado com a génese do depósito torna-se mais plausível.

Para que o significado dum dado mineral possa ser interpretado com mais segurança, a respectiva frequência deverá ser correlacionada com o grau de cristalinidade.
Este é definido através da capacidade de reflexão dos minerais relativamente aos Raios X.
Essa capacidade de reflexão resulta, essencialmente, da integridade dos edifícios cristalinos.
Assim, o aparecimento dum mineral bem cristalizado significa que a respectiva rede cristalina não foi alvo de ataques químicos, que tenham alterado a respectiva estrutura, diminuindo a sua coesão (capítulo 12).
Isto pode querer dizer que o mineral em questão não deve ter sofrido remeximentos post-deposicionais, que o teriam, provavelmente, posto em contacto com ambientes em que ele poderia ter sofrido degradação ou agradação.

O inverso poderá deduzir-se do aparecimento de minerais com fraca cristalinidade.
Como vimos no capítulo 12, esta ocorrência está, normalmente, associada à existência de percentagens mais baixas do mineral em apreço.
Isto poderá querer dizer que, nos depósitos em que a cristalinidade da caulinite, por exemplo, é baixa, este mineral representaria uma herança de depósitos preexistentes, tendo a sua estrutura cristalina sofrido degradação ao longo dos processos de remeximento que o primitivo depósito, rico em caulinite, teria sofrido. Esses processos implicariam, além disso, uma relativa "diluição" da caulinite herdada no seio dos restantes minerais de argila.
Como já dissemos no capítulo 12, a apreciação qualitativa da cristalinidade dos minerais de argila foi traduzida em valores numéricos, para que pudesse ser representada graficamente:

4 - cristalinidade muito boa;
3 - cristalinidade boa;
2 - cristalinidade mediana;
1 - cristalinidade fraca.
Atendendo a que os limites altitudinais acima indicados separam depósitos com comportamentos diferentes, pelo menos no que diz respeito ao conteúdo em silte e argila, vamos aprofundar algumas características sedimentológicas de cada um desses conjuntos de depósitos (situados acima de 90m; entre 90 e 50m; abaixo de 35m).

A fig. 13.13 mostra a variação da composição mineralógica da fracção argilosa nos três grupos de depósitos acima definidos.
Verifica-se que os minerais que têm representatividade em todos eles são a caulinite e a ilite. Estes dois minerais têm um comportamento oposto.
Nas amostras acima dos 90m predomina a caulinite (83%). A ilite representa apenas 11.6%.
Nas amostras de cota intermédia, a caulinite representa 69% e a ilite 16% do total.
Nas amostras situadas a cotas mais baixas, a caulinite desce até uma média de 34%, enquanto que a ilite obtém a sua média mais alta (26%). O quartzo, que aparecia com uma percentagem de 9% nos depósitos situados entre 90 e 50m, passa a ter uma percentagem de 26%, idêntica à da ilite.
Analisando a distribuição de cada um dos minerais, o facto mais relevante no conjunto das amostras analisadas consiste nas elevadas percentagens de caulinite existentes na maior parte das amostras. Com efeito, 63% delas possuem mais de 70% de caulinite.

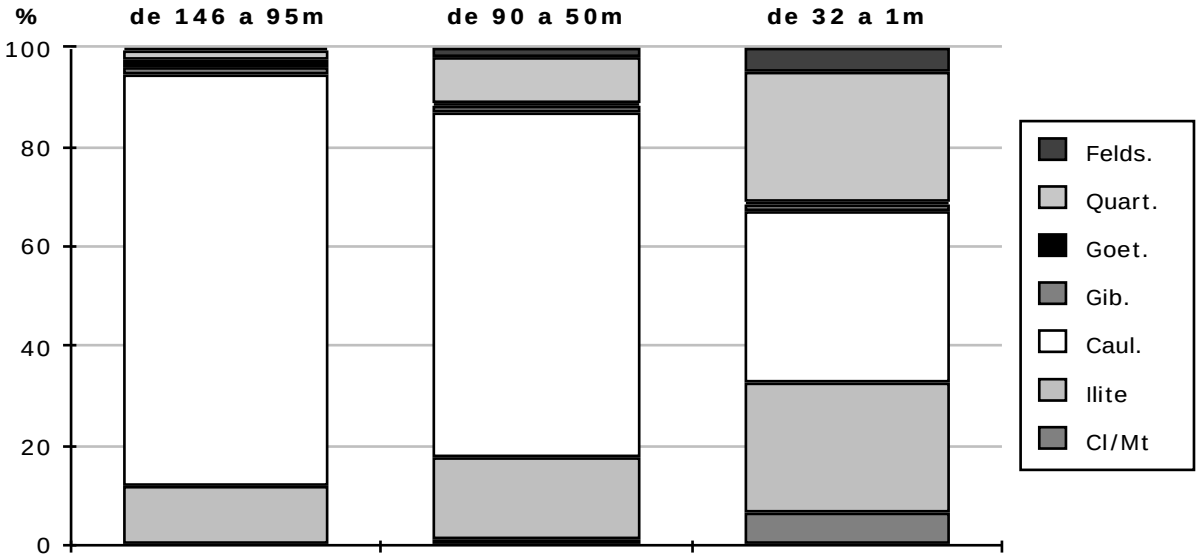


Fig. 13.13: Variação da composição mineralógica da fracção fina (valores médios para os diferentes sectores altimétricos considerados)

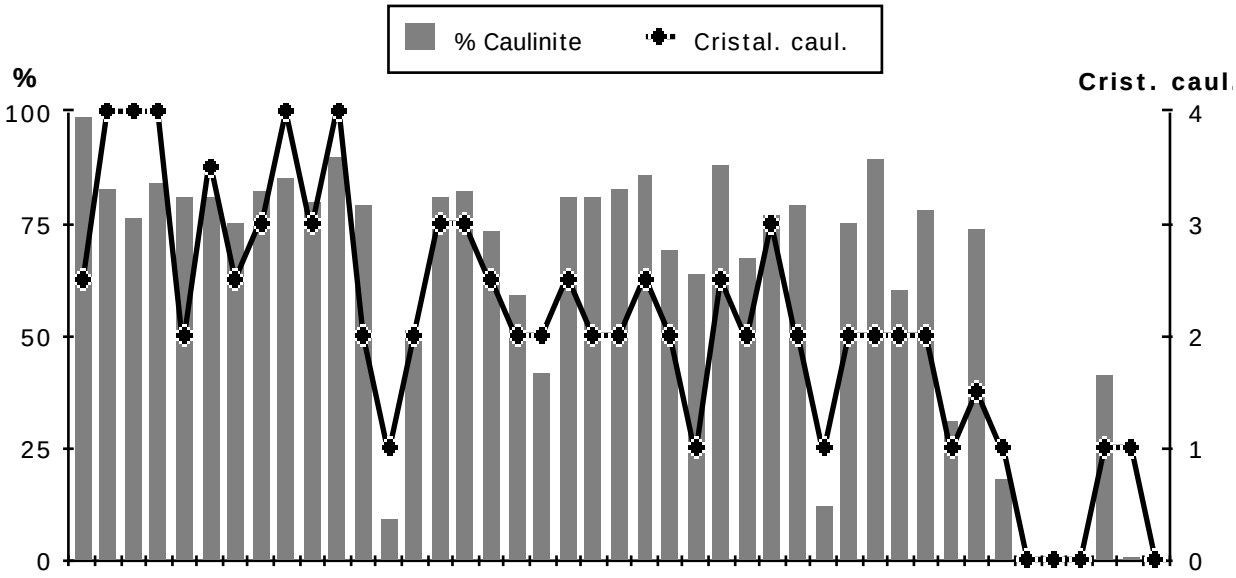


Fig. 13.14: Relação entre a % de caulinite e a respectiva cristalinidade (amostras ordenadas segundo cotas decrescentes)

A variação da frequência da caulinite (fig. 13.14) mostra bastantes irregularidades, que acompanham muito de perto as variações da cristalinidade do mesmo mineral.
Porém, os depósitos em que a cristalinidade atinge a classificação de "muito boa" (o valor 4, segundo a nossa escala numérica) correspondem sempre às amostras de cota mais elevada (superior a 90m).
Entre 90 e 50m, a cristalinidade da caulinite é mediana a boa. Torna-se mediana a fraca nos depósitos abaixo dos 35m.

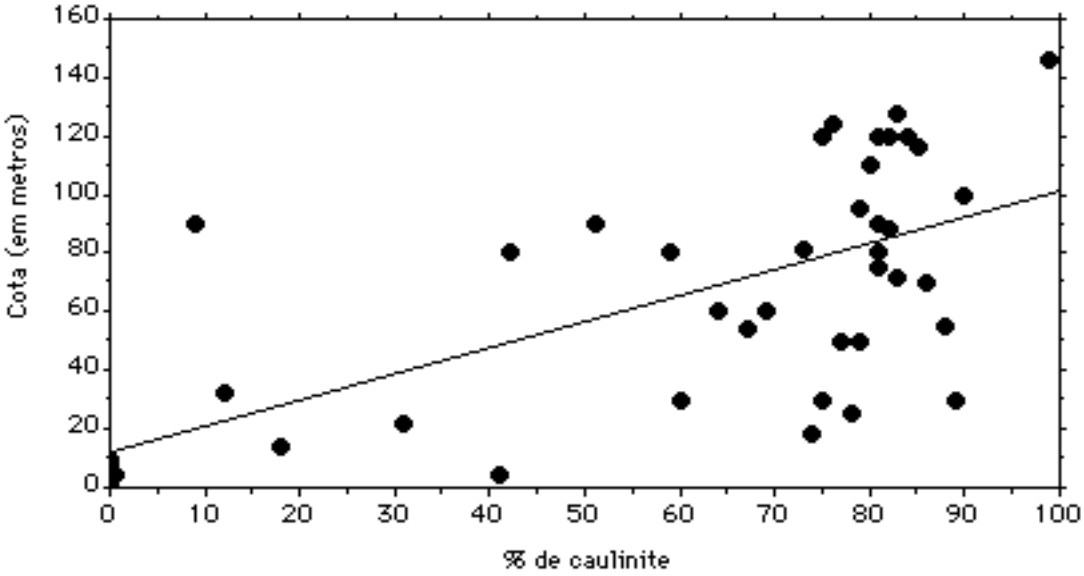


Fig. 13.15: Correlação entre a cota e a % de caulinite existente nos depósitos

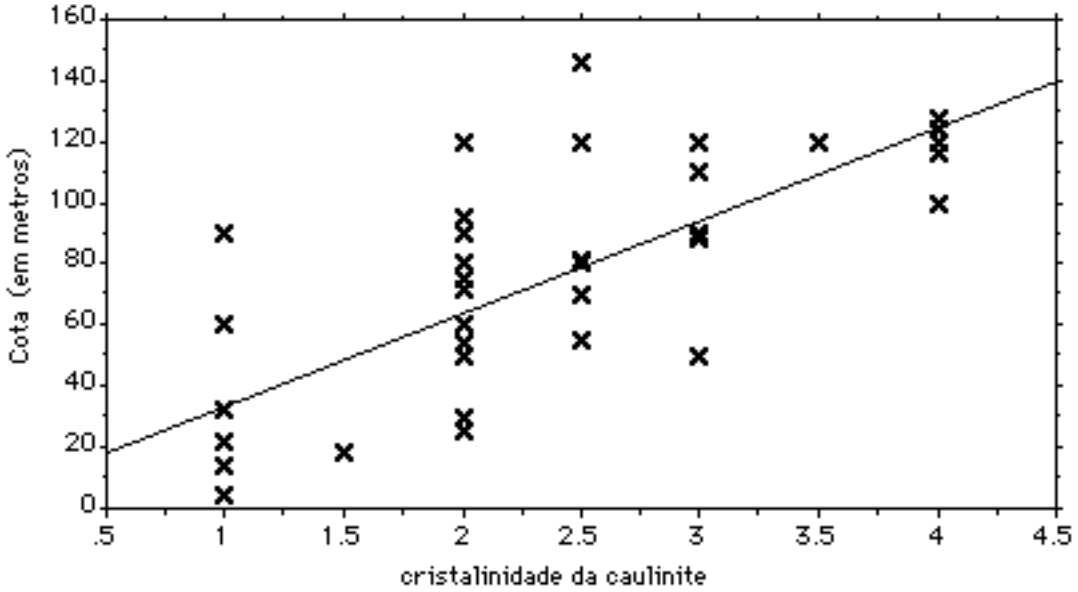


Fig. 13.16: Correlação entre a cota e a cristalinidade da caulinite (material integral)

Para apreciar um pouco melhor a justeza das hipotéticas correlações existentes entre a cota dos depósitos, o seu conteúdo em caulinite e a respectiva cristalinidade, elaborámos os diagramas das fig. 13.15 e 13.16.
A correlação que é possível estabelecer entre a cota e a frequência da caulinite (fig. 13.15), bem como entre a cota e o grau de cristalinidade deste mineral (fig. 13.16),

demonstra que a genése do mineral se relaciona, de algum modo, com a respectiva cota de ocorrência.
A distribuição da gibsite e da goetite parece obedecer a um padrão idêntico ao da caulinite, como tínhamos visto no capítulo anterior, embora ambas apresentem frequências muito mais reduzidas (fig. 13.17). Dum modo geral, a frequência da gibsite diminui para os depósitos mais baixos[98].

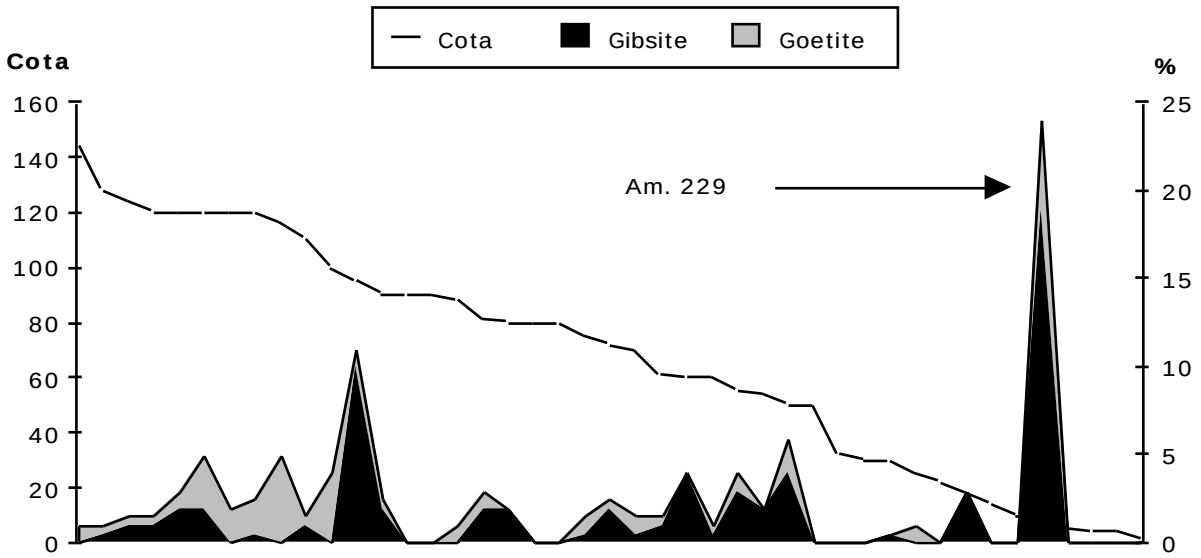


Fig. 13.17: Relação entre a cota e a % de gibsite e goetite (amostras ordenadas segundo cotas decrescentes)

[98] O caso da amostra 229, um depósito marinho fóssil recolhido nas proximidades do farol da Boa Nova, em Leça, que apresenta a frequência máxima de gibsite encontrada nas amostras estudadas (19%), constitui uma notável excepção, a que já nos referimos no anterior capítulo.
Curiosamente, este mesmo depósito apresenta uma outra singularidade, que consiste na presença duma percentagem relativamente elevada (59%) do interestratificado clorite/montmorilonite (fig. 13.17).

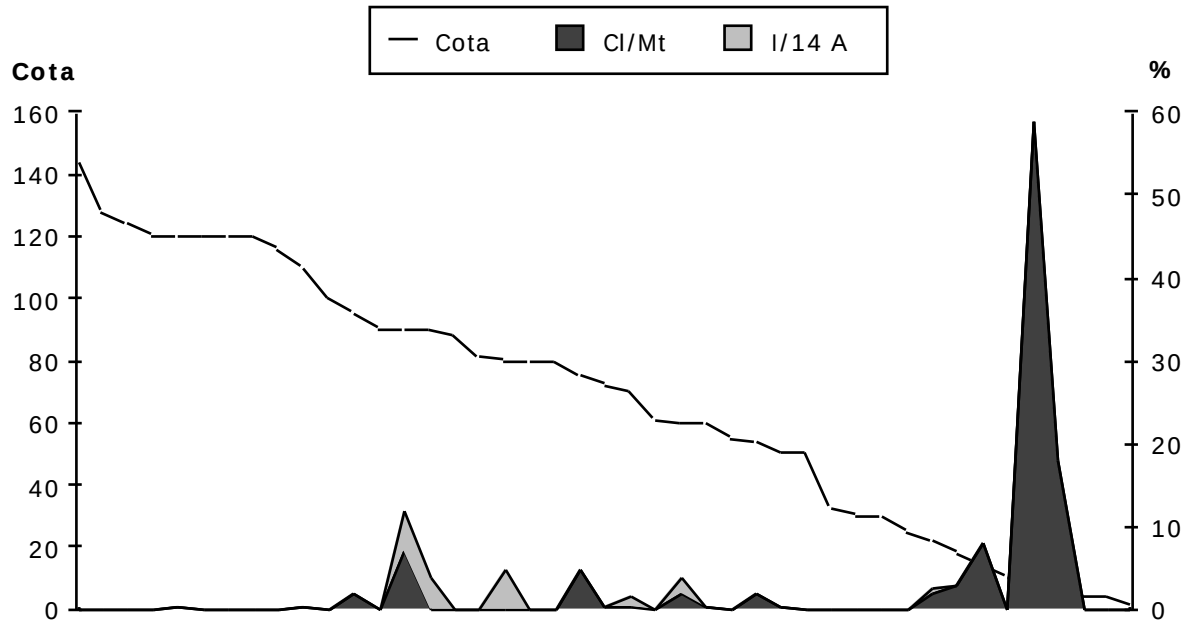


Fig. 13.18: Relação entre a cota e a % de interestratificados

Na fig. 13.17 verifica-se que existe uma tendência para um aumento da frequência da ilite à medida que a cota de ocorrência dos depósitos diminui. Os interestratificados têm pouco significado, com excepção do caso da amostra 229, como acima referimos.

A fig. 13.18 representa a variação do conteúdo em ilite e dos interestratificados (clorite/montmorilonite e ilite/mineral de 14Å), para as amostras ordenadas segundo cotas decrescentes.

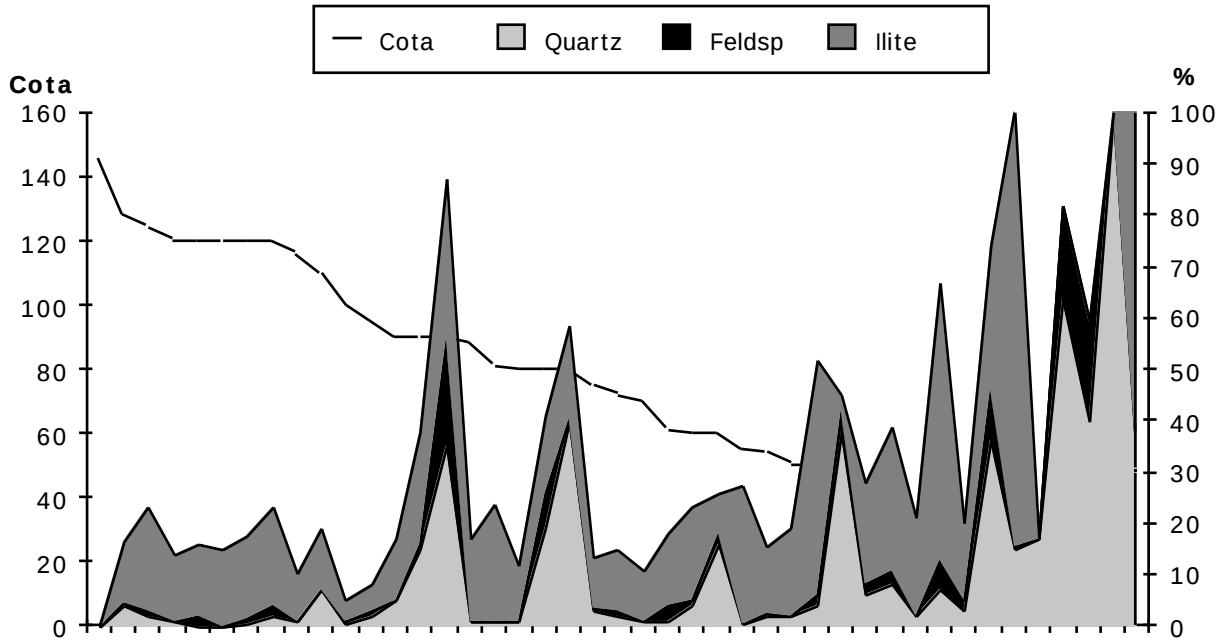


Fig. 13.19: Relação entre a cota e a % de quartzo, feldspato e ilite

Também a frequência do quartzo e do feldspato mostra, apesar de algumas irregularidades[99], uma relação evidente com a situação altimétrica dos depósitos. Assim, são os depósitos de cota mais baixa que apresentam uma maior incidência do quartzo na fracção fina.
Como explicar este facto? Talvez a resposta para esta questão deva ser procurada numa análise da variação conjunta dos minerais argilosos.

A fig. 13.20 pretende representar a variação da composição mineralógica da fracção fina (material integral) para todas as amostras, ordenadas segundo cotas decrescentes. Verifica-se que o mineral que aparece com maior frequência, sobretudo nos depósitos situados a cota mais alta, é a caulinite. Como explicar frequências tão elevadas deste mineral?

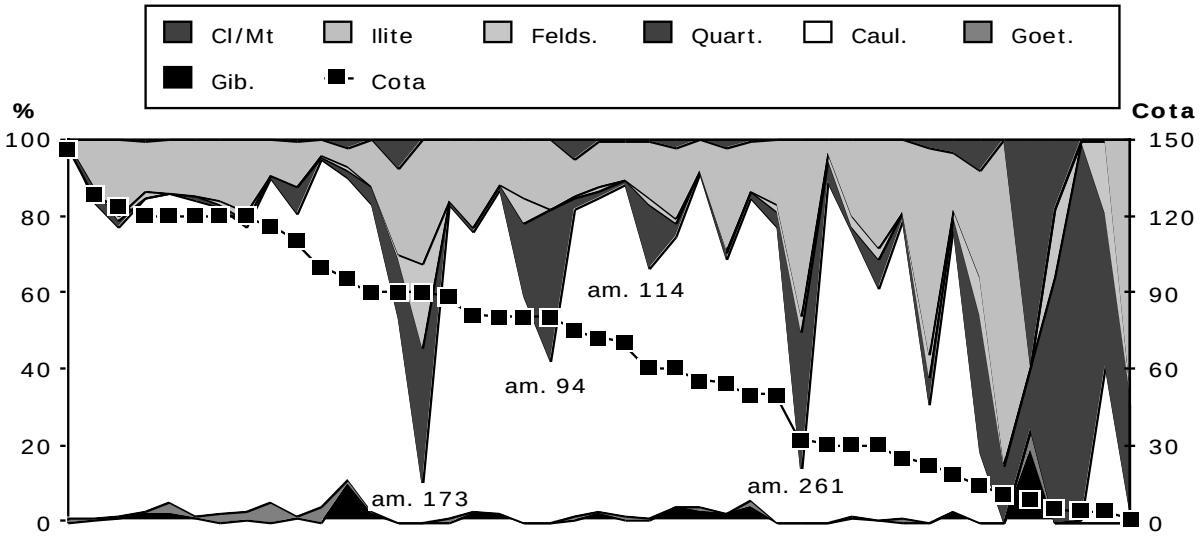


Fig. 13.20: Composição mineralógica da fracção fina (material integral);

Vários autores referem a existência de condições climáticas de tipo tropical[100] durante a maior parte do Terciário, no território português.

---

[99] Estas irregularidades poderão, talvez, explicar-se de modo análogo ao utilizado para as irregularidades da curva da caulinite, nomeadamente b) e c).

[100] De acordo com vários autores (S. Daveau, 1986), durante o Terciário, os climas não variaram duma forma regular no sentido da aridez que caracteriza o Vilafranquiano.
Efectivamente, os minerais argilosos encontrados por S. Daveau na bacia da Arganil mostram, num primeiro momento, uma associação de caulinite, ilite e montmorilonite, em que esta última predominava (arcoses de Coja).
A série que se lhe sobrepõe apresenta, apenas, caulinite e ilite, em proporções comparáveis.
Os depósitos arcósicos de Coja parecem apontar para a existência de um clima pouco propício à hidrólise dos minerais silicatados durante o Ludiano (final do Eocénico). A esta fase climática ter-se-ia seguido uma outra em que a alteração química se tornou mais intensa.

Com a aproximação do Quaternário ter-se-iam feito sentir crises climáticas percursoras das glaciações. Nomeadamente, teria existido uma fase de clima semi-árido, durante o Vilafranquiano, que se traduziu pela formação de depósitos do tipo *raña*, em várias regiões do país.

A génese da caulinite é frequentemente associada a condições climáticas de tipo tropical.
Todavia, recentemente (A. B. Ferreira, 1978, cf. capítulo 12), tem-se levantado a hipótese de que certos minerais, tais como a caulinite ou mesmo a gibsite, se possam formar em climas temperados. Parece-nos, todavia, que mesmo que um processo de lexivização intenso seja possível em climas temperados ele nunca poderia conduzir à formação de percentagens de caulinite superiores a 70% da fracção fina.
Além disso, se a caulinite se formasse, efectivamente, em condições próximas das da actualidade, ela existiria em todos os depósitos, incluindo aqueles que parecem ser mais recentes.

Contudo, os depósitos marinhos situados a cotas inferiores a 20m, que tudo parece indicar serem relativamente modernos, apresentam pouca ou nenhuma caulinite.

As amostras nº 51 e 113 correspondem a arenitos de origem eólica, que talvez se possam datar do Würm (cf. capítulo 16). A nosso ver, trata-se dos depósitos mais modernos de entre aqueles de que se conhece a composição mineralógica da fracção fina.
Na fracção fina da amostra 51 encontrou-se apenas quartzo e vestígios de caulinite e ilite.
No caso da amostra 113, existia 70% de ilite, 30% de quartzo e vestígios de feldspato.
Verifica-se, assim, que estes depósitos praticamente não contêm caulinite.
Por outro lado, elas possuem quantidades apreciáveis de quartzo (cf. fig. 13.19).

Assim, a caulinite não parece estar a formar-se, pelo menos em quantidades significativas, nas condições vigentes na área durante o Würm e na actualidade.
Por isso nos parece provável que os depósitos mais ricos em caulinite sejam bastante antigos (cf. capítulo 12).

Se admitirmos que a existência de elevadas percentagens de caulinite é devida a uma lexivização intensa, para a qual, em vez de um clima de tipo tropical, teria bastado um longo tempo de evolução dos solos, podemos chegar à mesma conclusão: os depósitos com percentagens elevadas de caulinite deverão ser, em princípio, relativamente antigos.

Embora a caulinite esteja presente na maior parte das amostras, a observação quer da fig. 13.14 quer da fig. 13.20 mostra que a sua distribuição, embora pareça relacionada com a cota de ocorrência dos depósitos, está longe de ter uma variação regular.
Este aspecto irregular pode ser explicado por várias circunstâncias, de que salientamos:

a) - Herança de formações pré-existentes, ricas em caulinite.

Dum modo geral, como vemos na fig. 13.14, os depósitos fluviais, que se situam a cotas superiores a 40m são mais ricos em caulinite. Esta é bastante mais rara nos depósitos marinhos. Existe uma excepção digna de nota, que corresponde à amostra 176. Esta representa um depósito marinho situado a 30m, em Francelos, em que a percentagem de

caulinite atinge os 89%. Porém, este caso, um tanto anómalo, poderá, talvez, ser explicado pela existência de caulinite herdada de depósitos ou de alteritos formados em condições climáticas diferentes das que existiam no momento da formação do depósito.

Com efeito, nos depósitos em que a existência de caulinite está dependente da herança de formações preexistentes, a respectiva frequência poderá variar dum modo aleatório, dependendo do grau de "diluição" no seio de outros minerais, o que pode produzir as acentuadas irregularidades que se observam na fig. 13.14.

De acordo com o que acima ficou dito àcerca da degradação que os minerais de argila podem sofrer quando os depósitos que os contêm sofrem remeximento, os depósitos em que predomina a caulinite herdada apresentarão, em princípio, cristalinidades mais baixas.

b) - Existência, a cotas relativamente elevadas, de depósitos recentes, cuja formação é independente do nível de base geral.

A ideia de que os depósitos mais altos são mais antigos assenta no pressuposto de que eles se relacionam, de algum modo, com o nível de base. Com efeito, os depósitos marinhos localizam-se na interface entre o continente e o oceano. Por sua vez, os depósitos fluviais, quando se situam perto do litoral, também se relacionam com o nível do mar, embora de modo menos imediato, dependendo do declive do perfil longitudinal do respectivo curso de água. Os depósitos fluviais situados longe do mar estarão ligados a um nível de base local[101].

Certos depósitos, apesar de se situarem em regiões litorais, são independentes do nível do mar (depósitos solifluxivos, de vertente, eólicos, lacustres ou ligados a situações pantanosas[102]).

c) - Perturbações introduzidas na altimetria dos depósitos por fenómenos de neotectónica.

Analisando com cuidado o quadro 13.A, podemos verificar que certos depósitos situados a cotas idênticas apresentam uma composição muito diversa.
Verifica-se que os depósitos marinhos situados a norte do Rio Leça apresentam uma composição mais rica em ilite (característica, em princípio, de uma maior "modernidade") que os depósitos situados a cotas idênticas a sul do rio Leça. Como se trata de depósitos marinhos, cuja cota representa o estacionamento do nível do mar, parece legítimo levantar a hipótese de que possa ter havido movimentos tectónicos que

[101] O caso da amostra 173 (fig. 13.20) parece poder explicar-se pelo facto de se tratar dum depósito fluvial aparentemente relacionado com um curso de água de muito pouca importância e, por isso, ligado a um nível de base local.

[102] A amostra 114, essencialmente vasosa (63% de areias, 37% de finos), embora esteja situada a 80m, parece corresponder a uma situação de tipo pantanoso.
Por ser, provavelmente, muito mais recente que os outros depósitos situados a cotas análogas, a sua composição contrasta vivamente com a deles, introduzindo uma acentuada perturbação na curva da fig. 13.20.

levantaram o sector a norte do rio Leça (cf. capítulo 14), colocando os respectivos depósitos a uma cota superior àquela a que se situam os depósitos equivalentes, que ficam a sul daquele rio.
Esta explicação parece pertinente sobretudo para o caso da amostra 261 (fig. 13.20), em que a frequência de caulinite (12%) e a sua fraca cristalinidade constrastam vivamente com outros depósitos marinhos (176, 61, 265, 177 e 295), que representam depósitos marinhos de cotas idênticas e inferiores à sua.
É, aliás, a partir deste depósito que a percentagem de caulinite começa a decrescer rapidamente, sendo a sua importância suplantada pela da ilite e mesmo do quartzo.
O aumento da frequência de quartzo e feldspato representa, como é óbvio, uma diminuição da fracção argilosa propriamente dita, resultante da alteração química dos silicatos, em benefício da desagregação mecânica[103].
A importância da desagregação mecânica sugere a presença de climas frios ou áridos (C. F. Gomes, 1988).
Por sua vez, a presença de ilite e interestratificados (fig. 13.18) poderá indicar um clima de tipo temperado (C. F. Gomes, 1988, p. 78).
Assim, a associação de quartzo, feldspato, ilite e interestratificados sugere a existência de climas frios a temperados.

A amostra 94 constitui um caso àparte, já que a sua localização e aspecto macroscópico se assemelhavam aos dos depósitos de cota idêntica (137, 201), nada fazendo prever que teria uma composição tão diferente da deles.

13.4 - Algumas conclusões a extrair da análise mineralógica da fracção fina dos depósitos

Como conclusão da análise que acabámos de efectuar, diríamos que parece existir, de facto, uma relação entre a distribuição dos minerais de argila e a cota a que se apresentam as amostras, traduzindo-se, sobretudo, num contraste acentuado entre os depósitos situados acima e abaixo dos 50m de altitude.

Como explicar esta coincidência aparente entre a altimetria e a composição mineralógica da fracção fina?

Regra geral, os depósitos mais antigos, além de serem mais ricos em caulinite, poderão ter sofrido uma deformação mais intensa e, numa área com uma tendência persistente para a subida, podem, por isso, atingir cotas mais altas (J. Cabral, 1986).
Daí a existência duma certa correlação entre a cota e a percentagem de caulinite (figs. 13.14, 13.15 e 13.20).

Além disso, como vimos anteriormente, existe um contraste acentuado entre o arredondamento médio (RM) das areias dos depósitos acima de 50m e abaixo daquela cota (fig. 13.5). Aparentemente, os depósitos situados acima dos 50m correspondem, na maior parte dos casos, a formações de origem fluvial, ou, quanto muito, eventualmente

[103] A desagregação mecânica poderia ter-se traduzido pela microgelifracção que teria actuado durante os períodos frios (Würm?), reduzindo os grãos de quartzo a dimensões inferiores a 62µ..
A existência de quantidades importantes de partículas finas seria um factor determinante para o desenvolvimento de fenómenos solifluxivos (cf. §15.4).

fluvio-marinha, enquanto que, abaixo daquela cota, os depósitos são predominantemente de origem marinha[104].
Deste modo, a oposição entre estes dois tipos de depósitos poderá corresponder a uma mudança radical nas condições de sedimentação.

Essa mudança poderia ficar a dever-se à movimentação tectónica que teria actuado, essencialmente, no período entre a formação dos depósitos fluviais, mais elevados, e dos depósitos marinhos, normalmente situados abaixo dos 35m.
Como veremos no próximo capítulo, a actuação dos movimentos tectónicos teria levantando os compartimentos interiores, que suportavam depósitos de tipo fluvial, relativamente aos sectores ocidentais.
Estes sectores deprimidos ficariam ao alcance das oscilações eustáticas, o que permitiria a existência dum retoque marinho e a deposição de formações marinhas correlativas, nessa área.
Esta circunstância poderia, além disso, explicar a diferença de altitude encontrada entre os depósitos marinhos e fluviais.

13.5 - A contribuição dos minerais pesados para a análise da idade relativa dos depósitos

A observação da fig. 13.21 permite concluir que o número e a frequência relativa dos minerais pesados parece ser maior nos depósitos fluviais actuais do que nos marinhos. Dentro de cada uma destas categorias, a respectiva frequência diminui dos depósitos actuais para os fósseis.
Uma vez que os minerais pesados apresentam uma resistência diversificada à alteração química, talvez seja possível deduzir a sua idade relativa a partir da conservação de um número maior ou menor de espécies frágeis, ou do concomitante enriquecimento em certas espécies mais resistentes.

[104] A anterioridade dos depósitos fluviais relativamente aos marinhos explicaria o maior conteúdo daqueles em materiais finos (cf. fig. 13.9).

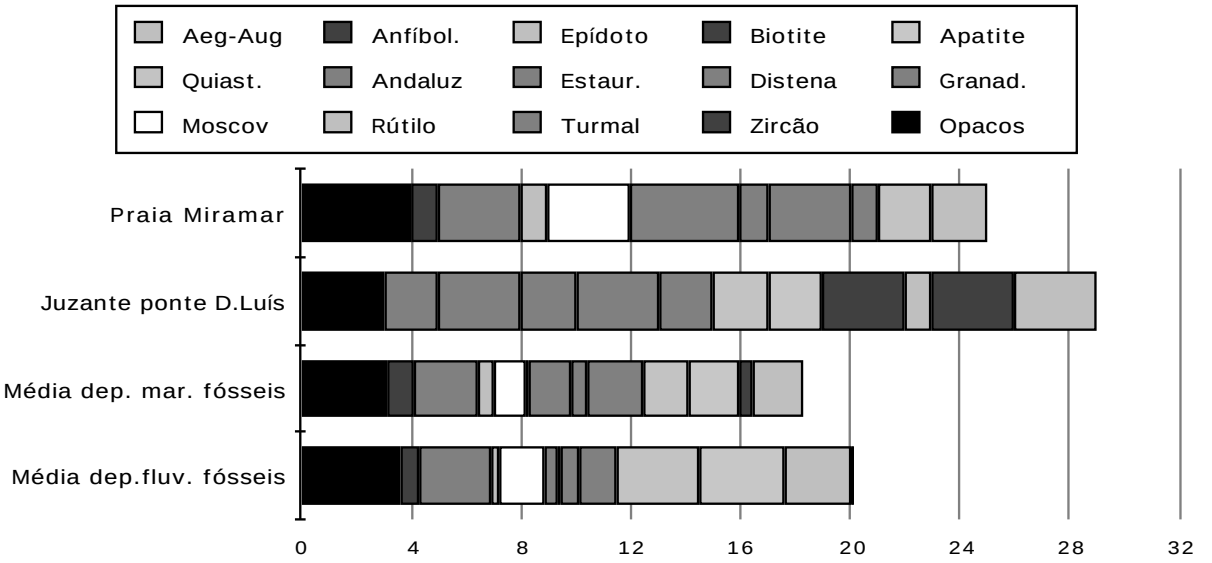


Fig. 13.21: Comparação entre a frequência dos diversos minerais pesados nos

G. S. Carvalho (1955), num trabalho sobre os depósitos das proximidades da foz do Mondego, verificou que os depósitos mais antigos (Vilafranquianos) estavam isentos de granadas. Todavia, os depósitos eólicos e os depósitos resultantes da mistura de areias eólicas com materiais Vilafranquianos já apresentam algumas granadas.

Também na nossa área de trabalho, como veremos, as granadas são exclusivas dos depósitos mais modernos.
Este facto poderá, numa primeira abordagem, explicar-se pela resistência relativamente baixa que estas têm face à alteração química.
Assim, elas só existiriam nos depósitos mais modernos, que não sofreram uma alteração química acentuada.

Na fig. 13.22 procuramos comparar o conteúdo em minerais pesados das areias actuais do rio Douro com os valores médios para os depósitos fluviais fósseis.
Os valores positivos significam que o mineral em questão predomina no depósito actual. Normalmente correspondem aos minerais com menor resistência à alteração química.
Os valores negativos significam o contrário. Nesse caso, o mineral é mais frequente nos depósitos antigos que nas areias actuais. Em princípio, seria lógico esperar que os minerais que predominam nos depósitos fósseis sejam os mais resistentes à alteração química.

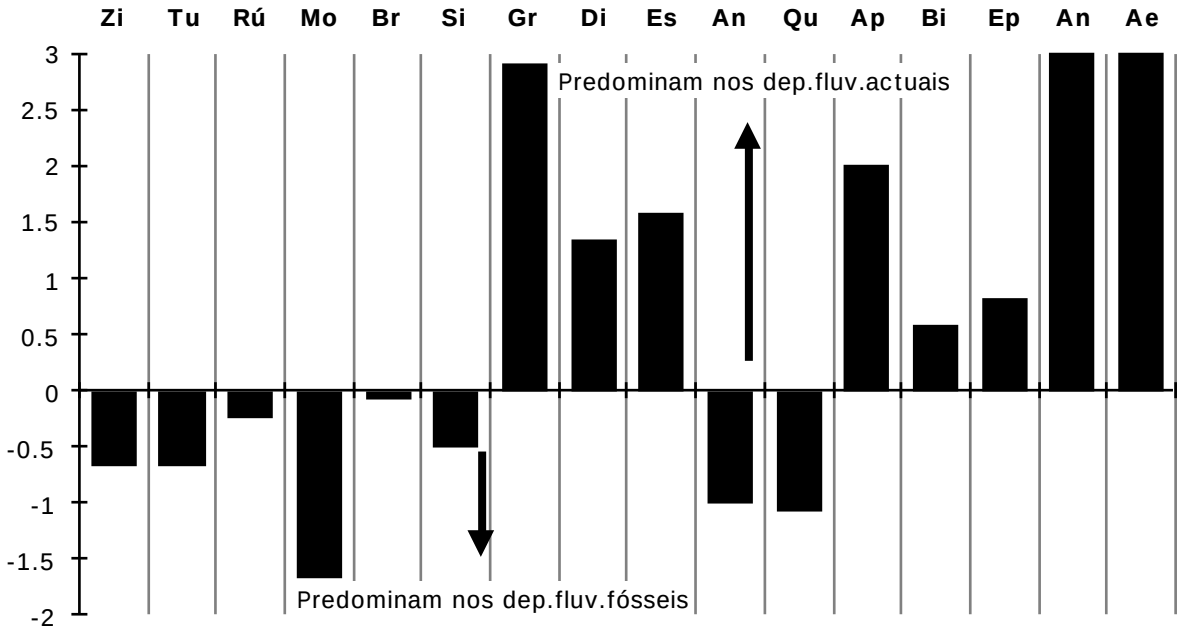


Fig. 13.22: Diferença entre a frequência dos minerais pesados na areia do rio

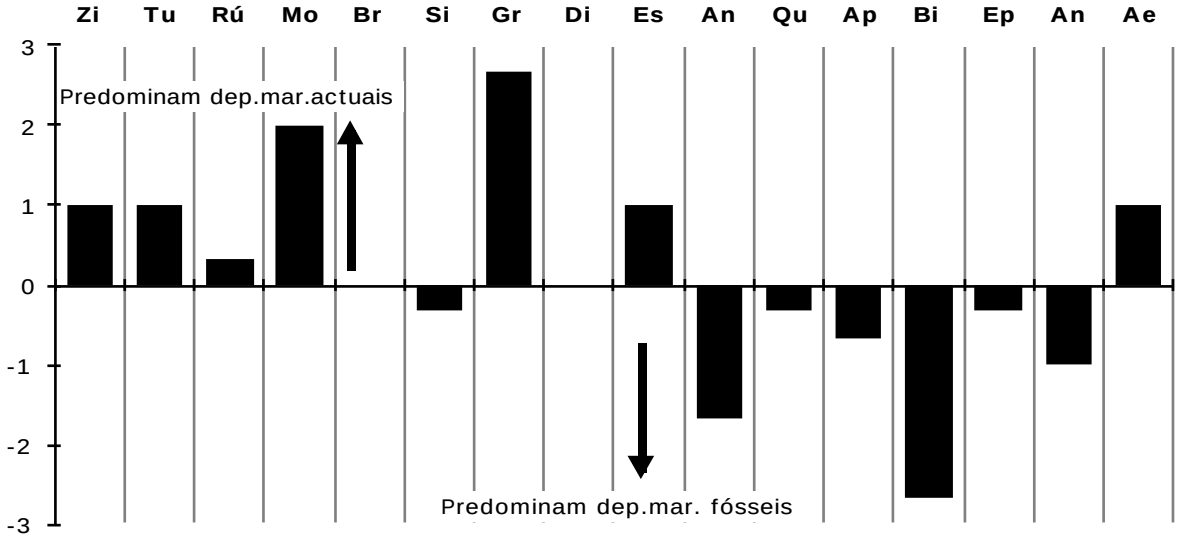


Fig. 13.23: Diferença entre a frequência dos minerais pesados na areia da praia

Isso acontece na maior parte dos casos. Todavia, a andaluzite e quiastolite, que são mais frequentes nos depósitos fósseis do que nos actuais, apresentam uma resistência relativamente baixa à alteração química, o que significa que haverá, necessariamente, outros factores a ter em consideração, além do supracitado.

A fig. 13.23, que faz a comparação entre os depósitos marinhos actuais e fósseis, é de interpretação mais difícil. Na verdade, a areia actual da praia de Miramar parece conter minerais quimicamente mais resistentes do que os depósitos marinhos fósseis. Como explicar este fenómeno?
É possível que a idade dos depósitos marinhos fósseis, bastante mais recentes, em princípio, que os fluviais, não seja suficiente para ter efectuado uma selecção significativa dos minerais segundo a sua resistência.
Sendo assim, a influência das rochas de origem poderá ser preponderante, o que tenderá a ocultar a possível influência da idade dos depósitos.
Além disso, a resistência mecânica dos diferentes minerais (cf. quadro 12.III) é um factor a ter em conta. Parece lógico esperar que o meio marinho seja mecanicamente mais agressivo, eliminando, assim, os minerais mecanicamente frágeis, o que poderia contrariar os resultados duma triagem realizada segundo a resistência química.

Pelo contrário, o ambiente fluvial poderia preservar os minerais mecanicamente frágeis. Infelizmente, o facto de não dispormos duma escala de resistência mecânica para todos os minerais dificulta a análise desse aspecto.

Existem, decerto, interferências entre a resistência à alteração química, a resistência mecânica, a idade das formações e a presença ou ausência de um dado mineral num certo contexto geológico, que acabam por impedir a identificação da causa primitiva duma determinada composição mineralógica, sobretudo quando, como é o caso, o número de amostras estudado foi relativamente reduzido.

Como já vimos, a maior parte dos depósitos que se situam acima dos 40m, bem como a amostra 53, recolhida nas margens do Douro, parecem ter características francamente fluviais.
Os depósitos marinhos, tanto quanto pudemos concluir, situam-se, geralmente, a cotas inferiores a 40m (fig. 13.29).

A representação dos dados referentes aos minerais pesados segundo a cota dos depósitos tem um carácter global, uma vez que está ligada à génese dos mesmos. Por isso, esse critério, desde que convenientemente expurgado da conotação com um significado altimétrico primário, nos parece mais interessante e melhor definidor das características essenciais dos depósitos que o mero conteúdo em caulinite[105] ou noutro qualquer mineral.

Para a elaboração dos gráficos que se seguem, as amostras foram seriadas segundo a origem provável (fluvial e marinha) e, dentro de cada um dos grupos, segundo a cota de

[105] Alguns dos gráficos apresentados nos parágrafos anteriores sugerem uma relação significativa entre a cota de ocorrência dos depósitos, a frequência de caulinite e a respectiva cristalinidade. Parece, com efeito, que nos depósitos mais elevados predominam grandes percentagens de caulinite que apresenta, além disso, uma boa cristalinidade.
Admitindo que a percentagem de caulinite é um aspecto significativo, elaborámos uma série de gráficos mostrando a variação do conteúdo em certos minerais pesados nas amostras ordenadas segundo valores decrescentes daquele mineral de argila.
Todavia, a maior parte desses diagramas não mostraram qualquer relação significativa entre a percentagem de caulinite e a frequência dos minerais pesados, motivo pelo qual prescindimos da sua apresentação.

ocorrência. Deste modo, a zona sombreada que representa, nos gráficos, a variação da cota, permite separar os depósitos de origem presumivelmente marinha e fluvial, já que as areias actuais do rio Douro representam uma cota significativamente inferior à dos depósitos fluviais fósseis que a precedem e à dos depósitos marinhos fósseis que se lhe seguem.

Se estudarmos os dados obtidos através da análise dos minerais pesados, ordenando as amostras de acordo com a cota a que foram encontrados os depósitos, verificamos que existe, em alguns casos, uma correlação razoavelmente nítida.

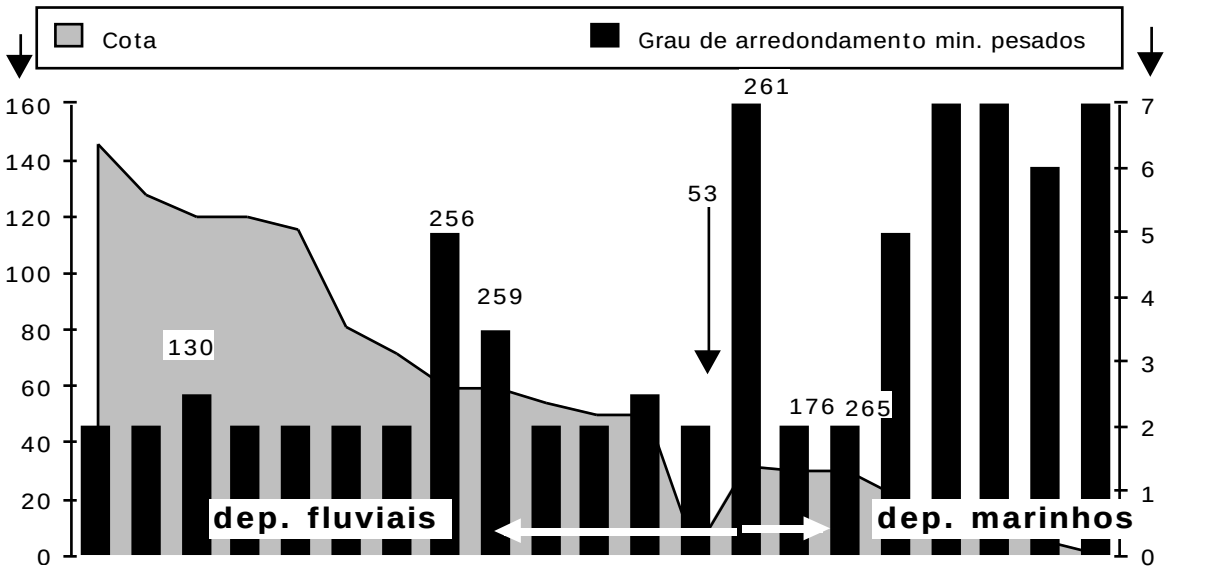


Fig. 13.24: A relação entre a cota e o grau de arredondamento dos grãos dos minerais pesados (>125μ)

Um dos aspectos mais curiosos diz respeito ao grau de arredondamento dos grãos. Já anteriormente tínhamos chamado a atenção para o paralelismo existente entre os dados obtidos para os grãos de quartzo retidos no peneiro de 0.5mm (fig. 13.5) e os resultados da análise dos grãos dos minerais pesados de dimensões ≥125μ (fig. 13.24).
Com efeito, também na fig. 13.24 se pode verificar que os depósitos fluviais (situados do lado esquerdo, na fig.) apresentam um arredondamento mais baixo nos grãos dos respectivos minerais pesados.
Os depósitos marinhos (com excepção das amostras 176 e 265) apresentam valores de arredondamento médio nitidamente mais elevados.
Existem, neste gráfico, outras irregularidades que nos parecem significativas e que dizem respeito às amostras 130, 256 e 259, que correspondem a depósitos fluviais em que o grau de arredondamento dos minerais pesados é superior ao encontrado para os restantes depósitos fluviais. No próximo capítulo analisaremos estes resultados mais pormenorizadamente.

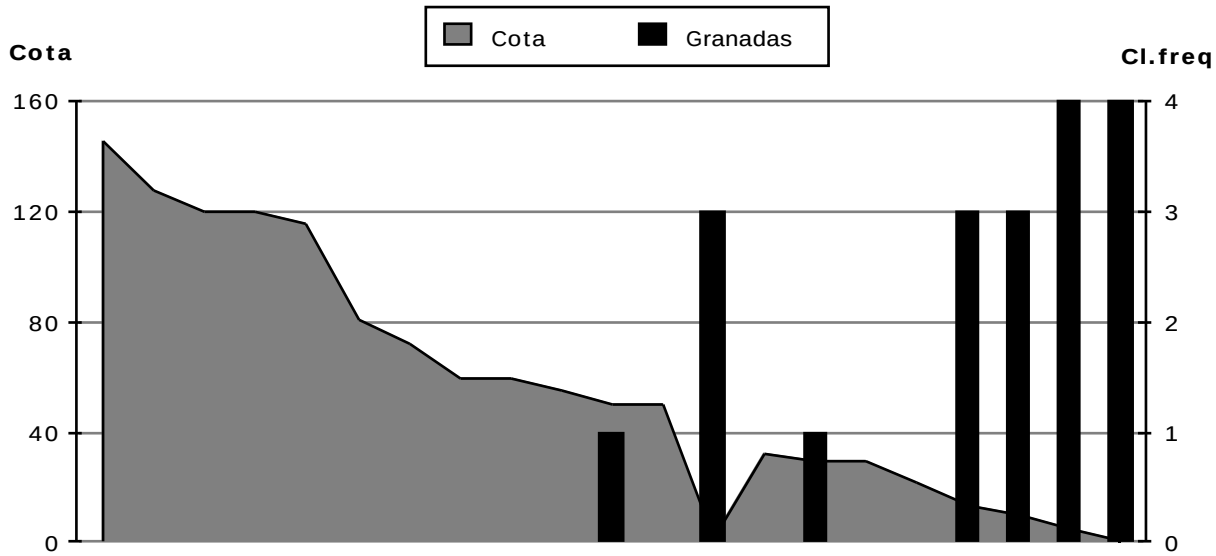


Fig. 13.25: Relação entre a cota dos depósitos e o respectivo conteúdo em granadas

Parece existir, também, uma certa relação entre a cota e a distribuição das granadas (fig. 13.25), que são inexistentes na maior parte das amostras de depósitos fluviais, raras no depósito fluvial do Picão (amostra 58) e só atingem o índice 3 (frequentes) nas areias actuais do rio Douro (amostra 53) e nos depósitos marinhos de cota mais baixa (abaixo dos 20 m).
Como a resistência das granadas à alteração química tem um valor médio (310) superior ao índice de resistência de outros minerais (distena, estaurolite, andaluzite), cuja distribuição está longe de ser tão restrita, parece-nos que a resistência química não pode ser o único factor responsável pela distribuição das granadas.
Provavelmente, faz-se sentir, também, a influência das rochas metamórficas ricas em granadas que afloram no litoral actual e que, quando este se situava mais para este, ainda não eram atingidas pela erosão marinha.
Deste modo, os depósitos de origem fluvial não poderiam conter grandes frequências de granadas, uma vez que a principal origem delas se situaria a juzante (isto é, a oeste) da área onde, hoje, se localizam aqueles depósitos[106].

Neste caso, como vemos, a explicação para a ocorrência ou a falta de granadas só pode ser encontrada através da interacção de fenómenos de natureza diferente (frequência do mineral na rocha de origem e respectiva resistência química e mecânica).

[106] Temos que considerar, todavia, a possibilidade do fornecimento de granadas se ter efectuado a partir dos granitos granatíferos de Gondomar.
Todavia, por um lado, a sua riqueza em granadas parece ser inferior, em observação de campo, à dos xistos porfiroblásticos do Precâmbrico polimetamórfico.
Por outro lado, os depósitos situados nessa área deverão ser bastante antigos.
A pouca resistência das granadas à alteração química poderá ter-se associado à menor quantidade de granadas existente no *bed-rock*, contribuindo para explicar a sua ausência nos depósitos de Aldeia Nova (amostra 285) e Pedrinha (amostra 265).

Sendo o zircão o mineral mais resistente da lista dos minerais pesados, ele deveria ser mais abundante nos depósitos mais antigos, onde a meteorização química produziria o respectivo enriquecimento relativo.
Contudo, a distribuição do zircão com a altitude (fig. 13.26) não parece confirmar inteiramente esta hipótese.

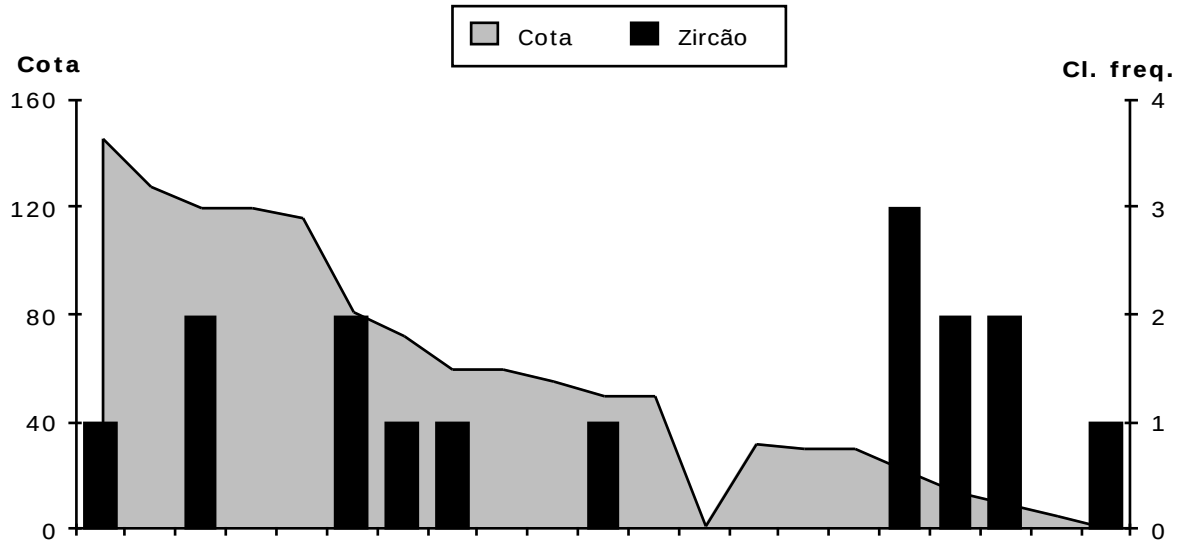


Fig. 13.26: Relação entre a cota dos depósitos e o respectivo conteúdo em

Com efeito, a principal oposição estabelece-se entre os depósitos fluviais e marinhos, situados, respectivamente, à esquerda e direita da figura.
Dum modo geral, o zircão é mais frequente nos depósitos marinhos.
Dentro de cada uma das categorias, parece existir uma certa relação entre a cota e a ocorrência de zircão. Este é mais frequente nos depósitos mais altos. Todavia, trata-se duma relação pouco nítida. Assim, verifica-se que o zircão não aparece nos depósitos marinhos mais altos e só se torna relativamente frequente nos depósitos situados abaixo dos 20m.

A andaluzite (fig. 13.27), com uma resistência (220) inferior à da granada (310) e do zircão (710), predomina claramente nos depósitos mais altos, em princípio mais antigos. No caso dos restantes minerais, a distribuição é, praticamente, aleatória.

Aparentemente, a hipótese duma triagem selectiva dos minerais, devida à respectiva resistência à alteração química, não parece ser muito relevante nas amostras analisadas. Por isso, a respectiva distribuição parece relacionar-se, prioritariamente, com o facto de os depósitos marinhos e fluviais serem originários de regiões com diferente litologia.

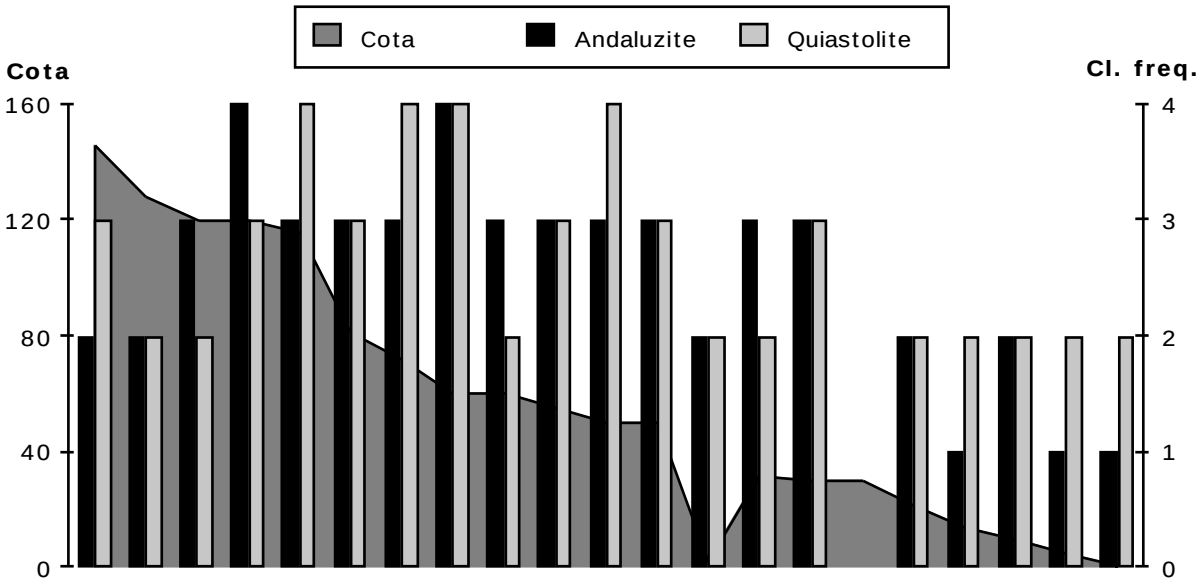


Fig. 13.27: Relação entre a cota dos depósitos e o respectivo conteúdo em andaluzite e quiastolite.

Em síntese:

Neste capítulo procurámos caracterizar os depósitos ditos "plio-plistocénicos". Essa caracterização levou-nos a distinguir os depósitos com aparente origem fluvial, que se situam, normalmente, a cotas superiores a 35m, dos depósitos, com aparente fácies marinho, que se situam a cotas inferiores àquela. As análises sedimentológicas que realizámos levaram-nos, além disso, a identificar alguns casos em que este esquema um tanto rígido precisa de ser aplicado cuidadosamente, tomando em linha de conta uma eventual influência marinha nos depósitos fluviais e vice-versa.

Porém, os critérios sedimentológicos não foram os únicos que utilizámos. A relação espacial entre os depósitos e as formas do relevo com eles relacionadas também tiveram uma grande importância na elaboração dos resultados que vamos apresentar nos capítulos seguintes (14, 15, 16 e 17).

Capítulo 14 - Os depósitos "plio-plistocénicos" e a evolução geomorfológica correlativa

A análise realizada no capítulo 13 permitiu-nos definir dois conjuntos, entre os depósitos da plataforma litoral:

1 - Depósitos fluviais, aparentemente mais antigos e situados a cotas superiores a 40m;
2 - Depósitos marinhos, mais recentes, situados abaixo dos 40m.

Neste capítulo vamos tentar estudar cada um desses grupos de depósitos com um pouco mais de pormenor, de molde a caracterizar a evolução geomorfológica responsável pela respectiva deposição, bem como a evolução post-deposicional dos patamares em que se situam.
Atendendo às diferenças existentes entre estes dois grupos de depósitos, é necessário utilizar critérios diferentes para cada um deles, o que introduz uma certa dicotomia dentro deste capítulo.
Assim, nos depósitos mais antigos, de origem fluvial, a respectiva correlação só poderá ser feita através de critérios sedimentológicos.
Quanto aos depósitos marinhos de cota inferior a 40m, há algumas hipóteses de utilizar critérios geomorfológicos, juntamente com os sedimentológicos, para estabelecer a correlação entre as diversas manchas encontradas.
Todavia, existem, também, aspectos que aproximam os ditos depósitos, razão pela qual optámos por considerá-los em conjunto.

Começaremos por analisar o que se passa relativamente aos depósitos mais altos, que segundo o nosso parecer serão mais antigos, deixando os mais baixos para o fim do capítulo.
A tentativa de correlação dos depósitos mais antigos da plataforma litoral, com origem fluvial ou fluvio-marinha, constituiu o problema de mais difícil solução que enfrentámos ao longo deste trabalho.
São bem conhecidas as dificuldades que os investigadores encontram na atribuição cronostratigráfica dos depósitos do Quaternário. Já nos referimos ao assunto no capítulo 9.
Estes problemas agravam-se quando os depósitos estudados estão desprovidos de fósseis.
A circunstância de as formações em questão serem de fácies fluvial pode dificultar ainda mais a análise.
Com efeito, depósitos deste tipo podem apresentar frequentes variações de fácies, quer no tempo, quer no espaço.
Essas variações de fácies podem ser interpretadas de duas maneiras:
1 - Variações sincrónicas para toda a área em estudo;
Nesse caso, a ocorrência de depósitos com fácies análogas permitir-nos-ia estabelecer correlações entre eles.

2 - Acidentes locais, de curta duração, cuja ocorrência em locais diferentes não acarreta, necessariamente, uma simultaneidade de deposição.
Esta segunda hipótese afecta a verosimilhança das tentativas de correlação baseadas nas variações de fácies observadas nos depósitos.

14.1 - Tentativa de correlação estratigráfica dos depósitos de fácies fluvial dos patamares mais elevados da plataforma litoral

Iª fase

Os depósitos situados mais perto do "relevo marginal" são, frequentemente, bastante espessos e parecem particularmente bem conservados.
A comparação dos depósitos da Rasa e Brandariz[107] permitiu identificar uma sequência constituída por 4 unidades:

1 - A base dos depósitos (Rasa, Brandariz) é formada por blocos de granito muito alterado (foto 14.1), rodeados por seixos esbranquiçados, de quartzo leitoso. Nestes dois casos, os depósitos da base assentam em rochas fortemente alteradas, dando origem, por vezes, a explorações de caulino, hoje desactivadas;
2 - A esta unidade da base segue-se uma camada com cerca de 1m de um depósito muito fino, bem calibrado, bastante micáceo, de cor cinza-esverdeada (amostra 4, foto 14.1 e 14.2);
3 - Unidade um pouco mais grosseira e mais heterométrica, com estratificação entrecruzada (amostras 3, 287, foto 14.3 e 14.4);
4 - No topo do depósito de Brandariz e Carregal, encontramos uma unidade com predomínio de materiais grosseiros (amostra 131).
Também em Canelas o esquema referido parece verificar-se. Neste caso, todavia, a camada fina tem um aspecto bastante compacto e apresenta uma grande abundância de areias feldspáticas (amostra 73, foto 14.5), que lhe conferem um aspecto arcósico.

Os valores do arredondamento médio (RM) da maior parte destas amostras denunciam que estes depósitos correspondem a formações fluviais.
Porém, no caso dos depósitos de Brandariz e Carregal, o respectivo RM poderia levantar a hipótese dum influência marinha.
Nas proximidades destes dois cortes recolhemos mais algumas amostras cujo RM está representado na fig. 14.2.
Os valores encontrados situam-se entre cerca de 0.25 e 0.4. O valor mais elevado foi encontrado, justamente, no topo do corte do Carregal.

[107] A localização dos depósitos referidos no texto pode ser encontrada, quer no mapa geomorfológico em destacável, quer no esboço de localização da fig. 14.1.

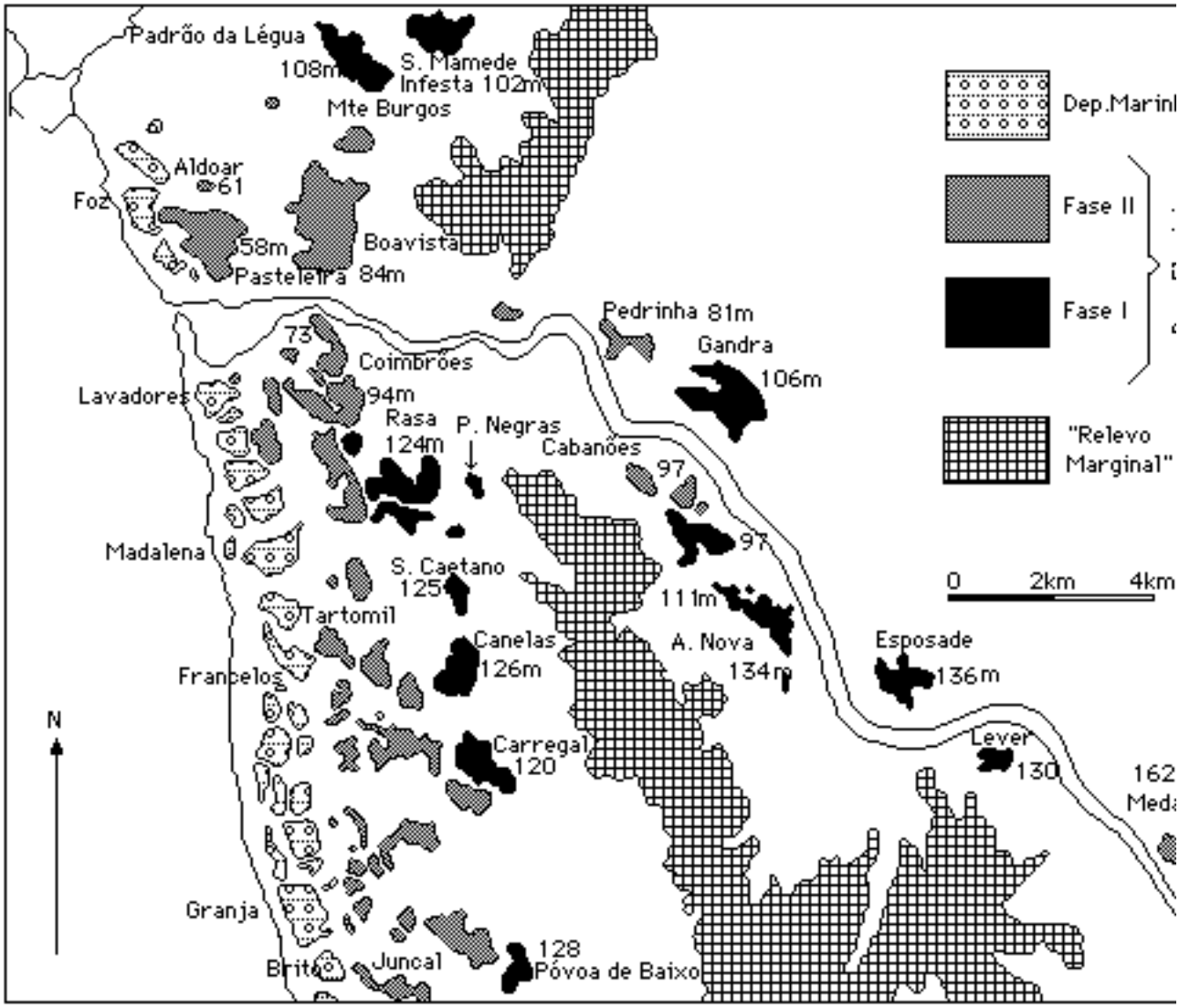


Fig. 14.1: Esboço de localização das principais manchas de depósit "plio-plistocénicos" referidas no texto

O limite do "relevo marginal" foi marcado a partir da curva de nível dos 125m a norte do Douro e dc 150m a sul deste rio

Fontes: Cartas geológicas 1: 50.000 (folhas 9-C e 13-A) e cartas de escala 1:100.000 (folhas 9 e Instituto Geográfico e Cadastral

Todavia, grande parte das camadas existentes no corte do Carregal patenteiam uma estratificação entrecruzada (foto 14.4) que parece indicar uma origem fluvial. Não se encontra nenhuma descontinuidade nítida entre os níveis inferiores e superiores, como seria natural se existisse uma sequência marinha sobreposta a uma fluvial.
Além disso, a variação gradual do RM neste depósito demonstra, a nosso ver (fig.14.2), que se trata duma sequência de camadas com facies idêntico pois, no caso contrário, era provável que se verificassem contrastes bruscos entre o RM dos diversos níveis do corte, o que não se verifica.
Deste modo, parece confirmar-se a hipótese de que os depósitos mais antigos encontrados na área de estudo têm origem fluvial, embora apresentem valores de RM relativamente elevados. Retomaremos esta questão no parágrafo 14.6.

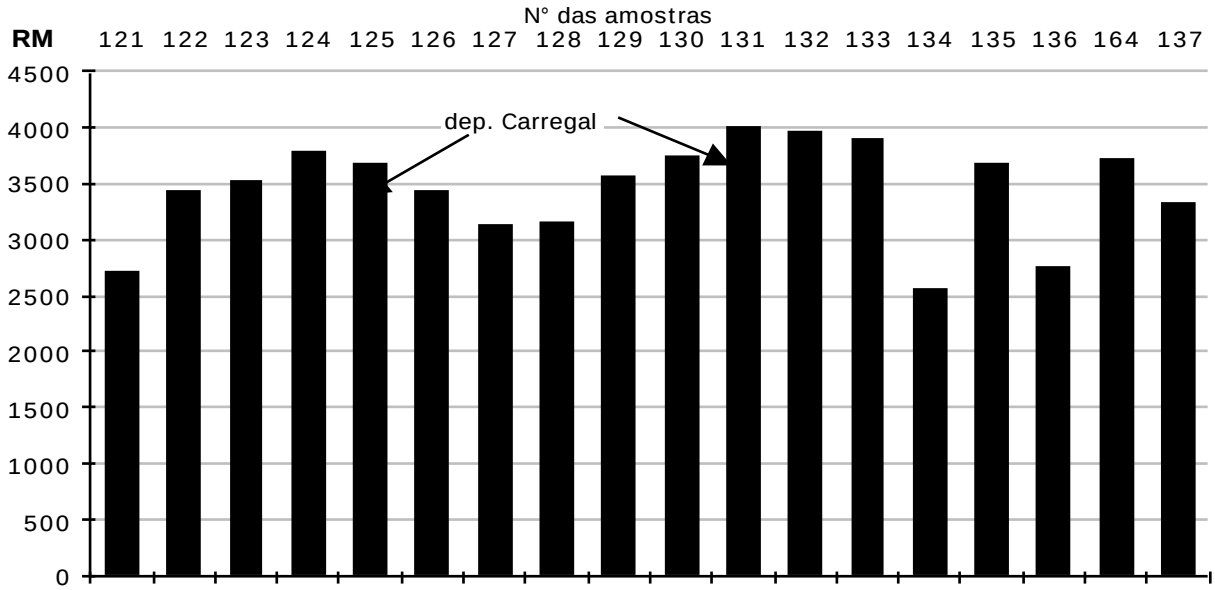


Fig.14.2: Variação do RM nos depósitos da região do Carregal

Se, como pensamos, os depósitos mais antigos da plataforma litoral são de origem fluvial, então o seu estudo terá que ser completado com a análise dos depósitos equivalentes situados a montante do "relevo marginal".
Com efeito, a montante do referido relevo, numa faixa paralela ao Douro com cerca de 4km de comprimento, que, com algumas interrupções, vai desde Cabanões, em Avintes (106m), até Arnelas (134m) e que reaparece em Lever, ainda na margem esquerda, também se conservam depósitos considerados "Plio-Plistocénicos" (cf. Carta Geológica 13-A e 13-B).
Por sua vez, na margem direita, encontra-se uma outra mancha em Gandra (Gondomar). Este depósito apresenta, além de elementos muito grosseiros, fenómenos de intenso encouraçamento, responsáveis pela existência de arenitos e conglomerados ferruginosos, muito resistentes, que atingem a espessura de 1m.
Também na margem direita, em Esposade (cf. carta geológica 13-B), existe uma mancha correspondente à de Lever (margem esquerda).
Mais a montante, na região de Medas, observam-se dois depósitos escalonados. O mais alto culmina a 162m e mostra, segundo F. Rebelo (1975), características fanglomeráticas (foto 14.6).
Porém, a cotas que vão até cerca dos 100m, encontra-se um outro depósito que, embora contenha elementos de quartzito de grande calibre na base, apresenta uma calibragem e uma estratificação já compatíveis com uma drenagem relativamente regularizada (foto 14.7).
Assim, na região de Medas parecem existir dois depósitos com características diferentes, aparentemente correspondentes a dois momentos da evolução geomorfológica:
1 - fase com características fanglomeráticas (campo de futebol, foto 14.6);
2 - fase relacionada com uma drenagem mais organizada (depósito situado a cotas compreendidas entre 118 e cerca de 100m, foto 14.7).

Esta dicotomia permitiu-nos compreender um pouco melhor o que se passa na plataforma litoral, onde a diferença de cotas entre os diversos depósitos é sensivelmente mais baixa[108].

F. Rebelo (1975) estabelece uma correlação entre o depósito do campo de futebol de Medas e o depósito de Aldeia Nova de Avintes. Com efeito, em ambos os casos, os depósitos iniciam-se por elementos muito grosseiros. Para o topo, os materiais tornam-se mais finos. Todavia, o carácter mal calibrado e um tanto desorganizado dos elementos mantém-se, mesmo nos níveis finos dos dois depósitos.

O depósito de Aldeia Nova de Avintes assenta em gneisses e migmatitos profundamente caulinizados. Além disso, apresenta, junto à base, blocos de grandes dimensões rodeados de seixos de quartzo leitoso (foto 14.8). O autor supracitado refere a existência de níveis mais finos, na parte média do depósito, que apresentam "calibragem tipicamente fluvial".

Já em Aldeia Nova se esboça o aparecimento de couraças ferruginosas. Elas impregnam as depressões de certos blocos enormes de quartzo leitoso, com quase um metro de comprimento que se encontram a cerca de 110m, na lagoa de Santa Isabel, em Aldeia Nova. São, todavia muito mais frequentes junto do edifício do Bombeiros de Avintes, onde, além de blocos de couraça, se encontram blocos de quartzo de 30-40cm de comprimento.

Numa barreira situada perto do km7 da estrada 222, alguns metros a oeste da que foi fotografada por F. Rebelo (1975), um pouco acima da base do depósito, encontrámos materiais mais finos, de cor cinza esverdeada.

Muitos destes aspectos fazem-nos lembrar o depósito da Rasa. Com efeito, em 1972/73, quando a barreira da Rasa estava ainda em exploração e, por isso, o corte era periodicamente renovado, eram visíveis, na base perfeitamente aplanada do depósito, blocos graníticos rolados, completamente caulinizados, com 20-30cm de comprimento, que poderiam corresponder a um primeiro momento de sedimentação, de tipo fanglomerático ou torrencial (foto 14.1).

Na rua dos Cedros, junto da barreira da Rasa, hoje abandonada, encontra-se um muro que ostenta elementos de conglomerado ferruginoso. Este, provavelmente, teria coberto uma parte do depósito da Rasa, antes de se ter realizado o respectivo desmonte, feito com o objectivo de explorar a caulinite existente no depósito e, sobretudo, no *bed-rock*.

A cerca de 1km para NE da barreira da Rasa, no limite oriental da urbanização designada, significativamente, de Pedras Negras, a 148m, encontrámos, finalmente, o depósito encouraçado *in situ*. Observámos, de novo, conglomerado ferruginoso nos muros das propriedades e ainda, dispersos no terreno, vários elementos de couraça que atingem meio metro de espessura. Trata-se de uma couraça tão resistente que não conseguimos desagregá-la. Todavia, a análise à lupa revelou a existência de grãos de areia pouco rolados, com génese fluvial provável. A cor do cimento oscila entre o castanho e o negro azulado, o que faz pensar nas couraças ricas em manganês referidas por J. Demangeot (1976), que seriam testemunhos de climas de tipo tropical de tendência árida.

Quanto ao depósito da Gandra, já C. Teixeira (1946) referia as suas analogias relativamente ao depósito de Aldeia Nova. Com efeito, este depósito apresenta

---

[108] Este fenómeno pode ser facilmente explicado. Com efeito, se existir uma movimentação tectónica nos litorais, que tenda a levantar o interior e a deprimir o litoral (J. J. Blanc, 1982; I. Amaral, 1986; O.Ribeiro, H. Lautensach, S. Daveau, 1987), os depósitos situados no interior apresentarão uma diferença de cota superior à dos seus contemporâneos que se situem no litoral

elementos muitos grosseiros, bem como intensos fenómenos de encouraçamento. Assim, embora não se possa falar de identidade, parece existir, todavia, uma certa analogia entre os depósitos de Aldeia Nova de Avintes, da Rasa e da Gandra. Se, além disso, aceitarmos a correlação, estabelecida por F. Rebelo (1975), entre o depósito do campo de futebol de Medas e o de Aldeia Nova, poderemos sugerir que o depósito da Rasa representa um equivalente ocidental dos depósitos mais antigos da área situada a este do "relevo marginal".

Os vários aspectos até agora referidos àcerca dos depósitos mais altos (caulinização da base e dos blocos graníticos que nela assentam, depósitos fanglomeráticos, fenómenos de encouraçamento) sugerem alguns condicionalismos de ordem climática. Pensámos, por isso, que seria útil fazer uma análise baseada na ocorrência dos diversos minerais de argila, atendendo à possibilidade de estabelecer, por essa via, ilações de tipo paleoclimático (cf. capítulo 12).
No capítulo anterior verificámos que parecia existir uma certa relação entre a cota e a frequência da caulinite. Existia uma correlação particularmente significativa entre a cota de ocorrência e a cristalinidade da respectiva caulinite.
Na fig. 14.3 representámos a composição mineralógica da fracção fina de todas as amostras de depósitos fluviais fósseis em que essa composição foi determinada. Verifica-se que os respectivos índices de cristalinidade sofrem variações importantes (entre 4 e 1: isto é, entre cristalinidade muito boa e fraca). Todavia, apenas numa amostra (259, Gião) se regista uma cristalinidade má. Como esta amostra se encontra bastante longe das restantes, o respectivo significado será tratado oportunamente.

O índice 4 (cristalinidade muito boa) foi registado, apenas, em cinco amostras:

- Aldeia Nova (Am. 285);
- Gandra (Am. 284);
- Rasa (Am. 3),
- Canelas (Am. 73);
- Brandariz (Am. 122).

Na amostra 126 (corte do Carregal situado próximo do de Brandariz) a caulinite possuía cristalinidade boa a muito boa (índice de cristalinidade 3.5).
Assim, os depósitos de Aldeia Nova, Gandra, Rasa, Canelas e Carregal, que são, nas respectivas áreas, os depósitos mais altos e (presumivelmente) os mais antigos, estão reunidos no mesmo grupo.
A distribuição dos índices de cristalinidade da caulinite parece, efectivamente, obedecer a uma certa lógica: só os depósitos que nos parecem ser os mais antigos[109] apresentam algumas amostras em que a cristalinidade é muito boa.
Todavia, noutras amostras situadas no mesmo corte, por vezes, até, em níveis próximos, o grau de cristalinidade da caulinite pode ser significativamente mais baixo. Parece-nos, por isso, que a neoformação da caulinite pode processar-se dum modo muito diverso em sectores próximos dentro de cada afloramento, acabando, assim, por produzir um padrão um tanto irregular.
Além disso, não dispomos de análises da composição mineralógica da fracção fina em número suficiente para utilizar exclusivamente este critério.

[109] Isto é, na prática, os depósitos que, dentro de cada uma das áreas consideradas, se situam a cotas mais elevadas

Por isso, o estudo da composição mineralógica da fracção fina e da cristalinidade dos respectivos minerais terá que ser, forçosamente, acompanhado por outros critérios e só através da conjugação de todos eles será possível construir um "*puzzle*" que, embora provisório, seja aceitável e que atenda a uma gama variada de aspectos representativos.

Os depósitos da área de Brandariz e do Carregal, que formam uma sequência extensa e quase contínua, apresentam, por isso mesmo, um interesse particular.
Realizámos uma série de análises granulométricas e morfoscópicas nos depósitos desta área, a que juntámos o estudo da composição mineralógica da fracção fina de algumas das amostras (nº 122, 126, 130, 136, 133 e 137). Verifica-se, assim, que, no depósito do Carregal, a diminuição da cristalinidade da caulinite é bem visível para o topo do corte, estando acompanhada dum aumento dos calibres dos materiais.
Este aumento de calibre poderá ser equivalente ao que se verifica noutros depósitos, nomeadamente no da Rasa, entre a camada cinza esverdeada, essencialmente pelítica, e a camada superior, com estratificação entrecruzada, e no de Canelas, em que as camadas grosseiras também se sobrepõem a uma camada fina, arcósica, próximo da base.
Todavia, as condições necessárias para a formação de depósitos fanglomeráticos e de couraças ricas em ferro e, eventualmente, em manganês, não são coincidentes com aquelas que levam a uma caulinização tão intensa do granito.
Assim, podemos pensar que teria havido 3 momentos com significados diversos, sob o ponto de vista paleo-climático:

Fase I-A

A parte inferior, constituída por blocos de granito totalmente apodrecidos, subjacente aos níveis pelíticos cinza-esverdeados (Rasa, Carregal), parece corresponder aos depósitos mais antigos da área. Esse nível inferior seria, por isso, equivalente aos depósitos de Aldeia Nova de Avintes, da Gandra, e do campo de futebol de Medas.
Nesta fase teria havido condições propícias ao transporte de elementos muito grosseiros[110]. Todavia, os sinais dessa fase primitiva seriam mais nítidos na área que hoje fica a montante do "relevo marginal". Ter-se-iam apagado, ou seriam mais discretos na área mais a oeste, onde seriam representados pelos blocos graníticos existentes na base do depósito da Rasa.
Nesta barreira, a base do depósito apresenta-se como uma superfície perfeitamente aplanada e com um pendor nítido para este (foto 14.2), como já tinha sido notado por O. Ribeiro *et al*. (1943-a).
Nesta fase, as condições climáticas teriam permitido uma certa conservação dos feldspatos, o que se pode demonstrar pela existência dos blocos graníticos, caulinizados *in situ*, do depósito da Rasa. O mesmo poderíamos dizer relativamente ao depósito com aspecto arcósico de Canelas.

[110] Existe uma outra hipótese para explicar que a base dos depósitos tenha, frequentemente, elementos de grande calibre.
Esses elementos podem representar blocos escorregados, por gravidade, das vertentes e que, chegando aos cursos de água, podem ter sofrido apenas uma movimentação muito ligeira, por reptação.

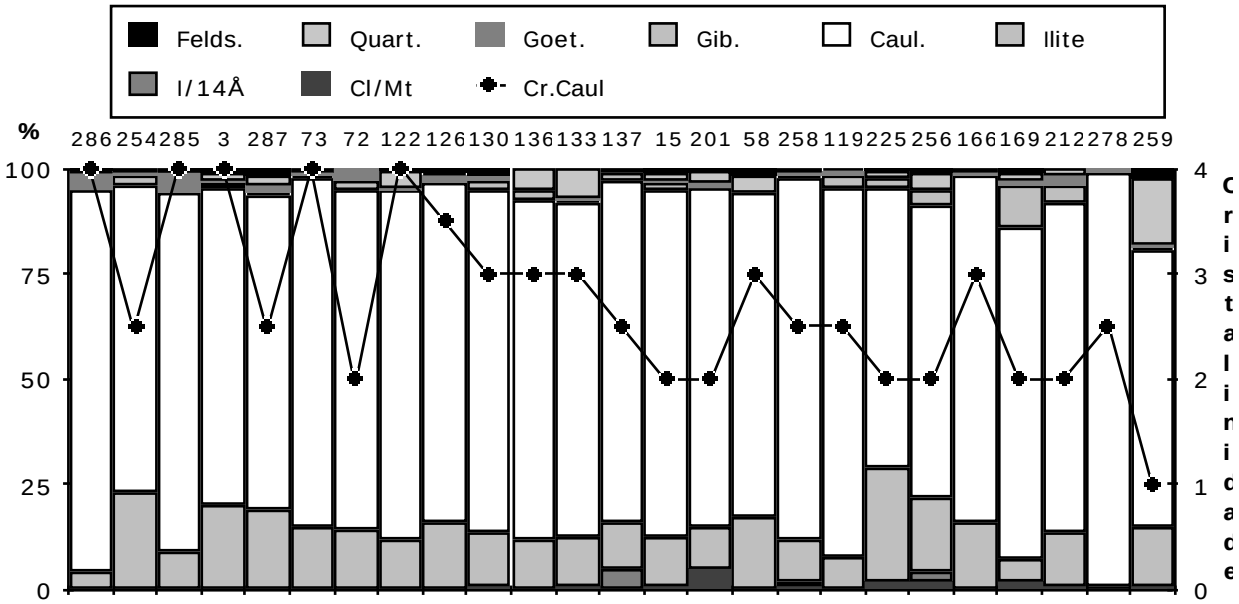


Fig. 14.3: Mineralogia da fracção fina e cristalinidade da caulinite nos depósitos fluviais fósseis

Quadro 14.I

Localização	Am. nº	Localização	Am. nº
Gandra	286	Simopre	15
Pedrinha	254	Verdinho	201
Est. 222, Ald. Nova	285	Picão	58
Rasa, est.entrecruzada	3	N, Ramalde	258
Rasa, sobre nv cinza	287	Pinhais da Foz, S	119
Canelas, arcose	73	Av. M. G. Costa	225
Canelas, sobre granito	72	Cemitério Aldoar	256
Brandariz	122	Tapada Velha	166
Carregal, grosseiro	126	Fábrica Corvo	169
F, Carregal	130	Juncal	212
Est. Carregal-Gulpilharinhos	136	AE Rio Meão	278
Est. Carregal-Gulp.	133	Gião	259
Gulpilharinhos	137		

Fase I-B

Ter-se-ia seguido uma fase biostática em que os blocos graníticos da base seriam sobrepostos por material mais fino representado, nos cortes da Rasa e do Carregal, pelos níveis pelíticos cinza-esverdeados. Esta formação poderia estar ligada a condições de clima quente e húmido, responsáveis pela profunda alteração do *bed-rock* e dos blocos da base do depósito.

Em algumas das análises realizadas nestes depósitos, a caulinite apresenta uma cristalinidade muito boa, o que poderia ser devido à respectiva neoformação nas referidas condições climáticas.

Fase I-C

Seguir-se-ia uma fase em que as condições resistáticas (H. Erhardt, 1956) predominariam, o que poderia ficar a dever-se à passagem para um clima mais seco, ou, eventualmente, a uma modificação da situação topográfica, com um aumento dos declives, devido a fenómenos de neotectónica. A existência dessas condições pode deduzir-se da tendência para o aumento de calibre dos materiais.
Um outro sintoma da passagem para uma situação resistática seria a tendência para o encouraçamento, que se encontra em alguns destes depósitos (Pedras Negras, Gandra, Aldeia Nova e Medas). Com efeito, o fenómeno de encouraçamento pressupõe a existência de um clima com contrastes estacionais, com uma estção bastante húmida e outra seca.
Se a couraça das Pedras Negras fôr, como pensamos, rica em manganês, isso significaria, até, que o clima tinha tendência árida (J. Demangeot, 1976).

Se admitirmos a contemporaneidade dos depósitos de Aldeia Nova, da Gandra e da Rasa podemos supor que os fenómenos de encouraçamento existentes nestes depósitos são, também, penecontemporâneos. Embora possam ter existido diversas fases climáticas que permitiram um certo encouraçamento dos depósitos, parece-nos que aquele que se encontra nas Pedras Negras e na Gandra necessitou de condições particularmente favoráveis, que poderão não se ter repetido.
Com a excepção de alguns elementos dispersos na área da Póvoa de Cima (Grijó), também a cotas superiores a 100m, não encontrámos mais nenhuma couraça com a espessura e resistência das de Pedras Negras e Gandra, em toda a área de trabalho. Ora, se os fenómenos de encouraçamento se tivessem repetido, seria natural que os depósitos correspondentes, de diversas idades, se apresentassem encouraçados de modo análogo[111]. Pensamos, por isso, que é plausível concluir que terá existido uma única fase climática (I-C) que levou a um forte encouraçamento dos depósitos, a que se seguiu uma fase II-A, com a formação de crostas ligeiras.
Se aceitarmos esta hipótese, o depósito encouraçado das Pedras Negras será, muito provavelmente, contemporâneo da parte terminal do depósito da Rasa. O aprofundamento da barreira, que tinha como objectivo atingir o *bed-rock*, terá destruído essa formação encouraçada. Todavia, conservados nos muros das propriedades, restam alguns blocos de couraça. Existem, também, alguns fragmentos de pequenas dimensões a juncar o solo, nas proximidades do depósito.
As ditas condições resistáticas poderiam ser anunciadas pela existência duma grande espessura (mais de 4m) de uma formação areno-cascalhenta, com estratificação entrecruzada (foto 14.3), muito mais grosseira do que a camada cinza-esverdeado, e que, ao contrário desta, apresenta um pendor geral para oeste.
A impressão de basculamento para este da base do depósito da Rasa e o respectivo contraste com a aparente inclinação para oeste do topo sugerem a existência de uma primeira movimentação tectónica posterior às fases designadas com I-A e I-B, que teria balanceado o depósito para este. O topo do depósito (I-C) seria posterior a essa

[111] Como se sabe, a formação de couraças não depende, apenas, da existência de certas condições climáticas. São necessárias outras condições que têm a ver com a riqueza em ferro do *bed-rock*, situação topográfica, altura e variação do nível freático, porosidade dos materiais...etc. Tudo isto tem como consequência que o aparecimento de couraças é irregular. Se a sua existência tem um certo significado, a sua inexistência não quer dizer que as condições climáticas não possam ter existido, mas sim que não se verificaram outras condições igualmente necessárias.

movimentação tectónica, que poderia, aliás, explicar, em parte, as características resistáticas da fase I-C.

Relativamente ao fenómeno de encouraçamento encontrado nas Pedras Negras, parece-nos viável uma explicação idêntica à apresentada para a couraça de Chã da Mata (S. Daveau, P. Birot e O. Ribeiro; 1985).
O encouraçamento do depósito das Pedras Negras poderia explicar-se por uma acumulação absoluta, numa área topograficamente deprimida, do ferro lexivizado das vertentes (J. Demangeot, 1976).
Assim, tal como no caso da Chã da Mata, a formação da couraça das Pedras Negras poderia demonstrar que a área em questão, aquando do respectivo encouraçamento, se situava no sopé de um relevo.
Sendo assim, temos que considerar que o depósito das Pedras Negras foi soerguido, numa fase posterior ao seu encouraçamento. Teria sido, aliás, esse encouraçamento que permitiu a sua conservação.
Tratar-se-ia, a nosso ver, dum equivalente lateral do topo do depósito da Rasa, suspenso mais de 20m acima daquele, pelo jogo da neotectónica.

P. Birot (1949) em"*Les surfaces d'érosion du Portugal Central et Septentrional"*defende a existência de uma grande flexura para explicar a descida, para o mar, das superfícies altas de Trás-os-Montes. Essa flexura decompor-se-ia em patamares separados por falhas de fraca amplitude, seguindo a direcção hercínica (p. 83).

No caso concreto da couraça das Pedras Negras, podemos admitir que os sectores situados nas proximidades da falha Porto-Tomar terão sido levantados devido ao respectivo rejogo, passando a constituir uma escadaria de pequenos blocos de dimensões quilométricas.
Devido a essa movimentação tectónica, o depósito das Pedras Negras, então já encouraçado, ficou alcandorado a 148m, cerca de 20m acima do depósito da Rasa, passando a ser o depósito mais elevado da plataforma litoral na área compreendida entre o Porto e Espinho.

Comparando os mapas geológico e geomorfológico, pode constatar-se que as manchas correspondentes a esta fase I, situadas a sul do Douro, coincidem, aproximadamente, com o conjunto dos depósitos considerados P' e P".
Quanto aos depósitos eventualmente ligados a esta fase (e cartografados como P' e P"), situados a norte do rio Douro, a informação que temos é bastante mais escassa. Na carta geológica 1: 50.000, apenas são representadas três manchas: Monte dos Burgos, S. Mamede de Infesta e Padrão da Légua. Só em relação ao último destes depósitos foi possível encontrar um corte e recolher amostras. Apesar das muitas tentativas realizadas nesse sentido, nunca encontrámos qualquer corte nos outros dois locais. Apenas foi possível constatar a existência duma série de calhaus, misturados com entulho ou com a formação de cobertura, em períodos em que, devido a obras camarárias, o empedrado das ruas era levantado.
A respeito do depósito do Padrão da Légua, as observações de G. Zbyszewski (1958) são muito interessantes. Com efeito, ele afirma ter encontrado um depósito de estuário, com argilas cinzentas, o que nos faz pensar que este depósito se assemelharia ao da Rasa.
Relativamente ao depósito de S. Mamede de Infesta, aquele investigador pôde observar a ocorrência de grés feldspáticos (cf. com o depósito de Canelas) e de calhaus mal rolados.

Como se pode observar na foto 14.9 essa característica é, também, aparente no depósito do Padrão da Légua.
Por seu lado, A. C. Medeiros (1946) refere a existência de arenito ferruginoso neste mesmo depósito, fenómeno esse que nós também pudemos observar, junto do local onde a foto acima referida foi obtida.
Além de tudo isso, há que referir a intensa caulinização do substrato, que é explorado para a obtenção de caulino (caulino da Srª da Hora).
Estas indicações induzem-nos a pensar que estas duas manchas poderão ser o equivalente, para norte do Douro, dos depósitos que acabámos de definir como pertencentes à fase I.

14.2 - Evolução geomorfológica correlativa da formação dos depósitos da fase I

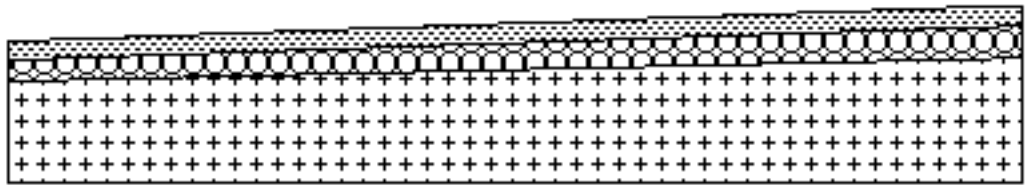
Os elementos que conseguimos juntar àcerca da formação dos depósitos permitem-nos apresentar algumas hipóteses sobre a evolução geomorfológica contemporânea da respectiva deposição. A fig. 14.4 representa uma série de esboços, realizados para ilustrar, muito esquemáticamente, as fases principais dessa evolução[112].
Os depósitos mais antigos correspondem aos mais altos dentre aqueles que se situam a montante do "relevo marginal" e aos que se situam imediatamente a oeste dele (e que são, também, os mais altos da plataforma litoral).
Além disso, são depósitos fluviais que parecem poder caracterizar-se por uma percentagem elevada de caulinite bem cristalizada e pela caulinização post-deposicional do *bed-rock* em que assentam. Apresentam, com alguma frequência, níveis encouraçados. Todavia, a impregnação do ferro é muito irregular, dependendo da permeabilidade do substrato, e parece ser claramente posterior à deposição dos elementos detríticos da base.
Estes depósitos aparecem em locais por vezes distantes do vale actual do rio Douro. A sua localização não parece poder relacionar-se directamente com a acção deste rio.
Dum modo geral, quando coexistem no mesmo corte, os níveis mais finos situam-se sob os mais grosseiros. Porém, nem sempre é possível observar os dois termos desta sequência. Com efeito, por vezes, o depósito grosseiro superior assenta directamente no *bed-rock*.
Este facto, por si só, demonstra uma certa descontinuidade temporal entre a formação dos dois depósitos, descontinuidade essa que é reforçada pelo facto de o pendor da sequência superior ser, por vezes, diverso do da sequência mais antiga.
Por outro lado, uma vez que o depósito grosseiro se situa na parte superior da sequência, ele terá sofrido ablação em alguns locais, motivo pelo qual nem sempre aparece a sobrepor-se à camada inferior.

Os depósitos de Aldeia Nova e Rasa apresentam características bastante próximas.
A seguir a uma fase de transporte de elementos muito grosseiros (Medas, A. Nova, base da Rasa) que se terão depositado, pelo menos na área da Rasa, sobre uma superfície perfeitamente plana, deve ter sobrevindo uma fase de estabilidade tectónica em que as condições poderiam ter sido análogas às de largas planícies aluviais, próximas de um

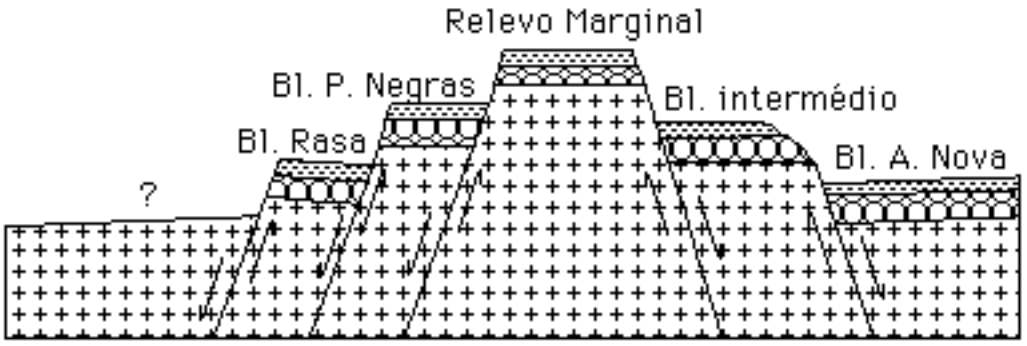
[112] Os referidos esboços não pretendem ser verdadeiros cortes geológicos e, por isso, as distâncias horizontais e verticais não estão apresentadas de modo rigoroso.

nível de base (geral ou local) e onde se depositavam, sobretudo, materiais finos (fase I-B).
Estas condições são particularmente notórias na Rasa, em Canelas e no Carregal.
Todavia, na própria área de Medas, parecem ter existido condições que levaram ao transporte exclusivo de elementos finos. Assim, acima de sectores com calibragem muito fraca, contendo elementos por vezes muito grosseiros, existe um arenito, formado por grãos de quartzo relativamente bem calibrados e cuja matriz argilosa parece corresponder a antigos grãos de feldspato, completamente alterados *in situ* (foto 14.10).

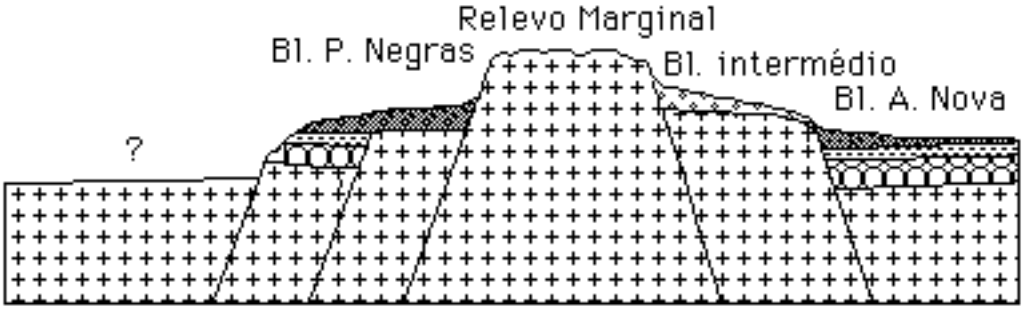
Atendendo ao carácter bastante fino da camada intermédia (I-B), o facto de o depósito da Rasa terminar bruscamente contra a vertente rectilínea e relativamente abrupta (declive=7%) de Stº Ovídio faz pensar que, quer essa vertente, quer o conjunto do "relevo marginal" não existiam aquando da formação dessa camada intermédia.
Pensamos, por isso, que as unidades inferiores do depósito da Rasa (e por isso, provavelmente, também o de Aldeia Nova) devem ser anteriores à surreição do "relevo marginal".
Deste modo, a sequência formada pelos depósitos da fase I-A e I-B devia ter constituído uma mancha mais ou menos contínua (Fig. 14.4 - A) cobrindo, pelo menos, toda a área, hoje soerguida, que separa os depósitos de Aldeia Nova e Rasa.
Estes depósitos não parecem poder relacionar-se com o rio Douro. Com efeito, eles estendem-se, pelo menos, por uma área com mais de 15km de largura (entre o depósito do Padrão da Légua, na Srª da Hora e o da Póvoa de Baixo, um pouco a norte de Espinho).
Embora o nosso conhecimento dos depósitos que ficam a sul de Espinho não seja suficientemente detalhado para podermos garantir que eles correspondem a fácies idênticos aos depósitos que consideramos da fase I, a verdade é que existem, em toda a área da plataforma litoral, pelo menos até à latitude de Rio Meão, depósitos extensos e espessos, de fácies fluvial, que se situam, geralmente, acima dos 100m e que não podem explicar-se pela acção de nenhum dos cursos de água que hoje atravessam a dita plataforma.
Parece, com efeito, pouco provável que o rio Douro, ou qualquer outro sistema fluvial típico, pudesse ser responsável por uma tão larga planície aluvial.
Por isso, os depósitos da fase I-B devem ser interpretados como restos de uma cobertura sedimentar realizada perto do nível de base, depositada por acção de múltiplos cursos de água não hierarquizados, ou por sistemas de canais anastomosados.
Os depósitos I-A e I-B aparecem, dum lado e doutro do "relevo marginal", como que desligados do desenvolvimento topográfico actual. Este facto sugere que são anteriores à respectiva surreição.
Depois da sua formação deve ter-se feito sentir uma fase de movimentação tectónica, que poderia traduzir-se, nomeadamente, pelo aparente basculamento para este dos níveis inferiores do depósito da Rasa.



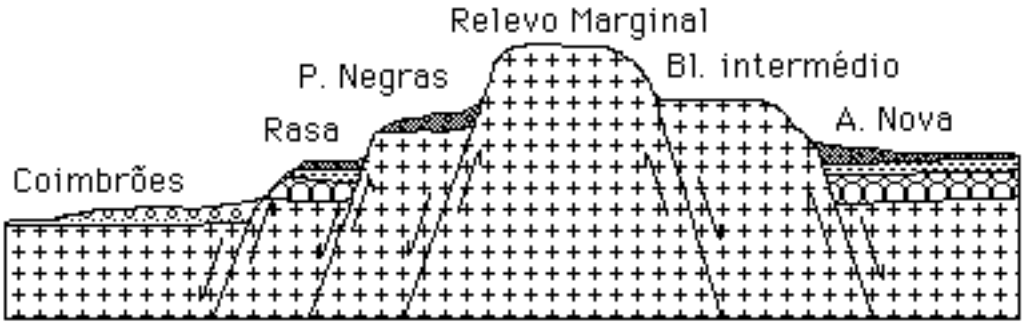
A – Período anterior à 1ª fase de movimentação tectónica



B – 1ª fase de movimentação tectónica. Os depósitos foram representados como se a erosão não os atacasse imediatamente



C – Formação do depósito superior (Fase I-C), com estratificação entrecruzada da Rasa e das Pedras Negras e respectivo encouraçamento



D – Soerguimento do bloco das Pedras Negras
Formação do depósito de Coimbrões (fase II-A)



Fig: 14.4: Evolução do "Relevo Marginal" e depósitos correlativos

Também a análise topográfica dos sectores situados entre o Rio Douro a a vertente oriental do "relevo marginal" sugere um basculamento dessas superfícies para oeste, simétrico do que se verifica no depósito da Rasa (fig. 14.4 - B).
Posteriormente, os depósitos da base foram cobertos por sedimentos mais grosseiros (fase I-C).
O pendor para oeste do conjunto superior, no depósito da Rasa, demonstra, claramente, que existiu uma fase de movimentação tectónica entre a deposição de I-B e de I-C. Assim, a fase terminal de deposição poderia relacionar-se com o soerguimento do "relevo marginal", enquanto se deprimiam os sectores a ocidente dele. Os depósitos da fase I-C poderiam corresponder a uma série de "leques aluviais", situados à saída do "relevo marginal", apresentando, eventualmente, relações mais ou menos próximas com o nível do mar.

Deste modo, os depósitos da fase I-C teriam resultado, por um lado, do desmantelamento dos depósitos das fases I-A e I-B (que possivelmente cobriam os topos do "relevo marginal" antes da respectiva surreição), e por outro da erosão do *bed-rock* do dito relevo[113].

Os depósitos das fases I-A e I-B que, provavelmente, são bastante antigos, só se teriam conservado nos compartimentos abatidos, relativamente perto das escarpas de falha. Aí, teriam sido cobertos pelos depósitos post-tectónicos (fase I-C), de tal modo que ficariam relativamente protegidos dos processos erosivos subsequentes.
O processo de acumulação absoluta do ferro na base das vertentes (isto é, do "relevo marginal") daria origem ao encouraçamento desses depósitos (fig. 14.4 - C).
Mas o rejogo dos acidentes ligados à falha Porto-Tomar poderia ter soerguido, de novo, o "relevo marginal" e os blocos intermédios que o rodeiam a este e a oeste. Por isso, a provável continuidade existente entre o topo dos depósitos da Rasa e das Pedras Negras rompeu-se. E assim, o depósito encouraçado das Pedras Negras ficou soerguido em relação ao depósito da Rasa (fig. 14.4 - D).
A subida do (s) bloco (s) intermédio (s) situado (s) a este do "relevo marginal", a cotas que se situam à volta dos 150m, poderia ter levado à erosão dos depósitos (não encouraçados? Fracamente encouraçados?) que provavelmente o teriam coberto.
A descida do sectores ocidentais do "relevo marginal" poderá, eventualmente, ter permitido uma certa influência marinha (condições estuarinas?) nos depósitos situados no compartimento ocidental, abatido. Este facto poderia explicar um certo aumento do RM para o topo do depósito do Carregal.
Contudo, não podemos garantir que essa influência se tenha, efectivamente, feito sentir, porque os sinais de depósitos tipicamente marinhos apenas aparecem nos sectores mais modernos da plataforma litoral, geralmente a cotas inferiores a 40m[114].
A erosão dos depósitos pre-existentes poderia explicar as grandes quantidades de caulinite existentes nos depósitos da fase I-C, caulinite essa que, todavia, apresenta uma

[113] O soerguimento do relevo marginal poderia ter sido o mecanismo responsável pela remoção destes depósitos dos respectivos topos.

[114] Constitui uma excepção o depósito recolhido junto do cemitério de Aldoar (amostra 256), que se situa a cerca de 60m e que, embora apresente características fluviais no seu conjunto, mostra alguns índices (nomeadamente RM e arredondamento dos grãos dos minerais pesados) que denotam uma possível influência marinha.

cristalinidade inferior à dos depósitos ligados às duas fases I-A e I-B, uma vez que aquela terá resultado da erosão (e, portanto, do remeximento) dos depósitos pre-existentes.

Estes aspectos de ordem sedimentológica podem ajudar a explicar a existência de um relevo como o Monte Crasto, que tem sido, por vezes, interpretado como *inselberg* (C. Teixeira, 1946, cf. § 3.1).
Com efeito, tem sido apontada a necessidade da passagem de um clima de tipo tropical húmido para um de tipo tropical seco, para explicar a formação de morros rochosos e a sua degradação em *inselberg* [115](J. Demangeot, 1976; J. Tricart, 1981).
Ora, foi sugerida a existência dum clima tropical húmido, em Portugal e mesmo na Galiza, no Miocénico (H. Nonn, 1966; S. Daveau, 1969-b).
O depósito encouraçado da Gandra ocorre muito perto da base do Monte Crasto.
Também noutros locais do país, as *rañas*, normalmente consideradas "Vilafranquianas", apresentam, por vezes, níveis encouraçados (T. M. Azevedo 1985).
O encouraçamento parece relacionar-se com uma certa tendência para a aridez (J. Demangeot, 1976, p. 88).

Esses factos confirmariam a transição, no Neogénico português, de um clima tropical húmido, para um clima tropical seco, o que está de acordo com as teorias de J. Demangeot e J. Tricart para a explicação dos *inselberg*.
Isto não quer dizer, todavia, que aceitemos sem mais crítica a classificação do Monte Crasto como *inselberg*.
Com efeito, entre outras objecções poderíamos levantar o facto de o pretenso *inselberg* do Monte Crasto arrancar, não duma superfície aplanada (pediplanície), como deveria acontecer se fosse um *inselberg* típico, mas de uma base bastante irregular. Além disso, as suas vertentes, aparentemente convexas, fazem lembrar mais os relevos do tipo morro rochoso. A sua génese e conservação poderia estar ligada a um tipo especial de granito (granito turmalínico de Gondomar) e a uma possível rarefacção da rede de diaclasamento, que teria permitido, primeiramente, uma certa imunização daquela área, relativamente às zonas encaixantes, num período de clima quente e húmido e, depois, a manutenção de fortes declives durante o Pliocénico e no Plistocénico.

---

[115] Ultimamente, diversos autores (J. Demangeot, 1976; J. Tricart, 1981) estabelecem a distinção entre os dois tipos de relevos residuais existentes nas regiões tropicais e subtropicais:
- "morros rochosos" (*mornes rocheux*, segundo J. Tricart; *dômes*, segundo Demangeot), característicos dos climas tropicais húmidos a subtropicais;
- "*inselberg*", característicos de climas mais áridos, com vegetação estépica.

Quanto aos morros rochosos, ambos os autores admitem um processo em que um núcleo menos diaclasado de rocha acaba por ficar relativamente imune à alteração. Quando a erosão limpar a alterite das áreas cincunvizinhas, o morro começará a emergir. À medida que isso acontece, os processos de alteração química, acentuados pelo efeito de "compressa" da alterite, continuam a funcionar na sua base. Porém, no morro em formação, eles são menos actuantes, pois a água das chuvas acaba por escorrer rapidamente pelas diáclases curvas da superfície, não se demorando o tempo necessário para provocar uma alteração química notória. Quer dizer: uma vez formado, um morro rochoso tem tendência a perpetuar-se.
Todavia, uma mudança climática no sentido duma maior secura incrementará a actuação de fenómenos de desagregação mecânica nas vertentes. Simultaneamente, a cobertura vegetal degradar-se-á, passando a permitir processos de escorrência em canais anastomosados (*rill wash),* que espalharão, na base, os detritos da desagregação mecânica das vertentes, acabando por transformar a superfície irregular da base do antigo morro numa verdadeira pediplanície. Nessa altura o primitivo morro ter-se-á transformado num *inselberg* .

14.3 - Os depósitos da Fase II e o seu significado geomorfológico

Num lugar designado como Pedrinha (Valbom, Gondomar), 4 km a montante do "relevo marginal"[116], suspenso sobre o vale do Douro, à cota de 80m, encontra-se um depósito com aspecto fanglomerático, com blocos de dimensões superiores às de cabeças humanas, que chegam a atingir 50cm de comprimento (foto 14.11, amostra 253).
Para o topo, o depósito, que é bastante espesso, contém elementos de dimensões inferiores (foto 14.12, amostra 254). Todavia, como se pode verificar pela última destas fotografias, os diversos elementos encontram-se desordenados, tudo levando a crer que foram depositados por um curso de água com um regime torrencial.
Este depósito não deve ser contemporâneo do da Gandra, pois que se situa bastante abaixo dele[117]. Por outro lado, as características de forte encouraçamento que o depósito da Gandra apresenta não têm paralelo no depósito de Pedrinha, onde apenas se encontram, episodicamente, crostas ferruginosas junto da base do depósito.
Contrastando com os depósitos da Rasa e da Gandra, a camada superior do depósito de Pedrinha (amostra 254) possui, já, uma frequência relativamente elevada de ilite (23%) e a cristalinidade da caulinite desce significativamente em relação aos depósitos anteriormente referidos (cristalinidade mediana a boa; índice=2.5).
Assim, este depósito sugere uma modificação nas condições climáticas existentes aquando da formação do depósito da Gandra (percentagens mais elevadas de ilite, cristalinidade mais baixa para a caulinite).

Também a oeste do "relevo marginal", existem vários depósitos que se situam a um nível inferior ao do depósito da Rasa.
Os depósitos com esta situação distribuem-se, na região de Coimbrões, segundo uma superfície com cotas bastante regulares, compreendidas entre 94 e cerca de 78m. Estão separados do depósito da Rasa e dos seus prolongamentos para NO por um talude relativamente escarpado, de contornos curvilíneos, que não parece, por isso, poder interpretar-se como uma escarpa de falha.
O depósito de Coimbrões, em que os elementos de base são, por vezes, de grandes dimensões (foto 14.13), poderia ser o equivalente ocidental do depósito da Pedrinha.
Tal como na Pedrinha, também na área de Coimbrões encontrámos, por vezes, junto da base do depósito, um ligeiro encouraçamento.

Uma certa analogia de ordem sedimentológica parece indicar que, além dos depósitos situados nas proximidades do vale do Douro, poderiam pertencer ao mesmo grupo outros depósitos, bastante a sul daquele, também colocados a cotas inferiores relativamente às formações da "fase I", tais como os de Gulpilharinhos, do Corvo e Tapada Velha (à latitude da praia de Madalena) e do Juncal, já perto de Espinho (amostra 212).

---

[116] Se considerarmos o vértice de Cravel (188m, folha 122 da carta 1:25.000) como o limite ocidental do relevo marginal, o ponto onde o rio Douro mais se aproxima deste relevo (cerca de 2 km de distância) corresponde à localização do vértice geodésico da Serra do Pilar. Seguindo o vale do Douro, a distância entre a Pedrinha e a Serra do Pilar é de cerca de 4km.

[117] Com efeito, o depósito da Gandra situa-se **acima da curva de 110m**, enquanto que o da Pedrinha **culmina a 81**. Uma vez que este último é bastante espesso, a respectiva base andará pelos 60m. Isso representa uma diferença de cerca de 50m relativamente à base do depósito da Gandra.

Estes exemplos apontam para uma certa coincidência entre as características sedimentares dos depósitos e a sua posição relativa, o que sugere a possibilidade de se utilizarem critérios de ordem geomorfológica para fazer a separação entre os depósitos que consideramos pertencentes à fase I e aqueles que terão sido elaborados posteriormente àquela.

No caso da margem direita do Douro, a densidade das construções não possibilita a observação das relações existentes entre as diversas manchas, nem as suas eventuais soluções de continuidade. A identificação dos diversos grupos a considerar dentro dos depósitos fica, por isso, ainda mais dependente de considerações de índole sedimentológica.
Segundo a carta geológica 9-C, para norte do Douro, encontramos algumas manchas com uma situação equivalente às da margem esquerda do rio. As mais representativas são:
- Boavista-Ramalde, que se desenvolve para oeste da Rotunda da Boavista, a cotas compreendidas entre 87 e cerca de 70m;
- Pasteleira-Av. M. G. Costa que vai desde os 65m até 50m;
- Cemitério de Aldoar, a 60m.

A observação da fig. 14.3 permite concluir que as amostras situadas na área ocidental da cidade do Porto têm cristalinidade boa a mediana (índice 2.5, amostras 258 e 119) ou mediana (índice 2, amostras 225 e 256). Curiosamente, estas últimas amostras apresentam, além dum índice de cristalinidade da caulinite mais baixo, uma certa frequência de interestratificados (sobretudo clorite/montmorilonite).
Esta associação de minerais está praticamente ausente dos depósitos em que a cristalinidade da caulinite é boa e mesmo de uma parte daqueles em que ela é boa a mediana. Parece-nos interessante explorar a correlação entre estes dois fenómenos, já que ela poderia ser eventualmente significativa em termos paleo-climáticos e, por isso, passível de ser utilizada para distinguir entre os diversos grupos de depósitos.
Estes dois aspectos também aparecem associados na amostra 201 (Verdinho), recolhida num depósito situado na margem sul do Douro, um pouco deprimido em relação ao de Coimbrões.
No depósito de Gulpilharinhos (Am. 137) verifica-se que existe uma certa frequência de interestratificados ilite/mineral de 14Å, ocorrência que poderá ter um significado diverso da do interestratificado clorite/montmorilonite.
Assim, na região a ocidente do "relevo marginal", encontramos alguns depósitos com características idênticas, situados, geralmente, nas proximidades do vale do Douro e que parecem corresponder a um patamar embutido nos depósitos do tipo do de Coimbrões.
Propomos, por isso, que a segunda fase de deposição seja subdividida em II-A e II-B, sendo esta última caracterizado por uma drenagem mais organizada, traduzida por uma melhor calibragem e pela disposição menos anárquica dos elementos grosseiros.

Fase II-A

O depósito do Picão contém elementos de grande calibre junto à base, a cerca de 50m. A cristalinidade da caulinite é boa (índice 3). Por isso, embora ele se situe a cotas bastante inferiores, nós o consideramos englobado no mesmo grupo que o depósito de Coimbrões.
A diferença de cota entre a mancha de Coimbrões, que termina, junto do campo de futebol daquela localidade, a 80m, e o depósito do Picão, cuja base se situa a 50m,

poderá parecer demasiada para uma distância horizontal de cerca de 500m (declive = 6%).
Todavia, ela pode ser explicada por actividade neotectónica ao longo da fractura de direcção NNO/SSE que E. Pereira (comunicação verbal) considera ter funcionado como falha activa (cf. Carta Geológica de escala 1:200.000, folha 1, fig. 6.3 e esboço geomorfológico). Esta falha teria feito descer os depósitos do palacete de Alumiara (cota 60m) e do Picão, relativamente à cota da mancha do campo de futebol de Coimbrões (80m).

Os depósitos da fase II-A aparecem numa extensa faixa que orla toda a plataforma litoral a sul do rio Leça e que que atinge, pelo menos, a latitude de Espinho (por exemplo: depósito do Juncal, amostra 212).
Torna-se difícil imaginar um curso de água com uma tão grande largura[118], de modo que a ideia de que estes depósitos corresponderiam a antigos leques aluviais formados à saída do "relevo marginal", que já então se esboçaria, nos parece ser aceitável.

Fase II-B

Ainda na região de Coimbrões é possível encontrar um outro depósito que parece corresponder a um degrau mais baixo que o da extensa superfície de Coimbrões.
Isso acontece, por exemplo, no Verdinho (amostra 201), onde existe um depósito com características fluviais típicas, separado do de Coimbrões por um degrau em que aflora o *bed-rock*.
Depósitos em idêntica situação aparecem até à cota de 50m em Sampaio (perto de Afurada de Cima). Do outro lado do Douro, vamos encontrá-los na área compreendida entre a Pasteleira e a Av. Marechal Gomes da Costa.

Os depósitos deste grupo podem definir-se por oposição aos do grupo anterior:

1 - Não têm o carácter muito grosseiro da base do depósito de Coimbrões, nem o aspecto fanglomerático que encontramos na Pedrinha. Parecem, assim, corresponder a fácies com carácter fluvial (foto 14.14);
2 - Contêm, ainda, percentagens importantes de caulinite;
Porém, o seu grau de cristalinidade é bastante mais baixo do que o dos depósitos do grupo anterior. A caulinite dos depósitos do grupo II-B tem cristalinidade de boa a mediana, ou apenas mediana.
3 - Contêm percentagens mais altas de ilite e alguns interestratificados (nomeadamente clorite/montmorilonite);
4 - Não encontramos neles fenómenos de encouraçamento;
5 - Ao contrário do que se passava com os depósitos II-A, que se situavam numa larga área, por vezes a distâncias consideráveis do vale do Douro, a maior parte dos depósitos até agora referidos como pertencendo a uma fase II-B situam-se nas proximidades do vale do Douro. É legítimo, por isso, supor que eles podem representar um terraço daquele rio.

[118] Todavia, é perto da área hoje percorrida pelo rio Douro que se situam os depósitos que apresentam elementos mais gosseiros na base, o que poderia ser um indício duma "canalização" incipiente da drenagem.

14.4 - Relações existentes entre os depósitos das fases II-A e II-B e seu significado geomorfológico

Parece-nos pertinente discutir se os critérios geomorfológicos e sedimentológicos invocados são suficientes para definir a existência das fases II-A e II-B e se os respectivos depósitos aparecem sempre individualizados.

A verdade é que, entre as várias amostras que foram recolhidas na área que se situa a oeste do "relevo marginal" e nas proximidades do vale do Douro, nem sempre é possível distinguir claramente os depósitos II-A dos II-B.
Assim, através das características dos seus minerais de argila, algumas parecem pertencer à fase II-A (Am. 119, junto da urbanização designada de "Pinhais da Foz") e outras, muito próximas daquelas, parecem pertencer à fase II-B (Am. 225).
Contudo, em Coimbrões/Verdinho parecem existir dois níveis de depósitos separados por um degrau topográfico em que apenas aflora o *bed-rock*.
Já no Picão, se a base se assemelha ao depósito de Coimbrões, a parte terminal tem muitas analogias com o depósito do Verdinho.
Parece-nos possível resolver a aparente contradição entre as características do topo e da base do depósito na mancha do Picão, levantando a hipótese de que aí se verifica uma sobreposição dos depósitos pertencentes às fases II-A e II-B, sem que exista entre ambos uma solução de continuidade nítida.

Assim, o mais provável é que, tal como se passava relativamente aos depósitos da fase I, os da fase II se situem, na maior parte dos casos, em sobreposição.
Esta hipótese parece adequada, nomeadamente, para explicar o que se passa em relação aos depósitos da área da Av. Marechal Gomes da Costa.
Todavia, nem sempre os depósitos das duas fases estão sobrepostos.
O depósito do Verdinho corresponde, curiosamente, a um sector que se situa muito perto do "relevo marginal".
É possível que a subida do "relevo marginal" tenha arrastado os depósitos que se situam nas suas proximidades, de modo que, nessas áreas, os depósitos apareçam relativamente soerguidos. Deste modo, verifica-se um certo escalonamento dos depósitos, já que os mais antigos aparecem a cotas mais elevadas.
Em áreas tectonicamente mais estáveis, ou, até, deprimidas em relação aos sectores próximos do "relevo marginal", os depósitos das fases II-A e II-B estariam sobrepostos.
Assim, os depósitos do Picão e da Av. M. Gomes da Costa iniciar-se-iam por depósitos do tipo II-A, a que se sobreporiam formações mais bem calibradas. Daí resultaria a aparente mistura de características que se encontra em alguns dos depósitos do grupo II.

Como também já vimos, no interior existiram dois momentos na evolução geomorfológica, traduzidos na formação de um primeiro depósito muito antigo, de tipo fanglomerático, a que se seguiu um outro depósito, situado a cotas mais baixas.
Com efeito, além do depósito do campo de futebol, na região de Medas, existe um outro que se encontra entre os 118 e os 100m (fig. 14.1). Este depósito caracteriza-se por apresentar elementos muito grosseiros na base. Mas esta representa apenas uma película, que rapidamente dá lugar a uma areia bastante bem calibrada. Em horizontes superiores, este depósito apresenta características muito semelhantes às dos depósitos da fase II-B que encontramos na plataforma litoral (foto 14.7).

Podemos, assim, admitir que os depósitos da fase II, a montante do "relevo marginal", se iniciaram por elementos de grande calibre (equivalente da fase II-A?), que deram lugar a formações mais bem calibradas (fase II-B), sobrepostas às primeiras.
Dum modo geral, podemos dizer que os depósitos da fase II-A parecem ser posteriores a fases de movimentação tectónica relativamente intensa, responsáveis pela subida do "relevo marginal". Todavia, eles próprios não estão isentos de deslocações tectónicas mais ou menos evidentes.
Apontamos, a título de exemplo, o pequeno *horst* encontrado no depósito de Ramalde (foto 14.15) e a provável subsidência do depósito do Picão relativamente ao de Coimbrões.
Tudo indica, também, como posteriormente veremos, que o talude mais ou menos abrupto que separa estes depósitos fluviais dos depósitos marinhos que se lhes seguem, para oeste, corresponde a uma escarpa de falha retocada como arriba fóssil. Sendo assim, os depósitos mais altos foram necessariamente deslocados pela movimentação tectónica referida. Esta poderia ter provocado, além destes acidentes mais visíveis, pequenas deformações locais, de que serve de exemplo o *horst* encontrado na barreira, hoje destruída, da recolha dos STCP de Ramalde (foto 14.15).

Se os depósitos da fase II-A parecem ser independentes do vale do Douro, os do grupo II-B já poderiam corresponder a terraços deste rio[119].
Como acima vimos, nos sectores soerguidos, junto do "relevo marginal", este depósito, aparentemente de terraço, estaria a um nível inferior ao dos depósitos da fase II-A.
Nos sectores deprimidos, ele poderia cobrir as formações de tipo "leque aluvial" da fase anterior (II-A).

A fig. 14.5 permite observar a composição média para os diferentes grupos de depósitos acima estudados.
Verifica-se que a caulinite é o mineral dominante em todos os casos. Todavia, se nos depósitos do grupo I ela é praticamente equivalente em termos percentuais, existe já um certo contraste no que diz respeito aos depósitos dos grupos II-A e II-B, em que essa percentagem diminui.
A goetite também é ligeiramente mais abundante nos depósitos mais antigos, o que poderá relacionar-se com os fenómenos de encouraçamento que referimos a seu respeito.
Quanto à ilite, essa percentagem aumenta ligeiramente para os depósitos mais modernos.
O mesmo se passa (um tanto estranhamente) com a gibsite e também com o quartzo.
Como vimos, a propósito da separação entre as fases II-A e II-B, foi a existência de interestratificados clorite/montmorilonite e ilite/mineral de 14Å nos depósitos da fase II-B um dos critérios utilizado para separar estas duas fases.

---

[119] A grande quantidade de depósitos existentes à volta do vale do Douro levou-nos a dar uma importância particular às amostras aí recolhidas. Pode acontecer que, sendo essa área favorecida sob o ponto de vista da amostragem, nela se tenham encontrado aspectos que, devido a uma amostragem menos densa, teriam passado despercebidos noutros locais. Isto é: o aparecimento de interestratificados montmorilonite-clorite poderá ser um fenómeno mais geral, que teria sucedido noutros locais.
Neste caso, teríamos que concluir que o rio Douro, como curso de água capaz de originar terraços fluviais, seria posterior a todos os outros depósitos fluviais existentes na plataforma litoral. A existência desses depósitos seria perfeitamente independente do rio Douro.
Ora, tudo indica que isto não seja assim. A grande abundância de depósitos existentes na área do vale do Douro não pode deixar de relacionar-se com a acção deste rio no passado.

Ora, estas associações minerais parecem apontar (cf. capítulo 12) para uma situação climática mais próxima dos climas temperados nossos contemporâneos.

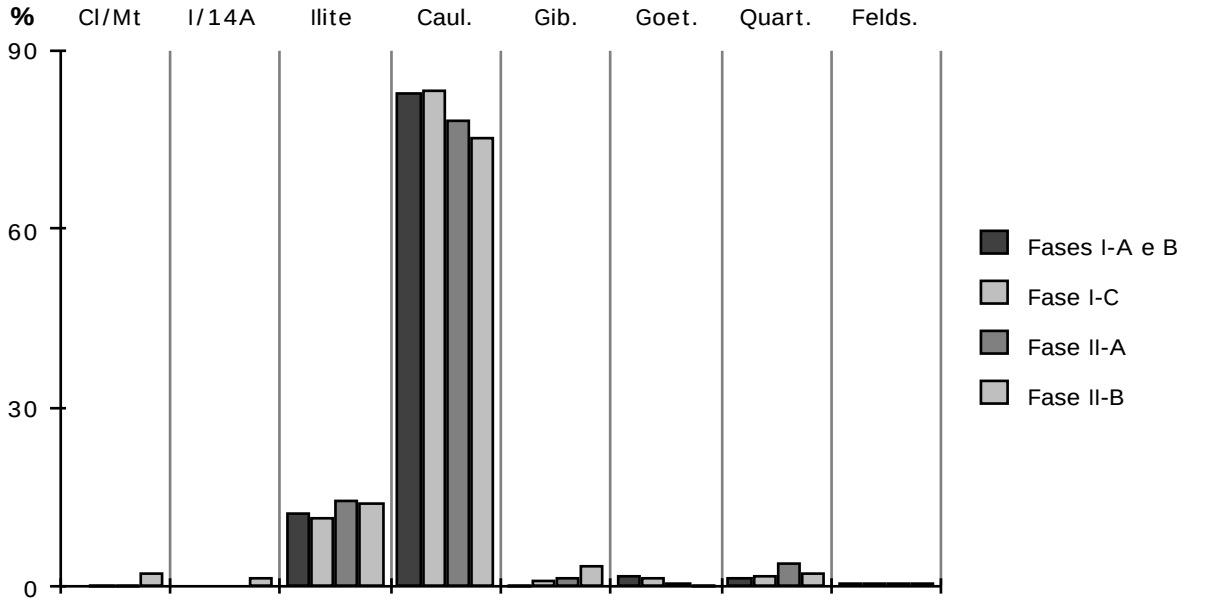


Fig. 14.5: Variação do conteúdo em minerais da argila nos diferentes conjuntos de depósitos considerados

14.5 - Algumas observações sobre a precariedade das reconstituições geomorfológicas

O esquema que acabamos de propor resulta de uma tentativa de elaborar um *"puzzle"*que possa conciliar e explicar de modo coerente os dados que recolhemos. Estamos cientes de que se trata duma explicação provisória, que poderá ser modificada se surgirem dados novos, ou, até, uma estruturação diferente dos mesmos dados.
Todavia, no momento em que redigimos este texto, parece-nos ser este o modo mais satisfatório de fazer a articulação entre os dados de que dispomos.
Existem, todavia, algumas reservas que apontamos, desde já, a este esquema, reservas essas que tentaremos testar futuramente, quando o tempo e outras condições o permitirem.

A sequência que acabámos de propor não repousa em qualquer datação absoluta. Deste modo, a cronologia apresentada é apenas relativa. Como já vimos acima, existe uma certa continuidade temporal e espacial entre os depósitos do mesmo grupo (isto é, entre os depósitos das fases I-A, B e C ou das fases II-A e II-B).
Além disso, pode existir continuidade entre depósitos que consideramos que pertencem a grupos diferentes.
É de discutir, por exemplo, se existiu um intervalo de tempo significativo entre a formação dos depósitos I-C e II-A.

As figs. 14.4-B e 14.4.C apresentam, na área dos depósitos que ficam a ocidente do da Rasa, um ponto de interrogação. Com efeito, não temos elementos para analisar o que se passava nessa área, nessa altura. A verdade é que os fenómenos de encouraçamento que encontrámos nas Pedras Negras não aparecem senão nas proximidades do "relevo marginal". O problema é que se trata de fenómenos que não são exclusivamente dependentes das características climáticas, mas também dependem (e muito!) das condições topográficas (uma vez que se trata, em princípio, de couraças de acumulação absoluta), das características do *bed-rock* da área e da sua riqueza em ferro... etc! A estes vários factores somam-se as características do depósito a ser impregnado, nomeadamente, a sua porosidade e a posição relativamente ao percurso das águas da escorrência, mais ou menos carregadas de ferro dissolvido.
Estas circunstâncias diversificadas vão-se traduzir, como é óbvio, num padrão que poderá ser bastante heterogéneo.
Deste modo, é preciso não atribuir demasiada importância ao fenómeno de encouraçamento como definidor de horizontes cronostratigráficos.

Além da respectiva posição topográfica (que pode ter sido determinada pela tectónica post-deposicional) foi no grau de encouraçamento que nos baseámos para distinguir entre os depósitos I-C e II-A. Assim, se não considerarmos este critério válido, as diferenças entre os referidos depósitos ficam bastante esbatidas. Nessa conformidade poderíamos pôr, por exemplo, a hipótese de que o depósito de Coimbrões (II-A) seja, praticamente, contemporâneo do das Pedras Negras (I-C).

Uma outra reserva diz respeito à importância concedida ao significado dos minerais de argila e respectiva cristalinidade.
É evidente que se trata duma tentativa de explicação assente, quiçá, em poucos dados. Todavia, não podíamos deixar de os aproveitar porque nos pareciam significativos. Parece-nos, todavia, evidente que é arriscado utilizar os critérios referentes à composição mineralógica da fracção fina como um "abre-te Sésamo" que resolveria todos os problemas.
Como ficou bem provado, a cristalinidade da caulinite pode variar dentro do mesmo depósito e em níveis idênticos dentro dele, entre 4 e 2.5 (Am. 3 e 287, Rasa).
Porém, o próprio significado paleoclimático da existência de determinados minerais de argila pode ser questionado.
Com efeito, podemos levantar a hipótese de que a evolução pedogenética poderia permitir a neoformação da caulinite nos níveis inferiores, por ressilicificação da alumina. Nesse caso, uma menor frequência de caulinite em certos níveis superiores dos depósitos poderia ter a ver com o facto da sua neoformação se dar, essencialmente, nos níveis inferiores dos depósitos.
Deste modo, a explicação climática para a variação do conteúdo em caulinite perderia, pelo menos, uma parte do seu sentido.
Mas podemos pensar, ainda, numa outra hipótese para explicar o decréscimo de caulinite para os níveis superiores dos depósitos.
Se, numa primeira fase, a erosão consumisse a maior parte das alterites elaboradas num clima de tipo tropical, as fases erosivas subsequentes arrastariam materiais menos ricos em caulinite.

Por tudo isso, parece-nos necessário complementar esses dados com outras observações de tipo sedimentológico e geomorfológico.

Com efeito, certos critérios altimétricos, quando usados em áreas limitadas e pensando mais em posição relativa do que em cotas absolutas, podem ser de alguma utilidade.

Outros problemas relacionam-se, como já dissemos no capítulo anterior, com a dificuldade de observação dos depósitos, bem como as relações entre eles, em áreas densamente urbanizadas.

Assim, o depósito do cemitério de Agramonte não pôde ser observado *in situ*.
Quanto ao depósito de Ramalde, não foi possível estudar as suas eventuais relações com o de Agramonte. Aliás, este depósito, até há cerca de 2 anos era bem visível e muito interessante, pois era possível observar um pequeno *horst* em que o *bed-rock* granítico e os depósitos suprajacentes estavam comprometidos (foto 14.15). Infelizmente, este depósito desapareceu quase completamente devido às infraestruturas viárias que se estão a construir no local.
Assim, relativamente ao depósito de Ramalde, apenas podemos afirmar que o aspecto da base, a côr e o resultado da análise dos minerais de argila parecem apontar para que se trate dum depósito idêntico ao da Av. M. G. Costa, embora esteja situado a cota diferente (70m em Ramalde para 60-50 na zona da Foz do Douro).

14.6 - A influência da proximidade do litoral nos depósitos fluviais da plataforma litoral

Já nos referimos anteriormente ao facto de que, em certos depósitos aparentemente fluviais, o valor do RM dos grãos de areia parecia excessivamente elevado se comparado com os valores médios para os depósitos da referida origem.
Levantámos, inclusivamente, a hipótese de que algumas dessas amostras poderiam demonstrar uma certa influência marinha, embora não houvesse sinais que permitissem deduzir a existência de uma transgressão marinha sobre depósitos de fácies continental.

O cálculo do valor médio para o RM dos depósitos fluviais fósseis deu um valor de 0.316. Para tentar esclarecer a questão da eventual influência marinha nos depósitos, aparentemente fluviais, da plataforma litoral, analisámos a variação do RM e dos aspectos de superfície dos depósitos com um RM superior a 0.35.
O resultado está expresso na fig. 14.6.

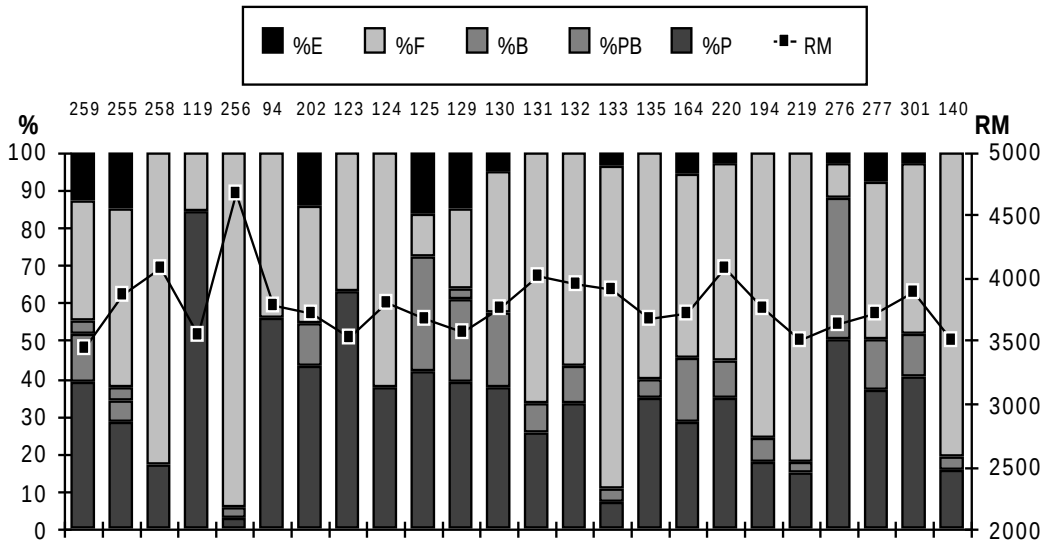


Fig. 14.6: RM e aspectos de superfície dos depósitos fluviais fósseis com RM ≥0.35

Quadro 14.II

Localização	Am. nº	Localização	Am. nº
Gião	259	Carregal, topo	131
Padrão da Légua	255	Est. Carregal-Gulp.	132
N, Ramalde	258	Est. Carregal-Gulp.	133
Pinhais da Foz, S	119	Est. Carregal-Gulp.	135
Cemitério Aldoar	256	Gulpilharinhos	164
Fojo	94	R. Espírito Santo, Miramar	220
Verdinho	202	Fábrica Corvo	194
Brandariz	123	Fábrica Pré-Gaia, E	219
Brandariz	124	A, Rio Meão	276
Carregal	125	B, Rio Meão	277
Carregal, grosseiro	129	Outeiro, Esmoriz	301
Carregal, penúltima camada	130	AE norte V. Feira	140

Concluímos, no parágrafo 11.5, que existem algumas correlações entre o valor do RM e certos aspectos de superfície.
Assim, o RM era menor nas amostras em que predominavam os grãos esquirolosos e picotados, e maior no caso de amostras ricas em grãos brilhantes, picotados-brilhantes e foscos.
Também vimos que os depósitos marinhos apresentavam uma percentagem de grãos PB muito superior àquela que encontravamos nos fluviais. Verificámos, com efeito, que a influência do mar parecia traduzir-se numa certa abundância de grãos simultâneamente bem rolados e picotados-brilhantes.

Deste modo, o RM, juntamente com os aspectos de superfície, pareceu-nos ser um critério a explorar para fazer a distinção entre os depósitos fluviais e marinhos.
Ora, se observarmos a fig. 14.6, verificamos que os depósitos com maior RM não são ricos em grãos PB, mas sim, sobretudo, em grãos foscos. Este facto poderia servir-nos para confirmar a pequena probabilidade da existência de uma influência marinha nestas formações.
Todavia, atendendo a que, em certos depósitos marinhos, o aspecto picotado-brilhante pode ter sido obliterado por uma evolução post-deposicional de origem pedológica, tentámos aprofundar um pouco mais a nossa análise, no sentido de averiguar se, nas formações que considerámos fluviais, existem ou não grãos simultaneamente PB e bem rolados, como costuma suceder nos depósitos marinhos.
Para compreender melhor o modo como se relaciona a forma com o aspecto de superfície nas diferentes amostras, elaborámos diagramas representando o "espectro morfoscópico"[120] de algumas amostras de depósitos que consideramos fluviais.

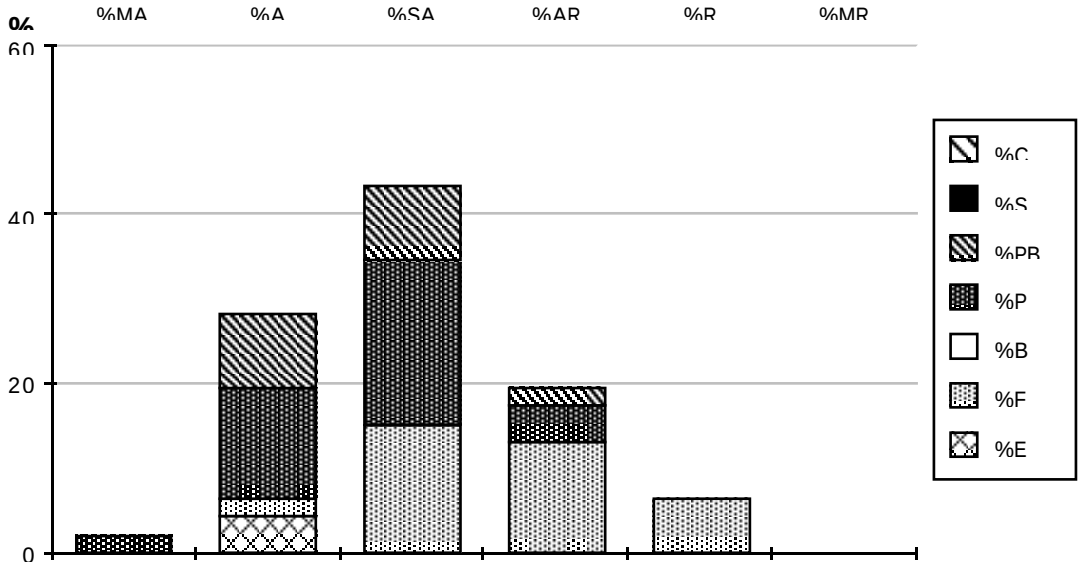


Fig. 14.7: Espectro morfoscópico da 66 (Tapada

[120] Por "espectro morfoscópico" designamos um diagrama em que se representam os diferentes aspectos de superfície existentes em cada classe de rolamento. Deste modo, as características morfoscópicas são representadas em toda a sua amplitude e diversidade. Por isso atribuímos o nome de "espectro" a este tipo de representação

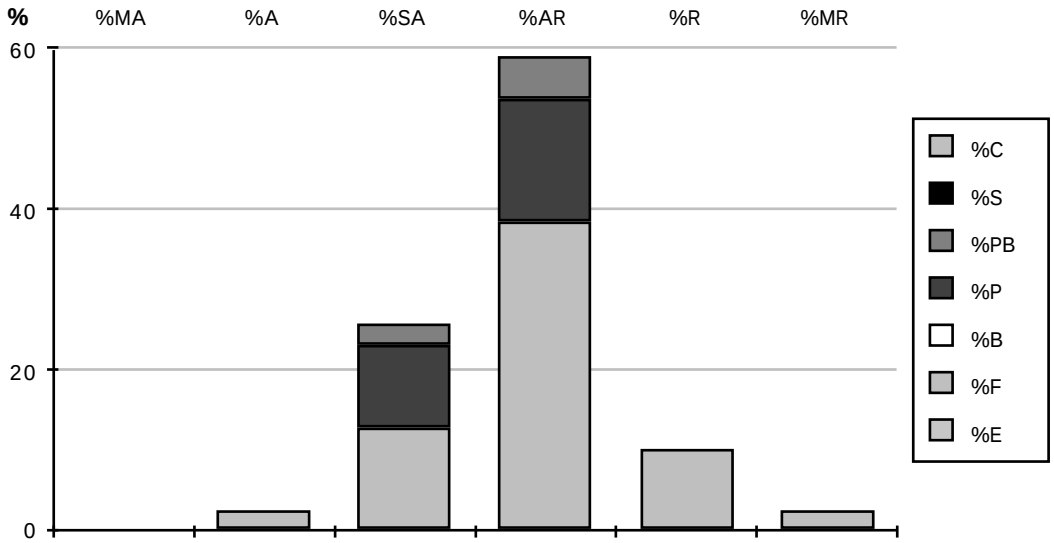


Fig. 14.8: Espectro morfoscópico da amostra nº 131 (Carregal, grãos>500μ; RM=0,401).

A figura 14.7 diz respeito a uma amostra cujo RM e percentagens de grãos picotados e foscos se aproxima bastante dos valores médios calculados para os depósitos fluviais fósseis (respectivamente 0.3081; 44 e 36%).
Nesta figura podemos ver que o espectro morfoscópico desta amostra, escolhida por representar os valores médios para os depósitos fluviais fósseis, apresenta um máximo na classe dos grãos sub-angulosos, um certo equilíbrio entre grãos picotados e foscos e uma percentagem inferior de grãos picotados-brilhantes.
Com o objectivo de analisar as diferenças entre as amostras representadas na fig. 14.6 elaborámos mais alguns diagramas.

No histograma da fig. 14.8 (Am. 131, Carregal) a classe modal situa-se nos grãos arredondados. Além disso, não existem os grãos muito angulosos e esquirolosos que encontrámos na amostra 166. A frequência de grãos picotados-brilhantes é bastante menos elevada do que acontecia na fig. 14.7.
Contudo, em ambos os casos (amostras 166 e 131), nos grãos com maior rolamento predominam as superfícies foscas.
O espectro morfoscópico da amostra 256 (Cemitério de Aldoar, fig. 14.9), embora tenha algumas semelhanças com o das duas amostras acima estudadas, já apresenta um maior frequência de grãos redondos, o que irá acarretar um valor de RM que é o mais elevado dentro dos depósitos considerados "fluviais fósseis". A localização da referida amostra, muito perto da actual linha de costa, faz pensar que este depósito poderia ter sofrido algumas influências marinhas aquando da sua formação.
Isto é: embora se trate ainda, a nosso ver, de um depósito fluvial, poderia estar situado perto da linha de costa, sofrendo, assim, a influência do mar.

Também o depósito encontrado perto de Gião, localidade situada mais a norte, já na folha 96 da carta 1:25000 (fig. 14.10), apresenta um máximo nas classes dos sub-angulosos e arredondados. Assim, apesar da existência de grãos PB, e de se tratar do depósito fluvial situado mais para oeste, entre o Leça e o Ave, e que, por isso, é o que

tem uma maior proximidade geográfica em relação aos depósitos marinhos da plataforma litoral, parece-nos que ainda se trata de um depósito fluvial, até porque apresenta certas características muito semelhantes às dos níveis mais finos dos depósitos do vale do Ave.

Com efeito, na área de Maganha, na margem esquerda do Ave, imediatamente a montante do "relevo marginal" (que é bastante menos rígido a norte do que a sul do Douro), existe uma barreira em que aos elementos bastante grosseiros e angulosos da base se seguem níveis mais finos, por vezes feldspáticos. Sobre todo o conjunto encontra-se uma couraça conglomerático-arenítica com cerca de um metro de espessura. A intensidade que o encouraçamento atingiu faz-nos pensar na couraça de Aldeia Nova, da Gandra e das Pedras Negras. Se aceitarmos esta hipótese, ele deveria ser integrado na fase I-C.

Perto da povoação de Outeiro da Figueira, junto do limite SE da crista de S. Félix de Laúndos, encontramos um depósito mais fino e mais bem calibrado, em que a ferruginização conferiu um tom francamente vermelho, por vezes violáceo, numa parte do corte, contrastando com uma outra em que a cor e o grau de ferruginização são idênticos aos do depósito do Gião (foto 14.16).

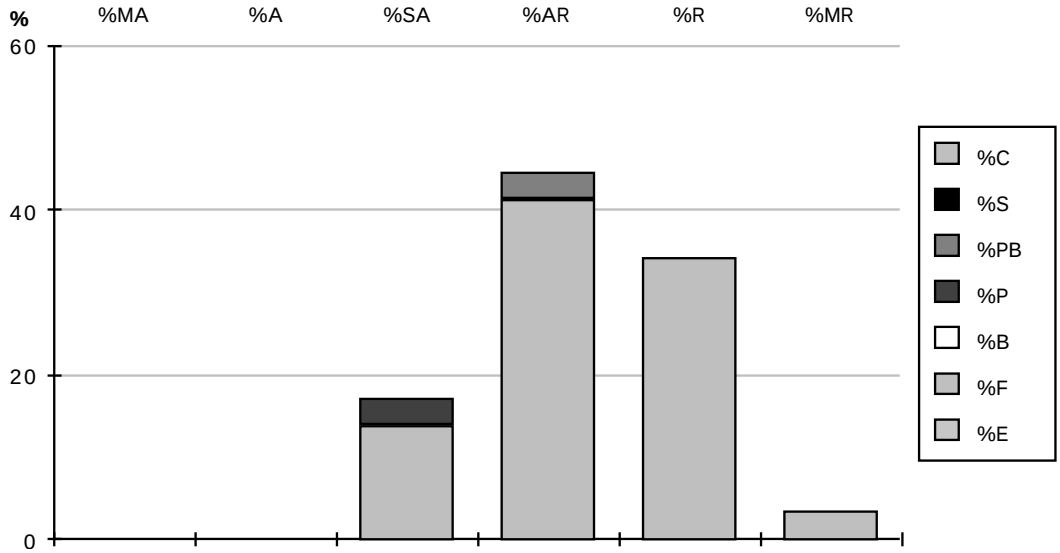


Fig. 14.9: Espectro morfoscópico da amostra 256 (Cemitério de Aldoar; areias >500u; RM=0,467)

Em todo o caso, a ferruginização encontrada no Outeiro da Figueira, cerca de 2km a sul de Rates, parece ser mais difusa que a das Pedras Negras, da Gandra e da Maganha e não chega, pelo menos no corte que encontrámos, a constituir uma verdadeira couraça. O carácter mais bem calibrado e o fraco encouraçamento do depósito de Outeiro da Figueira fazem pensar nos depósitos da fase II. Se aceitarmos esta hipótese, bem como a das semelhanças entre os depósitos de Outeiro da Figueira e Gião, então também este último depósito seria um equivalente, para norte, dos depósitos do grupo II. Todavia, atendendo à solução de continuidade que existe entre estes depósitos e os da região a sul do Leça, as correlações só muito dificilmente se poderão estabelecer, até porque a litologia se modifica.

Com efeito, nos depósitos situados a norte do Leça o substrato é constituído pelo complexo xisto-grauváquico e granitos calco-alcalinos, enquanto que, entre o rio Leça e a praia da Madalena, predominam o granito do Porto e o mesmo complexo, geralmente afectado por metamorfismo regional.
A sul da praia da Madalena, o substrato é constituído pelo Precâmbrico polimetamórfico.
Estas modificações podem produzir mudanças importantes no aspecto dos depósitos e dificultar, assim, a correlação com os depósitos a sul do Leça.

Se utilizarmos como critério o grau de encouraçamento, parece-nos provável que o depósito do Gião corresponda ao conjunto mais recente dos depósitos do vale do Ave. Neste caso, a respectiva posição, a cerca de 5km do talvegue actual daquele rio, poderia explicar-se como testemunho de uma larga planíce de sopé, ou de nível de base, em que desaguariam vários leques aluviais[121].

Contudo, independentemente das considerações de ordem estratigráfica que possamos tecer a propósito do depósito do Gião e das suas eventuais relações com os depósitos a sul do Leça, a verdade é que os depósitos do vale do Ave, a maioria dos quais se situa a montante do "relevo marginal", são, obviamente, de fácies fluvial. Ora, o depósito do Gião assemelha-se muito aos fácies finos dos depósitos do vale do Ave. É, pois, de supor que o depósito do Gião seja também fluvial.

O facto destes depósitos se terem conservado sobretudo ao longo do vale do Ave poderá ter a ver com uma possível movimentação tectónica que tornou esta área relativamente deprimida, o que poderá tê-los subtraído aos efeitos da erosão.
O caso do depósito do Gião é muito esclarecedor, a esse respeito: a pequena mancha que hoje se observa na estrada entre Gião e Fajozes parece afectada por uma falha de direcção N63-67°E, pendendo 67° para norte (foto 14.17), em que o *bed-rock* granítico aparece a cavalgar o depósito. Este só se conserva nesta área, aparentemente, porque a situação de estar coberto pelo *bed-rock* o protegeu da erosão.

[121] Parece-nos que esta sugestão, que pressupõe uma drenagem ainda pouco organizada, será preferível à construção de hipóteses baseadas em modificações do percurso seguido pelo Ave.

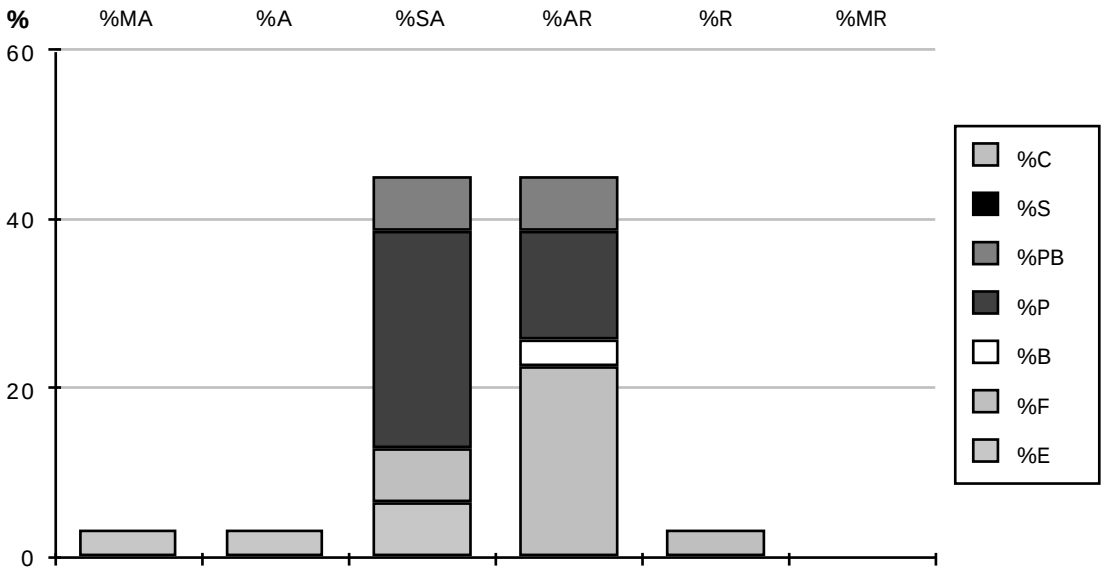


Fig. 14.10: Espectro morfoscópico da amostra 259 (Gião, areias ≥500µ; RM=0,345)

Em todas as amostras que acabámos de estudar, a maior frequência, no que se refere ao arredondamento, situa-se nos grãos arredondados (AR).
Frequentemente, os depósitos fluviais fósseis apresentam, também, uma frequência elevada de grãos foscos, como pode ver-se na fig. 14.6 e nas figs. 14.7 a 14.10. Em quase todas estas amostras, a frequência de grãos foscos é superior a 50%, com a única excepção da amostra nº 259, em que ela é de 32%.
Como explicar a importância que o aspecto fosco apresenta dentro das areias de origem fluvial?
É sabido (cf. cap. 11) que as areias relativamente grosseiras podem adquirir um aspecto fosco à superfície devido aos choques mecânicos que sofrem em meio aquoso (A. Cailleux & J. Tricart, 1959).
Todavia, como verificámos nas figs. 14.7, 14.8, 14.9, 14.10 e mesmo na 14.11, os grãos com aspecto fosco correspondem sempre aos de maior índice de arredondamento. Ora, os cursos de água têm uma fraca capacidade, por si só, de arredondarem os grãos de quartzo. A. Cailleux & J. Tricart (1959) referem que só ao fim de 300km de percurso os grãos fluviais adquirem um aspecto "*emoussé-luisant*".

Será legítimo, por isso, procurar uma outra origem para os grãos redondos e foscos que nos surgem nos depósitos fluviais fósseis e, como veremos, também nos marinhos fósseis.

É conhecida a interpretação segundo a qual os grãos redondos e foscos teriam uma origem eólica.
Será que devemos apontar para uma contaminação de alguns destes depósitos por areias eólicas ?

Discutiremos, nos capítulos 15 e 16, as várias modalidades de obtenção dum aspecto fosco que nos aparecem ligadas aos depósitos de origem eólica[122], cujas areias poderiam influenciar, por contaminação, os depósitos fluviais.
É possÍvel que os grãos bem rolados e foscos que se encontram em alguns depósitos fluviais fósseis possam corresponder a areias de antigas coberturas eólicas, hoje desmanteladas, que foram arrastadas para os depósitos contíguos devido à escorrência e ao escoamento fluvial.
Existe, ainda, a possibilidade de que essas coberturas eólicas possam ter estado sobrepostas aos depósitos fluviais. A circulação descendente da água nos depósitos eólicos suprajacentes poderia ter arrastado alguns dos grãos de menor calibre, que se teriam alojado nos espaços vazios dos depósitos subjacentes que teriam, assim, sido contaminados por areias eólicas.

Todavia, pensamos que esses grãos mais ou menos redondos e foscos poderão ser grãos inicialmente redondos e picotados ou picotados-brilhantes que, por acção pedogenética, adquiriram um aspecto fosco.
Além disso, é admissível que a dissolução da sílica no contexto da pedogénese possa, além de tornar fosca a respectiva superfície, contribuir para aumentar o próprio grau de rolamento dos grãos.
Deste modo, ao actuarem sobre areias primitivamente pouco roladas, os fenómenos de dissolução da sílica ligados à pedogénese teriam tornado fosca a sua superfície e, simultaneamente, arredondado os grãos de quartzo.

Falámos, no cap. 11, da importância do "fosco pedológico", para explicar as grandes frequências de grãos foscos existentes em quase todos os depósitos fósseis.
Mas parece-nos que se pode avançar um pouco mais nesse sentido e levantar a hipótese de que a evolução pedogenética possa chegar a dar um certo arredondamento a grãos inicialmente angulosos.

Esta hipótese poderá ser comprovada pela análise da fig. 14.11, que representa o especto morfoscópico da amostra nº34. Esta amostra parecia corresponder a um nível fino dentro dum depósito marinho fóssil.
O seu estudo cuidado veio a demonstrar que a referida amostra mais não era de que o *bed-rock* granítico fortemente alterado.
Embora os respectivos grãos de areia não tivessem sofrido qualquer transporte, esta amostra apresentava um certo rolamento dos seus grãos, o que acabou por lhe conferir um RM de 0.278.

Todavia, se admitirmos que, de facto, o arredondamento dos grãos de areia poderá ir aumentando por evolução pedogenética, então, por esse processo, os depósitos mais antigos teriam uma maior probabilidade de conterem areias bem roladas e apresentariam um RM mais elevado.

[122] Isto é: por choque mecânico (que constitui a explicação clássica para o fosco eólico) e devido às fortes amplitudes térmicas diurnas, que poderiam induzir fenómenos de dissolução e precipitação da sílica que acabariam por envolver o grão de uma película fosca de opala (fosco desértico).

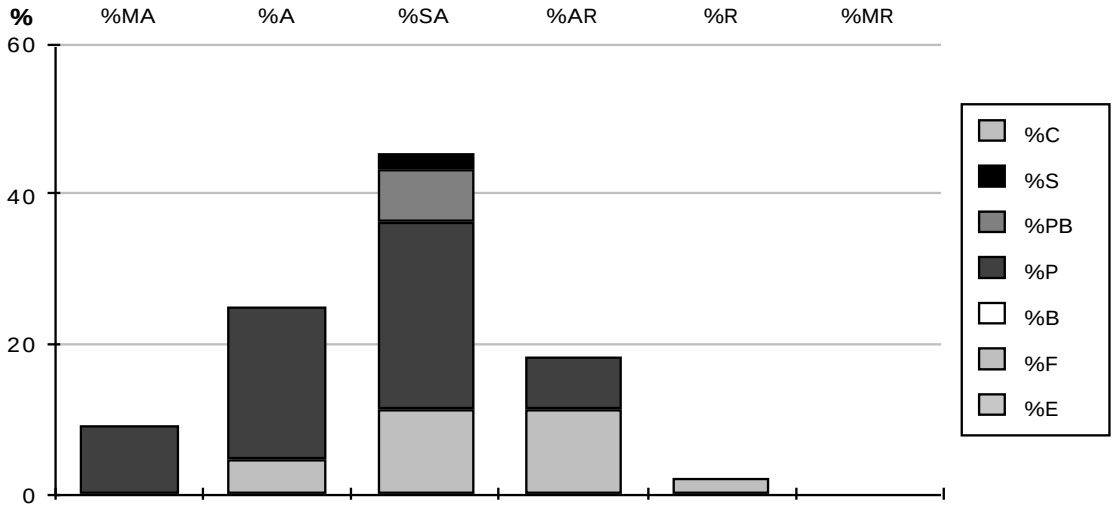


Fig. 14.11: Espectro morfoscópico da amostra nº 34 (bed-rock alterado;

Ora, a análise de sequências bastante bem documentadas, das quais foram estudadas diversas amostras, nem sempre comprova esta hipótese.
Na fig. 14.2 verifica-se que, quer os grãos dos níveis inferiores, quer os dos níveis superiores do depósito do Carregal apresentam um RM relativamente elevado. Os níveis intermédios apresentam um RM mínimo.

Provavelmente, o processo de evolução pedogenética poderá aumentar o RM, sim, mas de forma demasiado lenta para os efeitos serem perceptíveis entre a base e o topo dum mesmo depósito. Por outro lado, o grau de dissolução da sílica em meio pedológico poderá variar bastante entre pontos diversos dos depósitos ou da alterite, dando origem a um padrão irregular na distribuição dos grãos foscos e arredondados por acção pedológica.

Além disso, o facto de o grau de arredondamento das areias variar bastante dentro dum mesmo depósito demonstra que existem muitos outros factores, de efeitos mais intensos, que intervêm neste processo e que se sobrepõem ao grau de evolução pedogenética (que todavia, nos parece uma hipótese de trabalho aceitável para explicar, sobretudo, a grande importância dos grãos arredondados e foscos nos depósitos fluviais fósseis).

Os factores que explicam a variação do RM dentro dum depósito poderão ser de ordem variada:

1 - Tipo de meteorização e grau de evolução pedológica anterior à ablação e ao transporte até aos cursos de água;
2 - Distância percorrida, desde o local de origem do material até ao momento da deposição;
3 - Retoma de areias antigas previamente roladas e sua integração em depósitos mais recentes.

Deste modo, os depósitos que reutilizam elementos de depósitos pre-existentes poderão conter, em princípio, areias mais bem roladas do que os que são constituídos por areias não retomadas de outros depósitos.
Este processo parece-nos bastante adequado para explicar o aumento do RM que se verifica quando se passa dos depósitos fluviais para os marinhos (que reutilizam as areias fluviais), dos depósitos marinhos mais antigos para os presumivelmente mais recentes (figs. 14.19 a 14.22) e, também, das areias marinhas para as areias eólicas que têm as primeiras como fonte de alimentação.
Os vários processos acima referidos poderão explicar a existência de variações, que podem ser acentuadas, do RM dentro dos vários níveis dum mesmo depósito.
Trata-se, portanto, duma questão complexa.
Assim, a decisão final sobre a origem dos grãos foscos dum determinado depósito fluvial fóssil só poderá, teoricamente, ser tomada depois da análise dum número representativo de grãos ao microscópio electrónico. Com efeito, esta técnica permitiria investigar a história de cada grão individualmente considerado, e estabelecer uma cronologia relativa das acções que o afectaram[123].

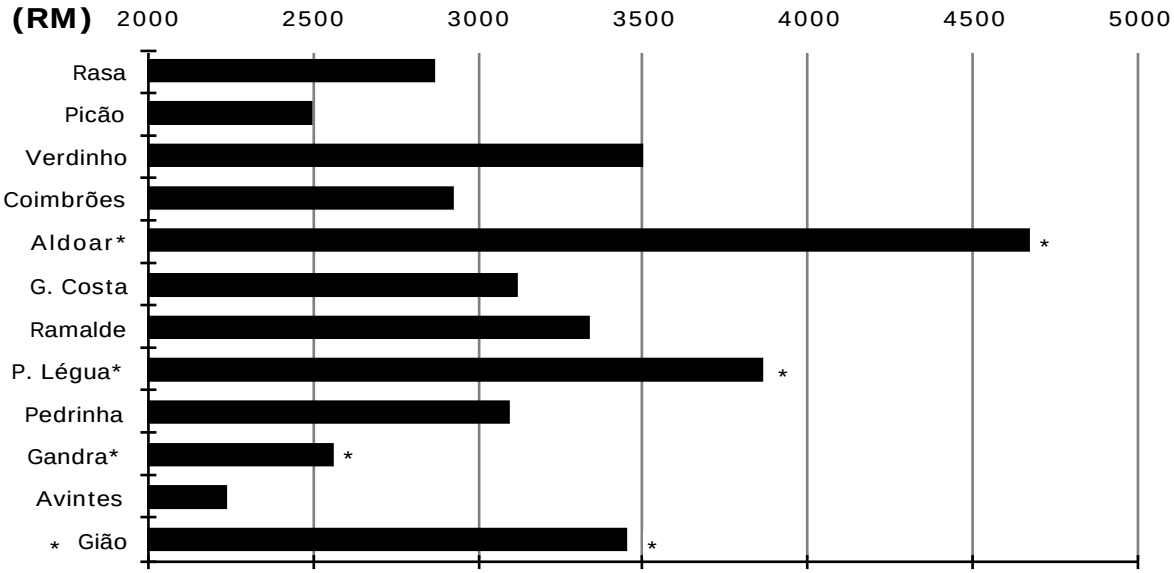


Fig. 14.12: Valor médio do RM dos depósitos das proximidades do vale do

O facto de certos depósitos situados a ocidente do "relevo marginal" apresentarem valores elevados do RM faz-nos levantar a hipótese de que parte dos patamares que suportam os depósitos fluviais da plataforma litoral poderiam ter sofrido uma influência marinha (ex: cemitério de Aldoar, Carregal).
Com o objectivo de esclarecer a validade dessa hipotética influência obtivemos as médias dos valores do RM para as várias amostras correspondentes aos depósitos

[123] Todavia, há que pensar que, devido ao dispêndio de tempo e de dinheiro que estas análises implicam, só pode ser estudado um número reduzido de grãos em cada amostra. Deste modo os grãos seleccionados podem não ser os mais representativos do depósito estudado.

situados nas proximidades do vale do Douro. Além destes, representámos o valor do RM do depósito do Gião, que é o depósito fluvial mais setentrional que estudámos e o único depósito situado entre o rio Leça e o vale do Ave, de que existem bons cortes.
Os depósitos em que só dispusemos de uma amostra estão assinalados com * na fig. 14.12.
Verifica-se que são sobretudo os depósitos em relação aos quais não foram elaboradas médias que apresentam os valores mais elevados de RM. Os valores encontrados para os depósitos próximos do vale do Douro apresentam uma média que praticamente coincide com a média geral para os depósitos fluviais fósseis (0.3155).
Se exceptuarmos os depósitos do Gião, do Padrão da Légua e de Aldoar, que provocam alguma irregularidade no diagrama (irregularidade que podemos explicar pelo facto de não corresponderem a valores médios), parece haver um certo crescimento do RM entre os depósitos de Avintes, que é o que fica mais a montante do "relevo marginal" e os depósitos situados a jusante daquele relevo (Ramalde, Av. M. G. Costa, na margem norte e Coimbrões e Verdinho na margem sul).
Este fenómeno poderá explicar-se, quer pelo facto de os depósitos situados mais para oeste terem sofrido um maior transporte fluvial, de que resultaria um maior desgaste[124], quer por uma hipotética influência do mar que teria aumentado o RM dos depósitos situados nas suas proximidades (areias transportadas nas correntes ascendentes de maré?[125]).
Ao compararmos os depósitos correspondentes às fases II-A e II-B, verificámos que os da última fase apresentavam uma melhor calibragem. A essa melhoria de calibragem associam-se valores de RM mais elevados. Com efeito, os depósitos de Ramalde (sobretudo a amostra 258, RM=0.408), Aldoar (Am. 256, RM= 0.467), Verdinho (Am. 201, RM=0.329 e 202: RM=0.371), Gulpilharinhos (Am. 137; RM=0.334) e Corvo (Am. 169; RM=0.323) apresentam, todos eles, valores de RM mais elevados que a média dos depósitos fluviais fósseis.
Por isso, o facto do valor médio do RM do depósito do Picão ser significativamente mais baixo que o do Verdinho e mesmo mais baixo que o de Coimbrões poderá demonstrar, a nosso ver, que os depósitos do Picão e de Coimbrões correspondem a uma fase mais antiga que a dos depósitos do Verdinho e de Ramalde, como já tínhamos concluído pela análise dos respectivos minerais argilosos.
Nessa fase da evolução geomorfológica a situação topográfica seria diversa da actual. Provavelmente, o depósito do Picão estava demasiado longe da linha de costa para sofrer influências marinhas.
Quer isto dizer que, aquando da formação dos depósitos da fase II-A, a linha de costa se situava a ocidente da actual e que a situação era regressiva. Depois disso, terá havido uma movimentação tectónica que fez descer o bloco onde se situava o depósito do Picão. Este poderá ter sido coberto por depósitos da fase II-B. Entretanto, no compartimento levantado, formava-se o depósito do Verdinho (terraço?) encaixado no *bed-rock* e deprimido em relação ao nível de Coimbrões.

---

[124] Todavia, como vimos acima, e segundo A. Cailleux e J. Tricart (1959), é preciso um longo trajecto de pelo menos 300km para conferir um carácter "emoussé-luisant" a uma percentagem fraca (2a 5% para os grãos de 0.7mm) das areias fluviais.

[125] A hipótese de transporte ascendente de areias marinhas pelas correntes de maré só poderá ter alguma viabilidade no caso de depósitos correspondentes a uma drenagem bem organizada (fase II-B) e não será aplicável a situações de prováveis leques aluviais (I-C, II-A).

Atendendo à tendência que parece existir (cf. fig. 14.30) para um aumento do RM nos depósitos mais recentes, o baixo RM do depósito do Picão poderia provar a sua maior antiguidade relativamente ao do Verdinho.
Ora, este último situa-se a uma cota mais elevada, o que parece demonstrar a importância da tectónica relativamente recente na disposição altitudinal dos depósitos.

Dum modo geral, foi a importância, quase sempre confirmada, dos grãos picotados-brilhantes nos depósitos marinhos fósseis, sobretudo naqueles que pareciam ser os mais recentes, um dos principais critérios para a distinção entre depósitos marinhos e fluviais.
Todavia podemos levantar uma objecção: os depósitos muito antigos, tidos como fluviais, em que o RM parece ser compatível com uma origem marinha, apresentam, geralmente, grandes percentagens de grãos foscos e poucos picotados-brilhantes.
Dissemos acima que alguns grãos, com outros aspectos de superfície, poderiam adquirir com o tempo, por acção pedológica, um carácter fosco.
Sendo assim, podemos levantar a hipótese de que certos grãos foscos e bem rolados que aparecem em alguns dos depósitos classificados como fluviais fósseis tivessem sido, inicialmente, grãos brilhantes ou picotados-brilhantes.
Deste modo, os respectivos depósitos, em vez de fluviais (ou fluvio-marinhos, cf. §11.1) poderiam ser marinhos.
Essa dúvida assaltou-nos frequentemente. O principal critério que seguimos para continuar a considerar fluviais estas sequências tem a ver com a existência de certas estruturas sedimentares tipicamente fluviais (lentículas, estratificação entrecruzada) nesses depósitos.
Além disso, no caso do corte do Carregal, como já vimos na fig. 14.2, não existe qualquer solução de continuidade entre depósitos que são claramente fluviais, pelas suas estruturas sedimentares e inclusive pelo seu RM, e as formações superiores que pelo seu RM (fig.14.8) poderiam ter um carácter marinho.
Todavia não negamos que possa ter havido acções marinhas nos patamares mais elevados da plataforma litoral.
Mas essas acções, a terem existido, tiveram um carácter pontual e de pouca duração.
Estamos convictos de que, ao contrário do que geralmente se afirmava a respeito destes depósitos, a maior parte deles tem origem claramente fluvial.

Pensamos que os problemas levantados pelos depósitos que classificámos como fluviais, mas que apresentam valores de RM bastante superiores à média daqueles depósitos poderão, em parte, ser esclarecidos por comparação com o que se passa com os depósitos marinhos existentes na plataforma litoral.
Esse estudo será o objecto dos próximos parágrafos.

Para concluir o estudo dos depósitos fluviais da plataforma litoral apresentamos o quadro 14.III, que pretende sintetizar as linhas gerais da nossa proposta sobre a evolução geomorfológica dos patamares mais elevados da plataforma litoral. Trata-se, como não poderia deixar de ser, de uma proposta provisória cujo único objectivo é o de resumir as considerações que realizámos sobre o tema.

Localização	Argilas	Crist. Cauli -nite	Cor	Couraças	
Gandra, A. Nova, P. Légua (?) Rasa, Carregal, Am. 286, 285, 3, 73, 122,	90-76% caul. 20-4% ilite	4-3.5	cinza, esbranquiçado	Encouraçamento post-deposição (fase I-C)	I I
egras, ima de I-A e I-B; Amostras nº 287, 133, 278	99-75% caul. 19-1% ilite	3-2	Ferruginização irregular (manchado)	Encouraça/ forte	c
, Agramonte (?), Foz, Coimbrões, t.Car./Gulp., Corvo, Juncal, Gião; 15, 58, 136, 137, 166, 212, 259	88-64% caul. 23-8% ilite	3-2	Avermelhada	Encouraça/ fraco	E
, A. M. G.Costa, Aldoar, Verdinho, rinhos, Corvo; 258 225, 256, 201,	81-67% caul. 27-5% ilite Inter. clorite/ montmor: 5-2%	2	Mais clara do que os depósitos II-A	Sem couraças	M c

Quadro 14.III

Tentativa de correlação estratigráfica dos depósitos fluviais fósseis da área estudada

14.7 - O estudo dos depósitos marinhos fósseis: morfologia e génese das plataformas rochosas

Uma vez que se trata de formações relativamente recentes, os aspectos geomorfológicos estão, ainda, relativamente bem conservados, o que nos vai permitir fazer uma abordagem de base morfológica.

Além disso, como se trata de formações depositadas em função do nível do mar, elas podem ajudar a definir alguns dos níveis a que o mar terá estacionado durante o Plistocénico.

Por isso, torna-se necessário fazer uma pequena exposição sobre os processos e o desenvolvimento geomorfológico das praias actuais. Todavia, nem todos os tipos de praias nos interessam. Com efeito, para que as características geomorfológicas das

formações marinhas fósseis se conservem é necessário que se verifique uma das seguintes condições:

1 - Que os sedimentos arenosos ou cascalhentos sejam cimentados;
2 - Que o depósito assente sobre um *bed-rock* relativamente resistente.

Quanto à primeira condição, ela verifica-se com uma certa frequência, sobretudo no caso de depósitos relativamente recentes. Porém, nos casos que conhecemos, ela é sempre cumulativa com a segunda.
Todavia, ao contrário do que se passa com os depósitos fluviais (fase I-C), as condições climáticas prováveis durante o período em que os depósitos marinhos fósseis se formaram[126], não permitem, em princípio, que se desenvolvam couraças ferruginosas suficientemente espessas para constituirem, por si só, uma armadura de suporte eficaz que permitisse ao depósito conservar a sua morfologia externa.
Além disso, não existem, nesta área, as acumulações dunares consolidadas do litoral do Alentejo e Estremadura, ou os depósitos marinhos carbonatados do Levante espanhol, cuja consolidação ficou a dever-se à dissolução e posterior precipitação do carbonato de cálcio das conchas (A. R. Pereira & E. B. Correia, 1985-b). Aparentemente, ou não existiam restos de conchas em número suficiente, ou o clima não era tão seco quanto o necessário para permitir uma consolidação em grande escala dos depósitos eólicos ou marinhos.
Assim, os cimentos encontrados nos depósitos desta área são quase exclusivamente ferruginosos[127]. Em certos casos (depósitos de Aldeia Nova, Gondomar, Pedras Negras, fase I-C), eles podem adquirir uma grande consistência.
Todavia, os fenómenos de cimentação que nos aparecem ligados aos depósitos marinhos fósseis são de menor intensidade e não conferem aos depósitos senão uma resistência medíocre relativamente à erosão. Além disso, estes fenómenos de ferruginização são muito mais modernos do que os dos depósitos fluviais fósseis, pois cimentam, sobretudo, os depósitos marinhos do último interglaciar.
Estes fenómenos de ferruginização parecem estar relacionados com situações pedogenéticas de tipo frio ou temperado que conduziriam à formação de solos podzólicos (cf. cap. 16).

---

[126] Tudo indica que os depósitos marinhos são mais recentes que os fluviais. Ora, se acreditarmos na legitimidade dos fenómenos de encouraçamento (Pedras Negras, Aldeia Nova de Avintes) como indicadores de uma certa unidade estratigráfica (Vilafranquiano, em princípio), parece-nos claro que os depósitos marinhos, mais modernos, não podem ter sido afectados por esses encouraçamentos.
Provavelmente, os climas existentes na respectiva fase da deposição e no período post-deposicional poderiam corresponder a uma alternância de climas semelhantes ao actual (fases interglaciárias) com climas mais frios (fases glaciárias), o que não permitiria a formação de couraças ferruginosas de tipo tropical ou semiárido.

[127] Como veremos nos capítulos 15 e 16, sob a formação areno-pelítica de cobertura apareceram, em dois locais (S. Paio e V. Nova da Telha), restos de depósitos eólicos ligeiramente consolidados por um cimento carbonatado. Trata-se, todavia, de ocorrências muito raras. No caso de as formações em questão se terem generalizado a áreas maiores, o grau de consolidação adquirido não terá sido suficiente para possibilitar a respectiva conservação.

Antes mesmo de explicar os processos que actuam na morfogénese litoral é conveniente definir qual o nosso entendimento de alguns conceitos que vamos ter que empregar com frequência:

Arriba:

Segundo o *Dictionnaire de la Géographie* (P. George, 1974), que utiliza, em parte, a definição de A. Guilcher, trata-se de um "abrupto com forte declive marcando o contacto entre a terra e o mar e que é devido à acção e presença do mar". Este aspecto é deveras importante, porquanto podem existir falsas arribas, cujo perfil quase nada deve à acção do mar e que não passam de vertentes submersas. A existência de uma plataforma rochosa, muitas vezes chamada "plataforma de abrasão", de declive sensivelmente menor, distingue, justamente, as verdadeiras das falsas arribas.

Plataforma de erosão marinha:

A expressão que geralmente se utiliza para designar as superfícies rochosas entremarés é "plataforma de abrasão" (cf. M.E.S.A. Moreira, 1984). Trata-se de uma expressão bastante utilizada nos trabalhos de língua portuguesa, talvez porque não existam alternativas cómodas a esta expressão, consagrada pelo uso.

Pelo contrário, em francês e inglês existem vários termos passíveis de utilização. Assim, segundo H. Baulig (1956), nas áreas onde o ataque do mar é incipiente, a plataforma de erosão litoral é estreita e pode ter as seguintes designações:

- *banquette rocheuse, trottoir, rock bench, wave cut bench.*

À medida que o tempo passa, a plataforma vai-se alargando e, ainda segundo o autor citado, a forma em questão passa a merecer o nome de "*plate-forme d'abrasion*" ou, para dar conta da importância de outros fenómenos além da abrasão, *plate-forme d'érosion littorale.*

Em inglês, os equivalentes parecem ser, respectivamente, *wave-cut shelf* e *shore platform* (J. Pethick (1984).

Com efeito, parece ter havido uma convergência nos autores de língua francesa e anglo-saxónica no sentido de rejeitar a expressão "plataforma de abrasão", uma vez que o seu uso pressupõe uma tomada de posição sobre os processos que lhe deram origem (J. Pethick (1984). Segundo o mesmo autor, uma designação "neutra", sem referência expressa aos processos que originaram a forma em questão, é sempre preferível, porquanto é difícil afirmar que uma determinada forma se deve exclusivamente a um dado processo.

Segundo M. E. S. A. Moreira (1984), abrasão corresponde ao "desgaste mecânico das rochas por fricção quer do gelo, do vento ou das ondas ou das águas correntes". Por isso, a designação de plataforma de abrasão exclui, em princípio, todas as formas de meteorização química e mecânica.

Ora, é evidente que, no que diz respeito à formação da plataformas rochosas, tanto ou mais importantes do que as acções mecânicas são os processos de meteorização das rochas que, finalmente, vão permitir uma maior eficácia das acções erosivas propriamente ditas.

Por isso, também nós preferimos e iremos utilizar a expressão "plataforma de erosão marinha", em vez de "plataforma de abrasão".

Uma vez que o contexto tem a ver, essencialmente, com fenómenos litorais, podemos dispensar-nos, por vezes, de qualificar as plataformas em questão. Nesse caso falaremos, simplesmente, de "plataformas rochosas".

Entalhe basal:

Utilizaremos esta expressão para designar aquilo que os autores de língua francesa chamam *"encoche"*e os de língua inglesa *"notch"*.

Preferimos este termo a "sapa" (M. E. S. A. Moreira, 1984), que a autora define como um "escavamento côncavo talhado por acção das ondas na base das arribas, entre os níveis da maré alta e baixa e que, nas rochas duras, constitui uma pequena cornija".

Ao nível das marés baixas, as ondas, devido à fraca profundidade dos fundos, quebram, muitas vezes, antes de atingirem a arriba e têm, por isso, pouca energia mecânica.
Na maré alta as ondas quebram mais perto da arriba. Por isso, a sua energia é máxima nessa altura.
Ora, segundo experiências relatadas em J. Pethick (1984), a nitidez dos entalhes torna-se muito maior quando as ondas que lhes dão origem são ondas que quebram contra a arriba, em vez de ondas já quebradas no largo.
Por isso, os entalhes formados ao nível das marés altas são, geralmente, mais expressivos do que os que se encontram ao nível da maré baixa.

Segundo o autor acima citado, a evolução dos litorais rochosos depende do equilíbrio dinâmico entre o recuo provocado pelo trabalho de sapa do mar, a chegada de detritos que provêm do relevo continental e a capacidade do mar para remover esses detritos.
Em última análise, quando os processos erosivos marinhos predominam, a arriba poderá manter um declive acentuado.
Se a limpeza dos detritos resultantes das acções continentais fôr mais lenta que a respectiva produção, estes acumular-se-ão na base da arriba, o que diminuirá o seu declive, degradando a respectiva forma.
Todavia, mesmo quando, no contacto com o mar, o declive se acelera, isso não quer dizer que seja este o único responsável pela criação do abrupto. Muitas vezes o mar limita-se a avivar o declive duma vertente continental pre-existente.

O trabalho do mar na base duma arriba combina uma série de processos (abrasão, fenómenos de compressão e descompressão devidos ao rebentamento das ondas), que pode traduzir-se por um subescavamento, em que a linha da vertical é ultrapassada (fig. 14.13).

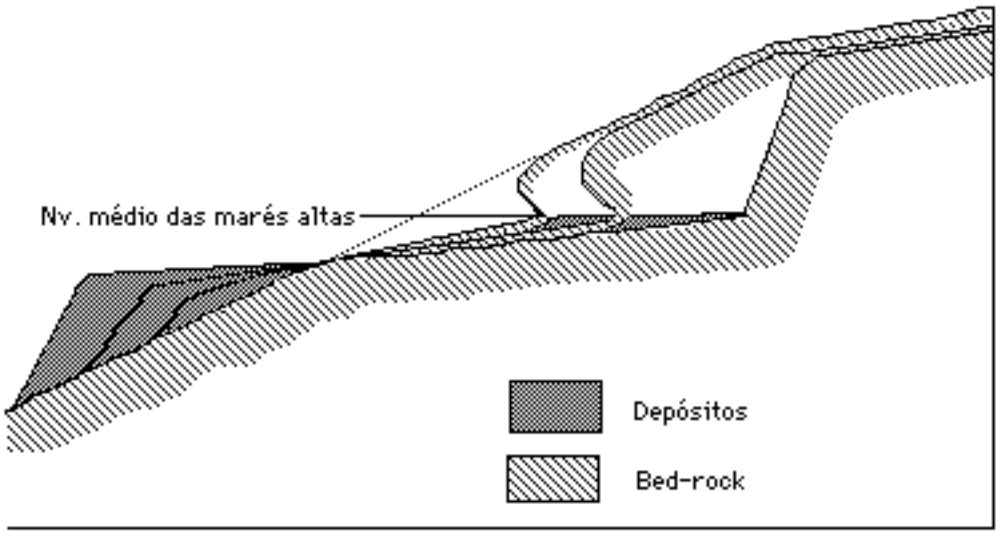


Fig. 14.13: Desenvolvimento e evolução das plataformas marinhas (baseado em V. P. Zenkovitch, 1967)

Forma-se então na base da arriba um entalhe, cujo recuo para o interior acaba por deixar na sua frente uma superfície mais ou menos regular, inclinada para o mar (plataforma de erosão marinha). Esta superfície pode estar total ou parcialmente coberta de detritos, resultantes da acção localizada do mar ou trazidos pela deriva litoral.
Na elaboração dessa plataforma rochosa, além das acções mecânicas provocadas pela ondulação, não devemos esquecer os fenómenos de meteorização mecânica e química, que podem adquirir uma importância fundamental em certas rochas particularmente susceptíveis a um ataque químico (nomeadamente nos calcários).

Na nossa área de trabalho, os entalhes basais são relativamente frequentes nos granitos e nos gneisses. Sem dúvida, o carácter resistente e maciço destas rochas é absolutamente imprescindível para que o dito subescavamento não seja imediatamente destruído por desabamentos dos sectores que ficam sem apoio.
Os sectores onde os entalhes são mais visíveis coincidem com os afloramentos de rochas gneissicas da região de S. Paio-Vila Chã, da praia da Agudela até às praias da Foz do Douro e com os migmatitos e gneisses da zona de Ossa-Morena compreendidos entre a praia da Madalena e de Miramar.

As plataformas de erosão marinha apresentam um certo declive em direcção ao mar. Segundo J. Pethick (1984) são bastante comuns os declives de cerca de 1% (cerca de 34'), embora possam ser encontrados todos os valores entre 0° e 3° (isto é: de 0 a 5.2%). Como vimos no cap. 3, quase toda a plataforma litoral, na área estudada, apresenta declives inferiores a 9%[128] e a maior parte tem declives compreendidos entre 0.7% e 5%.

[128] Estes declives foram calculados a partir da distância entre curvas de nível, segundo um espaçamento de 20m. Por isso, cada intervalo de 20m pode englobar, simultaneamente, plataformas rochosas litorais e, também, as arribas adjacentes, o que aumenta, como não podia deixar de ser, os declives encontrados.

A extensão das plataformas rochosas é variável, mas tende a atingir uma largura máxima de 1000m.
Durante algum tempo admitiu-se que o mar seria capaz de elaborar plataformas muito extensas, e que seria um dos responsáveis pela existência de aplanamentos generalizados.
Todavia, o facto de os declives da área estudada (cf. fig. 3.12) serem geralmente mais elevados junto ao mar do que na base do "relevo marginal" (onde os depósitos são predominantemente fluviais) mostra que, pelo menos na nossa área de trabalho, as acções continentais parecem ter uma maior capacidade para realizar aplanamentos extensos do que as acções marinhas.

J. Pethick (1984) descreve a existência de três tipos de plataformas rochosas litorais, situando-as ao nível das marés altas, baixas, ou entre os dois referidos níveis.

Na nossa área de trabalho, muitas destas plataformas de erosão marinha estão cobertas, total ou parcialmente, por sedimentos actuais, o que impede que se tenha uma ideia correcta do seu desenvolvimento global.
Apenas a norte de Espinho encontrámos plataformas rochosas subjacentes às areias das praias actuais[129].
Em muitos dos casos em que existem plataformas rochosas a emergir sob as areias da praia actual parece existir uma plataforma bastante plana ao nível das marés baixas, plataforma essa que, como está submersa durante bastante tempo, está recoberta por certas espécies vegetais ou animais (algas, mexilhões) que não suportam uma emersão muito prolongada. A grande riqueza biológica deste ambiente vai-se reduzindo quando começamos a subir ao longo da plataforma rochosa e o período de emersão aumenta. Assim, até ao nível médio da maré alta, ainda podem aparecer balanos (cf. C. Vita-Finzi, 1986). Finalmente, no limite superior do estrão, perto do nível das marés mais altas, aparece-nos, apenas, a rocha nua, por vezes bastante polida pela acção mecânica do mar. Por sua vez, o declive da plataforma torna-se sensivelmente mais elevado, à medida que se vai subindo para o nível das marés mais altas (foto 14.18).

14.8 - Dificuldades na identificação de antigos níveis do mar

O critério proposto por A. Guilcher (1954) para definir antigos níveis do mar parte da identificação dos entalhe da base das arribas fósseis, como garantia de que os aplanamentos e os eventuais depósitos correlativos que eles sustentam têm uma origem marinha.
Os entalhes basais podem aparecer a qualquer cota entre o nível das marés mais baixas e o nível das marés mais altas, embora, como vimos acima, sejam mais nítidos entre o nível médio e o nível das marés altas.
Como sabemos, o nível atingido pelas marés altas depende não só de fenómenos astronómicos (cf. J. Pethick, 1984), como da configuração da linha de costa. Este factor é relevante quando se comparam locais com uma localização e exposição contrastantes em relação às ondas de maré. Com efeito, a amplitude da maré pode tornar-se muito mais elevada em certos golfos ou baías devido a fenómenos de reflexão ou ressonância da onda de maré (J. Pethick, 1984).
Todavia, no nosso caso, se exceptuarmos algumas pequenas reentrâncias, existentes, sobretudo, na parte norte da área, em sectores bem localizados (Praia de Salgueiros-

[129] A erosão das praias a sul de Espinho revela a existência dum substrato constituído por sedimentos würmianos ou holocénicos (cf. cap. 16).

Castelo do Queijo; Boa Nova-Agudela; Labruge-Mindelo), a linha de costa é praticamente rectilínea.

Atendendo a que os depósitos correspondentes ao último interglaciar se apresentam, em alguns locais, sob as areias da praia actual, isso significa que o mar, no final da transgressão flandriana, retomou cotas próximas do nível pré-würmiano. Por isso, não há motivo para pensar que nessa altura o desenho da linha de costa fosse muito diferente do actual[130].
Podemos, assim, concluir que as marés teriam características idênticas, quer em termos de periodicidade, quer em relação à respectiva amplitude.

Consultando o "Guia das marés" publicado pela Administração dos portos do Douro e Leixões (A. P. D. L.), verifica-se que, nos últimos três anos (1987, 1988 e 1989), as cotas extremas atingidas pelas marés foram de +0.2 e +3.9 acima do zero hidrográfico. Como este está 2m abaixo do nível médio das águas do mar (n. m.), conclui-se que as cotas extremas, expressas relativamente ao n. m., foram de -1.8 e de +1.9, o que corresponde a uma amplitude de maré de 3.7m.
Assim, se as plataformas rochosas se desenvolvem na faixa entremarés, torna-se evidente que as plataformas associadas a um determinado nível do mar podem aparecer a cotas separadas por cerca de 4m de diferença.
Ora, esta amplitude pode igualar ou ultrapassar, até, as variações do nível do mar entre os tempos actuais e o último interglaciar[131].

Além disso, como vemos na foto 14.18, os perfis transversais das plataformas rochosas são, muitas vezes, claramente côncavos. Isto significa que o sector próximo do entalhe basal pode apresentar um declive apreciável.
Como vimos acima, as ondas que quebram podem produzir entalhes mais profundos que as ondas já quebradas. Este facto pode ajudar-nos a entender o que se passa no fundo de certos "corredores de erosão marinha" que correspondem à exploração de fracturas ou de faixas de rocha menos resistente.
Quando esses corredores são aproximadamente perpendiculares em relação à linha de costa, pode suceder que as respectivas paredes laterais exibam entalhes, por vezes bem desenvolvidos (foto 14.19 e 14.20), dispostos segundo planos inclinados para o mar. Cada uma das posições do entalhe representa o nível atingido pelo mar em sucessivas fases da maré.
Todavia, se a reentrância fôr suficientemente profunda, pode acontecer que as ondas deixem de quebrar nos sectores mais recuados. Por isso, no fundo desses corredores, o entalhe é pouco nítido e pode traduzir-se, apenas, numa aceleração do declive que corresponderá à transição entre a plataforma actual e uma plataforma mais antiga, ligeiramente mais alta.

---

[130] O mesmo não se pode dizer, naturalmente, do contorno da linha de costa durante os máximos de regressão do Würm, em que o nível do mar pode ter atingido cotas inferiores a -100m (cf. capítulos 15 e 16).

[131] Com efeito, na praia da Circunvalação, a diferença de cotas entre a plataforma actual e os restos duma plataforma mais antiga parece ser, em alguns locais, da ordem de 1m.

Deste modo, torna-se, por vezes, difícil avaliar onde termina a plataforma actual e começa um resto de uma plataforma mais alta, entretanto rebaixada pela erosão.

O afeiçoamento de plataformas rochosas é um trabalho bastante mais lento (sobretudo se se trata de rocha resistente) do que as variações do nível do mar.
É, por isso, natural que o desenvolvimento das plataformas correspondentes a um determinado nível do mar nem sempre seja suficientemente rápido para apagar os restos de plataformas ou de entalhes basais fósseis.
Eles podem conservar-se, assim, no seio da praia actual.

A existência desses restos de plataformas, que por vezes ainda suportam parte dos respectivos depósitos (foto 14.21), acima das plataformas actuais, corresponde à única situação em que existem testemunhos morfológicos e sedimentares razoavelmente bem conservados e facilmente acessíveis (isto é, emersos), que nos permitem reconstituir a respectiva evolução geomorfológica. Por isso, passamos a tecer algumas considerações sobre a forma como essa evolução pode processar-se.

Nos casos em que o nível actual do mar é apenas ligeiramente inferior ao nível ante-würmiano, à medida que se processava a transgressão flandriana, o mar ia atacando os sectores situados a cotas mais baixas das plataformas pré-würmianas, começando por destruir os respectivos depósitos.
Seguidamente, teria começado a fazer ablação no *bed-rock*.

A plataforma rochosa correlativa dum determinado nível do mar não se desenvolve de forma homogénea em toda a frente de ataque do mar, antes começam por formar-se, nas áreas de maior fragilidade do *bed-rock*, entalhes mais ou menos profundos, frequentemente guiados pela rede de fracturação, que irão recuando à medida que a acção do mar ao mesmo nível se vai tornando mais duradoura.
O resultado, teoricamente, seria a produção duma plataforma ligeiramente mais baixa que a pré-würmiana, embutida naquela.
Em princípio, seria de esperar que existisse um desnível entre as duas, traduzido num aumento de declive que corresponderia ao entalhe do nível actual do mar numa plataforma de cota superior. Todavia, como vimos, em certos locais relativamente abrigados (nomeadamente nas áreas onde existem corredores de erosão devido à existência de fracturas importantes), a transição entre a plataforma actual e as plataformas fósseis pode ser gradual e, deste modo, a distinção entre as duas pode tornar-se quase impossível.

Com efeito, por vezes, não só a diferença de cotas entre a plataforma actual e a ante-würmiana não é muito sensível, como além disso, tem tendência a ir diminuindo paulatinamente. Isto sucede, nomeadamente, quando o ataque do mar se faz a uma cota um pouco inferior à da última plataforma rochosa. Como, entretanto, muitos dos depósitos correlativos desse anterior estacionamento do mar foram destruídos, este, sobretudo aquando das tempestades, pôde ir atacando mecanicamente as antigas plataformas rochosas afeiçoadas nesse último interglaciar. Também a meteorização química e mecânica pôde continuar a actuar, devido à acção da "salsugem" (M. E. S. A. Moreira, 1984).
Deste modo, as referidas plataformas rochosas fósseis continuaram a rebaixar-se.

Este facto pode atenuar ainda mais as diferenças existentes entre as plataformas actuais e fósseis.
Assim, por vezes, não é possível saber se uma determinada forma é actual, ou se se trata duma forma fóssil, retomada pelo mar na actualidade.

Por isso, torna-se praticamente impossível, num mar com marés, determinar com a precisão de 1m a variação do nível do mar (cf. A. Guilcher, 1954).

A discussão que acabámos de fazer denuncia alguns dos problemas que enfrentámos ao tentar definir e interpretar o escalonamento de formas e de depósitos marinhos fósseis na plataforma litoral. Todavia, a dificuldade em definir o nível do mar correspondente aos depósitos e plataformas encontrados não é, como veremos no próximo parágrafo, o único problema que enfrentámos.

14.9 - O dilema neotectónica *versus* eustatismo.

Nos primeiros parágrafos deste capítulo, levantámos a hipótese da incidência da neotectónica sobre os depósitos mais altos da plataforma litoral.
Todavia, como dissemos em devido tempo, os raros casos em que essas falhas estavam expostas não eram suficientes para explicar a movimentação tectónica necessária à compreensão da evolução geomorfológica da área.
Além disso, eles não correspondem, provavelmente, aos acidentes mais importantes. Funcionam, por isso, sobretudo como um sintoma de que os fenómenos tectónicos afectaram os depósitos tidos como "plio-plistocénicos".

As únicas situações em que encontrámos depósitos "plio-plistocénicos" claramente afectados por falhas dizem respeito aos depósitos fluviais fósseis[132].
Parece-nos, todavia, pouco provável que os movimentos tectónicos tenham cessado completamente, depois de terem afectado os depósitos fluviais fósseis. Tornava-se imperioso saber se esse jogo teria ou não afectado os depósitos mais recentes e de que modo o poderia ter feito.
Assim, na nossa tentativa de reconstituir a evolução geomorfológica da área em estudo, tivemos que recorrer, para além das provas directas, a provas indirectas de movimentação neotectónica.

Em muitos locais da Terra existem depósitos pré-würmianos a cotas semelhantes ou apenas ligeiramente superiores às cotas actuais, o que prova que o mar no último interglaciar deve ter estacionado muito próximo do nível actual (J. Pethick, 1984).
Com efeito, se pensarmos que o volume total de água na Terra deve ter-se mantido idêntico, o mais provável seria que o nível do mar tivesse variado pouco, a não ser por modificações de vulto no ciclo da água (glaciações, por exemplo).
À medida que vamos recuando no tempo, os depósitos marinhos mais antigos vão-se apresentando a cotas progressivamente mais elevadas (cf. fig. 9.1).

---

[132] Encontrámos depósitos fluviais afectados por falhas nos seguintes locais:
- Gião (foto 14.17);
- Av. M. Gomes da Costa;
- Ramalde (foto 14.15);
- Juncal (Espinho);
- Autoestrada Porto-Feira (perto de Rio Meão).

Assim, aparentemente, o nível do mar teria sido mais elevado nos interglaciares mais antigos.
Podemos especular um pouco sobre a razão de ser deste fenómeno.
É evidente que só se podem observar facilmente os depósitos marinhos que se situam acima do nível actual do mar.
Os depósitos que se situarem abaixo desse nível são de muito mais difícil observação.
Por outro lado, os que ficarem ao nível actual do mar têm grandes hipóteses de serem rapidamente destruídos e deixarem, por isso, de ser considerados.
Estas circunstâncias podem explicar uma certa tendência para sobrevalorizar os depósitos simultaneamente mais antigos e mais altos que o nível actual do mar.

Como explicar a existência de depósitos marinhos escalonados sendo os mais altos mais antigos?

Podemos conceber dois tipos fundamentais de respostas para este problema:

1 - Explicações de ordem eustática;
2 - Explicações de ordem tectónica.

Dentro das explicações eustáticas, podemos levantar as hipóteses de que os *inlandsis* da Gronelândia e Antártida tenham vindo a aumentar de extensão, o que provocaria uma descida contínua do nível do mar nos períodos interglaciários (J. Tricart, 1968), ou que a expansão dos fundos oceânicos lhes tenha aumentado a capacidade, obrigando o nível do mar a descer (tectono-eustatismo).
A comprovação da importância do glacio-eustatismo conduziu, num dado momento, a comunidade científica a privilegiar uma origem eustática para o escalonamento desses depósitos.

Todavia, um escalonamento em que os depósitos mais altos são efectivamente mais antigos, também pode explicar-se a partir duma hipótese de subida devida a fenómenos de epirogénese nos litorais (flexura litoral).
Essa subida (contínua? Em sacões?) dos continentes (ou, pelo menos, de muitas áreas continentais) poderia produzir o escalonamento de terraços marinhos observado em muitos locais da Terra.
Porém, não é provável que, seja qual fôr o fenómeno responsável por essa subida e os respectivos contextos geográficos e geológicos, essa subida tenha sido de idêntica amplitude em toda a Terra.
Assim, como resultado de movimentos diferenciados no tempo e no espaço, linhas de costa de idades idênticas poderão aparecer a diferentes cotas.

É relativamente frequente a conservação, como relevos-testemunho, de restos de superfícies marinhas mais altas no seio de plataformas rochosas mais baixas. Estes relevos têm origem, aparentemente, na erosão diferencial.
Quando esses relevos são devidos à erosão diferencial eles situam-se, normalmente, na parte interior das plataformas mais modernas, o que se compreende facilmente, já que o mar, ao afeiçoar as plataformas mais modernas, começa por desmantelar a parte frontal das mais antigas, ao longo das respectivas zonas de fragilidade (cf. parágrafo anterior).
Quanto muito, se se tratar de um afloramento de rocha resistente de pequenas dimensões, o mar poderá contorná-lo, de modo a que ele fique rodeado por elementos de uma

plataforma mais baixa. Porém, se o relevo em questão fôr suficientemente extenso para constituir uma barreira para as acções marinhas, dificilmente o mar poderá elaborar uma nova plataforma de erosão no interior dessa barreira.
Parece, com efeito, pouco provável que a erosão diferencial permita que plataformas mais baixas possam situar-se atrás de outras, de cota mais elevada.
Com efeito, o mar só poderia elaborar a plataforma situada mais no interior se a ela tivesse acesso directo. Para isso tornava-se necessário que não existisse uma plataforma exterior, mais alta do que a primeira, a barrar-lhe o caminho.

Pelos mesmos motivos estranhámos o facto de que, em certos locais, a uma praia alta e média arenosa se seguisse uma praia baixa, frequentemente eriçada de escolhos, que por vezes emergem durante a maré alta.
Além disso, em algumas das praias que estudámos, os rochedos que culminam acima do nível da maré alta têm frequentemente perfis dissimétricos, apresentando um maior declive para o lado do mar e sectores menos abruptos virados para o interior[133].

Este tipo de ocorrências parece-nos pouco susceptível de ser explicado por causas exclusivamente relacionadas com a erosão. Nomeadamente, não se conciliam bem com a hipótese de que o nível do mar no último interglaciar tenha estacionado a cotas próximas das actuais.
Com efeitos, a localização da linha de costa a uma cota idêntica à actual teria tido, como consequência provável, o desaparecimento, por erosão, da maior parte dos relevos residuais, sobretudo daqueles que se situam mais para oeste e que, por isso, seriam os primeiros a sofrer o ataque do mar.
Todavia, a hipótese de que o nível ante-würmiano e actual são, em alguns dos locais estudados, quase coincidentes parece bem comprovada, já que existem, em alguns desses locais, restos de depósitos marinhos fósseis, recobertos pela cobertura areno-pelítica, que, por considerações de ordem estratigráfica (cf. capítulo 15), parecem poder situar-se no final do Würm. Estes depósitos situam-se dentro dos limites da faixa entremarés, ou ligeiramente acima do estrão actual.

Se os factos em apreço não podem explicar-se por fenómenos erosivos, resta-nos uma explicação de ordem tectónica.

J. R. Vanney e D. Mougenot (1981, p. 30), ao descreverem a plataforma continental do Minho e da Beira Litoral, referem a existência, a sul do Rio Cávado, e "até às profundidades de 10-20m, de um alinhamento de escolhos, escarpados para o largo, que tornam a aproximação de terra muito perigosa".
Segundo aqueles autores, o perfil sísmico nº1, realizado na plataforma a ocidente de Vila Praia de Âncora, parece indicar que "a descida ocidental do soco pode ser localmente identificada com uma arriba submersa, implantada à custa duma escarpa de falha".

[133] Como é óbvio, estes fenómenos só acontecem na região compreendida entre as praias do Mindelo e de Valadares, que corresponde ao sector em que a linha de costa é pontuada por afloramentos rochosos ou está acompanhada de uma faixa mais ou menos regular de escolhos (cf. cartas geológicas 9-A, 9-C e 13-A).

Além disso, na Carta Geológica de Portugal, na escala 1: 200.000 (folha 1), está representada uma falha, ao longo da linha de costa, prolongando o traçado da falha Porto-Tomar, entre a Foz do Douro e Leça da Palmeira.
Por isso, parece-nos razoável aproximar estes factos daqueles que J. R. Vanney e D. Mougenot (1981) referem para a parte imersa da plataforma à latitude de Vila Praia de Âncora e supor que, a sul do Ave, também se poderá ter efectuado uma certa movimentação tectónica recente, em princípio essencialmente paralela à linha de costa, que poderia explicar alguns dos fenómenos aparentemente anómalos que acima referimos.

14.10 - Estudo da rede de fracturação e da sua influência na morfologia da área em análise

Como se poderiam traduzir, nos sectores marinhos da plataforma litoral, as movimentações tectónicas recentes?
Uma vez que, neste sector, não encontrámos cortes em que os depósitos estivessem claramente comprometidos em acidentes de neotectónica, a primeira hipótese que levantámos pressupunha a existência de movimentos de fraca amplitude, eventualmente do tipo "deformação de grande raio de curvatura", que poderiam ter levado à existência de depósitos marinhos da mesma idade, a cotas diversas, em diferentes locais da área estudada.
J. Tricart (1965) refere, com efeito, a hipótese de existirem, dentro de áreas mais extensas, sectores com cerca de 10 km de lado (a sua 4ª ordem de grandeza), que poderiam ser a sede de fenómenos de compensação isostática, em que funcionaria uma espécie de autocatálise.
Pareceu-nos interessante testar esta hipótese, através da análise detalhada e da tentativa de correlação dos depósitos marinhos ao longo do litoral em estudo. Pensavamos que um trabalho desse tipo permitiria definir, através das "anomalias" encontradas, as áreas com tendências opostas, e detectar qual a tendência tectónica de cada área.
Esta ideia levou-nos a uma tentativa de definição do nível do mar responsável por cada plataforma encontrada. Em relação aos depósitos marinhos mais antigos (e mais altos), essa tentativa revelou-se infrutífera. Isso aconteceu não só pelas dificuldades inerentes a todas as tentativas de correlação de depósitos (ver cap. 9 e 10), mas também porque, tratando-se de depósitos relativamente antigos, quer o depósito, quer o *bed-rock* que o suportava se apresentavam consideravelmente degradados, o que impedia a identificação dos entalhes basais e, até, por vezes, das próprias arribas fósseis.
Tentámos, por isso, fazer essa abordagem para os depósitos e plataformas marinhas mais modernos, cujas formas, por vezes ainda bastante frescas, se encontram perto da actual linha de costa.

Porém, a observação repetida das plataformas marinhas fósseis integradas nas praias actuais, longe de esclarecer a questão, tornou-a cada vez mais confusa.
Com efeito, mesmo quando, apesar das dificuldades referidas no parágrafo anterior, conseguíamos definir a relação altimétrica entre a plataforma actual e uma determinada plataforma fóssil, esse valor não nos permitia apontar qualquer correlação porque, frequentemente, em locais próximos do primeiro, o escalonamento encontrado nos parecia diferente.

A foto 14.22 mostra a arriba que limita, a oeste, o afloramento rochoso da praia do Marreco. Parece evidente que existe uma relação estreita entre o desenvolvimento da

dita "arriba" e a rede de fracturação[134]. Aquela coincide com fracturas com uma orientação N13°E, pendendo 65° para Sul. A esta direcção quase meridiana contrapõe-se, por sua vez, uma outra, bem visível no lado esquerdo da fotografia, com a orientação N53°E.
Na mesma foto e na seguinte (14.23), podem observar-se uma série de ilhotas, das quais a mais extensa parece ser formada por sectores relativamente aplanados, cujos elementos mais elevados e mais abruptos se encontram do lado ocidental.
Somos tentados a pensar que a dita ilhota poderá corresponder a um elemento emerso da linha de escolhos referida por Vanney e Mougenot e que poderia estar ligada, como aqueles autores sugerem, à existência de falhas que teriam soerguido alguns sectores do soco ao longo da faixa costeira.

Também na área da praia da Boa Nova existe um contraste acentuado entre a parte exterior do afloramento rochoso, que termina quase a pique sobre o mar e que culmina a 16m, e uma plataforma situada no interior daquele, onde se situa uma pequena capela, à cota de 12m.
A "arriba" que limita, a ocidente, o afloramento de granito do Porto (aparentemente muito tectonizado) coincide com planos de fracturas, com direcções compreendidas entre N20°E e N35°E e pendores entre 75°O e 85°O (foto 14.24).
Existe ainda uma outra direcção de fracturação, compreendida entre N50°O e N70°O, com pendores da ordem dos 80°E, que determina uma intensa foliação nos granitos e condiciona a respectiva meteorização segundo planos subverticais que quase fazem lembrar as superfícies estratigráficas das rochas sedimentares.
Como explicar a existência deste sector de costa alta num local em que o granito do Porto (que constitui o *bed-rock* de todas as praias situadas entre Matosinhos e a Agudela) parece estar particularmente fracturado e deveria ser, por isso, menos resistente à erosão?

A importância do condicionamento estrutural no desenvolvimento morfológico das plataformas rochosas faz-se sentir de diversas formas.
Com efeito, encontramos, muitas vezes, nas plataformas marinhas actuais (foto 14.25), sulcos ou depressões correspondentes à passagem de diáclases.
Isto sucede porque nessas áreas a rocha está fragilizada, sendo, por isso, mais atacável pelos agentes da meteorização mecânica e química que actuam na faixa entremarés.
Será natural que, quando essas superfícies de erosão deixarem de estar sujeitas à acção directa do mar, as referidas descontinuidades estruturais continuem a ser exploradas pela

---

[134] Relativamente à definição dos diversos tipos de fracturas existentes nas rochas seguimos os conceitos expostos em A. Holmes (1978). Assim:
Diáclases (=*Joints*): fracturas em que não existe praticamente deslocação ao longo dos planos de descontinuidade;
Falhas (=*faults*): fracturas ao longo das quais houve deslocação relativa de um dos blocos relativamente ao outro.
Assim, o termo fractura (=*fracture*) serve para designar o conjunto dos dois grandes tipos de deformação quebradiça das rochas.
Por isso, ele poderá ser usado num sentido lato, englobando todos os casos em que não é possível identificar o sentido nem a amplitude da movimentação (exemplo: *Les vallés de fracture dans le modelé granitique portugais:* M. Feio e R. S. Brito, 1950).
É neste sentido lato, designando uma descontinuidade em que pode existir ou não um deslocamento relativo, que empregaremos o conceito de fractura.

meteorização e se tornem cada vez mais deprimidas, tanto mais que as acções marinhas que tendiam a realizar a aplanação da superfície deixaram de fazer-se sentir.
Todavia, estes processos tenderiam a manter, como acontece relativamente a outras superfícies de erosão, uma certa isometria dos elementos do topo das plataformas.
Ora, temos verificado que essa isometria, por vezes, parece ter sido perturbada. Assim, plataformas em tudo idênticas aparecem separadas por ressaltos rigidamente alinhados, que coincidem com fracturas evidentes (foto 14.26 e 14.27).

Além disso, muitas das "arribas" encontradas nos sectores mais altos do litoral em estudo (por exemplo, na Boa Nova) coincidem com fracturas em que as acções marinhas praticamente não chegaram a fazer-se sentir (fotos 14.23 e 14.24). Trata-se, no fundo, de falsas arribas.
A observação destes fenómenos sugere que se trata de costas de emersão, em que o mar, devido a uma recente movimentação positiva do continente, ainda não pôde afeiçoar as respectivas formas de erosão (entalhes basais e plataformas).

Sabemos bem que uma das acções em que o mar demonstra melhor o seu poder de ataque às rochas é, justamente, o arranque ("*quarrying*", J. Pethick, 1984) de elementos previamente fracturados pela tectónica ou por acção da meteorização mecânica.
Por isso importa definir o significado destas fracturas. Será que algumas delas jogaram recentemente como falhas, ou, pelo contrário, trata-se apenas duma exploração das descontinuidades da rocha por acção do mar?

A única forma de demonstrar, inequivocamente, movimentações tectónicas recentes será provar que as superfícies de descontinuidade em apreço deslocam depósitos (ou superfícies) bem datados.

O problema é que não é fácil comprovar a deformação de depósitos pouco espessos, situados num meio tão agressivo como o ambiente litoral. Nestas condições, o depósito situado no compartimento levantado seria presa fácil da erosão. Desaparecido ele, desaparece a possibilidade de comprovar uma hipotética deformação.

Em áreas muito próximas da actual linha de costa, como é o caso de todas aquelas em que medimos, directamente, a direcção da rede de fracturação, os processos de meteorização são naturalmente ampliados pela acção do mar que se faz sentir através dos salpicos de água salgada e mesmo das partículas de sal em suspensão no ar.
Estas, juntamente com certas caraterísticas do clima litoral (frequência dos nevoeiros, nomeadamente) exercem uma série de acções mecânicas e químicas fazendo com que certos aspectos relacionados com eventuais movimentações tectónicas (p. ex., estrias) sejam rapidamente destruídos, o que os impede de constituir um elemento probatório decisivo.

Resta a hipótese de considerar a deformação das superfícies. Estas conservam-se muito melhor e preservam frequentemente uma pátina acastanhada ou alaranjada que resultou do contacto com depósitos sempre mais ou menos ferruginizados.
Todavia, as superfícies de erosão marinha raramente são regulares. Por isso, é sempre possível atribuir à erosão diferencial a responsabilidade por essas irregularidades e duvidar, legitimamente, duma eventual origem tectónica para as mesmas.

Existe, ainda, o problema de estabelecer a cronologia dessas hipotéticas deformações tectónicas.
Na praia do Cabo do Mundo, superfícies análogas às que aparentam ter sido deslocadas ao longo de fracturas (foto 14.28 e 14.29), com cotas que rondam os 4m acima do nível médio das águas do mar, estão cobertas por um depósito marinho, a que se sobrepõe a formação areno-pelítica de cobertura (foto 14.30).
Admitindo que a referida formação de cobertura pode ser contemporânea do último período frio, os depósitos marinhos em questão deverão ser, por isso, ante-würmianos. Com alguma probabilidade, eles poderão corresponder ao último interglaciar, quando, como vimos acima, o nível do mar deveria estar a cotas idênticas, ou ligeiramente inferiores às actuais.
Ora, se essas superfícies estão, efectivamente, deslocadas (foto 14.28 e 14.29), a movimentação que as afectou será, no mínimo, post-Riss-Würm.

Todavia, apesar das dificuldades existentes para a confirmação da actividade neotectónica nas fracturas expostas nas rochas do litoral, o desenvolvimento aparentemente anómalo das superfícies de erosão marinha, bem como as suas relações com a rede de fracturação obrigam-nos a considerar a hipótese de movimentação neotectónica neste litoral.

Esta hipótese poderia explicar, além disso, como certos depósitos marinhos situados a cotas idênticas apresentem características sedimentológicas diversas (exemplo: depósito marinho de Lavadores e do Mindelo, ambos situados a cerca de 30m de cota), o que pode fazer pensar que alguns deles foram deslocados da sua posição original.

Como veremos (fig. 14.29), a variação das cotas a que se encontram os diferentes níveis de depósitos marinhos sugere uma tendência muito nítida para uma descida destes níveis para sul.

Tudo isto nos serve para dizer que, apesar das dificuldades em comprovar os fenómenos de neotectónica, nos parece importante levantar a hipótese. Com efeito, como afirma Goguel (1962, citado por C. Vita-Finzi, 1986), o número de casos em que foi possível demonstrar directamente uma movimentação tectónica recente é muito reduzido. Assim, a aceitação ou não aceitação da existência de movimentos tectónicos recentes baseia-se tanto ou mais numa mudança de atitude do que no aparecimento de factos novos[135]. Mas, como todos sabemos, "*absence of evidence is not evidence of absence*" (C. Vita-Finzi, 1986).

Todavia, estamos conscientes de que, embora a ideia duma afectação de plataformas de erosão marinha por movimentos tectónicos recentes seja atraente, será necessário comprová-la de um modo mais seguro, utilizando outros critérios além dos morfológicos.

---

[135] Na 2ª Reunião do Quaternário Ibérico (Madrid, Setembro de 1989) acentuou-se bastante a importância da neotectónica. Assim, as conferências de S. Jelgersma e de N. A. Mörner atribuíram um grande interesse à deformação de superfícies tão recentes como os níveis marinhos do último interglaciar e mesmo das superfícies polidas pelos glaciares escandinavos durante o Würm.

Com o fim de estudar as relações que as referidas fracturas poderiam ter com eventuais movimentações tectónicas recentes, passámos a medir, sistematicamente, a direcção e o pendor das fracturas que se nos apresentavam segundo superfícies lisas e aparentemente frescas.
Seleccionámos a área a norte da praia de Salgueiros, porque, nesta região, o *bed-rock* aflora, com bastante frequência, na faixa entremarés. Além disso, a área em questão está integrada na mesma região estrutural, a zona Centro-Ibérica, constituindo, por isso, um sector com uma certa homogeneidade sob o ponto de vista estrutural.

As rochas da área em questão correspondem, essencialmente, a três conjuntos litológicos diferenciados: granito do Porto, granito de Lavadores e complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico.
Na maior parte dos locais onde é observável, na faixa litoral, o referido complexo foi intensamente metamorfizado pela fase de granitização que levou à formação do granito do Porto, originando gneisses, migmatitos e micaxistos.
Além disso, na área entre o Castelo do Queijo e a foz do Douro encontram-se afloramentos de gneisses, migmatitos e anfibolitos mais antigos, de idade aparentemente precâmbrica (cf. cap. 6 e 7).
O granito de Lavadores, como vimos nos capítulos acima referidos, constitui uma entidade diversa da do granito do Porto, e parece pertencer ao mesmo conjunto do granito do Castelo do Queijo.

Usámos um processo de amostragem que obedeceu aos seguintes critérios:
- Considerar, apenas, as fracturas que tivessem algum reflexo no desenvolvimento topográfico e que apresentavam superfícies relativamente planas e frescas;
- Os sectores rochosos da costa foram identificados de acordo com a sua denominação tradicional (por exemplo praia da Agudela, praia do Marreco), e correspondem a faixas com uma extensão compreendida entre 1000 e 500m;
- Dentro de cada praia foi medido um número razoável de direcções (geralmente à volta de 50).
Medimos as direcções e os pendores de um total de 355 fracturas (cf. quadro 14.A).

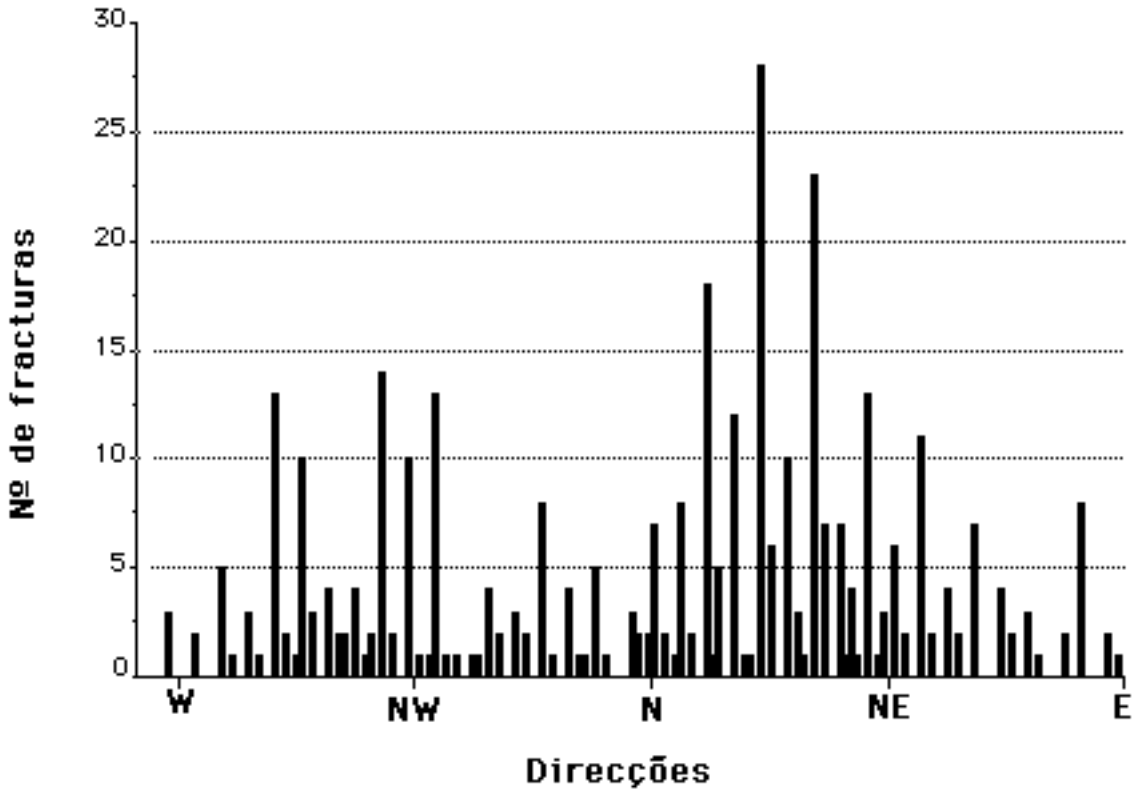


Fig. 14.14: Direcções da rede de fracturação.
Litoral entre Vila Chã e Lavadores

A fig. 14.14 representa a frequência encontrada para as diferentes direcções. A direcção compreendida entre N20°E e N30°E (aproximadamente NNE) é claramente dominante. Existe, todavia, um máximo secundário entre N35°O e N70°O e um outro, muito menos nítido, correspondente a N20°O (NNO).

Na fig. 14.15 representamos a distribuição da frequência dos pendores observados nestas fracturas. Verifica-se que a grande maioria dos pendores são superiores a 60°. Trata-se, portanto, de fracturas que, na sua esmagadora maioria, são subverticais.
Existe, todavia, uma classe de pendores situados entre os 20 e os 30° que apresenta uma certa importância, já que eles permitem uma fracturação das rochas segundo planos relativamente próximos da horizontal e são, por isso, aproveitadas pelo mar, acabando por dar a falsa impressão de plataformas de erosão marinha, quando se trata, essencialmente, de superfícies estruturais (foto 14.31).
Lembramos que as fracturas acima estudadas foram medidas nos afloramentos rochosos que se encontram ao longo da linha de costa.

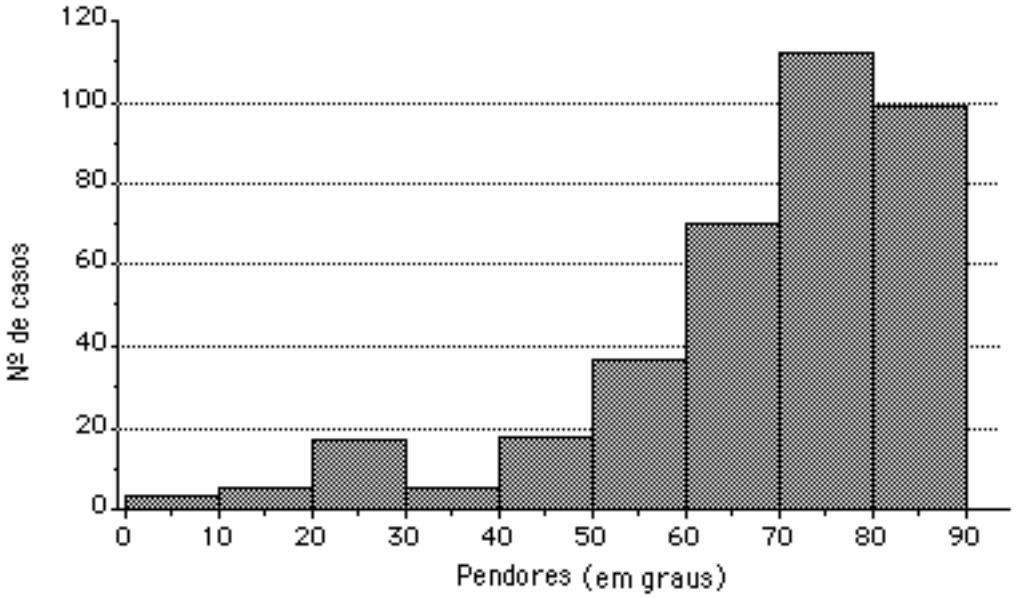


Fig. 14.15: Distribuição dos pendores das fracturas expostas nas rochas do litoral entre Vila Chã e Lavadores

Ainda com o objectivo de tentar definir, a uma outra escala, as relações entre a rede de fracturação e o desenvolvimento topográfico, pareceu-nos útil estudar as fracturas que condicionam o desenvolvimento topográfico do interior.
Com esse objectivo, estudámos atentamente os mapas do relevo da área (em destacável), resultantes da cópia das curvas de nível dos mapas 1:25.000 correspondentes à área estudada.
A identificação das direcções da rede de fracturação foi realizada tomando em linha de conta, sobretudo, os critérios contidos em M. Feio & R. S. Brito (1950).
Depois de identificadas, essas direcções foram sublinhadas (a tracejado, nos mapas em destacável). Medimos, então o ângulo que esses traços faziam com o norte geográfico. Indicámos, simultaneamente, para cada uma das fracturas, o seu comprimento aproximado (em fracções de 500m, cf. quadro 14.B).

A fig. 14.17 resulta duma representação do somatório dos comprimentos correspondentes a cada uma das direcções consideradas (segundo classes separadas por 10° de azimute).
Nesta figura, verifica-se que predominam as direcções situadas entre N40°O e N30°O. Existe um máximo secundário correspondente às direcções entre N10°E e N30°E.

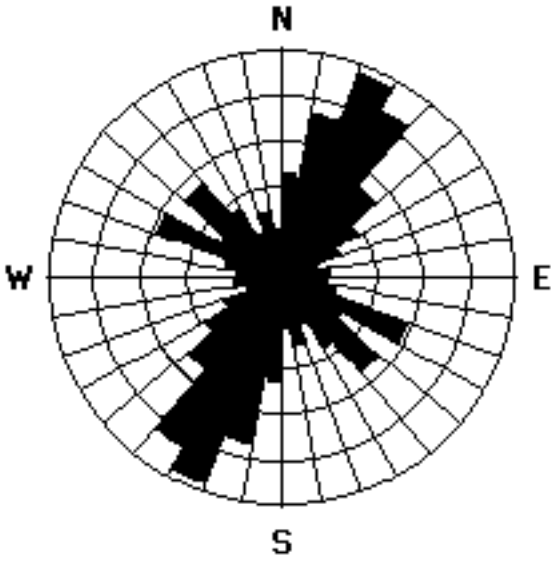


Fig. 14.16: Direcção das fracturas observadas nas rochas expostas das praias situadas entre Vila Chã e Lavadores

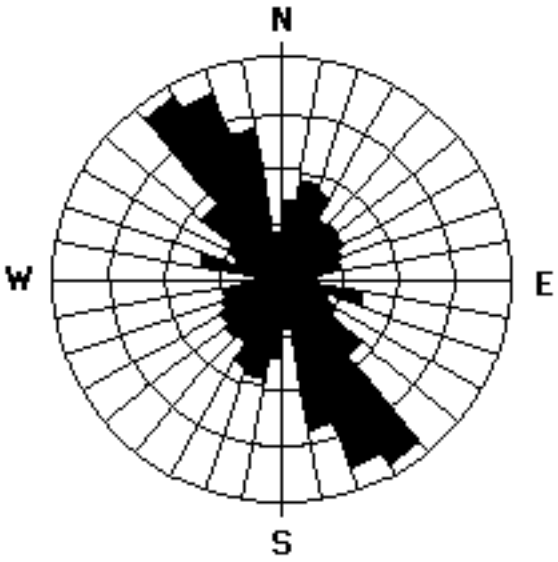


Fig. 14.17 : Importância relativa das orientações estruturais identificadas nas folhas 96, 97, 109, 110, 122, 133 e 143 da carta 1: 25.000

N.B.: O diâmetro dos sectores circulares é proporcional à frequência verificada para cada direcção

Comparando a fig. 14.17 com a representação das fracturas expostas nas rochas do litoral (fig. 14.16), verifica-se que há uma notável coincidência entre a classe modal das fracturas do litoral (NNE-SSO) e o máximo secundário para as fracturas identificadas nos mapas 1:25.000.
Contudo, no interior, são as fracturas de rumo NNO-SSE que apresentam maior relevância.

A fig. 14.18 corresponde a uma outra forma de ilustrar os valores representados na fig. 14.17, permitindo mostrar a importância relativa de cada uma das direcções de fracturação.
A sua comparação com a fig. 14.14 demonstra bem o que dissemos àcerca da importância relativa das direcções NNO e NNE nas redes de fracturação do litoral e do interior.

Os resultados encontrados podem ser parcialmente explicados através do que se conhece sobre a rede de fracturação tardi-hercínica.
É sabido que, em áreas que sofreram repetidos impulsos tectónicos, coexistem, normalmente, vários sistemas de fracturas sobrepostos, correspondendo cada um deles a um dado sistema de tensões.

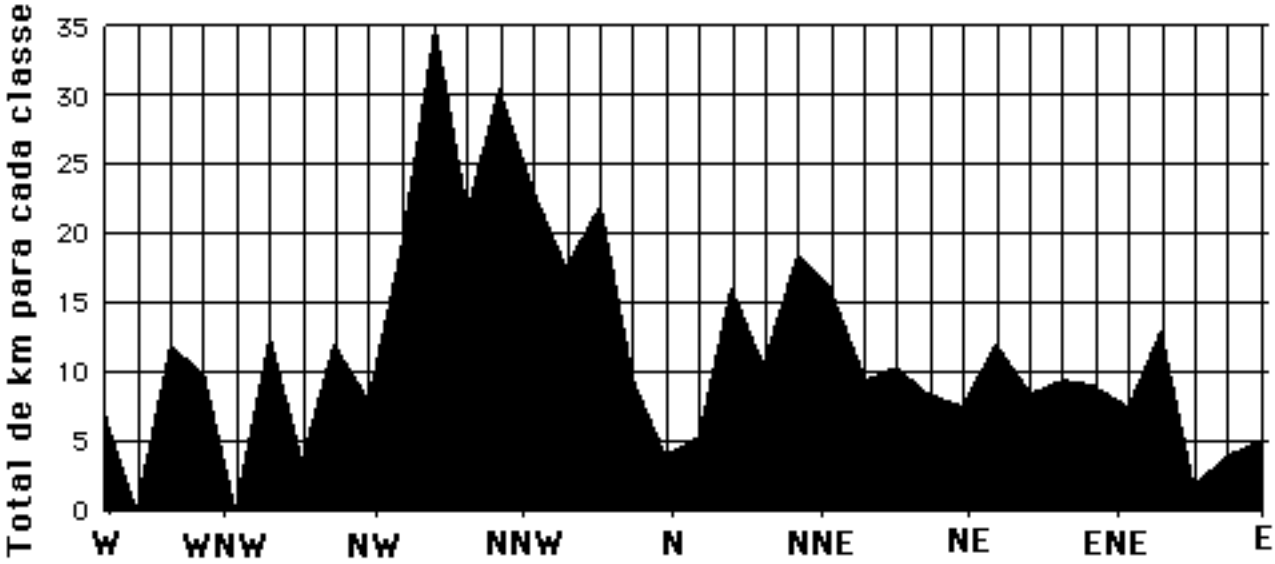


Fig. 14.18: Somatório dos comprimentos das fracturas deduzidas da análise das cartas 1:25.000 (folhas 96, 97, 109, 11(122, 133 e 143; cf. com as folhas norte e sul do mapa morfológico em destacável)

Assim, durante o primeiro episódio de fracturação tardi-hercínica, uma compressão quase N-S teve como resultado a formação de dois sistemas conjugados (A. Ribeiro *et al.*, 1979):
1 - Sistema sinistro de direcção NNE-SSO a ENE-OSO, mais desenvolvido;
2 - Sistema dextro de NNO-SSE a NO-SE.

Na segunda fase, a direcção de compressão máxima tornou-se E-O. Esta fase afectou, sobretudo, o bordo ocidental do Maciço Hespérico, tornando-se mais intensa a oeste da falha de Coimbra.

Aparentemente, a acreditar na validade dos resultados expressos nas figs. 14.13 e 14.15, nas rochas do litoral predomina o sistema NNE-SSO, da primeira fase de fracturação tardi-hercínica. Existe, ainda, um máximo secundário com direcções de N70°O a N40°O.

Nas fracturas definidas através das cartas 1:25.000 o sistema NNO-SSE é claramente dominante.

Como explicar este contraste?

Com já vimos no cap. 8, o choque entre a Península Ibérica e o norte de África, à longitude do estreito de Gibraltar, provocou uma variação das velocidades de aproximação entre as duas placas (fig. 8.2). Esta originou uma curvatura das trajectórias de tensão e a sua acumulação na área litoral durante o Quaternário (A. Ribeiro, 1984). Podemos, assim, levantar a hipótese de que, numa fase posterior aos tempos tardi-hercínicos, as áreas do litoral teriam sido sujeitas a esforços tectónicos que reactivariam

um conjunto de fracturas diverso daquele que actuou na parte interior da área de trabalho[136].

Todavia, também podemos interpretar a discrepância entre as direcções estruturais encontradas nos afloramentos rochosos contíguos à actual linha de costa, e as direcções que parecem condicionar o relevo do interior, como sendo resultantes duma apreciação feita a escalas diferentes.
Deste modo, as fracturas significativas à escala das observações de campo poderiam não ter extensão suficiente para serem sensíveis à escala a que se observaram as fracturas no interior (que correspondeu à pesquisa de elementos com mais de 500m de extensão).

Como se poderão articular os resultados deste trabalho de pesquisa das direcções estruturais relevantes com o que se conhece sobre os acidentes de neotectónica em Portugal?

Os estudos levados a cabo por A. Ribeiro e por J. Cabral (1986) parecem conduzir à ideia de que a margem ocidental Ibérica, que normalmente se considera ser uma margem inactiva, estaria a adquirir características de margem activa, o que permitiria explicar o aumento de sismicidade que se verifica no litoral ocidental, bem como a transmissão, para a região de Lisboa, dos impulsos sísmicos gerados na área de fronteira de placas correspondente ao banco de Gorringe.
Assim, na carta neotectónica de Portugal (fig. 6.3), J. Cabral (1986) apresenta como falhas activas, na nossa área de trabalho:

1 - A falha Porto-Tomar, cujo traçado, desde a Foz do Douro até à latitude da praia da Boa Nova, acompanha a direcção da linha de costa (NNO/SSE);
2 - Uma falha de direcção NNE-SSO que cruza com a a falha Porto-Tomar na área dos Carvalhos e que segue, durante alguns quilómetros, uma direcção paralela à linha de costa. Perto da latitude de Esmoriz, esta falha bifurca-se, dando origem, por um lado, à falha que limita, a oriente, o *graben* de Aveiro, com a direcção NNE-SSO, e a uma outra, de direcção ENE-OSO, que desaparece no mar.

No fundo, todas as direcções apontadas no referido mapa neotectónico parecem ser relevantes na nossa área de trabalho. Contudo, queremos salientar a importância das fracturas de direcção ENE/OSO, que parecem definir as linhas gerais de muitos dos afloramentos rochosos do litoral (S. Paio, Marreco, Boa Nova).
Estas fracturas não se evidenciaram suficientemente no estudo realizado, talvez porque, na marcação das fracturas das rochas do litoral não contabilizámos a respectiva extensão, o que poderá ter conduzido a uma sobrevaloração de certas fracturas de pequena extensão em detrimento de outras, talvez menos numerosas, mas com um maior significado em termos morfológicos.

Assim, às dificuldades inerentes à identificação dos antigos níveis do mar, somam-se aquelas que advêm dum eventual jogo da neotectónica.

---

[136] Curiosamente, as trajectórias em apreço seguem, no litoral, a direcção NNE-SSO, que coincide com a moda das direcções de fracturação das rochas expostas ao longo da linha de costa (fig. 14.14).

Tudo isto contribui para que a correlação dos antigos depósitos marinhos através de critérios puramente altimétricos, mesmo quando coadjuvados por critérios morfológicos, seja cada vez mais problemática.
Restam-nos, assim, os critérios de índole sedimentológica, que vão ser objecto dos próximos parágrafos.

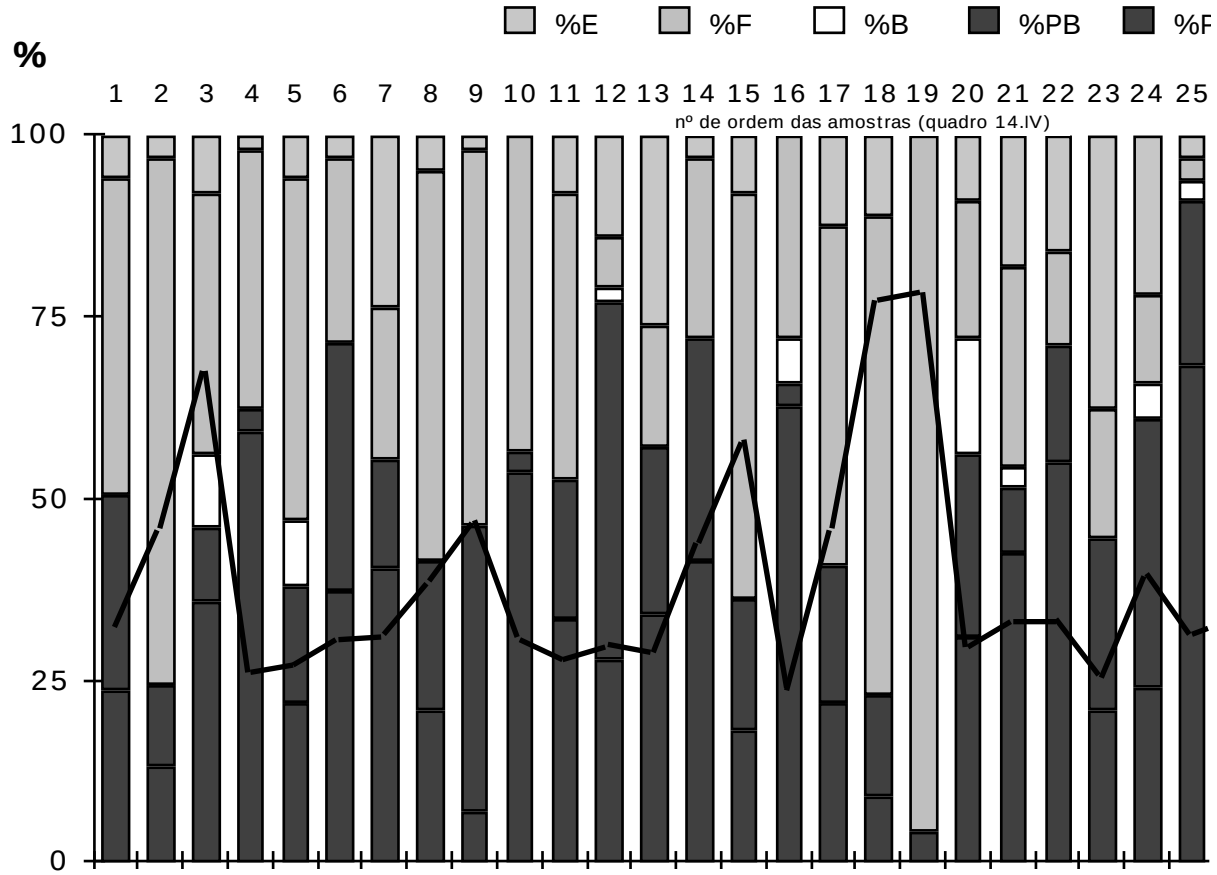


Fig. 14.19: RM e aspectos da superfície nas arei as dos depósitos (ordenados segundo cotas decrescentes. RM e % de PB crescen

QUADRO 14.IV

Localização das amostras representadas na fig. 14.19

NB: A coluna designada por "nº ordem", representa o nº de ordem das amostras na figura 14.19

14.11 - Os depósitos marinhos fósseis: caracterização dos grupos definidos através de critérios morfoscópicos

Na tentativa de encontrar critérios para a correlação dos depósitos marinhos fósseis, elaborámos vários diagramas sobre os dados sedimentológicos obtidos a partir da análise das respectivas amostras.
Os dados referentes à morfoscopia pareceram-nos ser uma pista interessante, coerente com as hipóteses de trabalho que nos foram surgindo a partir das observações de campo.

nº ordem	Am. nº	Cota	Localização	nº ordem	Am. nº	Cota	Localização
1	77	40	Madalena	19	263	20	Paredes, Mindelo
2	217	35	Brito, Granja	20	92	18	C, Lavadores
3	261	32	Cemitério Mindelo	21	65	18	B, Lavadores
4	61	30	Tartomil, corte 3	22	66	18	A, Lavadores
5	265	30	B, Univ. Católica	23	180	17	A, Madalena
6	176	30	Apeadeiro Francelos	24	295	17	Monte das Chãs
7	297	30	Tartomil, corte 1	25	67	16	Salgueiros, s/ Am.34
8	266	30	C, Univ. Católica	26	179	14	Valadares
9	227	30	Foz	27	299	12	Col. férias CP-Valadares
10	64	29	Est.Francelos-Valadares	28	244	10	A, S. Paio
11	178	28	Tartomil	29	229	9	Leça
12	298	28	Tartomil, corte 3	30	79	5	A, Arenito, C. Queijo
13	296	26	Valadares	31	239	5	A, Labruge
14	177	25	R. Arca Noé, Salgueiros	32	246	5	A, S. Paio
15	242	22	A, S. Paio	33	236	4	B, C. Mundo
16	62	20	Est.Valadares Madalena	34	235	3.5	A, C. Mundo
17	68	20	Brito, Granja	35	293	3	Arenito P. Valadares
18	273	20	A, r. Gândara, Mindelo	36	69	2	Arenito P.Circunval.

Na fig. 14.19 representámos dos aspectos morfoscópicos de conjunto das amostras de depósitos marinhos fósseis estudadas. As referidas amostras foram ordenadas segundo três critérios:
1 - cotas decrescentes;
2 - RM crescente;
3 - frequência crescente de grãos picotados-brilhantes.

Na fig. 14.19 verifica-se que é possível distinguir um sector, que engloba as amostras com os números de ordem compreendidos entre 1 e 27 (inclusive), que correspondem aos depósitos com cotas superiores a 10m (ver quadro 14.IV), em que os valores do RM parecem constituir um patamar à volta de 0.35.

A partir desse valor verificam-se algumas subidas "inesperadas", que ultrapassam o valor de 0.4.
Os depósitos a partir do nº 28 (S. Paio, 10m), que correspondem aos de cota mais baixa, apresentam valores de RM bastante elevados, superiores a 0.5.

O nosso conhecimento dos referidos depósitos permitiu-nos concluir que esta forma de representação poderia servir de base a uma tentativa de classificação dos depósitos marinhos da plataforma litoral.

Os depósitos que se situam mais perto do nível actual do mar apresentam, normalmente, um pequeno desenvolvimento. São atacados pelo mar com uma certa frequência, sobretudo quando as areias da praia actual, que os cobrem, sofrem erosão, ou em períodos de tempestade.
Por isso, se o mar tivesse estacionado, posteriormente à sua formação, a cotas próximas das suas, eles teriam sido destruídos.
O facto de se terem conservado, em muitos locais, restos destes depósitos, prova que o mar só recentemente (isto é, no fim da transgressão flandriana) tornou a atingir níveis próximos dos referidos depósitos. Parece-nos, por isso, legítimo concluir que eles deverão representar o último período transgressivo antes da regressão würmiana. Serão, por isso, os depósitos marinhos mais modernos da plataforma litoral.
Deste modo, passaremos a referir-nos a eles como pertencendo ao **grupo 3**.
Todos estes depósitos apresentam valores muito elevados de RM que vão a par com percentagens muito significativas de grãos picotados-brilhantes.

Assim, se admitirmos, como parece ser o caso, que, para os depósitos marinhos fósseis, a existência de valores elevados de RM é um indício de "juventude", os depósitos marinhos com RM relativamente baixo (inferior a 0.4), e situados a cota mais elevada, podendo atingir perto de 40m, seriam, em princípio, mais antigos. Passaremos a designá-los como **grupo 1**.

Finalmente, encontramos um grupo constituído por aqueles depósitos que têm um RM superior a 0.4, embora estejam situados a cotas superiores a 12m. Como partilham características dos dois grupos anteriores, poderemos designá-los com **grupo 2**.

Esquematicamente, teríamos:
Grupo 1 - Depósitos de cota superior a 12m e RM inferior a 0.4;
Grupo 2 - Depósitos de cota superior a 12m e RM superior a 0.4;
Grupo 3 - Depósitos de cota inferior ou igual a 10m e RM superior a 0.4.

Verifica-se que os depósitos do grupo 2 não se distribuem de modo aleatório, antes parecem estar associados a determinadas áreas.
Assim eles correspondem, de sul para norte, às amostras 217 e 68 (Granja), 67 (Salgueiros), 227 (Foz), 242 (S. Paio) e 261, 273, e 263 (Mindelo)[137].
Assim, parece haver um aumento do RM nos depósitos marinhos situados na região de S. Paio (entre Labruge e V. Chã, ver mapa de localização da amostras, fig. 11.1) e na proximidade da praia do Mindelo.

[137] Relativamente a cada um dos locais indicaremos primeiro as amostras de cota mais elevada e depois as que se apresentam a uma cota mais baixa.

O mesmo sucede na área da Foz do Douro[138] e da praia da Granja.

Já que o principal critério para a definição destes conjuntos foi de ordem morfoscópica, estudaremos, seguidamente, o comportamento de alguns depósitos integrados naqueles grupos, relativamente ao RM e aos diversos aspectos de superfície.
Simultaneamente tentaremos identificar os processos que permitem a obtenção dum RM elevado e o modo como ele se relaciona com os vários aspectos de superfície.

Elaborámos uma série de diagramas sobre os espectros morfoscópicos (cf. quadro 14.C) de amostras pertencentes a cada um dos grupos anteriormente definidos.
O espectro morfoscópico da amostra nº 297 (Tartomil) evidencia algumas influências fluviais. Assim, a classe modal corresponde ainda às areias sub-angulosas, facto que era típico das formações fluviais, sobretudo daquelas que não teriam sofrido uma eventual influência marinha.
Além disso, a existência de alguns grãos angulosos e muito angulosos parece comprovar uma certa influência do *bed-rock* neste depósito.
Todavia, a sua posição altimétrica (cerca de 30m) e a respectiva contiguidade espacial relativamente a depósitos francamente marinhos parece indicar uma origem também marinha. Trata-se, como podemos deduzir pelo respectivo valor do RM, dum depósito que se integra no que convencionámos chamar "grupo 1" dentro dos depósitos marinhos fósseis.

[138] O local, próximo da praia de Salgueiros, onde foi recolhida a amostra nº 67 fica a uns escassos 1500m da base do Cabedelo.

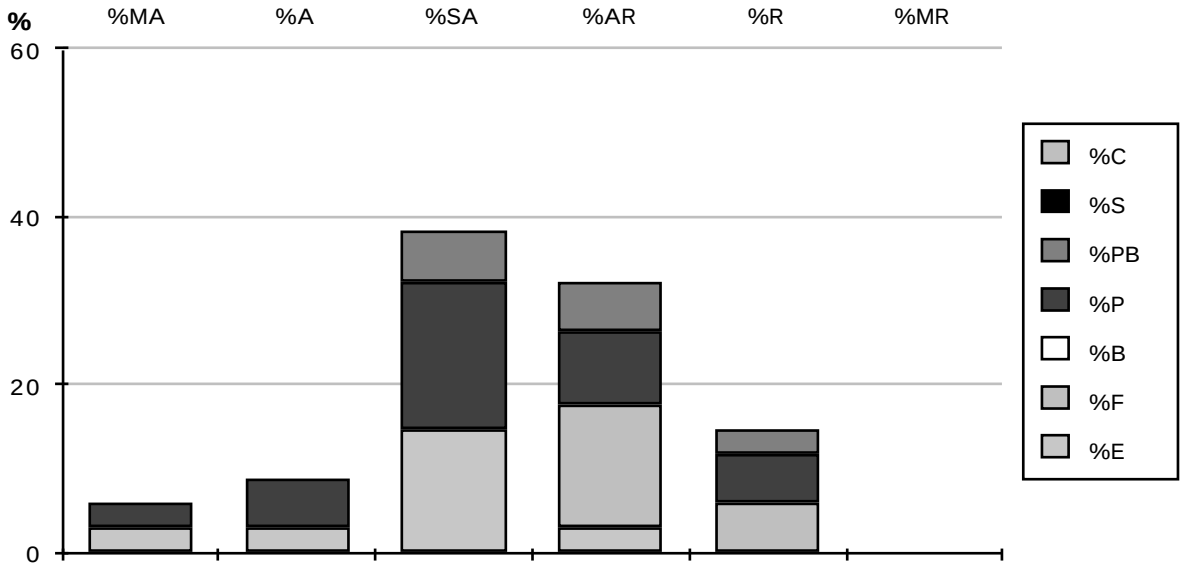


Fig. 14.20: Espectro morfoscópico da amostra 297 (Tartomil, areias

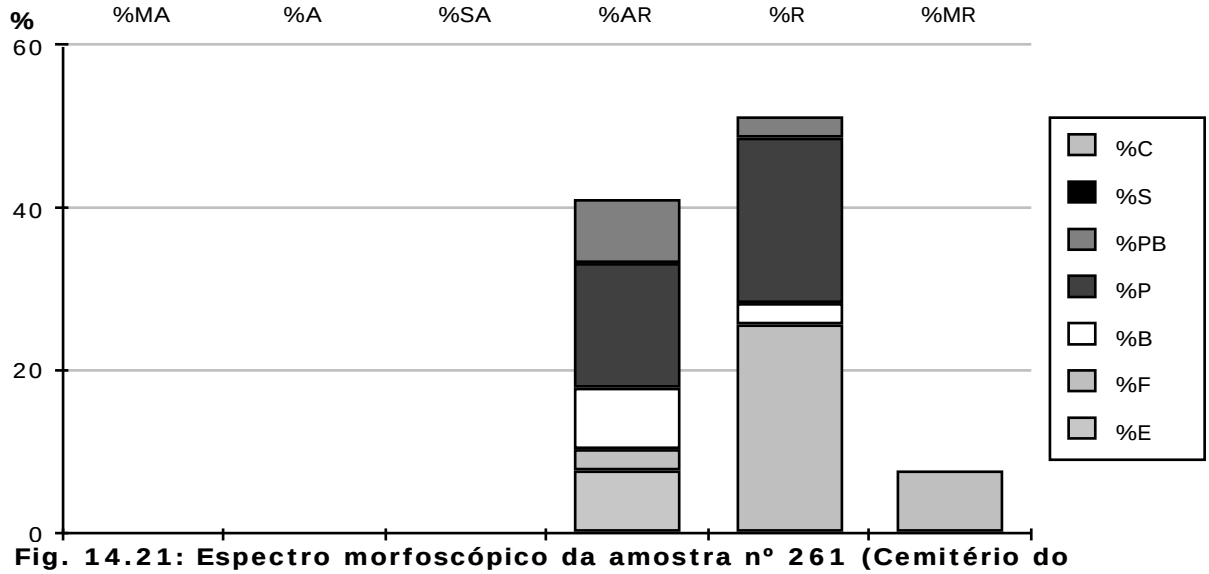


Fig. 14.21: Espectro morfoscópico da amostra nº 261 (Cemitério do Mindelo, areias > 500µ; RM= 0,537)

A fig. 14.21 representa o espectro morfoscópico duma amostra recolhida num corte existente junto da igreja do Mindelo, a 32m (Am. 261). Trata-se dum depósito arenoso com grãos muito bem rolados e com uma percentagem pequena (1%) de fracção fina[139]. Trata-se duma amostra tipicamente marinha, em que a classe modal se situa nos grãos redondos e em que já se encontram alguns grãos muito redondos, com a superfície fosca.

[139] Como vimos no capítulo anterior, a importância da fracção fina no conjunto da amostra parece ser proporcional à idade dos depósitos.

Também encontrámos uma percentagem apreciável de grãos brilhantes.
Este é um dos depósitos que consideraremos integrados no"grupo 2", pois associa um RM bastante elevado a uma situação altimétrica pouco usual para depósitos com areias tão bem roladas.

Finalmente, a fig. 14.22 foi elaborada com base nos resultados da análise morfoscópica realizada num depósito marinho, assente sobre o *bed-rock*, situado a cerca de 5m de cota na praia de Labruge (Am. 239), e cortado em arriba pelo mar (foto 14.32). Esta amostra integra-se no denominado "grupo 3".
Também aqui encontramos algumas areias brilhantes. Todavia, as mais abundantes são, sem dúvida, as picotadas-brilhantes, que constituem mais de 70% dos grãos e que predominam claramente nas classes de maior rolamento.

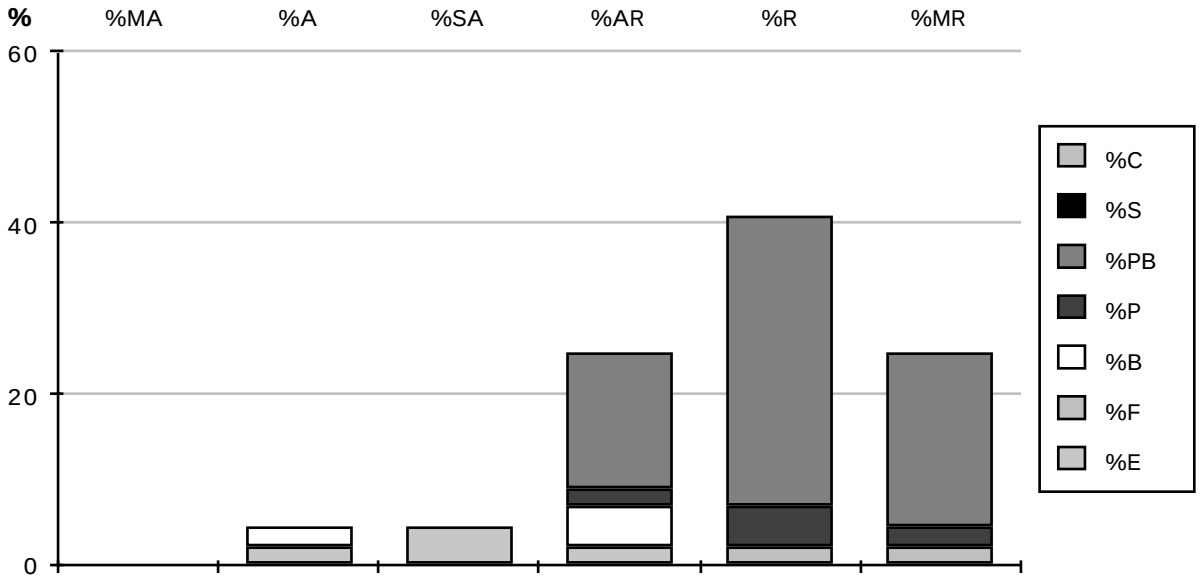


Fig. 14.22: Espectro morfoscópico da amostra 239 (Labruge, areias ≥ 500 µ; RM=0.581)

Na fig. 14.23 representamos, para servir como termo de comparação, o espectro morfoscópico duma areia de praia actual (Am. 57, recolhida na Foz do Douro, numa pequena praia que fica junto do limite ocidental do Passeio Alegre).
O seu espectro morfoscópico foi, decerto, condicionado pela influência das areias transportadas pelo Douro, como já salientámos.
Trata-se duma amostra cujo RM (=0.4263) coincide, praticamente, com o valor médio para os depósitos marinhos actuais (0.4222) e é ligeiramente inferior ao dos depósitos marinhos fósseis (0.4369).
O estudo desta amostra pode servir de padrão para os depósitos marinhos em geral, não só porque o respectivo RM se assemelha muito aos valores médios, como a própria distribuição de frequência das classes de rolamento mostra uma mistura de grãos pouco rolados, que resultam, provavelmente, da desagregação do bed-rock, ou de um transporte fluvial curto e de areias bem roladas, que poderão ter sido transportadas pelo Douro e posteriormente trabalhadas pela ondulação. Temos encontrado esta mistura de características em muitos dos depósitos marinhos actuais que estudámos.

Existem alguns grãos brilhantes, mas o predomínio vai para os grãos picotados-brilhantes (36% do total).

Ao comparar os diagramas que acabámos de apresentar, podemos facilmente concluir que existem bastantes semelhanças, em termos morfoscópicos, entre a amostra nº261 (cemitério do Mindelo) e a amostra 239 (praia de Labruge). Com efeito, ambas apresentam as respectivas classes modais nos grãos redondos. Por isso, o respectivo RM é da mesma ordem de grandeza. Assim, a acreditar na representatividade dos elementos que escolhemos para representar os grupos considerados, podemos dizer que, sob o ponto de vista morfoscópico, existem bastantes analogias entre os grupos 2 e 3, o que, aliás não deve admirar-nos, uma vez que os valores de RM são da mesma ordem de grandeza.

Os depósitos de Tartomil (amostra 297) parecem ainda ter algumas semelhanças com os depósitos fluviais, nomeadamente com o caso da fig. 14.7 (amostra 166, Tapada Velha). Todavia, relativamente ao depósito da Tapada Velha, existe, em Tartomil, um maior desenvolvimento da parte mais à direita do histograma, que corresponde aos grãos mais bem rolados. Concomitantemente, o valor do RM torna-se mais elevado.
O facto de, também emTartomil, se esboçar um máximo secundário à volta dos grãos angulosos poderá, do mesmo modo, demonstrar uma certa influência do bed-rock ou de areias fluviais neste depósito, que por outras características, aponta para uma origem marinha.
Assim, se aceitarmos a representatividade da amostra nº297 entre os depósitos marinhos do "grupo 1", poderemos dizer que este conjunto de depósitos parece estabelecer a relação entre os depósitos fluviais fósseis, mais antigos, e os depósitos marinhos, de que são, segundo pensamos, os primeiros representantes.
Curiosamente, parecem existir, também, algumas semelhanças entre as areias do depósito de Tartomil e as da amostra nº57 (fig. 13.22) que, como vimos, corresponde a uma praia situada na imediata proximidade da foz do Douro.

O aumento do RM entre os três grupos considerados é acompanhado duma diminuição significativa do número de grãos esquirolosos (que são, normalmente, os menos bem rolados dentro de cada amostra).
Os grãos picotados são muito mais frequentes nos depósitos do grupo 1 do que nos depósitos presumivelmente mais recentes.
Os depósitos que apresentam um RM elevado, dentre aqueles que se situam a cotas superiores a 10m, contêm uma percentagem elevada de grãos foscos, o que pode fazer pensar numa eventual contaminação por influência de depósitos eólicos ou, como vimos acima, num fenómeno de evolução pedogenética.
Os depósitos do grupo 3 apresentam, como característica essencial, o facto de terem frequências muito elevadas de grãos picotados-brilhantes, facto que parece associar-se ao carácter bem rolado das respectivas areias.

A classificação dos depósitos marinhos fósseis que acabámos de apresentar corresponde a uma primeira tentativa de definição de critérios para estabelecer uma cronologia relativa entre estes depósitos.
Com efeito, a respectiva definição altimétrica, que era o principal (senão o único) critério utilizado, não faz sentido uma vez que os depósitos se encontram numa área tectonicamente instável e estão, por isso, decerto, deformados.
Porém, esta primeira classificação enferma de certas fragilidades evidentes:
1 - Como vimos, o "grupo 2" corresponde apenas a algo de intermédio, a uma espécie de "saco" onde são, provisoriamente, arrumados os depósitos que partilham algumas características com os dos grupos extremos, esses razoavelmente bem definidos.
Vimos, assim, que o depósito do cemitério do Mindelo se aproxima dos depósitos do "grupo 1" devido à respectiva cota. Todavia, pelo seu RM elevado, assemelha-se mais aos do "grupo 3".
2 - Do chamado "grupo 1" foram excluídos todos os depósitos que apresentavam um RM superior a 0.4. Ora, os depósitos com essas características tinham uma localização geográfica diversificada, o que permite supor que os valores elevados de RM poderiam explicar-se por causalidades diversas.

No fundo, a ênfase dada a esta primeira proposta de classificação dos depósitos resultou do facto de que o nosso conhecimento dos depósitos no terreno nos permitia enriquecer essa análise com outros elementos, quiçá mais significativos. É o caso do conteúdo em materiais finos, da respectiva composição mineralógica e, sobretudo, do grau e tipo de alteração do bed-rock.

Assim, se juntarmos os dados acima referidos, teremos:

Os depósitos do "grupo 1" seriam caracterizados pelo RM relativamente baixo, a acusar algumas influências fluviais, pela extensão dos depósitos (são os mais extensos e espessos dos depósitos marinhos fósseis) e pelo grau de alteração do bed-rock, geralmente de côr avermelhada (Madalena, Granja, Tartomil, Foz, Francelos; Amostras nº 77, 217, 61, 265, 176, 297, 266, 227, 64, 178, 298, 296, 177, 62, 68. Cf. quadro 14.IV)

Como também afirmámos em devida altura, o "grupo 2" era uma espécie de saco onde cabiam os depósitos que correspondiam pelo menos a uma das seguintes condições:

1 - Ter um RM elevado (≥0.4);
2 - Apresentar-se a cotas relativamente altas (sempre acima dos depósitos marinhos mais recentes, do grupo 3, cujas cotas não ultrapassam os 10m).

Na área do Mindelo e de S. Paio (Moreiró), encontram-se depósitos (Amostra 261, 273, 242 e 263, ver fig. 14.19) com valores do RM bastante altos (característicos, em princípio, dos depósitos mais recentes), a cotas relativamente elevadas (de 32 a 20m).

---

[140] Trata-se do sector com as arribas mais altas dentro da área de estudo (o vértice de S. Paio atinge uma cota de 23m).
A costa apresenta muitos recortes, dependentes da estrutura geológica (litologia e rede de fracturação).
Estas condições propiciam a conservação de depósitos relativamente frágeis, mesmo quando pouco espessos (cf. capítulo 15).
Por isso, este é um dos locais mais interessantes que encontrámos na nossa área de trabalho.

Se compararmos esses depósitos com os depósitos, de cota idêntica, do "grupo 1" (Madalena, Granja, Tartomil, Foz, Francelos; Amostras nº 77, 217, 61, 265, 176, 297, 266, 227, 64, 178, 298, 296, 177, 62, 68. Cf. quadro 14.IV), verificamos que o respectivo bed-rock se encontra menos alterado. Além disso, o alterito apresenta, no geral, cores claras, contrastando com a côr avermelhada ou alaranjada do bed-rock que se encontra sob os depósitos do "grupo 1".
Assim, no mesmo grupo 2 encontramos os depósitos da área do Mindelo e S. Paio, com cotas relativamente elevadas e os restantes depósitos, com cotas geralmente compreendidas entre 20 e 10m e com valores do RM inferiores a 0.4. Estes depósitos apresentam, no geral, o bed-rock alterado, por vezes completamente podre (cf. Amostra nº34, fig. 14.11), mas de cores claras.

Os depósitos do grupo 3 apresentam, a par de valores de RM muito elevados, cotas geralmente inferiores a 10m e uma alteração mínima do bed-rock, muitas vezes reduzida a uma pátina ferruginosa. São os depósitos marinhos mais próximos do nível actual do mar em cada um dos locais considerados e, por isso mesmo, os mais modernos.

Os critérios em que se baseou a análise são, apenas, uma primeira aproximação do problema.
Em que outros critérios poderão basear-se as tentativas de correlação?

14.12 - Tentativa de definição do escalonamento-tipo dos depósitos marinhos fósseis: análise do escalonamento dos depósitos marinhos da região de Mindelo-S. Paio e de Lavadores.

Como vimos, as características morfoscópicas serviram-nos como um primeiro indicador de que a altimetria não tem um significado absoluto, na definição dessa cronologia. Com efeito, depósitos situados a cotas entre 20 e 32m na área do Mindelo apresentavam características idênticas às de depósitos situados à volta dos 15m, noutros locais.

Todavia, mesmo criticando a utilização de critérios altimétricos, a altitude ainda é um elemento importante na localização e descrição dos depósitos.
Será que ela continua, apesar de tudo, a ter um papel no estabelecimento de correlações entre eles?

Parece-nos que o nível do mar variou menos, durante os períodos interglaciários, do que geralmente se pensa.

Por exemplo, em vários locais da costa mediterrânea da Península Ibérica, o conjunto dos três níveis tirrenianos situa-se a cotas bastante próximas do nível actual do mar e os depósitos de cada um deles encontram-se a altitudes quase coincidentes, demonstrando que, durante as fases transgressivas, o mar ocupou várias vezes um nível bastante próximo do actual (C. Zazo, C. J. Dabrio, J. L. Goy, 1989, p. 95).
Os sectores que apresentam depósitos marinhos escalonados, em que os mais altos são os mais antigos, correspondem, sistematicamente, a sectores em ascensão (C. Zazo, C. J. Dabrio, J. L. Goy, 1989).

Nos locais em subsidência, pelo contrário, depósitos de idades diversas estão empilhados uns sobre os outros e soterrados. Por isso, só são acessíveis através de sondagens.

Assim, o escalonamento dos depósitos marinhos na plataforma litoral da região do Porto sugere que se trata de um sector em soerguimento.
Parece-nos pouco provável que esse soerguimento seja homogéneo, em toda a área estudada, até porque se trata de uma região por onde passa o contacto entre a zona Centro-Ibérica e a zona Ossa-Morena e porque, como sabemos, as zonas de sutura entre unidades estruturais diferentes, são, no geral, tectonicamente activas.
Parece-nos, assim, que o processo de trabalho a seguir deverá partir da definição do "escalonamento tipo", em que sejam apontadas as características distintivas entre os diferentes níveis (essencialmente características sedimentológicas e referentes ao grau de alteração do bed-rock) e tentar descobrir como esse escalonamento se apresenta ao longo da área estudada.

Iremos utilizar a designação de "níveis" para esses conjuntos de plataformas e depósitos aparentemente relacionados com um mesmo nível marinho interglaciário. Trata-se dum conceito útil, essencialmente porque é cómodo. Além disso, em áreas próximas, temos verificado que os depósitos situados a cotas idênticas apresentam características similares.
Por isso utilizaremos a palavra "nível" num sentido sequencial e não absoluto. Isto é: falaremos do nível marinho I, II ou III, referindo-nos a depósitos sucessivamente mais modernos. Poderemos, até, falar "do nível de 18m de Lavadores".
Mas não falaremos "do nível de 30m" como se ele fosse idêntico em toda a área estudada, porque toda a nossa argumentação vai num sentido oposto.

Pelo contrário, a identificação e correlação dos vários níveis de depósitos existentes em cada área permitirá estabelecer uma comparação entre os diferentes sectores da área estudada e delimitar sectores com graus de soerguimento diferentes.

Pensamos que a controvérsia entre o eustatismo e a tectónica na produção do escalonamento dos depósitos marinhos, já apontada por A. Guilcher em 1954, só poderá ser resolvida equilibradamente se se tentar, com todos os meios à disposição, identificar os agentes responsáveis por esse escalonamento, definindo, em cada caso concreto, a parte que compete à tectónica e ao eustatismo.
Isso significa, nomeadamente, que numa determinada área, desde que ela não tenha funcionado como um bloco homogéneo face às movimentações tectónicas recentes, o escalonamento dos depósitos e das plataformas marinhas não vai ser idêntico, já que ele resulta da interferência das variações eustáticas e da neotectónica local.

A identificação dos diversos níveis marinhos deverá basear-se, a nosso ver, no estudo dos sectores onde existe uma sequência mais completa e bem exposta de depósitos marinhos fósseis.

Encontrámos uma boa sequência de depósitos, na área de Lavadores, situada, como é sabido, imediatamente a sul da foz do Douro.
1 - Existe um primeiro depósito que se estende até 35m, com um substrato bastante argilizado e com uma rubefacção acentuada, em tudo semelhante àqueles que, na Foz do

Douro, em Tartomil, na Madalena, em Francelos e na Granja se situam à mesma cota, aproximadamente.
2 - Depois, a cotas compreendidas entre 15-18m (aproximadamente) encontrámos um depósito cujo bed-rock apresentava cores claras, sem indícios aparentes de rubefacção (Amostras 65, 66, 67, 92, foto 14.33 e 14.34). Este depósito parece ser equivalente à amostra nº 67, situada a uma cota de 16m, a uma distância de 300m para sul.
É de salientar que o bed-rock que se situava sob a amostra nº 67 estava tão alterado que nos fez crer que se tratava dum outro depósito e não de rocha podre (Amostra 34, fig. 14.11).
3 - A cerca de 10m existem restos dum depósito diferente (foto 14.35), em que o bed-rock não sofreu praticamente nenhuma alteração.

Assim, na área de Lavadores parece ser possível definir, por critérios sedimentológicos e morfológicos, três níveis diferentes.
O nível intermédio (15-18m) assemelha-se bastante, em termos de alteração do bed-rock, ao depósito do Rio da Gândara (Amostras 273 e 263) e do cemitério do Mindelo (Amostra 261).

No parágrafo anterior verificámos que existia um notável contraste entre os depósitos acima de 12m, com valores de RM geralmente inferiores a 0.4 (grupo 1) e os depósitos de cotas inferiores àquela, em que o valor do RM era substancialmente mais alto (grupo 3). Numa situação intermédia (grupo 2) pareciam estar os depósitos marinhos em que, não obstante as cotas serem superiores a 12m, muitas das características sedimentológicas (RM, percentagem e composição mineralógica da fracção fina) eram idênticas às dos depósitos de cota mais baixa.
Vimos também que os depósitos do grupo 2 não se distribuiam aleatoriamente, antes se encontravam em 3 localizações bem definidas:
- Granja;
- Foz do Douro;
- Região de Mindelo-S. Paio.

O facto de os depósitos das proximidades da foz do Douro apresentarem valores de RM relativamente elevados faz-nos pensar que a proximidade dum rio importante, como já então deveria ser o Douro, poderia alimentar com os seus aluviões as praias próximas. O facto de se tratar de areias previamente roladas explicaria o seu RM relativamente elevado.

Quanto ao depósito da Granja, a existência de formações fluviais bastante espessas e relativamente próximas do referido depósito marinho (Amostras 212 a 214, 218 e 219) poderá explicar a existência dum depósito extenso que, sem solução de continuidade aparente, se desenvolve a cotas que vão desde os 37 até cerca de 20m. Por sua vez, os numerosos depósitos fluviais das proximidades, com areias previamente roladas, poderão ter fornecido materiais aos depósitos marinhos da área, cujo RM, por esse motivo, se viu aumentado.

Na área do Mindelo são muito raros e exíguos os depósitos fluviais fósseis que pudessem, por remeximento, contribuir para a formação de depósitos marinhos com um

RM elevado. Apenas existem duas pequenas manchas em Fajozes e Gião. Trata-se de uma área onde existem evidências de actividade neotectónica.
Além disso, os depósitos marinhos que encontrámos nesta região, com a sua fraca percentagem de finos, e o excelente rolamento das suas areias (Amostras 261, 263 e 273), assemelham-se mais, do ponto de vista sedimentológico, aos depósitos incluídos no grupo 3 que aos depósitos do grupo 1.
O facto de encontrarmos no Mindelo, a mais de 30m, um depósito análogo aos do nível de 18-15m da região de Lavadores, sugere que a área do Mindelo esteja soerguida relativamente à de Lavadores.

Por sua vez, certos depósitos acima de 20m e com valores de RM ligeiramente superiores a 0.4, situados nomeadamente na Granja (Am. 68 e 217), Foz (Am. 227) e em Salgueiros (Am. 177) deverão pertencer a um grupo dos depósitos marinhos mais antigos que os da região do Mindelo.

No litoral próximo do Mindelo, encontra-se a pequena praia de S. Paio (Moreiró), onde pudemos observar depósitos marinhos fósseis a cotas diversas.
A análise dos depósitos da região de Mindelo-S. Paio, que parece, à partida, contrastar com a de Lavadores, poderá permitir uma comparação interessante para a aferição do escalonamento-tipo, até porque aí se conserva um número inusitado de plataformas marinhas fósseis, e porque, nesse caso, o papel da neotectónica parece estar mais bem documentado.

Por isso, passamos a fazer uma análise de pormenor dos depósitos marinhos encontrados nessa área, deixando de parte, para capítulos subsequentes (cf. cap. 15), o estudo dos problemas relativos à formação areno-pelítica de cobertura e dos depósitos eólicos fósseis com ela relacionados.

A área próxima do vértice de S. Paio apresenta uma morfologia em que parece existir um claro escalonamento de plataformas de origem provavelmente marinha.
Assim, na foto 14.35 é possível identificar uma plataforma mais alta, que atinge 21m e se prolonga para o interior. Muito perto do referido vértice encontra-se um depósito marinho muito pouco extenso (Amostra 242), que poderá, eventualmente, associar-se a esta plataforma.
Todavia, este depósito é tão pouco extenso que poderá corresponder, apenas, às areias atiradas pela rebentação, aquando das tempestades, contra os rochedos, num momento em que o nível do mar se situava alguns metros abaixo. Estas areias teriam sido,

---

[141] O depósito do Gião, como acima dissemos, parece afectado por uma falha de direcção N63-67°E, pendendo 67° para norte (foto 14.17). O acidente em apreço corresponde a uma falha inversa em que o substrato granítico cavalga um depósito de tipo fluvial (Amostra 259).
A orientação desta falha coincide com uma das direcções indicadas, para esta área, na Carta Geológica 1:200.000 (folha 1: - noroeste de Portugal).

[142] As cotas em questão, marcadas com (*), foram obtidas pelos processos topográficos normais, com o concurso dum topógrafo profissional, a partir do conhecimento do nível do mar dado pelas tabelas das marés publicadas pela A. P. D. L.

[143] Com efeito, ainda hoje se encontram areias grosseiras actuais, atiradas pelo mar para a plataforma dos 8.9m, nas alturas de tempestade. Um depósito desse tipo poderia ter ficado fossilizado sob uma formação solifluxiva (amostra 243), bastante semelhante à que cobriu o depósito situado 7 m abaixo (amostra 245).

posteriormente, cobertas por formações de tipo solifluxivo. Este processo teria permitido a sua conservação.

É possível que a plataforma que culmina a 21m no S. Paio corresponda a uma superfície relativamente extensa, geralmente sem depósitos "in situ", que se estende para o interior desta região.
Contudo, se abstrairmos do depósito que corresponde à amostra nº 242, cuja interpretação nos parece um tanto controversa, não temos elementos fidedignos para caracterizar esta superfície. Podemos, quanto muito, supô-la equivalente à superfície de base do depósito do cemitério do Mindelo.

Embutido nesta superfície, aparece-nos um pequeno retalho aplanado que se inicia à cota de 16.7m (*) e no qual não encontramos depósitos.

Um pouco abaixo, existe um retalho aplanado bastante interessante, pois que nele é possível encontrar um entalhe basal fóssil (foto 14.37), à cota de 8.9m (*). Junto deste entalhe existe um resto de depósito marinho (foto 14.38, Amostra 244).
Finalmente, já na praia que se situa a norte do vértice da foto 14.36, a cotas entre 5 (*) e 6.1m (*), encontramos um outro depósito marinho (Amostra 246, foto 14.39).

A questão que se coloca imediatamente é a seguinte: será que todos estes restos de plataformas correspondem a diferentes níveis do mar? Se assim é, teríamos que contar com nada menos do que quatro níveis diferentes.

O depósito que corresponde ao entalhe basal fóssil da foto 14.37 poderá ser contemporâneo do que se situa, noutros locais da mesma praia, a cotas compreendidas entre 5 (*) e 6.5m (*). A diferença de cotas encontradas entre os dois (cerca de 4m) não nos parece difícil de admitir dentro dum mesmo depósito. É um facto perfeitamente corrente dentro das praias actuais e a própria amplitude das marés (cujo valor actual é de cerca de 4m), poderá, numa primeira abordagem, explicá-lo.

Assim, se eliminarmos o hipotético nível de 16.7m (cf. nota 14.41), ficamos reduzidos a dois grupos de depósitos:

---

144 A falta de cortes não nos permite ser categóricos a esse respeito. Porém, as cartas geológicas apenas assinalam, nestas áreas, a existência da formação de cobertura.
Como vimos em capítulos anteriores, frequentemente, a área ocupada por depósitos está exagerada na cartografia geológica de escala 1:50.000 da nossa área de trabalho. Muitas vezes são representadas como cobertas por depósitos áreas onde apenas existem alguns calhaus misturados com a formação de cobertura. Por isso, podemos partir do princípio de que, se os depósitos não foram marcados, é porque, provavelmente, não existem.

145 Por isso, além da cota, não temos mais nenhum elemento que permita o seu estudo. Além disso, não temos encontrado, noutros locais, plataformas em posição similar que nos permitam estabelecer uma correlação. Por outro lado, a imagem da foto 14.36 dá a impressão de que existe uma plataforma muito bem definida, mas trata-se de uma impressão que falseia um pouco a realidade, já que, em observação de campo, esse aplanamento parece muito menos nítido.

1 - Depósito do cemitério do Mindelo (32m), que também aparece nas margens do Rio da Gândara, a 20m (Amostra 273);
2 - Depósitos relacionados com o entalhe de cerca de 9m do S. Paio.

Assim, se além dos critérios morfoscópico e altimétrico introduzirmos dados referentes ao grau de alteração do bed-rock e à posição relativa de uns depósitos em relação aos outros, poderemos enriquecer a nossa primitiva tentativa de classificação dos depósitos marinhos fósseis.

A análise que fizemos dos depósitos marinhos situados na área de Lavadores parece apontar para a existência de três níveis diferentes.
Na região do Mindelo-S. Paio parecem existir apenas dois. Assim, aparentemente, os dois níveis da área do Mindelo-S. Paio são equivalentes aos níveis mais modernos de Lavadores.

Assim, os dados disponíveis sugerem que os depósitos marinhos fósseis sejam agrupados em três níveis:

Nível I: Os mais antigos, geralmente cotas entre 20 e 40m;
- RM inferior a 0.5;
- Depósitos extensos e espessos;
- *Bed-rock* ferruginizado (rubefacção);
Exemplos: Depósitos mais altos (à volta de 30m) de Lavadores, Foz do Douro, Madalena, Valadares (Tartomil), Francelos e Granja (Brito, foto 14.45).

Nível II: Depósitos de cota intermédia (10-20m), aparecendo, por vezes com cotas superiores a 20m;
- RM variável;
- Normalmente muito menos extensos que os depósitos do nível I;
-*Bed-rock* argilizado, de cores claras;
Exemplos: Depósitos do Mindelo, nível intermédio de Lavadores, Salgueiros, Madalena, Valadares.

Nível III: depósitos de cota geralmente inferior a 10m.
- Valores de RM bastante elevados;
- *Bed-rock* ligeiramente ferruginizado (pátina acastanhada);
Exemplos: Depósito de Vila Chã, do S. Paio (9.7m, 6 e 5), Labruge, Cabo do Mundo, Praia da Circunvalação[146], Castelo do Queijo, Foz do Douro, Lavadores (10m), Valadares, Francelos, Granja (à volta dos 2-3m de cota).

[146] Nas praias da Madalena e da Circunvalação, encontrámos argilas e vasas verde-acinzentadas, subjacentes a depósitos marinhos fósseis, identificáveis com o nível III.
Na praia da Circunvalação, a argila cinzenta-esverdeada está coberta por um depósito marinho, consolidado por um cimento ferruginoso, que atinge a cota de 3.4m* (foto 14.40). O conjunto está coberto pela formação areno-pelítica.
A mesma situação foi observável, durante o inverno de 1973, na praia da Madalena.
Aqueles depósitos cinza-esverdeados deverão, pois, localizar-se durante uma fase regressiva anterior à regressão würmiana.

14.13 - Caracterização sedimentológica dos diferentes níveis de depósitos marinhos fósseis

Como se comportam os depósitos destes níveis em relação às características sedimentológicas básicas?

Depois de classificadas as diversas amostras de depósitos dentro dos níveis acima definidos, calculámos os valores médios que cada variável apresentava para o conjunto de depósitos considerados.

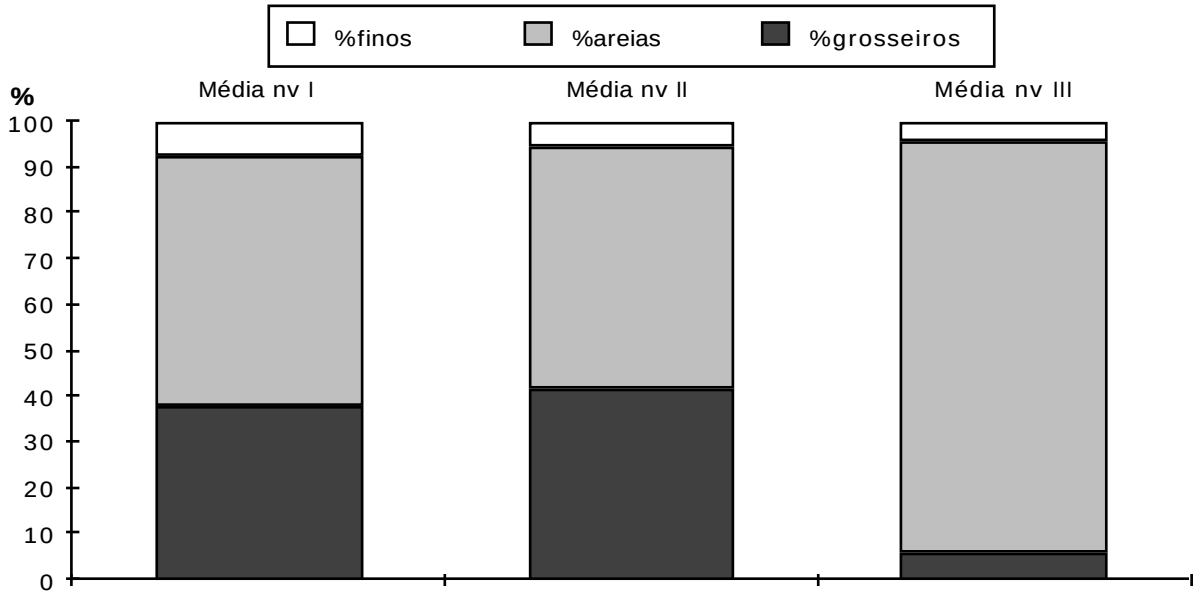


Fig. 14.24: Variação da frequência de elementos grosseiros, areias e finos nos

Começámos por estudar a frequência de elementos grosseiros, areias e finos destes 3 grupos de depósitos. O resultado está patente na fig. 14.24.
Nesta figura verifica-se que, embora a percentagem de elemento finos seja sempre relativamente baixa, em comparação com os valores que encontravamos nos depósitos fluviais fósseis, os depósitos do nível I, que parecem ser os mais antigos, apresentam uma frequência de elementos finos ligeiramente mais elevada. Essa percentagem é menor nos depósitos do nível II e ainda mais baixa no caso dos do nível III.

No capítulo 13 concluímos que a percentagem de fracção fina pode servir, por vezes, como critério para a definição da idade relativa dos depósitos. Os mais ricos em finos seriam, em princípio, os mais antigos.
Assim, esta regra também parece verificar-se no caso dos depósitos marinhos fósseis.

Um outro aspecto que se destaca nesta figura diz respeito a um sensível aumento da percentagem de areias, com a concomitante diminuição da frequência de elementos grosseiros à medida que nos aproximamos do último nível de depósitos. Como explicar esta coincidência?

O facto de os depósitos serem mais grosseiros pode ter algumas consequências relevantes. Com efeito, os depósitos cascalhentos são mais permeáveis e podem, por isso, admitir uma maior circulação de água. Daí poderá resultar uma maior posssiblidade de contaminação por areias de depósitos suprajacentes (p. ex., formação de cobertura) o que poderia ajudar a explicar um menor RM.
Mas por que serão mais grosseiros os depósitos mais antigos? Podemos admitir várias hipóteses:

1 - Os depósitos mais antigos seriam, à partida, mais grosseiros.
Este facto seria devido a uma maior proximidade, no tempo, relativamente a certas fases tectonicamente activas. Esta situação implicaria a existência de declives relativamente elevados e um aumento concomitante do calibre dos materiais.
Por outro lado, é natural que os níveis inferiores dos depósitos sejam mais ricos em materiais grosseiros por serem testemunhos duma fase transgressiva inicial, em que a energia do meio seria mais elevada. É evidente que, quando se trata de formações fósseis, são esses níveis inferiores que se conservam melhor.

2 - Dos depósitos formados num determinado momento, os mais grosseiros teriam uma maior longevidade.
Este fenómeno ficaria a dever-se à sua maior porosidade, que os tornaria presa menos fácil dos fenómenos de escorrência;
Por outro lado, o próprio calibre dos materiais seria um obstáculo à eficácia da mesma escorrência.
Estes dois processos teriam agido no mesmo sentido, permitindo, assim, uma certa imunização dos depósitos mais grosseiros e facilitando a respectiva conservação.
Pelo contrário, os depósitos arenosos teriam sido mais facilmente destruídos, o que diminuiria a respectiva representatividade no conjunto considerado.

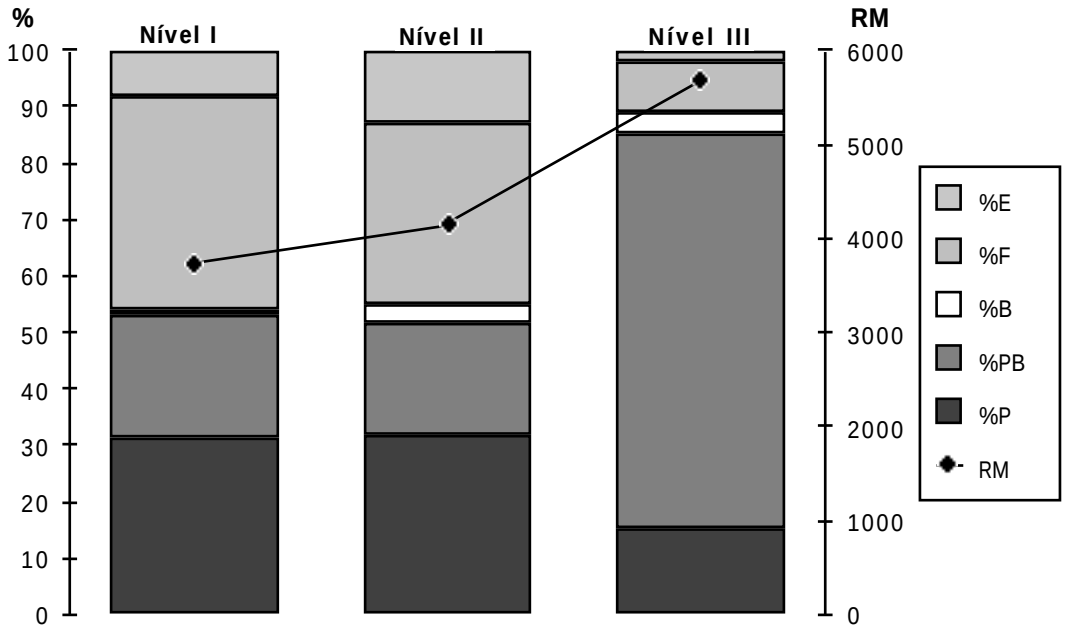


Fig. 14.25: Caracterização morfoscópica dos depósitos marinhos fósseis

A fig. 14.25 representa os valores médios para o RM e os aspectos de superfície dos diferentes níveis de depósitos marinhos fósseis.
Verifica-se que os depósitos do nível III se diferenciam claramente dos níveis anteriores, cujo diagrama de conjunto é quase coincidente.
As principais diferenças entre os depósitos dos níveis I e II e os do nível III são, esquematicamente:
1 - Quase desaparecimento dos grãos esquirolosos;
2 - Diminuição dos grãos picotados e foscos;
3 - Aumento dos grãos picotados-brilhantes. Nos depósitos mais modernos, quase 70% dos grãos têm uma superfície picotada-brilhante;
4 - Aumento acentuado do RM, correlativo do aumento dos grãos picotados-brilhantes.

Nos primeiros parágrafos deste capítulo verificámos que os depósitos fluviais fósseis se poderiam caracterizar a partir da composição mineralógica da fracção fina e do grau de cristalinidade que esses minerais (sobretudo a caulinite) apresentavam.

Elaborámos um diagrama (fig. 14.26) com os valores médios para a composição mineralógica da fracção fina para os três níveis de depósitos considerados.
Verifica-se que, quando se caminha para os depósitos do nível II e III, existe um notável incremento da ilite e do interestratificado clorite/montmorilonite. Também aumentam as percentagens de feldspato e, sobretudo, de quartzo.
Este aumento verifica-se à custa da diminuição da percentagem de caulinite, que passa de mais de 60%, nos depósitos do nível I, para menos de 20%, nos depósitos mais modernos.

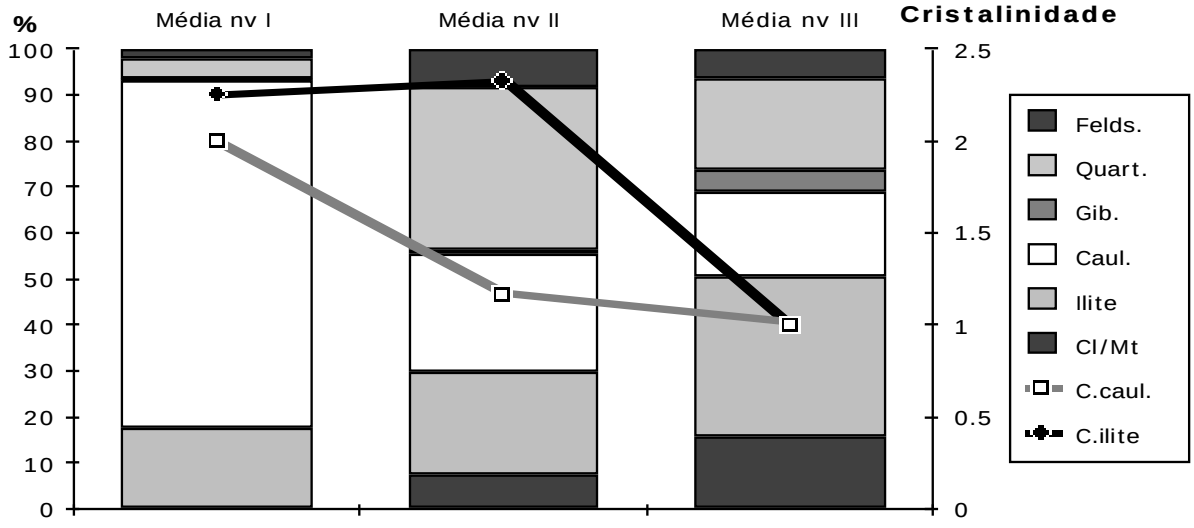


Fig. 14.26: Composição e grau de cristalinidade dos minerais da fracção

Numa apreciação global, pode dizer-se que, sob o ponto de vista da composição mineralógica da fracção fina, existe uma certa afinidade entre os depósitos dos níveis II e III e um certo contraste de ambos com o nível I, que mostra percentagens de caulinite

muito elevadas, provavelmente herdadas dos depósitos fluviais fósseis, que se situam nas proximidades dos depósitos do nível I e que, segundo nos parece, lhes serão anteriores.
Na fig. 14.26 verificamos que a diminuição da percentagem de caulinite, entre os depósitos dos níveis I e II, é acompanhada duma descida do respectivo grau de cristalinidade. Quanto à ilite, existe uma ligeira subida da respectiva cristalinidade entre os níveis I e II, que acompanha um ligeiro aumento da frequência deste mineral. Essa subida não se mantém nos depósitos do nível III, em que a cristalinidade, quer da caulinite, quer da ilite, atinge um valor mínimo.

Como vimos nos primeiros 6 parágrafos deste capítulo, a cristalinidade dos minerais de argila foi um dos principais critérios seguidos para estabelecer uma cronologia relativa dos depósitos fluviais fósseis.
A cristalinidade destes minerais diminui, geralmente, com os remeximentos que eles possam ter sofrido. Se uma cristalinidade boa ou muito boa representa, provavelmente, uma neoformação *in situ*, cristalinidades medianas ou fracas significam, pelo contrário, que estes minerais foram herdados de formações pre-existentes.
A análise da variação da cristalinidade da caulinite parece sugerir que a grande percentagem deste mineral existente nos depósitos do nível I resulta, provavelmente, da herança de formações pre-existentes. Isto significaria que as condições reinantes durante a formação do depósito, ou nos processos diagenéticos que se lhe seguiram, não comportavam a neoformação da caulinite.
O ligeiro aumento da frequência e mesmo da cristalinidade da ilite entre os níveis I e II poderia sugerir que, durante a formação deste último depósito, as condições não eram totalmente desfavoráveis à formação de ilite.

De certo modo, as últimas figuras analisadas (figs. 14.24 e 14.25) parecem mostrar aspectos opostos, no que diz respeito à transição entre o nível I e III.
Os depósitos do nível II têm afinidades morfoscópicas com os do nível I, mas sob o ponto de vista da mineralogia da fracção fina apresentam uma afinidade muito maior com os depósitos mais modernos.

Vimos no parágrafo 13.4 que o estudo dos minerais pesados, atendendo à multiplicidade dos fenómenos que intervêm na respectiva distribuição, não nos trouxe as pistas que nós esperavamos relativamente aos problemas com que nos debatíamos.
Todavia, no que diz respeito aos depósitos marinhos fósseis, as granadas eram bastante frequentes, sobretudo nos depósitos de cota mais baixa. Pensamos, por isso, que elas poderiam constituir um indicador interessante.

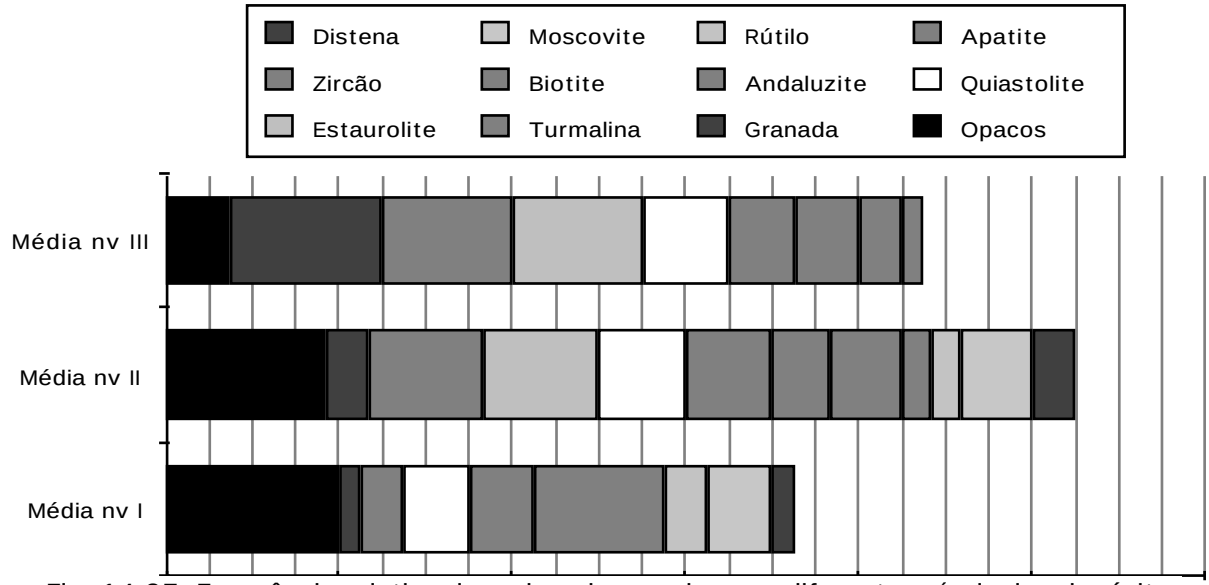


Fig. 14.27: Frequência relativa dos minerais pesados nos diferentes níveis dos depósitos

Assim, elaborámos um diagrama (fig. 14.27) representando os valores médios para os diferentes níveis de depósitos marinhos fósseis relativamente à distribuição dos minerais pesados.
Vemos, assim, que a frequência de opacos parece diminuir no sentido dos depósitos aparentemente mais modernos.
Quanto aos restantes minerais, podemos agrupá-los em conjuntos:

1 - Minerais cuja frequência aumenta para os depósitos mais modernos (granada, turmalina e estaurolite).
O aumento mais espectacular verifica-se no caso das granadas cuja frequência aumenta muito no nível III, o que poderá relacionar-se, como vimos no capítulo anterior, com a respectiva resistência química e mecânica, que é relativamente baixa, o que leva a que elas se concentrem nos depósitos mais recentes, ou então com a provável influência da faixa de xistos porfiroblásticos do Precâmbrico polimetamórfico, que aflora no sector a ocidente da falha Porto-Tomar;

2 - Minerais que só existem nos dois últimos níveis (zircão e apatite);

3 - Minerais cuja frequência é mais ou menos constante nos 3 níveis de depósitos considerados (andaluzite e quiastolite);

4 - Minerais de comportamento irregular. É o caso da biotite;

5 - Minerais que só existem nos dois níveis mais antigos (rútilo, moscovite e distena), cuja frequência diminui entre os níveis I e II e que desaparecem completamente nos depósitos mais modernos.

14.14 - Variações altimétricas nos depósitos correspondentes a um mesmo nível marinho. Hipóteses de movimentação neotectónica

A análise que acabámos de realizar mostrou uma certa coincidência entre a classificação dos depósitos marinhos que esboçámos, e as respectivas características sedimentológicas. Este facto parece comprovar a legitimidade da dita classificação, pelo menos nas suas linhas gerais.

Em certos momentos levantámos a hipótese de que os depósitos marinhos poderiam estar deformados pela neotectónica. Aliás, a própria classificação que esboçámos não se serviu da altimetria senão de uma forma muito genérica.
Com efeito, a menos que queiramos multiplicar excessivamente o número de níveis marinhos, teremos que aceitar a existência de variações relativamente importantes da cota de ocorrência dos mesmos. É o caso, nomeadamente, do nível II, que encontramos na área do Mindelo entre 32 e 20m.
Uma vez identificados os diferentes níveis de depósitos, as variações de cota encontrados dentro do mesmo nível poderão funcionar como índice da deformação neotectónica.

Partindo dessa ideia, e para permitir uma melhor visualização da localização altimétrica de cada depósito, elaborámos diagramas em que se representavam, em ordenadas, as cotas máxima e mínima a que se encontrava um elemento de cada um dos níveis considerados. Em abcissas representou-se a distância desde a foz do rio Ave ao depósito considerado, medida em quilómetros e segundo os meridianos.

Como seria de esperar, o nível III é aquele de que temos mais informações. Parece-nos, por isso, que será o que poderá fornecer resultados mais fidedignos.

A variação altimétrica deste nível está representada graficamente na fig. 14.28 (cf. quadro 14.D). Passamos a descrever as diversas situações em que os depósitos foram encontrados. A análise em questão será feita a partir do norte da área estudada.

Em Vila Chã encontramos um resto de depósito cobrindo uma plataforma enterrada sob as areias actuais e que se situava acima do nível das marés altas, a uma cota compreendida entre 2 e 4m (estimativa nossa).
Na área de S. Paio, encontramos este depósito a cotas compreendidas entre 5m (*) e 8.9m (*).
Em Labruge, um depósito muito semelhante ao que aparece entre 5 e 9m no S. Paio aparece a cotas entre 3.7 (*) e 6.2 (*).
Os arenitos de origem marinha encontrados no Cabo do Mundo aparecem a cotas de 4.1 (*).
Na praia da Circunvalação, encontramos um depósito (foto 14.40) cobrindo uma plataforma a 2.9m (foto 14.21*), que se estende até à cota de 3.4m (*). Estas cotas são convergentes com o que resultou da observação das plataformas rochosas da praia em questão, em que parece existir uma plataforma situada cerca de 1m acima da actual.
Todavia, o depósito do Castelo do Queijo, cuja base se encontra a 3.6m (*), e que parece preencher as depressões duma superfície que culmina a 6.5m (*), poderá ou não corresponder ao mesmo depósito? Mau grado a primeira impressão que tivemos, em que a côr e o grau de ferruginização pareciam muito diversos, fomo-nos apercebendo de que

existiam passagens laterais dum para o outro. Com efeito, encontrámos um depósito idêntico (granulometria e grau de ferruginização) ao do Castelo do Queijo, quer no limite norte desta praia, quer a sul do Castelo do Queijo, já numa das praias da Foz do Douro. Ora, este depósito situa-se a cotas idênticas às do depósito da praia da Circunvalação.

Em Lavadores, o nível mais moderno corresponde a uma estreita plataforma deprimida em relação ao nível II. Num corte recentemente aberto nessa plataforma podemos observar um depósito que assenta num *bed-rock* quase não alterado (foto 14.35, cota=cerca de 10m).

A uma pequena distância para oeste desse corte, o depósito desaparece e as rochas graníticas afloram, constituindo arribas com uma disjunção em grandes bolas, típica destes granitos porfiróides de grandes fenocristais.

Estas arribas apresentam alturas variáveis. Essa variação de altura, numa primeira análise, seria devida à sua disjunção em bolas.

Todavia, uma análise mais atenta revela que certos desníveis coincidem com alinhamentos estruturais (fotos 14.26 e 14.27), sugerindo uma actividade neotectónica.

Os pontos culminantes destas arribas apresentam cotas de 9m. Assim, tudo indica que o topo destas arribas corresponde à superfície da base do depósito do nível III (foto 14.35).

Corroborando esta ideia, foram encontrados, um pouco mais a sul, na área em que os afloramentos graníticos se tornam descontínuos, separados por acumulações arenosas, na base de uma das grandes bolas aí existentes, restos de uma arenito ferruginoso, de aspecto marinho, a uma cota que deverá rondar os 5m. A discrepância entre a cota mais alta e mais baixa deste nível, embora possa ter outra origem, poderá explicar-se facilmente, porque um depósito que fossiliza uma topografia irregular terá que aparecer, necessariamente, a cotas bastante variáveis.

Um pouco para sul, na praia de Miramar, podemos observar a existência dum entalhe basal fóssil a uma cota de 3.9m (*, foto 14.41).

Por falta de outros elementos altimétricos seguros, consideraremos a cota deste entalhe como correspondente à cota mais alta do nível III na área a sul de Lavadores.

Por sua vez, os depósitos que, em tempos, apareceram nas praias de Valadares, Francelos e Aguda (foto 14.42), com uma idade provável do último interglaciar[147], situavam-se já nitidamente no estrão, entre o nível da maré baixa e o nível médio do mar (cota 0).

[147] Como vimos acima, os elementos disponíveis para fazer o enquadramento cronológico destes depósitos dizem respeito:

a) à respectiva situação, bastante próximo do nível actual do mar. Se se tratasse dum depósito mais antigo, quando o mar estacionou a essas cotas, por altura do último interglaciar, tê-lo-ia, decerto, destruído.

b) ao facto desses arenitos ferruginosos, de origem claramente marinha (foto 14.40) estarem cobertos, quase sempre, pela formação areno-pelítica de cobertura, que, ao que tudo indica, se poderá situar no final do Würm (cf. cap. 16).

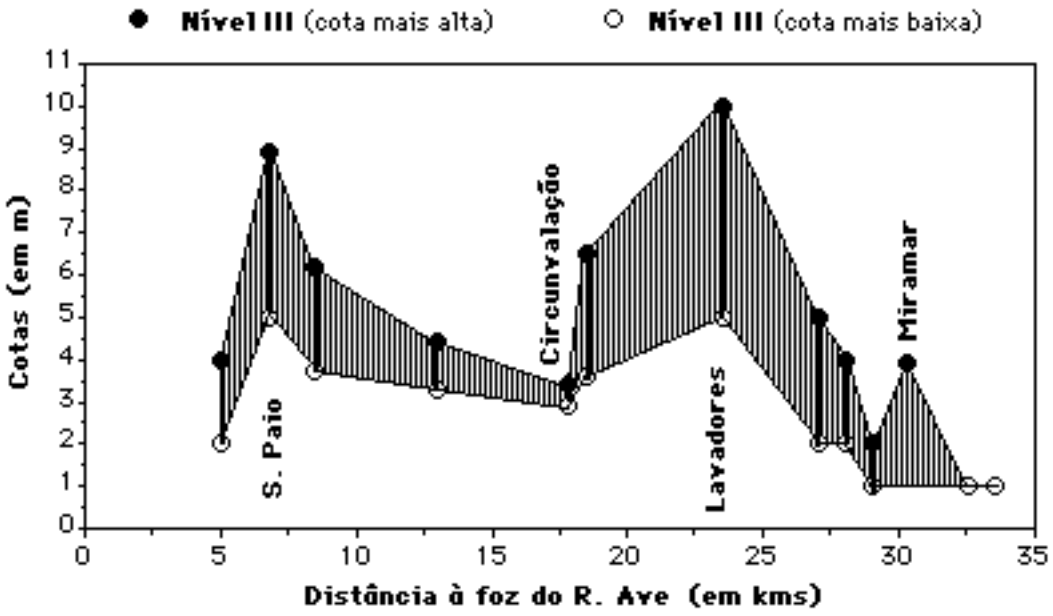


Fig. 14.28: Variação das cotas-limite dos depósitos marinhos fósseis (nível III)

A fig. 14.28 foi elaborada a partir das cotas máxima e mínima a que encontramos os depósitos (ou as plataformas) do nível mais moderno quando percorremos o litoral em estudo, de norte para sul, a partir da foz do Ave. A maior parte dos elementos representados já foram discutidos no texto.
Infelizmente, os pontos em que afloram os depósitos fósseis não são tão frequentes como desejaríamos para construir uma imagem coerente e segura da variação altimétrica dentro deste nível.
Além disso, a complexidade da articulação entre os diferentes níveis de depósitos dificultaram a atribuição de certos afloramentos a um ou outro nível.
Quer isto dizer que a fig. 14.28 poderá ter que ser rectificada desde que a abertura de novos cortes, hoje inexistentes, ou o conhecimento de novos dados nos façam rever a classificação agora proposta.
Mas é, pelo menos, suficientemente interessante e perturbadora para que nos debrucemos um pouco mais sobre ela.

A análise da fig. 14.28 mostra que existe, aparentemente, uma grande irregularidade no desenvolvimento altimétrico das plataformas e depósitos do nível marinho mais recente. Se a origem destas anomalias fôr, como parece lógico, decorrente da movimentação neotectónica, então temos que concluir que essa movimentação se realizou, pelo menos nesta área, duma forma muito irregular, fazendo subir algumas áreas (S. Paio, Lavadores) em relação a outras áreas contíguas.
Como conciliar estes dados com os que obtivemos a partir do estudo da rede de fracturação do litoral?

Verificámos que, no litoral, existiam duas direcções de fracturação dominantes: NNO/SSE e NNE/SSO, em que esta última dominava.

Todavia, estas orientações resultam de uma soma de todas as direcções encontradas no conjunto da área. Em cada praia em particular, o que se verifica é a existência de duas direcções oblíquas entre si (fotos 14.22 e 14.24).

O jogo conjunto dessas duas direcções de fracturação poderia criar um mosaico complexo de blocos com eventuais movimentações diferenciais.
Parece-nos que a direcção NNO/SSE poderia ser responsável por uma escadaria tectónica de desenvolvimento longitudinal, grosseiramente paralela à linha de costa e descendo, em geral, para o mar. Todavia, essa descida poderia ser compensada por alguns movimentos de subida intermédios, que explicariam os escolhos mais abruptos para o lado do mar.

Simultaneamente, as direcções de rumo este (NNE/SSO e ENE/OSO) poderiam ser sede de movimentos alternadamente positivos e negativos, oblíquos ou grosseiramente perpendiculares em relação à linha de costa, responsáveis pela criação dos sectores soerguidos ou deprimidos que a fig. 14.28 parece evidenciar.

Na fig. 14.28, os sectores aparentemente levantados correspondem, fundamentalmente, às áreas de S. Paio e Lavadores.
Ora, juntamente com a área da Boa Nova, são esses os sectores em que a costa é mais alta, ao longo da área estudada.
Infelizmente, na área da Boa Nova a posição dos pequenos retalhos de depósitos existentes não nos permite definir o respectivo escalonamento e, por isso, a altimetria do nível III nesta área crucial não pode ser representada no diagrama da fig. 14.28.

Todos os elementos disponíveis parecem demonstrar a existência de uma relação entre afloramentos rochosos relativamente altos e depósitos relativamente elevados em relação às áreas próximas.
Assim, na nossa área de trabalho, os litorais rochosos corresponderiam a sectores com uma tendência persistente para a subida.
Trata-se duma hipótese de trabalho a desenvolver e explorar futuramente, mas que nos parece interessante, já que poderia ajudar a explicar a razão da alternância entre afloramentos rochosos e praias arenosas.
Com efeito, se o nível do mar, no último interglaciar, foi idêntico ao actual, seria de esperar que o seu prolongado estacionamento a esse nível tivesse arrasado a maior parte das saliências rochosas deste litoral. Com efeito, o granito do Porto não parece ser particularmente resistente na área da Boa Nova. Pelo contrário, o seu diaclasamento é intenso e evidente (foto 14.24).
Se o mar pôde afeiçoar plataformas a 4m no Cabo do Mundo, cerca de 2km a norte, porque não existem elas na Boa Nova?

Assim, a estrutura geológica parece-nos ser mais relevante do que normalmente se considera nos litorais, onde a erosão marinha é quase sempre tratada como o factor principal na evolução geomorfológica.
Pensamos que a estrutura geológica não joga apenas duma forma estática, facilitando a acção da erosão em certos locais, mas também dum modo dinâmico.
Assim, a movimentação tectónica recente poderia ter dado origem a áreas levantadas, onde a erosão é predominante, mas onde, devido à resistência das rochas, se mantêm declives elevados, e a áreas deprimidas, onde predominam as acumulações arenosas.

Pensamos que teria interesse estudar o desenvolvimento altimétrico dos restantes níveis marinhos, elaborando diagramas idênticos aos da fig. 14.28.
Todavia, a rarefacção dos depósitos para os níveis mais antigos dificultou-nos a tarefa, diminuindo a nossa confiança na validade dos dados e, consequentemente, das hipóteses que eles suscitavam. Tentámos ultrapassar o carácter um tanto aleatório desses dados utilizando, apenas, as médias das cotas obtidas para um dado nível, em cada um dos locais onde ele foi referenciado.
Representámos esses valores em ordenadas, contra as distâncias à foz do Ave, em abcissas. Através do programa "Statview" elaboraram-se rectas de regressão para as variáveis cota/distância à foz do Ave.
O resultado deste trabalho está patente na fig. 14.29.

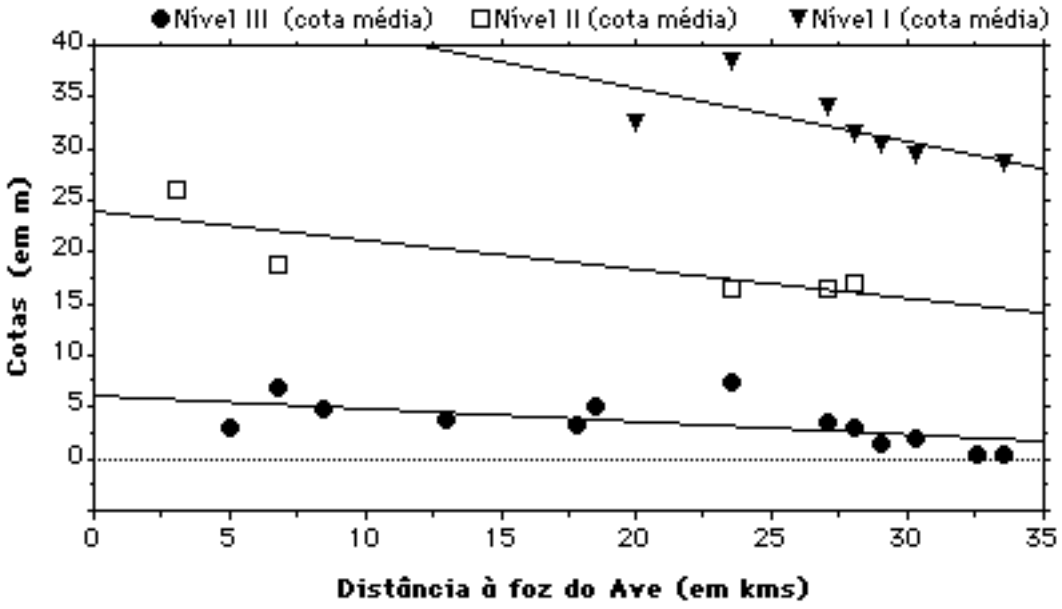


Fig.14.29: Variação em latitude da cota média dos 3 níveis de depósitos marinhos considerados

A respectiva leitura parece quase demasiado óbvia: aparentemente existe uma descida geral da cota dos depósitos marinhos fósseis, à medida que se caminha para sul. Essa descida é mais acentuada nos depósitos mais antigos, o que parece confirmar a validade da hipótese.
Com efeito, se admitirmos a tendência para a subida dos níveis, à medida que se caminha para norte, os depósitos mais soerguidos seriam aqueles que estivessem sujeitos a essa movimentação há mais tempo, isto é: os mais antigos.
Como vimos, o limite setentrional para o aparecimento dos depósitos marinhos do nível I é a área da Foz do Douro. A norte da Foz do Douro não se encontram senão depósitos dos níveis II e III.
Este facto poderia ser explicado por uma tendência para a subida da área a norte do Leça. Esse fenómeno poderia ter intensificado os processos erosivos e, assim, dificultado a conservação dos depósitos do nível I.
Curiosamente, este limite faz-nos pensar num outro, referente aos depósitos fluviais fósseis. A norte do Rio Leça, eles apenas se encontram em Fajozes e no Gião (onde

estão ligados a uma situação tectónica particular, pois são cavalgados pelo substrato granítico que poderá tê-los protegido da erosão).
A quase coincidência entre estes dois limites faz-nos pensar que a faixa percorrida pelo rio Leça poderá ter funcionado como um limite estrutural importante, que terá condicionado a sedimentação e a conservação de depósitos durante o final do Cenozóico.
Além disso, a própria história geológica anterior à formação do nível marinho I pode ter condicionado a existência ou inexistência dos respectivos depósitos.
Com efeito, a não conservação de depósitos fluviais fósseis, ou a sua raridade, conduziria a um *deficit* de material que poderia impedir a formação de depósitos suficientemente espessos para resistir à erosão, naturalmente incrementada numa área em moderada ascenção.

Quanto à movimentação neotectónica que teria afectado os depósitos marinhos é curioso verificar que parecem coexistir dois padrões diferentes, que se sobrepõem:

1 - Descida geral para sul dos depósitos marinhos fósseis, que poderia relacionar-se com uma tendência persistente (cf. formação da Orla Meso-Cenozóica) para a subsidência do sector situado a sul de Espinho;

2 - Irregularidades de pormenor, que eram visíveis na fig. 14.28, mas que, mesmo quando se consideram apenas as médias das cotas (fig. 14.29) se podem apreciar. Estas irregularidades seriam devidas, fundamentalmente, ao funcionamento de acidentes transversais ou oblíquos em relação à linha de costa.

A estes dois padrões, inferidos através dos depósitos marinhos fósseis, poderá somar-se uma tendência aparentemente contrária que se manifesta pelo abaixamento do "relevo marginal" e do limite superior da plataforma litoral quando nos aproximamos dos vales dos principais rios (cf. fig. 3.15).
O contraste entre a movimentação tectónica provável nos sectores cobertos por depósitos fluviais e nos correspondentes aos depósitos marinhos sugere que se trata de dois domínios com comportamentos diversos:

1 - Sector mais alto, situado na proximidade imediata do "relevo marginal", que suportaria os depósitos fluviais fósseis;

2 - Área mais baixa e mais próxima da linha de costa, que teria sido afectada pelas transgressões e regressões marinhas do Quaternário, conservando, como testemunho, os depósitos marinhos fósseis.

Estes dois sectores manter-se-iam separados através dum alinhamento tectónico importante, grosseiramente paralelo à linha de costa e que, a sul da área em estudo, irá definir o limite oriental do graben de Aveiro (cf. fig. 6.3).
Eventualmente, este acidente poderia explicar, também, o contraste entre as orientações tectónicas dominantes nas fracturas que identificámos nos mapas topográficos 1:25.000 e as fracturas encontradas nas rochas expostas do litoral.
Este acidente teria funcionado como fronteira entre dois domínios diferentes sob o ponto de vista da tectónica e da consequente sedimentação.

14.15 - Relações entre os depósitos fluviais e marinhos fósseis

Depois desta longa exposição, cabe perguntar porque não tratámos em capítulos separados os depósitos fluviais e marinhos.

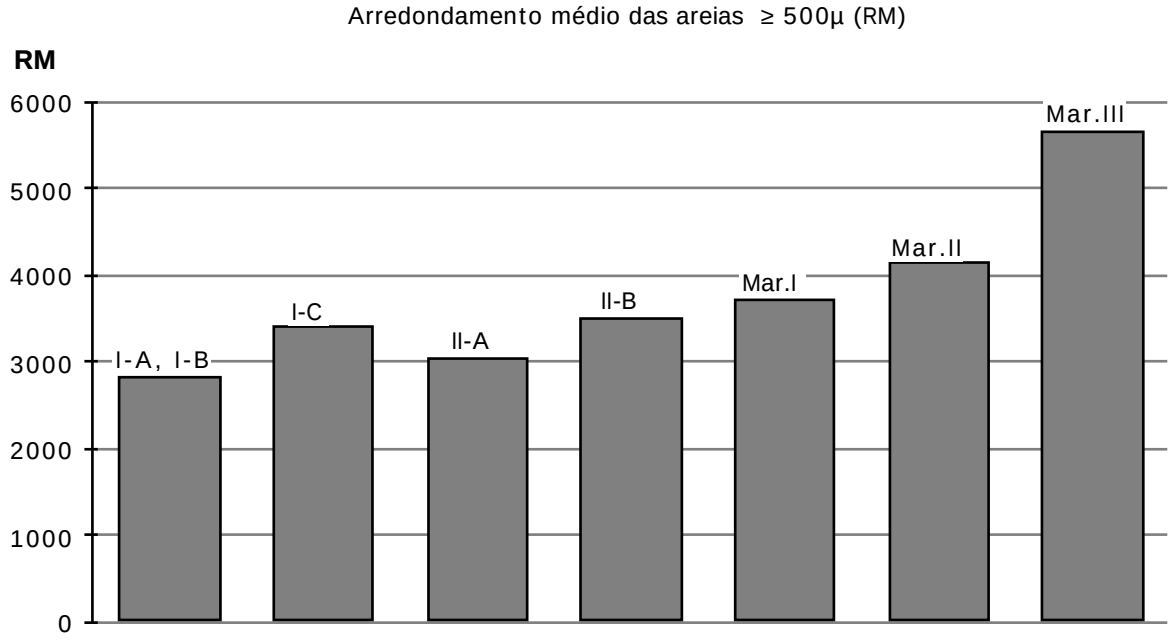


Fig. 14.30: Evolução do RM nos diferentes grupos de depósitos considerados

O facto de terem sido considerados, quase sempre[148], na literatura geológica e geomorfológica precedente, como depósitos marinhos, ou muito simplesmente, como praias levantadas, tornava prioritária a necessidade de provar a existência de depósitos fluviais e de fazer a distinção entre estes e os marinhos.
Contudo, apesar das diferenças encontradas (cf. capítulo 13), existem relações importantes entre os depósitos fluviais e marinhos da nossa área de trabalho.

A fig. 14.30 foi elaborada com os dados referentes ao RM médio calculado para os vários grupos de depósitos fluviais e marinhos fósseis considerados (quadro 14.E).

Verifica-se uma subida contínua dos valores do RM entre os diferentes grupos de depósitos, com uma excepção que diz respeito à transição entre os depósitos da fase I-C e II-A.
Há uma diminuição de RM entre estes dois grupos, o que poderá relacionar-se com o carácter por vezes quase fanglomerático dos depósitos da fase II-A.

---

[148] Com algumas excepções:
Como veremos, P. Birot (1949) apresentou reservas quanto ao carácter marinho de alguns depósitos.
G. Zbyszewski (1958) considerou o depósito do Padrão da Légua como um depósito de estuário e referiu-se, também, do mesmo modo, ao depósito da Av. Marechal Gomes da Costa.
Também F. Rebelo (1975) refere o carácter fluvial do depósito do Padrão da Légua.

Além disso, observa-se uma certa analogia entre os valores do RM para os depósitos fluviais mais modernos e o RM dos depósitos marinhos do nível I. Os outros dois níveis de depósitos marinhos apresentam valores claramente superiores.
Este facto sugere que os depósitos marinhos do nível I poderiam ter relações mais ou menos estreitas com os depósitos fluviais.
Os depósitos do nível I são os que apresentam maior número de manchas conservadas, maior extensão das mesmas e maior espessura. Pensamos, por isso, que nessa fase o mar deveria ter à sua disposição uma grande quantidade de sedimentos, pertencentes aos depósitos fluviais que, devido ao abatimento tectónico dos sectores ocidentais da plataforma litoral, teriam ficado ao alcance das acções marinhas.
Assim, o mar teria retomado as areias fluviais, relativamente pouco roladas. A abundância de materiais disponíveis explicaria o seu rápido enterramento e o rolamento fraco que ostentam, já que as acções marinhas seriam de duração insuficiente para aumentar sensivelmente o valor do RM.
O facto de as superfícies correspondentes a estes depósitos serem bastante extensas não significa, necessariamente, que o mar tivesse estacionado longamente a essas cotas, porquanto, ao retomar os depósitos, o mar poderia ter retomado também a superfície, já aplanada, que os suportava.

À medida que avançava ou recuava devido às oscilações glacio-eustáticas do Quaternário, o mar ia construindo depósitos hoje emersos (fases transgressivas) ou imersos (fases regressivas).

Nas fases regressivas, os depósitos marinhos abandonados na plataforma emersa seriam remexidos e retomados pela escorrência e por fenómenos eólicos, o que teria contribuído para aumentar substancialmente o grau de rolamento existente nos depósitos assim constituídos (cf. capítulo 16).

Aquando das fases transgressivas, o mar poderia remover uma parte dos depósitos da plataforma em vias de imersão e constituir, com esse contributo, novos depósitos de praia correspondentes aos diferentes níveis em que ia estacionando.

Assim, à medida que eram removidas das praias, e de sistemas fluviais ou eólicos mais antigos, e reutilizadas em novos depósitos de praia, as areias iam sofrendo repetidos processos de desgaste, o que permitiria a obtenção de valores cada vez mais elevados de RM.

Ao longo destes últimos capítulos temos atribuído uma grande importância à composição mineralógica da fracção fina e à cristalinidade desses minerais, nomeadamente da caulinite.
Na fig. 14.31 representámos os valores médios da composição mineralógica e da cristalinidade da caulinite[149] para os diversos grupos considerados dentro dos depósitos fluviais e marinhos fósseis. Estes grupos de depósitos foram ordenados de modo decrescente segundo as presumíveis idades.

[149] Há que ter em conta, todavia, que quer nos dados referentes à composição mineralógica da fracção fina, quer nos que dizem respeito aos minerais pesados, o número de amostras em que estes elementos foram estudados é relativamente reduzido e constitui apenas uma parte da população total pertencente a cada um dos grupos, o que dá a estes valores um carácter um tanto aleatório.

Verifica-se que existe um claro aumento do teor de ilite e de interestratificados, bem como de quartzo e feldspato, à medida que se caminha para os depósitos aparentemente mais modernos. A esse aumento corresponde, naturalmente, uma diminuição sensível da percentagem de caulinite.

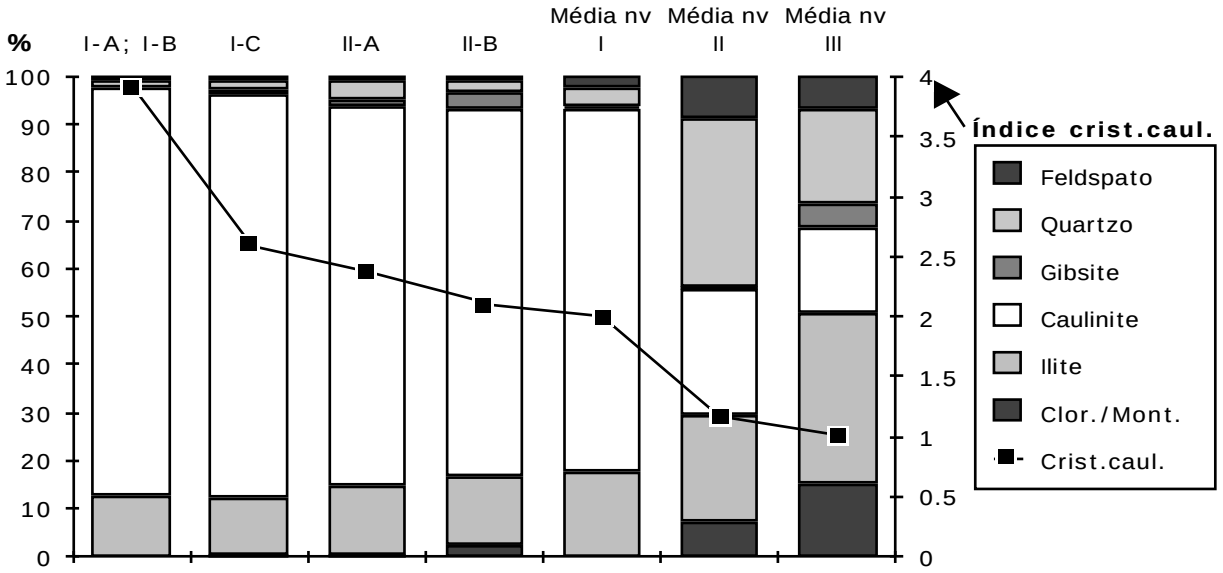


Fig. 14.31: Composição mineralógica da fracção fina dos diferentes grupos de

Observa-se uma clara redução da cristalinidade da caulinite entre os depósitos fluviais que considerámos mais antigos, em que ela é boa a muito boa, e os depósitos marinhos mais recentes, em que se apresenta como fraca.
O contraste existente entre os depósitos fluviais e os depósitos marinhos dos níveis II e III é bastante acusado. Todavia, os depósitos do grupo I apresentam uma clara analogia como os depósitos fluviais que os antecedem. Quer o conteúdo em caulinite, quer a respectiva cristalinidade parecem indicar uma estreita relação dos depósitos marinhos do nível I com os depósitos fluviais fósseis mais recentes.

Assim, o modo como se processa a variação da composição mineralógica da fracção fina, conjugado com a cristalinidade da caulinite, parecem confirmar a consistência dos diversos critérios que utilizámos para fazer o agrupamento dos depósitos.

Uma das questões mais importantes que se levanta num estudo da plataforma litoral diz, naturalmente, respeito às relações entre os depósitos encontrados e a variação do nível do mar.

A existência de depósitos com elementos bastante grosseiros como os da fase II-A, a pouco mais de 2km da linha de costa, sugere que o litoral seu contemporâneo ("pliocénico"? J. Bourcart, 1936), poderia estar para oeste do litoral actual. Isto significaria, naturalmente, que os depósitos marinhos correlativos desta fase poderão estar, hoje, submersos.

Como se deverá entender a passagem dum regime continental a um regime marinho no bordo ocidental da área estudada?

A análise que acabámos de fazer permitiu-nos concluir, por critérios de ordem sedimentológica, a anterioridade dos depósitos fluviais em relação aos marinhos. Além disso, algumas das análises realizadas mostraram que existiam analogias entre eles que sugeriam a herança, por parte dos depósitos marinhos, de materiais de origem fluvial. Todavia os depósitos fluviais e marinhos estão separados uns dos outros por um degrau, geralmente rectilíneo. Na área da Madalena, este degrau representa um desnível de cerca de 20m, o mesmo acontecendo na área da Granja. Na Foz do Douro, entre os depósitos fluviais e os marinhos existe uma diferença de cota de cerca de 15m.

Qual a origem deste degrau? Como explicar esta variação de fácies?

1 - Este degrau poderia ser considerado uma arriba fóssil?
Nesse caso, depois da formação do depósito II-B, teria havido uma descida do nível do mar, que poderia explicar-se através da acumulação de gelos nos continentes durante um período glaciário. A esta fase regressiva ter-se-ia seguido uma nova subida do nível do mar, que, todavia, não atingiria o nível anteglaciário. Deste modo, o mar entalharia uma plataforma marinha numa vertente anteriormente sujeita aos processos erosivos continentais, dando origem a uma arriba.
Todavia, o carácter rectilíneo e o declive relativamente acentuado desse relevo (foto 14.43 e 14.44) não são muito compatíveis com a hipótese de se tratar de uma mera arriba fóssil.

2 - Podemos, ainda, admitir que o referido degrau correspondesse a uma escarpa de falha que tivesse jogado posteriormente à formação dos dois depósitos.
Mas, nesse caso, parece-nos pouco provável que essa escarpa coincidisse com o limite entre os depósitos fluviais e os marinhos.

3 - A circunstância de o degrau morfológico em questão separar depósitos com fácies diferente sugere-nos a hipótese de que a actividade tectónica tenha condicionado esta radical variação de fácies.
Nesse caso, o degrau existente entre os depósitos fluviais e marinhos seria posterior ao depósito fluvial e anterior ao marinho e teria sido o jogo da neotectónica que teria permitido a incursão marinha no compartimento abatido.
Nesse caso, o degrau existente entre os depósitos fluviais e marinhos seria uma escarpa de falha que teria, posteriormente, funcionado como arriba.
A ideia de que certos relevos que limitam, para o interior, os depósitos marinhos podem não ser apenas arribas fósseis, mas, pelo seu carácter rectilíneo, poderiam corresponder a escarpas de falha posteriormente retocadas pelo mar, não é nova e foi apresentada por M. Feio já em 1951, a propósito das "arribas fósseis" do litoral do Minho.

Esta hipótese implica que o mar tenha podido dispor de abundantes materiais para elaborar depósitos espessos.
A eventual remobilização, pelo mar, dos depósitos fluviais pre-existentes seria reponsável por alguns dos aspectos (RM, composição da fracção fina, cristalinidade da caulinite) que salientámos relativamente aos depósitos marinhos do nível I.

A coincidência entre o nível do mar na época da descida dos compartimentos ocidentais e a situação desses compartimentos teria sido fortuita, o que explicaria a existência, em certas áreas, dos depósitos do nível I, enquanto noutras eles não existem.

Em certos locais, o mar não teria chegado a remexer os depósitos fluviais. Nestes casos, ele limitar-se-ia a depositar materiais marinhos sobre as formações fluviais pre-existentes.
Aparentemente, é o caso que se encontra nas Necessidades (Barqueiros), onde G. S. Carvalho (1988) refere a existência dum depósito marinho sobreposto às formações fluviais.

14.16 - Evolução geomorfológica do final do Cenozóico: tentativa de enquadramento cronostratigráfico

A atribuição cronostratigráfica corresponde a uma tentativa de ordenar os elementos da evolução geomorfológica averiguados duma forma sequencial e compreensível.
Todavia, um dos principais problemas que surgem no estudo dos depósitos do Quaternário diz respeito à dificuldade em obter datações absolutas que permitam calibrar a história geomorfológica analisada com marcos cronológicos e que, por outro lado, possibilitem as correlações entre áreas diferentes (cf. capítulo 9).
Atendendo às dificuldades em obter as datações absolutas, todas as reconstituições estão sujeitas a serem revistas e, às vezes, de forma drástica.
Sendo assim, começa a emergir uma certa tendência que se orienta no sentido de que o enquadramento cronostratigráficas não deve ser entendido como o objectivo último, ou sequer principal, duma investigação geomorfológica.
A este respeito G. S. Carvalho (1988) apresenta uma metodologia que nos parece adequada e que consiste, fundamentalmente, num primeiro momento, no estabelecimento de correlações locais simples, baseadas nos critérios estratigráficos comuns e, numa fase posterior, na sua extensão para áreas mais alargadas.

Assim, concluída a primeira fase, seria tempo de tentar correlacionar a sequência obtida com o que se conhece sobre a evolução de outras áreas do País ou da Península[150].

Para isso, servir-nos-emos de alguns trabalhos que nos parecem representativos das ideias dos autores. Deles extrairemos, apenas, o que nos parece essencial sobre o assunto em análise, para evitar repetir aquilo que foi dito no capítulo 8.

A questão da atribuição estratigráfica para os depósitos do litoral da região do Porto foi muito marcada pela influência de C. Teixeira e G. Zbyszewski. As concepções destes investigadores estão enunciadas em muitos trabalhos, mas ganharam forma, sobretudo, nas cartas geológicas que cobrem a área estudada e nas respectivas notícias explicativas.
Todavia, aparentemente, algumas das ideias posteriormente desenvolvidas na cartografia geológica tiveram origem numa sequência estudada na região de Pombal.

---

[150] A tentativa de enquadramento cronostratigráfico que elaborámos está condensada num quadro que é apresentado juntamente com as conclusões finais deste trabalho (capítulo 17).

Nesta região, C. Teixeira e G. Zbyszewski (1951) estudaram a seguinte sequência (da base para o topo):
1 - Argila esverdeada, provavelmente miocénica;
2 - Calhaus de quartzito sobrepostos por uma lumachela. Esta formação representaria uma fase transgressiva pertencente ao Pliocénico inferior;
3 - Argilas, grés e conglomerados amarelados, com uma intercalação de argilas com vegetais, que denotariam a existência de episódios pantanosos (Pliocénico médio e superior);
4 - No Barracão, estas argilas com vegetais estão cobertas por uma formação torrencial, constituída por areias muito grosseiras com cascalhos angulosos;
5 - Areias com cascalho muito bem rolado que mostrariam um retorno ao regime fluvio-marinho. Estes depósitos corresponderiam a "um enchimento muito importante que se desenvolveria até às cotas de 160-200m" (C. Teixeira e G. Zbyszewski, 1951).

Assim, no Pliocénico português teriam existido duas fases transgressivas (fases 2 e 5), separadas por uma regressão (fases 3 e 4).

Partindo do estudo das sequências pliocénicas acima referidas, consideraram-se os depósitos mais altos, situados acima dos 100m, como pliocénicos, admitindo-se, todavia, dois grupos (P' e P"). Os "níveis" quaternários estariam embutidos nos pliocénicos, e eram definidos pela sua cota, utilizando-se o escalonamento altimétrico usado para as regiões mediterrânicas (siciliano, milaziano, tirreniano).

O trabalho de P. Birot (1949), ligeiramente anterior à publicação de C. Teixeira e G. Zbyszewski acima referida, representa uma visão marcada por um certo inconformismo relativamente às ideias estabelecidas nos meados do século sobre a estabilidade da plataforma litoral da região do Porto e sobre o carácter de "praias levantadas" dos respectivos depósitos.
A propósito das superfícies de erosão do Porto, P. Birot define dois níveis de depósitos, situados entre 120-130m e entre 80-90m, ambos com predomínio de caulinite.
Em relação ao nível mais alto, afirma que ele comporta elementos quartzíticos muito grosseiros, a montante (depósito de Medas? Da Gandra?), e depósitos mais finos, que poderiam ser marinhos na região do Porto (depósito do Padrão da Légua? Depósito da Rasa?).
A existência de depósitos argilosos, aparentemente formados num ambiente de baixos declives, no vale do Cávado, permite a P. Birot localizar num período post-deposicional (portanto post-pliocénico, a acreditar na datação normalmente aceite para estes depósitos) o jogo da flexura que os teria deprimido em relação aos seus equivalentes da região do Porto.

Parece-nos possível que aquelas formações ante-tectónicas correspondam aos níveis finos dos depósitos mais antigos (I-B), que também parecem ter-se formado em meios fluviais com baixa energia e, possivelmente, fracos declives.

Embutida na superfície mais antiga, que poderia corresponder aos topos das serras da Padrela e do Montemuro, provavelmente no Plioceno superior, ter-se-ia formado uma outra superfície, elaborada em regime de *sheet-flood*, cujas cascalheiras (=rañas) se teriam depositado devido a uma fase epirogénica. Por outro lado, as rañas teriam sofrido importantes deformações post-deposicionais. Todavia, o sentido dessas deformações não

é fácil de definir, pois não é possível determinar a cota original dos depósitos em relação ao nível do mar.
Estas reflexões de P. Birot adaptam-se muito bem àquilo que nós afirmámos a respeito dos depósitos descritos como II-A, que resultariam duma movimentação tectónica e estariam, por sua vez, afectados por ela.

Contudo, como conclusão, P. Birot confessa que o estudo do baixo Douro poucas informações trouxe relativamente ao problema da surreição da Meseta setentrional, nem tão-pouco sobre o momento em que o Douro teria passado a drenar para o exterior a bacia de Castela-a-Velha.
Além disso, P. Birot faz notar que, quando se estudam depósitos continentais, a relação original que teria existido entre o nível do mar e a cota dos depósitos não é conhecida. Ora, o simples levantar do problema parece-nos importante, numa época em que a relação dos depósitos continentais com os níveis eustáticos do litoral parecia um dado assente.

Uma vez que o nível do mar não pode servir-nos como elemento de correlação, parece-nos que poderemos tentar utilizar, como fio condutor, os depósitos de *raña.*
Com efeito, trata-se de depósitos com uma distribuição espacial bastante lata.
Além disso, nas áreas periféricas da Cordilheira Central, pôde estabelecer-se a relação das *rañas* com outras formações continentais ou marinhas, representativas de fases importantes da evolução morfológica do território português (arenitos do Buçaco, arcoses da Beira Baixa, e até, depósitos considerados marinhos da plataforma litoral).

M. Feio (1983, reedição da obra publicada em 1949) refere que encontrou, na plataforma litoral da região de Odemira, a 140-150m, "areias com aspecto marinho, consolidadas por um cimento ferro-magnesiano e cobertas pelo depósito de *raña*".
Segundo o mesmo autor, as *rañas* "pertenceriam, provavelmente, ao Pliocénico Superior, porque são anteriores aos terraços quaternários, embutidos na superfície em que elas repousam e posteriores a todos os depósitos, quer miocénicos quer pliocénicos, da bacia do Sado, que estão cobertas por elas".

As *rañas* são, normalmente, consideradas Vilafranquianas.
Contudo, como o Vilafranquiano, anteriormente considerado como parte do Pliocénico, depois dos Congressos de Londres (1949) e de Argel (1952), passou a ser considerado como um fácies continental na charneira entre o Plioceno e o Quaternário[151] (cf. capítulo 8), essa modificação de conceitos provocou uma certa confusão (cf. G. Zbyszewski, 1958).

As *rañas* foram estudadas, sobretudo, no interior da Península e nas proximidades da Cordilheira Central.
Todavia, H. Nonn (1966, p. 116), a propósito de depósitos existentes na Galiza, salienta as suas semelhanças com "as *rañas* vilafranquianas de Portugal e da Espanha interior".

[151] Assim, o Quaternário passou a englobar o Vilafranquiano superior e o Calabriano, este como fácies marinho e aquele como continental.

F. Rebelo (1975) apresenta um estudo detalhado dos depósitos de Medas e de Aldeia Nova, salientando o respectivo carácter fanglomerático e a sua correlação provável com os depósitos de *raña* do interior do país.

M. T. Azevedo (1985) considera o depósito tipo *raña* de Marco Furado, na península de Setúbal, pertencente ao Vilafranquiano médio. Ora, este depósito sofreu um processo de encouraçamento intenso que nos faz pensar no encouraçamento que também afecta os depósitos de Aldeia Nova, Gondomar e das Pedras Negras.

Desde muito cedo nos pareceu que o depósito da Rasa, pela sua posição e espessura, e pela intensa caulinização do substracto, representava o depósito mais antigo da área, embora fosse de considerar o seu provável paralelismo com os depósitos de Canelas e Brandariz.

O depósito da Rasa apresenta, na base, blocos graníticos completamente apodrecidos. Essa fase de transporte, de que restariam, apenas, os testemunhos mais grosseiros, poderia ser equivalente à do depósito de Aldeia Nova e de Gondomar (fase I-A).
Como vimos, F. Rebelo considera (1975) que o depósito de Aldeia Nova é contemporâneo do de Medas que, por sua vez, poderia representar uma variante litoral do clima que teria produzido as *rañas* do interior da Península.
Aparentemente, o depósito da Pedrinha (II-A) é mais recente que o de Gondomar.
Por isso, se considerarmos o depósito da Pedrinha como equivalente a uma *raña* , torna-se necessário considerar mais do que uma fase de formação de *rañas.*

Ultimamente surgiu uma grande síntese sobre os problemas geomorfológicos das bacias da Lousã e de Arganil (S. Daveau, P. Birot & O. Ribeiro, 1985).
Nesse trabalho, dando conta da variedade e complexidade das relações estratigráficas entre as formações tipo *raña* e os restantes depósitos da região estudada, apresenta-se um quadro (p. 413) em que se propõe a existência de várias fases de evolução morfoclimática susceptíveis de permitir a formação de depósitos de tipo *raña*:

1 - Mioceno inferior;
2 - Vilafranquiano inferior (*raña* do Cabeço do Minhotos);
A este depósito seguir-se-ia uma fase transgressiva, que daria origem ao depósito litoral da Chã da Mata, posteriormente encouraçado.
3 - Teria existido, ainda, uma nova fase de formação de *raña*, já durante a glaciação do Günz, que poderia relacionar-se com uma crise resistática, eventualmente ligada a um arrefecimento climático[152].

A base do depósito da Rasa poderia corresponder à primeira formação de tipo *raña* referida por S. Daveau (1985), considerada do Mioceno inferior.
Provavelmente, há que ligar a formação da base deste depósito às fases compressivas referidas por J. R. Vanney e D. Mougenot (1981) "cujos paroxismos se situariam no final do Burdigaliano e Tortoniano".

---

[152] Embora se trate dum esquema razoavelmente complexo, a principal autora (S. Daveau, na p. 414) afirma o seu carácter provisório, e salienta que o esquema proposto "se deve mais a uma lógica simplificadora do que a argumentos irrefutáveis".

Segundo estes autores, as deformações miocénicas, no norte da Península, "tomaram a forma de fracturas, que fragmentaram a dorsal da Galiza e contribuíram para a compartimentação das rias e das bacias interiores da Galiza (H. Nonn, 1966, 1969). Sobre as porções desigualmente levantadas da costa, a erosão mordeu áreas mais ou menos extensas, elaborando plataformas de abrasão ou, em posições interiores, estreitas pediplanícies. (...) Estas truncaturas post-burdigalianas deveriam constituir uma espécie de "*trottoir*" costeiro que, retocado ou fossilizado, pode ser considerado como a forma primitiva das futuras superfícies periféricas" (J. R. Vanney e D. Mougenot, 1981, p. 77).

Como vimos, o depósito da Rasa é nitidamente fluvial. Contudo, pelo menos a parte intermédia, mais fina (I-B), poderá relacionar-se com uma situação de baixos declives e baixa energia que poderia ser devida a uma certa proximidade do nível de base e, por isso, a uma eventual fase transgressiva.
Além disso, a descrição que C. Teixeira e G. Zbyszewski (1951) fazem das "argilas esverdeadas" da base da sequência da região de Pombal leva-nos a sugerir o seu paralelismo com o depósito de base da Rasa, que poderia, deste modo, corresponder ao Miocénico.

Se é "natural" identificar depósitos situados muito perto do vale do Douro como terraços deste rio (embora, por vezes, eles sejam demasiado grosseiros para serem verdadeiros terraços; cf. Aldeia Nova, Pedrinha, F. Rebelo, 1975) torna-se muito difícil considerar como terraços do Douro certos depósitos bastante extensos que aparecem a grandes distâncias deste rio.
Se para este efeito considerarmos, apenas, os depósitos da fase I, verificamos que eles se estendem entre o Padrão da Légua e Brandariz (16km em linha recta).
Assim, parece-nos mais correcto recorrer à ideia de que se trata de depósitos correspondentes a formas de drenagem ainda mal hierarquizadas. Os fácies grosseiros poderiam corresponder a leques aluviais, formados à saída dos relevos em surreição (nomeadamente do "relevo marginal"). Os fácies finos poderiam corresponder a fases biostáticas e a situações de baixos declives, eventualmente ligadas a uma certa proximidade do nível de base.
Esta hipótese enquadra-se bem na ideia de "*trottoir*" litoral afeiçoado na proximidade do nível de base, nas margens de relevos de surreição recente, defendida por J. R. Vanney e D. Mougenot (1981).

Ao nível fino do depósito da Rasa seguir-se-ia uma crise resistática, representada pela parte mais grosseira deste depósito (fase I-C) e pelo encouraçamento observado nas Pedras Negras.
Esta fase poderia localizar-se no Vilafranquiano inferior (S. Daveau *et al.*, 1986).

Poderia situar-se no Vilafranquiano superior uma nova tendência transgressiva, responsável pelo aumento do arredondamento das areias no topo de certos depósitos (Carregal, Canelas), mas em que não chegaria a haver penetração do mar sobre os depósitos, já que se trata, provavelmente, de uma área cuja ascenção, condicionada pelo jogo da falha Porto-Tomar, compensaria a eventual subida do nível eustático.

Os depósitos da fase II-A poderiam relacionar-se com uma nova crise climática e (ou) tectónica que se localizaria no Günz (S. Daveau *et al.*, 1986).

Como vimos, o depósito da Pedrinha, que parece poder ligar-se ao de Coimbrões, apresenta elementos muito grosseiros, sobretudo na base. Todavia, ao contrário do que se passa em Gondomar, Aldeia Nova ou Pedras Negras, não se encontram senão couraças peliculares, centimétricas e descontínuas, muitas vezes limitadas ao contacto com o *bed-rock*.

Os depósitos da fase II-B parecem mais bem calibrados e podem aparecer directamente apoiados sobre o *bed rock*, ou sobrepondo-se aos da fase anterior (II-A).

Segundo o quadro já citado, publicado em (S. Daveau *et al.*, 1986), durante o Quaternário, as fases climáticas correspondentes às glaciações traduzir-se-iam em condições resistáticas e comportariam, nomeadamente, fenómenos de crioclastia.
Sendo assim, as condições seriam propícias à formação de depósitos aluviais que, numa fase biostática (interglaciar?) subsequente, passariam a ser entalhados pelos cursos de água, constituindo terraços.
Este raciocínio permitir-nos-ia localizar as acumulações fluviais da fase II durante um dos períodos frios do Quaternário. Podemos, embora corramos o risco de incorrer numa simplificação excessiva (cf. nota 14.49), localizar o depósito II-B durante a glaciação do Mindel.

Posteriormente à formação do depósito II-B, ter-se-ia feito sentir uma movimentação tectónica que abateria o sector situado a ocidente desta plataforma, coberta, como vimos, de depósitos de leques aluviais, eventualmente sobrepostos por alguns "verdadeiros" terraços do Douro (correspondentes, essencialmente à fase II-B).

O próximo período transgressivo corresponde, como é sabido, ao interglaciar Mindel-Riss. Neste período, conhecido como "o grande interglaciar", formar-se-iam os depósitos marinhos do nível I (Tirreniano I?), em parte à custa do remeximento dos depósitos fluviais submersos devido ao abatimento tectónico do sector ocidental da plataforma.
O clima seria relativamente quente e apresentaria características mediterrânicas, o que dá lugar a uma certa rubefacção dos depósitos, do respectivo *bed-rock* (J. Tricart, 1956) e da escarpa, convertida em arriba, que os limita para o lado do interior.

O interglaciar Riss-Würm é conhecido pela existência de vários períodos trangressivos, separados por fases regressivas. Estes períodos transgressivos foram estudados e datados no litoral do Mediterrâneo, onde são designados por Tirreniano II e III (G. S. Carvalho, 1981, p. 57).

A existência de três níveis Tirrenianos no Mediterrâneo coincide, aparentemente, com o que se passa na nossa área de trabalho, onde identificámos três níveis marinhos.
Assim, embora saibamos que a coincidência entre o número de níveis encontrado no Mediterrâneo e na nossa área de trabalho não nos autoriza a estabelecer correlações, uma vez que não temos possibilidades de datar os depósitos da nossa área, não resistimos à tentação de levantar algumas hipóteses:

- Admitindo que o nosso nível marinho I corresponde ao Tirreniano I, ele seria posterior aos depósitos da glaciação do Mindel (fase II-B) e poderia, assim, situar-se no interglaciar Mindel-Riss;

- Deste modo, os outros dois níveis marinhos poderiam distribuir-se pelas fases transgressivas do interglaciar Riss-Würm (Tirreniano II e III).

Embora, numa análise rápida, este esquema pareça coerente, trata-se, como é óbvio, de uma hipótese a confirmar futuramente.
Seria necessário fazer um estudo mais desenvolvido dos depósitos marinhos fósseis, tentando estudar o escalonamento noutros locais (por exemplo, na área da Boa Nova), onde os depósitos aparecem de modo muito fragmentário e onde, por isso, se torna difícil determinar as relações existentes entre as pequenas manchas encontradas.
Assim, seria necessário fazer uma utilização mais intensiva de certas análises (nomeadamente da composição mineralógica da fracção fina), para estabelecer um escalonamento menos hipotético.

PARTE IV: EVOLUÇÃO FINI-PLISTOCÉNICA E HOLOCÉNICA

Capítulo 15 - Fenómenos de eolização e de solifluxão aparentemente relacionados com a existência dum ambiente periglaciar no final do Würm

Os fenómenos e depósitos originados, provavelmente, durante a última glaciação apresentam-se sob diversas formas.
Um dos aspectos mais salientes que pode ser atribuído a uma situação de tipo periglaciar diz respeito à chamada "formação areno-pelítica de cobertura", que designaremos doravante, por uma questão de comodidade, como "formação de cobertura".
Como veremos, esta formação apresenta relações estratigráficas simples com os outros fenómenos contemporâneos de períodos frios.

Assim, ela contém, com muita frequência, grãos de areia de origem eólica, o que prova que é posterior a um período de eolização. Comprova-o, também, a existência de numerosos seixos eolizados na base desta formação ou dispersos na sua massa.
Os calhaus rolados existentes na base da cobertura estão, geralmente, dispostos com o eixo maior em posição vertical (G. S. Carvalho, 1983), o que denota a existência de fenómenos de crioturbação posteriores ao depósito.
Por sua vez, é frequente a existência de areias eólicas, correspondentes a sistemas dunares fósseis, sobrepondo-se à formação de cobertura.

Deste modo, a formação areno-pelítica de cobertura ocupa uma posição intermédia na estratigrafia dos depósitos associados a climas frios, podendo servir como horizonte de referência. Além disso, ela é, de longe, a formação que se encontra com maior frequência dentro deste tipo de depósitos, o que poderá facilitar as tentativas de correlação estratigráfica.

Por isso, na nossa análise dos fenómenos de tipo periglaciar usaremos a formação areno-pelítica de cobertura como fio condutor e procuraremos relacionar com ela os restantes fenómenos periglaciares que temos observado na área.

Começaremos por referir-nos à evolução dos conhecimentos sobre o assunto e à contribuição que vários autores deram ao estudo desta formação.
Seguidamente, apresentaremos os resultados das análises granulométricas que efectuámos e que nos conduziram à hipótese de que se trataria de um depósito de tipo solifluxivo.
À luz da hipótese duma formação de tipo solifluxivo, estudaremos a proveniência dos elementos finos, arenosos ou grosseiros que entram na sua constituição.

O aspecto de alguns dos elementos grosseiros que o constituem, bem como a origem solifluxiva apontam para uma formação em condições periglaciárias.
Tentaremos, por isso, e com base nos estudos realizados por diversos autores, localizar no tempo a formação da cobertura areno-pelítica.
As análises morfoscópicas que realizámos permitiram-nos concluir que uma parte das areias integradas na formação de cobertura teria origem na herança de depósitos pré-existentes, nomeadamente em antigos depósitos eólicos.
Terminaremos salientando as conclusões de índole paleogeográfica que é possível, para já, extrair do estudo da formação de cobertura e dos depósitos seus equivalentes, bem como das areias eólicas que a ela se associam.

15.1 - Evolução das ideias sobre a formação de cobertura. O problema da sua atribuição cronostratigráfica

Bem antes da publicação da carta geológica do Porto (1957), já os depósitos de cobertura eram referidos. Em 1881, V. Pereira Cabral descrevia, com grande objectividade, umas "argilas amarelas", que ora se sobrepunham aos "aluviões antigos", ora assentavam directamente nas rochas cristalinas.
Em ambos os casos, na base das "argilas amarelas" encontrava-se, geralmente, um leito de calhaus rolados ou de elementos angulosos de quartzo ou mesmo de granito.
Alguns dos depósitos dos chamados "aluviões antigos", pela sua heterometria e pelo carácter muito grosseiro de parte dos seus elementos foram interpretados por V. P. Cabral como depósitos do tipo "*boulder clay*", correlativos duma glaciação que teria atingido a região do Porto.
Segundo essa hipótese, as "argilas amarelas" seriam resultantes da lavagem, pelo mar, dos ditos aluviões, devido a uma transgressão marinha. Os elementos grosseiros nelas contidas seriam detritos transportados sobre pedaços de gelo, que quando estes fundiam eram englobados nas "argilas amarelas" e com elas depositados no fundo do mar.

V. P. Cabral afirma, na p. 83:
-"O que não nos parece provável, é que as "argilas amarelas" sejam lodos levados pelas águas, provenientes de um degelo sub-aéreo. Neste caso as correntes de água teriam um carácter torrencial e deveriam ter levado os lodos para mais longe dos detritos grosseiros".
Isto demonstra que o problema da heterometria das "argilas amarelas" já preocupava V. P. Cabral. É curioso verificar como ele arquitectou uma hipótese complexa, recorrendo ao transporte pelos glaciares, quando, afinal, a ideia que ele pretendia contraditar de "lodos levados pelas águas, provenientes dum degelo sub-aéreo", se aproxima bastante das concepções actuais.

Porém, num trabalho do início do século XX, P. Choffat e G. F. Dolffus (1904-1907) contrariam as ideias de V. Pereira Cabral, a respeito da pretendida glaciação na região do Porto, afirmando que "os *limons* não têm nenhuma das características do *Boulder Clay* do norte".

Só em 1943 encontramos uma outra referência expressa aos depósitos de cobertura. Na primeira grande obra de síntese sobre o Quaternário em Portugal, G. Zbyszewski refere-se a um "*limon*" ou "*limon* loéssico", em que, frequentemente, são encontrados

muitos dos achados pré-históricos, cuja descrição constitui o principal objectivo do autor.
Na parte final do trabalho, onde o Autor apresenta uma visão panorâmica das ocorrências geológicas e arqueológicas para cada um dos períodos do Quaternário, os "*limons*" são datados do Riss e do Würm. Simultaneamente, os períodos frios aparecem relacionados com fenómenos solifluxivos, apontando-se a existência de 11 fases de solifluxão no vale do Somme.

Data de 1949 um estudo de L. Berthois (*Contribution à l'étude des limons de la région Nord du Portugal*) que constituiu uma referência fundamental para o estudo da formação de cobertura.
Neste trabalho o autor utilizou os resultados de análises sedimentológicas pormenorizadas como critério para a investigação da origem da formação de cobertura. As suas conclusões apontam para a existência de dois tipos fundamentais de "*limon*":

I - Com elementos grosseiros:

"Formações continentais eminentemente autóctones, podendo apresentar fracos remeximentos, devidos à escorrência superficial";

II - Sem elementos grosseiros:

"Produtos prováveis da lexivização das formações precedentes, com possibilidade de contributos locais muito restritos".

Face à quase ausência de calibragem nos depósitos estudados, L. Berthois propõe a hipótese de os "*limons*" terem origem em escoadas lamacentas.
A existência de grãos de areia bem arredondados nas classes de menor calibre foi interpretada como resultado do remeximento, por fenómenos de escorrência superficial.

A designação de "formação areno-pelítica de cobertura" parece ter origem na notícia explicativa da folha 9-C (Porto) da carta geológica 1:50.000, publicada em 1957, que considera a dita formação dentro dos depósitos pós-würmianos.
Afirma-se que ela se sobrepõe "a alguns dos depósitos de praias antigas do Porto e de V. N. de Gaia", nomeadamente aos de Agramonte, Canidelo (80-90m), Lavadores (30m). Além disso, "entre o Castelo do Queijo e o porto de Leixões cobre, mesmo, os depósitos de praia de 5-8m".

Porém, as únicas manchas representadas na carta, ou assentam sobre o *bed-rock* (na área do areoporto de Pedras Rubras e a norte deste), ou cobrem apenas depósitos dos "níveis" de 80-90m (Q1).

Já na folha 13-A (Espinho), de 1962, as manchas da formação de cobertura se situam sobre todos os "níveis", apresentando contornos paralelos aos dos depósitos da plataforma litoral. Todavia, segundo a notícia explicativa, a cobertura pode situar-se, quer sobre os depósitos, quer sobre o *bed-rock*.

Na folha 9-A, da Póvoa de Varzim (1965), a cobertura apenas aparece a sul do rio Ave, em manchas bastante extensas, não sobrepostas mas justapostas relativamente aos depósitos da plataforma litoral.

A aparente disparidade de critérios com que a formação de cobertura foi cartografada explica-se pelas características deste depósito.
Sendo, normalmente, pouco espesso, é fácil ser erodido, ou degradado por acção antrópica. Por outro lado, como cobre praticamente tudo, depósitos e *bed-rock*, resulta um tanto ocioso fazer a sua cartografia, a não ser quando a espessura é suficiente para impedir a observação dos materiais subjacentes.

No seu trabalho de 1966 sobre a Galiza, H. Nonn refere a existência, em Mougas (cerca de 2.5km a sul do cabo Silleiro), de uma formação humífera preenchendo os valeiros entalhados na "rasa", cuja idade, na parte mediana, é de 18.200±900 BP, e de 11.650 BP na parte superior (cf. fig. 15.33).
O respectivo estudo polínico revelou que, durante a formação do depósito, teria havido uma fase de clima frio e húmido, enquadrada por duas de clima frio e seco.

Já A. Guilcher[153] tinha assinalado a existência de depósitos do tipo "*head*" nos valeiros suspensos da área do cabo da Roca (citado por S. Daveau, 1984 e A. B. Ferreira, 1985).

Segundo F. J. Monkhouse (1974) *head* define-se como "uma massa compacta de cascalho, areia e argila, de idade plistocénica, existente no fundo dos vales, na parte inferior das vertentes e nas arribas, formada em condições periglaciárias, como resultado da solifluxão".
Aparentemente, estas características parecem adequadas à descrição da formação de cobertura.
Parece-nos razoável, portanto, admitir que a formação de cobertura pode ser paralelizada com o "*head*" dos investigadores de origem anglo-saxónica.

Na década de 80, a formação de cobertura foi, por diversas vezes, estudada por G. S. Carvalho (1982, 1983 e 1985) e G. S. Carvalho *et al.* (1982).
O estudo do litoral do Minho, onde a formação areno-pelítica é muito frequente, permitiu esboçar uma sequência estratigráfica e estabelecer correlações com fenómenos e depósitos datados.
Assim, foi definida uma fase de clima seco anterior à formação de cobertura e responsável por fenómenos de eolização e pela existência, em alguns locais, de areias eólicas, subjacentes ao depósito areno-argiloso de cobertura. Esta fase de eolização seria, ainda, correlativa da formação de calhaus facetados pelo vento que se encontram junto à base do depósito de cobertura e que teriam sido transportados pelos fenómenos solifluxivos relacionados com uma fase húmida do Würm (G. S. Carvalho, 1982).
Sobre a formação de cobertura assentam areias eólicas (areias da Aguçadoura), correlativas dum novo período de clima frio e seco (G. S. Carvalho, 1985).

[153] Todavia, segundo H. Nonn, os depósitos do tipo *head* "clássico" parecem ter como limite meridional o Cabo Finisterra.

Este esquema de uma fase húmida enquadrada por duas secas coincide, como vemos, com o que foi proposto por H. Nonn, em 1966.

A interpretação das sondagens realizadas pelo projecto CLIMAP permitiu estabelecer várias fases de deglaciação, para o final do Würm, na zona temperada do hemisfério norte, esquematizadas em G. S. Carvalho (1983) e J. M. A. Dias (1987):

- **Fase I** (entre 20.000 e 16.000 BP): a frente polar (FP) atingia os arredores setentrionais de Lisboa;

- **Fase II** (16.000 a 13.000): a frente polar, na área do Atlântico oriental, situava-se a latitudes ligeiramente superiores a 40°N;

- **Fase III**: corresponderia a uma série de avanços e de recuos da frente polar:

13.000-11.000: recuo para o noroeste do Atlântico;
11.000-10.000: avanço para o norte da Galiza;
10.000-9.000: recuo;

- **Fase IV** (9.000-6.000): frente polar acantonada no noroeste do Atlântico e afastada da Península Ibérica.

É curioso verificar que o traçado da frente polar sofria, geralmente, um acentuado desvio para sul na costa oriental do Atlântico, junto à Península Ibérica (fig. 15.1). Este facto parece relacionar-se com a deriva de *icebergs* transportados por uma corrente vinda de norte e, posteriormente, pela influência das águas frias da fusão dos glaciares, que seguiam um trajecto análogo (S. Daveau, 1973).

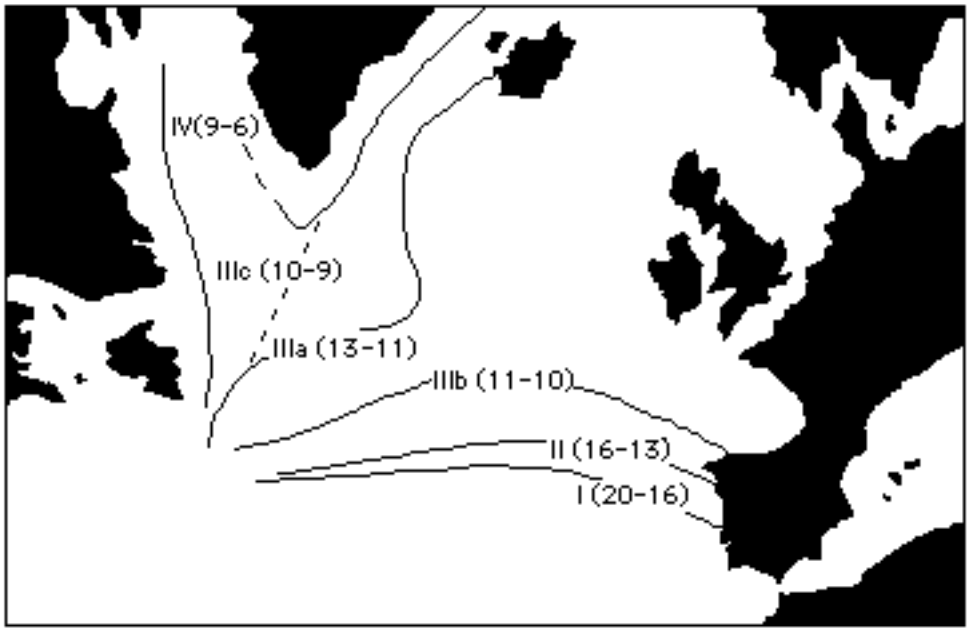


Fig. 15.1: Posições da frente polar nas diferentes fases referidas no texto (em milhares de anos BP)

(Segundo Ruddiman e McIntyre, 1981, adaptado de J. M. A. Dias, 1987)

Essa circunstância explica a existência de uma espécie de "deserto litoral" nas regiões costeiras, enquanto no interior, a altitudes médias, se desenvolveria uma floresta (G. Coudé-Gaussen, 1981).
Nessa faixa litoral, de clima particularmente frio, poderiam ter actuado fenómenos morfogenéticos de tipo periglaciário, ligados a climas frios e húmidos (solifluxão) ou frios e secos (crioclastia e fenómenos de eolização), responsáveis pela existência de calhaus facetados e por sistemas dunares fósseis.

G. Mary (1985), a propósito do litoral asturo-cantábrico, apresenta uma datação de 35.000 BP para um depósito solifluxivo cobrindo uma plataforma de abrasão com datação provável do interglaciar Riss-Würm, praticamente coincidente com a actual em termos altimétricos.
Esta datação é muito diferente da data obtida por H. Nonn para a segunda fase de clima húmido e frio (18.200).
Assim, o depósito estudado por G. Mary nas Astúrias poderia corresponder a uma fase anterior a essa, que teria sido, eventualmente, contemporânea da primeira fase de clima frio e húmido de Mougas (níveis D e E do diagrama da fig. 15.33).

É provável que tenha havido, ao longo do Würm, ou no Tardiglaciário (F. Rebelo, 1985), várias fases de clima húmido e frio, eventualmente propensas ao desenvolvimento de processos solifluxivos.

Assim, admitindo a hipótese de que teria havido várias fases de solifluxão, torna-se muito difícil, por falta de elementos de datação absoluta[154], saber se a formação de cobertura é um depósito sincrónico, para toda a área estudada.

Com efeito, se tiver havido várias fases solifluxivas, nada nos garante que os diversos depósitos que encontrámos sejam contemporâneos. Na maior parte dos casos, a única referência estratigráfica que possuimos é a existência de depósitos marinhos ou fluviais, sob a formação de cobertura. Porém, estes elementos pouco adiantam na resolução do problema da cronostratigrafia desta formação, porque a respectiva idade é igualmente hipotética.

Como veremos, a formação de cobertura apresenta-se, muitas vezes, com aspectos diversificados, consoante a distância que a separa do *bed-rock*.
Assim não é possível, sem dados cronostratigráficos precisos, saber se os vários níveis dentro do depósito correspondem a oscilações dentro de uma mesma fase, ou se se trata de fases climáticas diferenciadas, separadas por períodos de tempo relativamente longos.

15.2 - A variação na composição dimensional das amostras

As diferenças entre as diversas amostras da formação areno-pelítica tratadas manifestaram-se:

- Na presença de uma maior ou menor quantidade de elementos grosseiros, o que depende da contaminação do *bed-rock*, ou de um depósito contendo elementos desses calibres, uma vez que a percentagem de elementos grosseiros decresce rapidamente a partir da base;

- No tipo de grãos que constituíam a respectiva fracção arenosa. Trataremos, em 15.5, os resultados obtidos com as análises morfoscópicas realizadas.

Num trabalho datado de 1984 fizemos uma primeira abordagem dos resultados obtidos com a análise de 19 amostras. Tentaremos, agora, apresentar uma visão global dos dados referentes a 43 amostras.

A fig. 15.2 representa a composição média dos depósitos de cobertura (quadro 11.B e 11.C).
Vemos que as areias constituem 50% do total, enquanto que a fracção fina representa 38%. Os elementos de calibre superior a -2Ø correspondem a 11.5%.
Todavia, estes são apenas valores médios. A composição dimensiométrica das diversas amostras é muito variável.
A fig. 15.3 representa a composição de 3 amostras que registaram os valores máximos em cada uma das fracções (grosseira, arenosa e fina).
Verifica-se que as areias e a fracção fina existem em todas as amostras.
Porém, em muitas amostras a fracção grosseira é quase inexistente ou apresenta frequências pouco significativas.

[154] Só muito recentemente foram encontrados na região de Lavadores restos carbonizados dentro do depósito de cobertura, que esperamos venham a permitir fazer a respectiva datação pelo processo do C14.

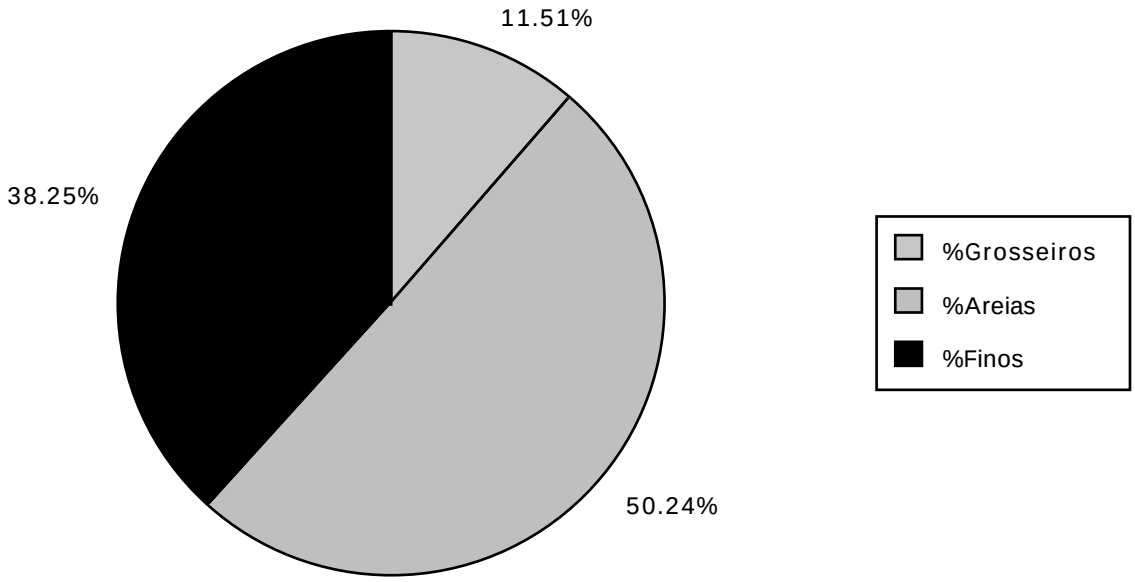


Fig. 15.2: Frequência de elementos grosseiros, areias e finos na formação de cobertura (valores médios)

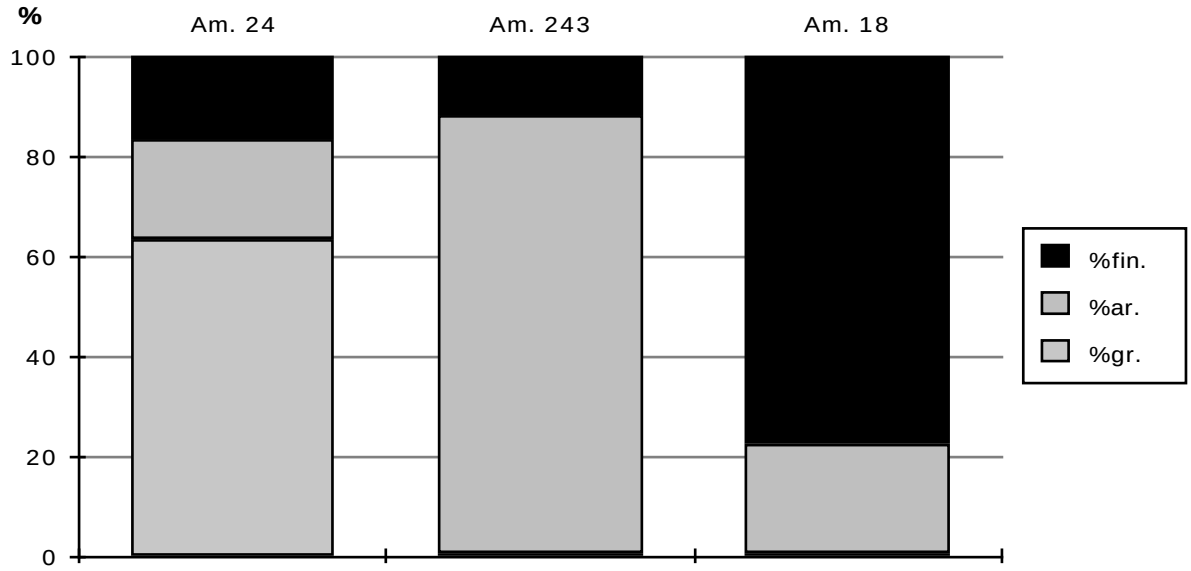


Fig. 15.3: Frequência das diferentes fracções nos depósitos de cobertura mais

Com efeito, para as 43 amostras estudadas, a mediana do conteúdo em elementos de dimensões superiores a 2mm situa-se nos 2%. Quer isto dizer que 50% das amostras apresentam menos de 2% de elementos grosseiros (fig. 15.4). Por sua vez, 75% das amostras apresentam percentagens de material grosseiro inferiores a 16.5%. Todavia, em certas amostras, a fracção grosseira corresponde a percentagens relativamente importantes. Isso é devido ao elevado peso dos elementos grosseiros.

Assim, mesmo quando existentes em pequeno número, eles representam uma parte importante do peso total da amostra.

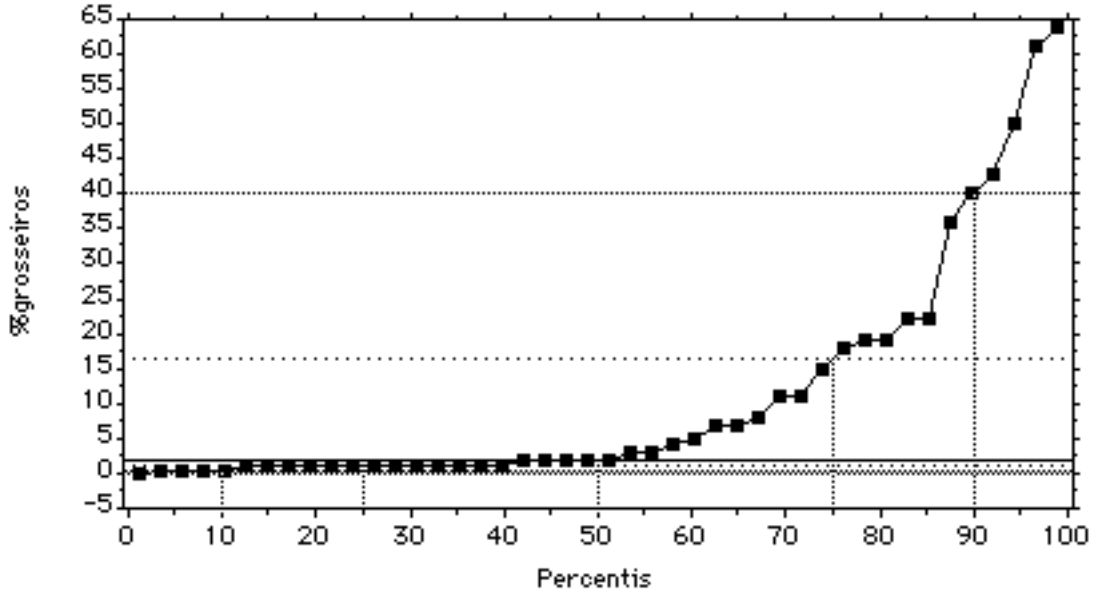


Fig. 15.4: Variação da frequência da fracção grosseira na formação de cobertura

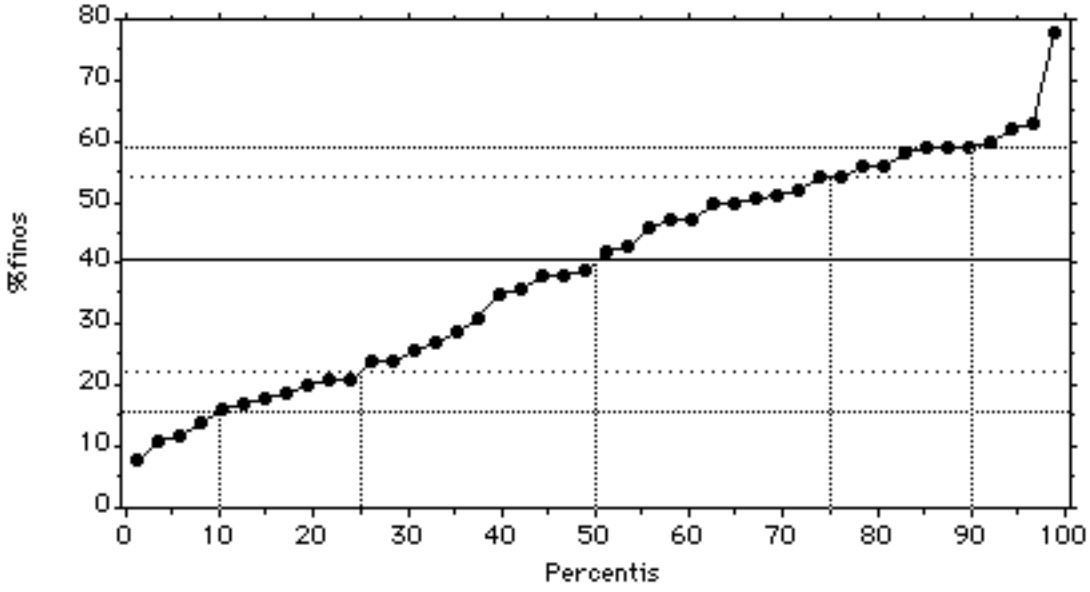


Fig. 15.5: Variação do conteúdo em fracção fina nas amostras da formação de cobertura

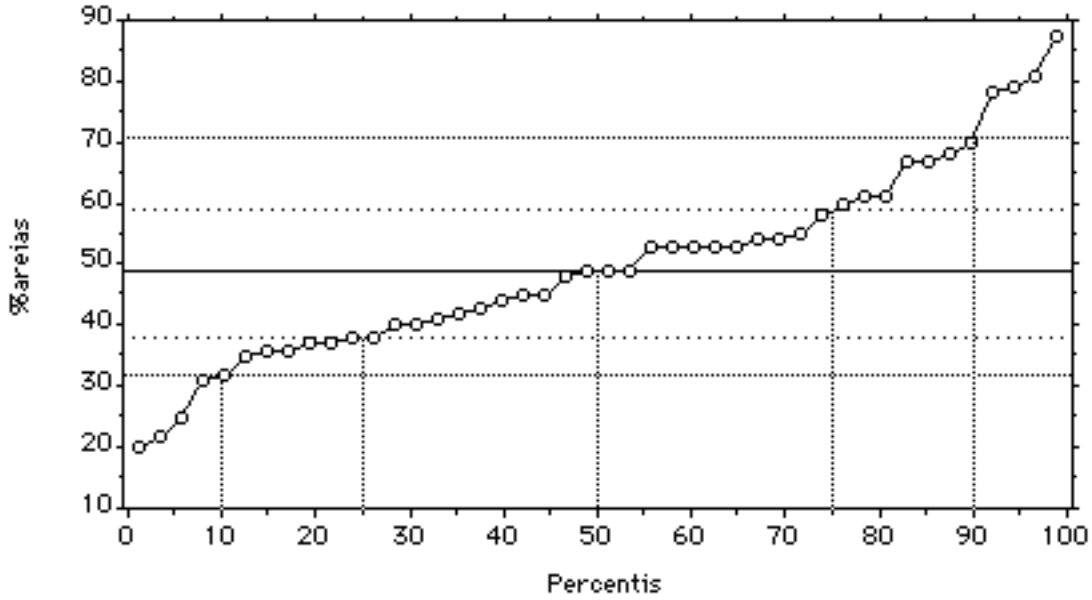


Fig. 15.6: Variação do conteúdo em areias nas amostras da formação de cobertura

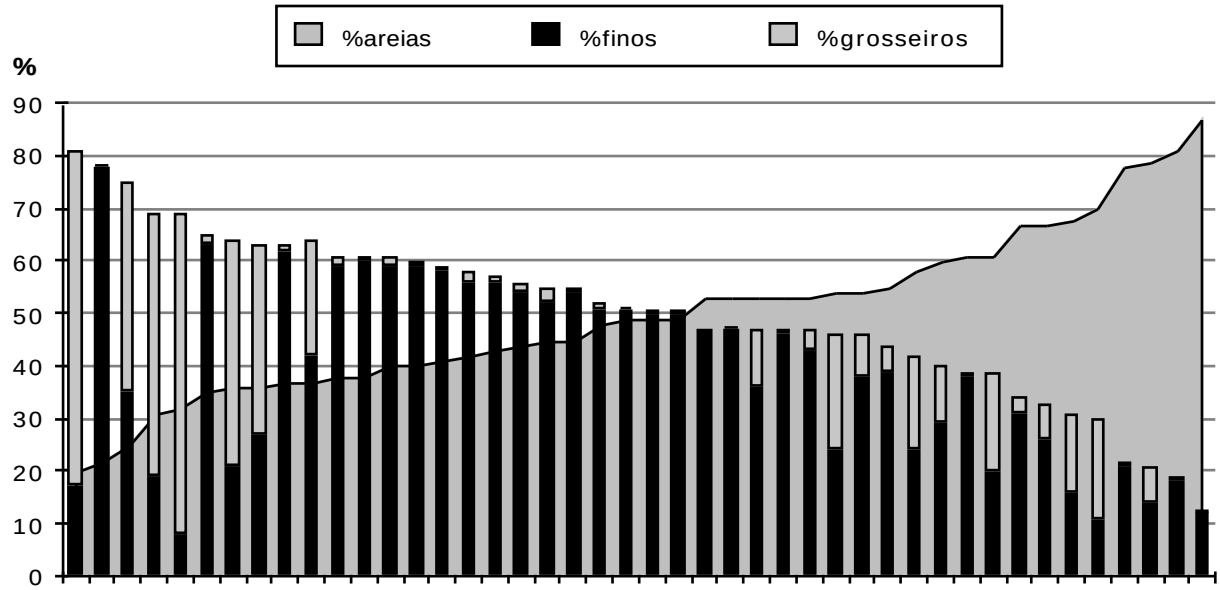


Fig. 15.7: Variação do conteúdo em materiais grosseiros, areias e finos na formação de

A fracção fina parece desempenhar um papel mais importante do que a fracção grosseira[155].

[155] Com efeito, ela é fundamental para assegurar um transporte de tipo solifluxivo.

Parece haver um limiar a partir do qual os fenómenos solifluxivos se tornam possíveis. Assim, não se registaram valores inferiores a 8% de fracção fina (fig. 15.5).
Além disso, 75% das amostras estudadas continham mais de 22.5% dessa fracção.

O papel fundamental da fracção arenosa torna-se ainda mais claro na fig. 15.7, em que se mostra a distribuição conjunta das 3 fracções consideradas.
Verifica-se que as fracções fina e arenosa têm um comportamento claramente antagónico[156], o que demonstra que se trata dos verdadeiros constituintes essenciais da formação de cobertura.

Pelo contrário, a análise das figs. 15.4 e 15.7 permite-nos concluir que os elementos grosseiros não são constituintes essenciais da formação de cobertura.
Porém, o facto de existirem em todas as amostras, mesmo em percentagens diminutas, demonstra a falta de calibragem deste depósito e indicia uma formação em condições solifluxivas, em que os elementos grosseiros disponíveis, resultantes da desagregação mecânica do *bed-rock*, ou de herança de depósitos ricos em calhaus rolados, foram arrastados por uma corrente lamacenta, devida a precipitações elevadas ou à impermeabilização dum substrato gelado.

A observação de campo revela que, normalmente, é na base da formação de cobertura que se concentram os elementos grosseiros.
Um caso típico é aquele que pode ser ilustrado pelas amostras 28, 29 e 30, recolhidas num mesmo corte, na arriba de Lavadores (foto 15.1), a distâncias crescentes do *bed-rock*. A variação da respectiva composição granulométrica está representada na fig. 15.8.

No topo do corte verifica-se uma recorrência de material grosseiro, embora a respectiva frequência seja bastante inferior à que se verifica na base.
O enriquecimento em fracção fina para as amostras que são recolhidas em níveis superiores da cobertura, relativamente àquelas que são retiradas perto da sua base, parece ser um fenómeno bastante comum, a avaliar pelos outros casos apresentados na referida figura.
Porém, quando a formação de cobertura se sobrepõe a depósitos arenosos, a sua base pode ser, já de si, pobre em materiais grosseiros, pelo que esse empobrecimento será pouco sensível. É o caso das amostras 240 e 241 (praia de Labruge) recolhidas sobre um depósito marinho arenoso (foto 15.2).

[156] Como seria de esperar, atendendo a que a respectiva soma perfaz obrigatoriamente 100%, o conjunto fracção grosseira+fracção fina tem um desenvolvimento simétrico do da fracção arenosa.

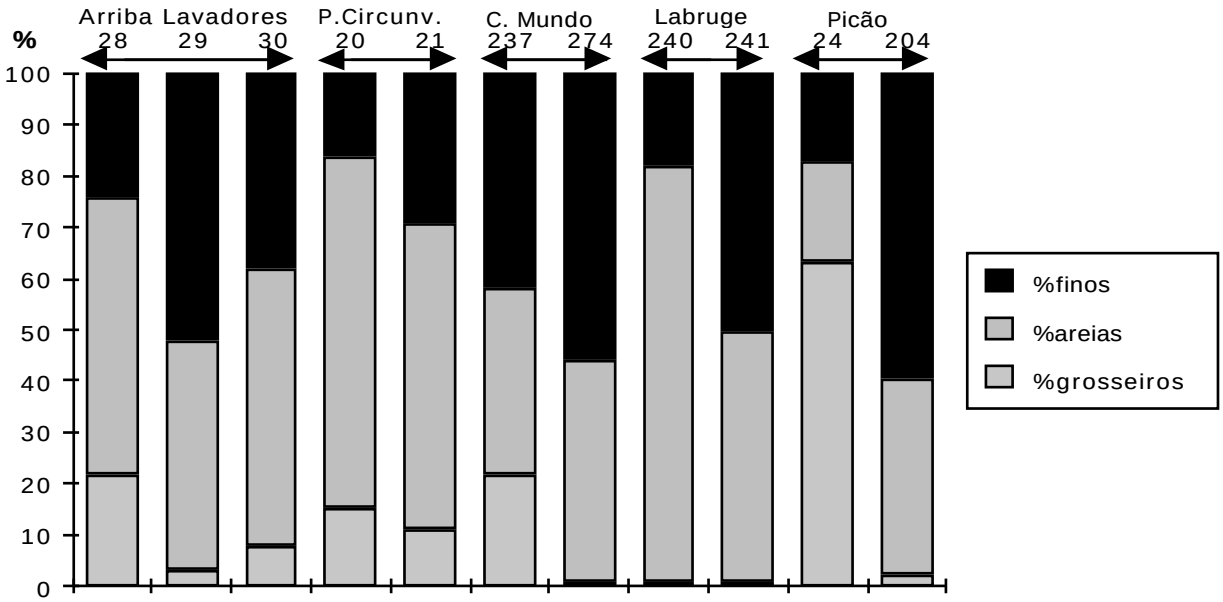


Fig. 15.8: Variação da frequência das fracções grosseira, arenosa e fina da formação de cobertura entre a base e o topo das sortes.

A fig. 15.9 representa, através dum diagrama triangular, a composição granulométrica das diversas amostras da formação de cobertura. Parece haver áreas em que se concentram vários pontos, separadas por áreas vazias. Tentámos definir valores-limite para cada um desses sectores, para os quais propomos a seguinte classificação:

Cobertura grosseira: + de 30% de fracção grosseira;
Cobertura arenosa: + de 50% de areias, - de 45% de finos;
Cobertura fina: + de 45% de finos, - de 5% de grosseiros[157].

[157] Os limites propostos são análogos aos propostos no nosso trabalho de 1984. Todavia, a mancha compacta de pontos com percentagens muito baixas de materiais de calibre superior a 2mm e ricos em argila e silte levou-nos a considerar todo esse conjunto, com uma composição bastante homogénea, como "cobertura fina", em oposição aos depósitos classificados como "cobertura arenosa", em que a variabilidade referente ao conteúdo em elementos grosseiros é notória.
É esta a diferença mais relevante que o estudo de um maior número de amostras nos levou a introduzir relativamente à nossa proposta de 1984.
Fora destes limites apenas se encontra uma amostra, a nº 237, com uma composição bastante próxima dos valores médios para cada uma das fracções e que, por isso, se torna de classificação difícil.

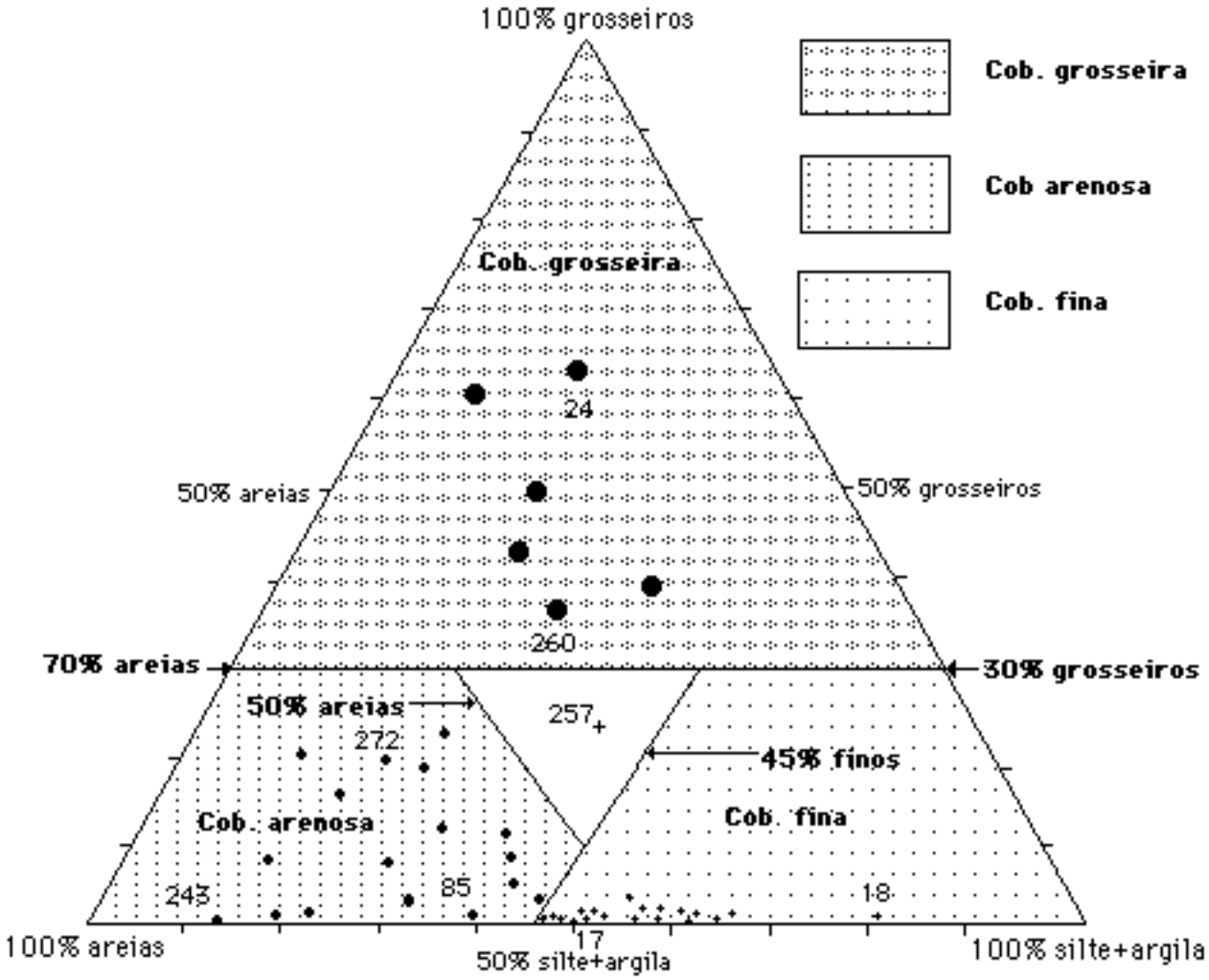


Fig. 15.9: Classificação das amostras da formação de cobertura a partir da frequência das diferentes fracções

15.3 - A calibragem da formação de cobertura

Como vimos no capítulo 11, esta formação caracteriza-se pela sua fraca calibragem, que se traduz num QDØ mais elevado que o dos restantes tipos de depósitos encontrados (quadro 11.C).
Na fig. 15.10 verifica-se que 80% das amostras têm um QDØ compreendido entre 0.9 e 1.9, ponto a partir do qual o declive da curva se torna mais acentuado.

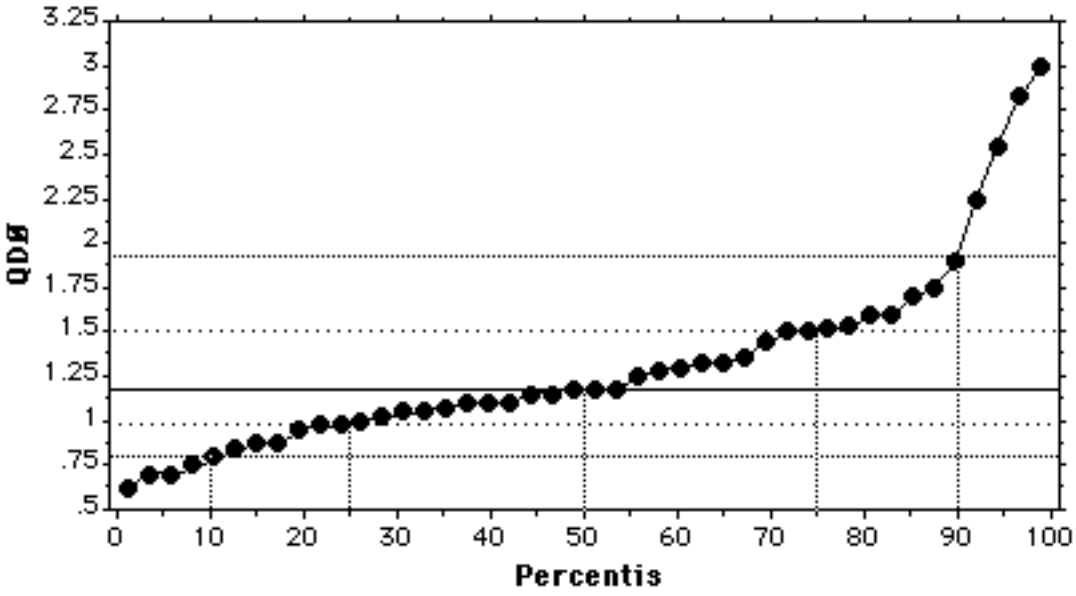


Fig. 15.10: Variação do desvio dos quartis (QDØ) nas amostras da formação de cobertura

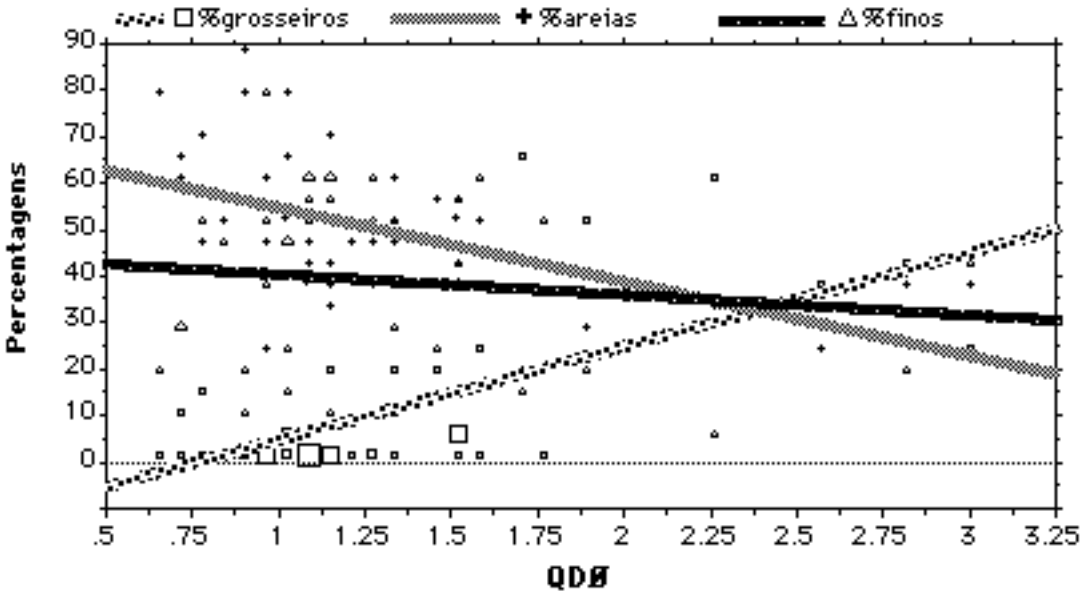


Fig. 15.11: Correlação entre o QDØ e a percentagem correspondente a cada uma das fracções da formação de cobertura

A fig. 15.11 representa a relação entre o QDØ e o conteúdo em fracção grosseira, arenosa ou fina de cada uma das amostras estudadas. Verificamos que há uma correlação positiva entre a frequência de elementos grosseiros e o QDØ. Assim, o desvio dos quartis aumenta quando as amostras são ricas em materiais grosseiros, facto que se verifica, também, em depósitos com outras origens (cf. capítulo 11).

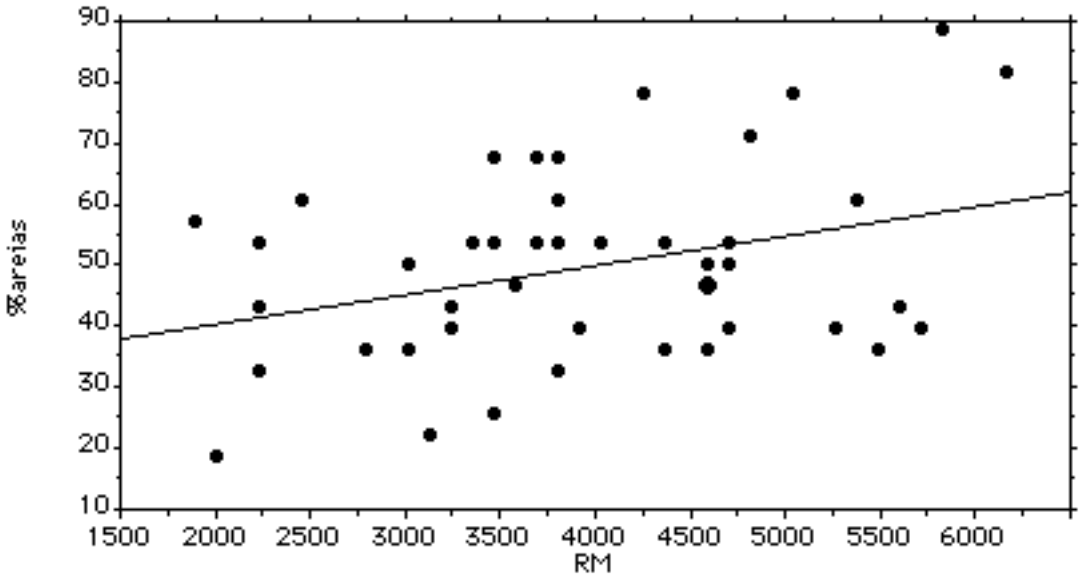


Fig. 15.12: Correlação entre o RM e a frequência das areias da formação de cobertura

Passa-se o contrário relativamente à fracção arenosa. Isto é: as amostras com maior percentagem de areias apresentam um valor do QDØ mais baixo, o que significa que são mais bem calibradas.
A variação da frequência de materiais finos apresenta uma correlação muito baixa com a do QDØ[158].

Por sua vez, a frequência de areias na formação de cobertura (fig. 15.12) parece ter, também, uma correlação positiva com o arredondamento médio (RM). Ora, se admitirmos uma origem solifluxiva para a formação de cobertura, torna-se evidente que o grau de rolamento dessas areias só pode ser explicado como o resultado da herança de areias previamente roladas, obtidas em formações fluviais, marinhas ou eólicas. Podemos, assim, concluir que a existência de percentagens elevadas de areias na formação de cobertura é, frequentemente, um indício de herança de formações arenosas. Deste modo, as amostras da formação de cobertura, quando ricas em areias, apresentam, simultaneamente, um maior rolamento das respectivas areias e uma melhor calibragem, na medida em que recebem elementos de depósitos com uma calibragem mais eficaz do que a existente nas formações solifluxivas.

Entre as amostras representadas no diagrama triangular da fig. 15.9 escolhemos aquelas que se localizavam em pontos extremos, dentro das áreas acima referidas. Com os valores percentuais obtidos na análise granulométrica da fracção de calibre superior a 62μ, construímos uma série de histogramas (figs. 15.13 a 15.18).

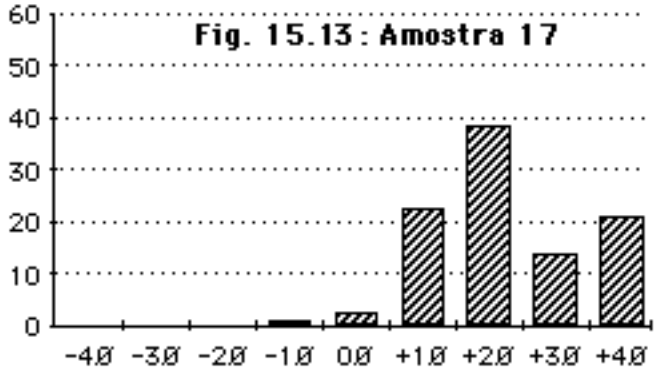
---

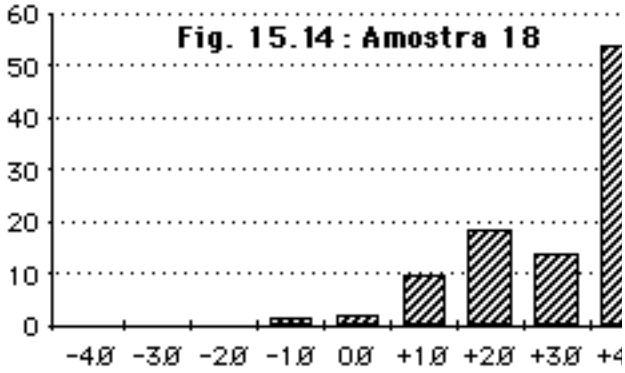
[158] Esse facto não deve admirar-nos já que, como vimos no capítulo 11, só os elementos de dimensão superior a 62μ foram considerados para a determinação do QDØ.
Por isso, a presença de quantidades grandes ou pequenas de materiais finos numa dada amostra não tem qualquer influência nem na curva granulométrica nem no índice de calibragem calculado.

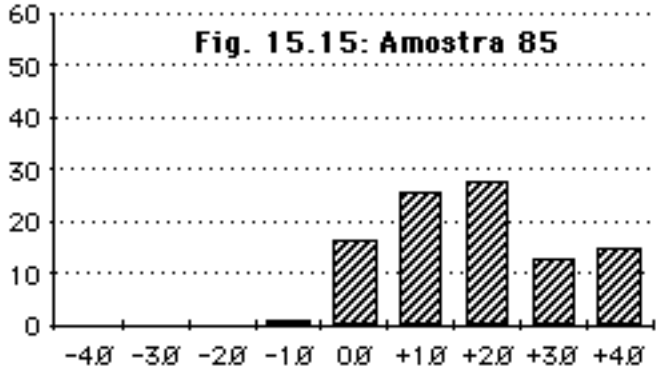
O facto mais saliente é que, quase todos, com excepção do correspondente à amostra nº 243 (a mais rica em areias de todas as analisadas), mostram sedimentos polimodais.
É bastante frequente a existência de um máximo nas areias de calibre inferior a 125µ e superior a 62µ.
Lembramos que a granulometria da fracção fina não pôde ser realizada. Assim, quando os histogramas revelam uma tendência para o aparecimento dum novo máximo, correspondente ao sector de menores calibres, não é possível saber se esse máximo corresponde, efectivamente, ao material retido no peneiro de 62µ, ou se, pelo contrário, ficaria situado nos calibres inferiores a 62µ.

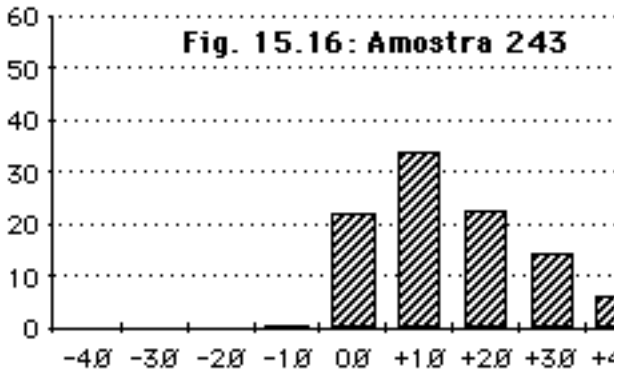
Os histogramas apresentados pretendem mostrar os vários tipos de formação de cobertura que é possível encontrar na área estudada.
Assim, as amostras nº 17 e 18 podem classificar-se dentro da formação de cobertura com carácter fino. Esse aspecto começa a esboçar-se na amostra 17, mas torna-se mais nítido na 18, em que a classe modal se situa nas areias muito finas (dimensões compreendidas entre 125 e 62µ).
No caso das amostras 85 e 243, trata-se de depósitos com grande percentagem de elementos arenosos.
As amostras 272 e 237 apresentam características de transição. Começa a definir-se a existência de um máximo correspondente aos elementos grosseiros, que, todavia, ainda não são predominantes, dada a grande importância das areias.
No caso das amostras nº 260 e 24 (formação de cobertura com carácter grosseiro), a fracção arenosa fica "esmagada", devido à grande importância que assumem os elementos grosseiros.
Todavia, em todos os histogramas realizados existe um máximo na fracção arenosa, ainda que se trate de um máximo secundário, o que confirma a importância das areias na formação de cobertura.
Geralmente, as amostras de características mais finas apresentam máximos nas areias de dimensões compreendidas entre 0.5mm e 0.25mm (correspondentes ao peneiro de 2Ø).
As amostras de carácter mais grosseiro apresentam máximos em classes de maior calibre.
Finalmente, nas amostras classificadas como grosseiras, o máximo principal encontra-se nos calibres superiores a 2mm.

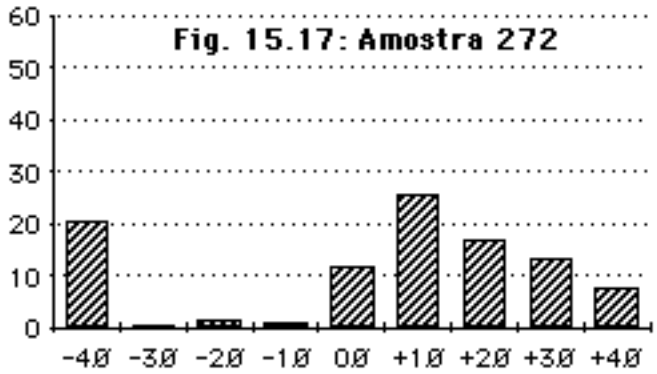
A fig. 15.21 apresenta as curvas cumulativas referentes às mesmas amostras estudadas nos histogramas anteriormente analisados.

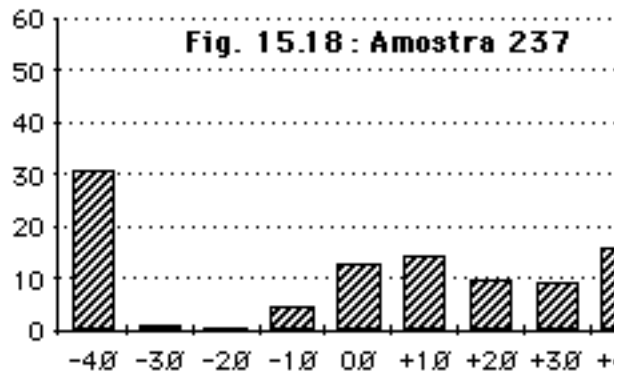


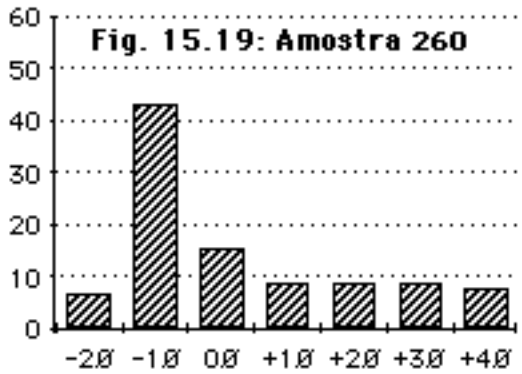


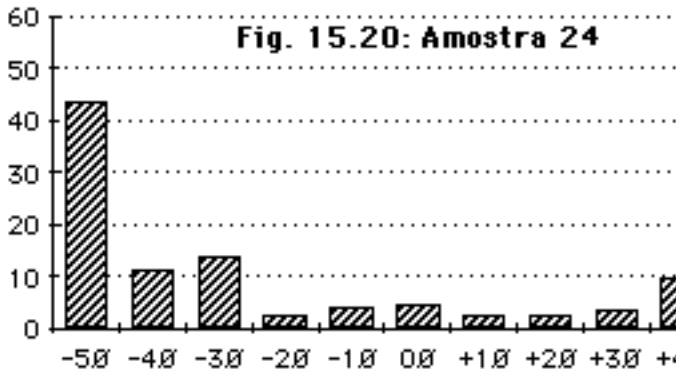












Passamos a fazer a respectiva análise, começando da direita para a esquerda.

As amostras repesentadas no lado direito da fig. 15.21 são as que apresentam carácter mais fino.
Seguem-se as amostras ricas em areias (amostras 85 e 243).
Vêm a seguir os depósitos de tipo intermédio. Nestes (amostras 272 e 237) verifica-se que existem bastantes elementos grosseiros, o que torna os sectores esquerdos das respectivas curvas análogos aos das formações classificadas como grosseiras. Contudo, o sector central das referidas curvas assemelha-se ao dos depósitos ricos em areias.
As formações de tipo grosseiro estão representadas no lado esquerdo da fig. (amostras 260 e 24).

Contudo, independentemente dos vários tipos de formação de cobertura que possam ser considerados, a fraca calibragem é a principal característica deste depósito, o que pode comprovar-se pelo baixo declive das curvas da fig. 15.21.
Além disso, é frequente estas amostras apresentarem uma distribuição polimodal, com um máximo principal e, pelo menos, mais um máximo secundário.

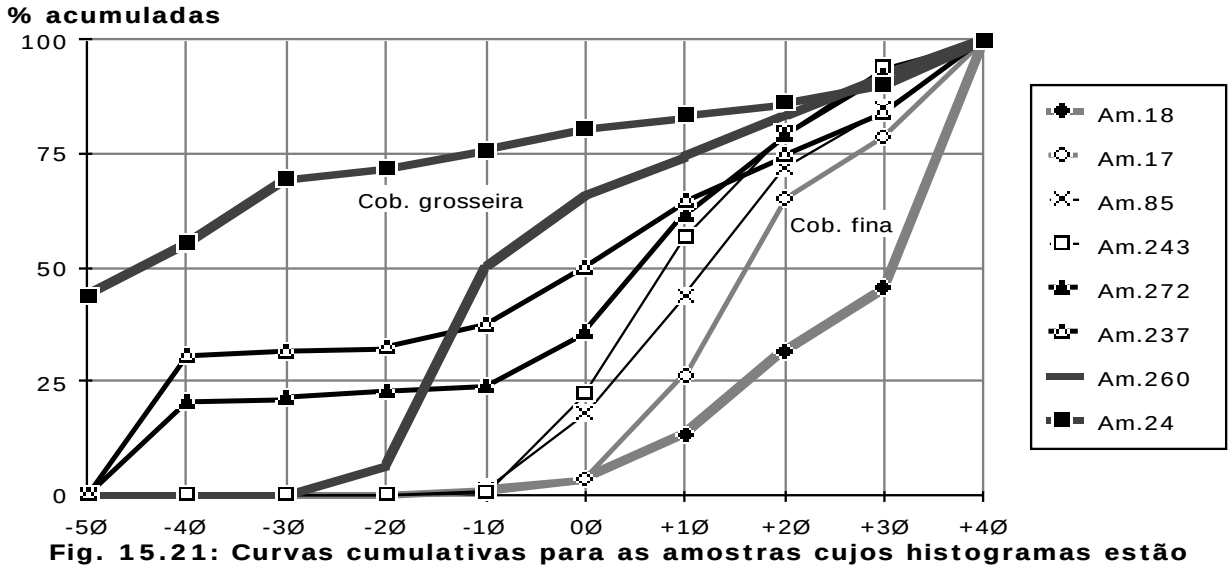


Fig. 15.21: Curvas cumulativas para as amostras cujos histogramas estão

Embora esse aspecto não seja aparente nos histogramas representados, já que não foi realizada a análise granulométrica da fracção de dimensões inferiores a 62µ, existe sempre uma certa percentagem de elementos finos (silte e argila), cuja frequência é geralmente superior a 10% do peso total da amostra (média=38.4%). Também se encontram, sempre, alguns elementos de dimensão superior a 2mm.
A coexistência de elementos finos e grosseiros é um dos sinais mais evidentes da má calibragem do depósito.
Ora, essa falta de calibragem faz-nos propor, como L. Berthois (1949), uma origem solifluxiva para a formação de cobertura.

15.4 - Condições climáticas contemporâneas da formação areno-pelítica. A crioclastia e a produção de partículas finas

Uma vez que admitimos tratar-se dum depósito solifluxivo, a questão do clima responsável pela cobertura areno-pelítica torna-se relevante.

J. Tricart (1967) afirma que "a solifluxão se observa, também, em climas temperados. Porém, condições periglaciares atenuadas constituem um meio favorável. Como o gelo e o degelo descem, todos os anos, abaixo do nível das raízes da vegetação, fragmentam a rocha e preparam material terroso apto a solifluir quando saturado de água pelo degelo, sobretudo se estiver sobre um resto de solo gelado ou sobre uma rocha pouco permeável".

É verdade que, muitas vezes, a formação de cobertura apresenta, na base, elementos angulosos e achatados do *bed-rock*, que devem ter origem na fragmentação devida à alternância gelo/degelo.

Um outro aspecto que dá indicações no sentido dum clima frio, contemporâneo ou um pouco posterior à formação de cobertura, é o facto de os calhaus dos depósitos que lhe estão subjacentes se apresentarem normalmente levantados na faixa de contacto.
Este fenómeno é explicado por J. Tricart (1967, p. 144) como resultante das tensões laterais desenvolvidas sobre os calhaus quando a massa circundante, embebida de água, aumenta de volume ao congelar.

Em vários locais (praias da Circunvalação, Madalena, Francelos e Granja), observou-se que a formação de cobertura se sobrepunha a depósitos marinhos consolidados, situados sob as areias da praia actual, a cotas que não ultrapassam, na primeira daquelas praias, os 3.5m. Estes depósitos são, presumivelmente, do último interglaciar (cf. capítulo 14). Deste modo, a formação de cobertura, naquele local e de acordo com as datações de H. Nonn (1966), poderá ser atribuída ao Würm.

Em 1983, G. S. Carvalho assinala a presença de areias eólicas, semelhantes às da Gândara, entre os gelifractos existentes na serra da Boa Viagem.
Segundo o autor, este facto pode provar que as areias eólicas da Gândara se terão formado num meio periglaciar, de onde deduz que possam ser do Würm.

Por outro lado, como já dissemos, na base da formação de cobertura podem encontrar-se, na área a norte da Boa Nova, calhaus eolizados. Estes elementos correspondem, muitas vezes, a calhaus rolados, com posterior retoque eólico (foto 15.3).

Para que os calhaus eolizados estejam integrados na base da formação de cobertura é necessário que a respectiva fase de eolização tenha sido anterior à fase solifluxiva, o que revela uma certa analogia com a hipótese defendida por H. Nonn (1966) segundo a qual teria havido, no final do Würm, uma fase de clima frio e húmido, antecedida (e seguida) por fases de clima frio e seco.
A existência de fenómenos de eolização, ligados a um clima de tipo periglaciar pelo menos até à latitude da Serra da Boa Viagem, faz-nos supor que os indícios de eolização encontrados na nossa área poderão relacionar-se com um clima do mesmo tipo.

Por outro lado, a existência de importantes fenómenos de eolização poderia fortalecer a hipótese de um clima bastante frio, duma espécie de "deserto litoral" (G. Coudé-Gaussen, 1981, p. 202), durante o Würm, na costa portuguesa.

Assim, a aceitação da existência de climas de tipo periglaciar (frios e húmidos, frios e secos), durante o Würm, na nossa área de trabalho, parece encaixar-se bastante bem no quadro que vários autores têm apresentado para a evolução geomorfológica da área.

Ao contrário do que acontece nos climas quentes e húmidos (cf. capítulos 13 e 14), nos climas frios os processos de meteorização mecânica são predominantes relativamente aos processos de ordem química[159].

Além da solifluxão, um outro fenómeno característico dos climas periglaciários é a gelifracção ou crioclastia, que corresponde à fragmentação provocada pelo aumento de tensão exercida nas paredes da rocha quando a água aumenta de volume, ao congelar. Como veremos, este processo permite explicar a origem da maior parte do material presente na formação de cobertura, à excepção dos elementos herdados de depósitos pré-existentes.

Consoante a dimensão dos elementos resultantes, podemos considerar a macro e a microgelifracção (J. Tricart, 1977).

A macrogelifracção produz detritos angulosos, geralmente sob a forma de placas achatadas, de dimensões centimétricas ou decimétricas, que, quando incluídas na formação de cobertura, correspondem à fracção grosseira.

Para que a macrogelifracção possa actuar é necessário que as rochas estejam previamente fissuradas, de molde a permitir a penetração da água que, ao congelar, irá aumentar de volume, estilhaçando a rocha. Essa fissuração pode ser devida à acção da

---

[159] A distinção entre desagregação mecânica e alteração química tem uma certa operacionalidade, pois permite fazer a oposição entre os climas em que a meteorização é predominantemente mecânica e aqueles em que domina a alteração química.
Porém, a oposição existente entre esses dois grupos de processos não deve fazer-nos esquecer a relação dinâmica, de complementaridade, existente entre eles. A alternância de condições climáticas contrastantes pode ter desencadeado retroacções positivas, o que, como vimos no parágrafo 9, tornou a morfogénese no Quaternário particularmente intensa, em comparação com outros períodos geológicos.
Para que a alteração química actue com eficácia é necessário que a rocha esteja minimamente fissurada. Só assim a água poderá penetrar na rede cristalina para proceder à hidrólise dos feldspatos.
Ora, essa fissuração pode ser acentuada pela acção dos fenómenos mecânicos da meteorização, que contribuem para alargar as fissuras de origem estrutural existentes na rocha.
Deste modo, a exploração das diáclases, pela crioclastia, durante os períodos frios, poderia acelerar a alteração química dos períodos interglaciários subsequentes.
Por sua vez, a alteração química dos climas interglaciários poderia preparar o material para uma gelifracção mais eficaz, no período frio seguinte.
Com efeito, a porosidade e fissuração nas rochas são incrementadas quando a hidrólise, mesmo incipiente, ataca a coerência da estrutura cristalina. Nestas condições, a crioclastia praticamente pode "pulverizar" a rocha, reduzindo os minerais a partículas bastante finas, que podem atingir as dimensões do silte e mesmo das argilas.
A alternância de condições climáticas contrastantes pode ter desencadeado retroacções positivas, o que, como vimos no parágrafo 9, tornou a morfogénese no Quaternário particularmente intensa, em comparação com outros períodos geológicos.

tectónica, do arrefecimento (nas rochas magmáticas e metamórficas), da descompressão por erosão das rochas suprajacentes e pode, ainda, corresponder às juntas de estratificação (nas rochas sedimentares).
Na nossa área, quando o *bed-rock* é constituído pelo granito do Porto, os elementos resultantes da macrogelifracção apresentam-se sob a forma de placas achatadas misturadas com uma matriz terrosa e escura. Aparentemente as referidas placas foram destacadas da rocha a partir de diáclases paralelas à sua superfície.
Pensamos, por isso, que a forma assumida pelos gelifractos resulta, frequentemente, da exploração, pelo gelo, das diáclases de descompressão (J. Ritchot, 1975).

A microgelifracção produz, por sua vez, uma divisão das rochas em partículas de pequenas dimensões, da ordem das areias e do silte, explorando os respectivos interstícios intergranulares e mesmo a microfissuração dos cristais.
A microgelifracção vai actuando continuamente, reduzindo cada vez mais a dimensão das partículas e produzindo percentagens apreciáveis de material fino.

Parece-nos, de acordo com G. Coudé-Gaussen (1981, p. 153), que a microgelifracção poderá explicar a origem de uma parte da fracção fina constante destes depósitos (cerca de 38% em média, cf. fig. 15.2).
A eficácia da microgelifracção terá sido aumentada pelo facto de actuar sobre rochas que sofreram uma alteração prévia, durante os períodos mais quentes e húmidos do Terciário e nas fases interglaciárias do Quaternário (cf. nota 15.7).
Como vimos nos capítulos 13 e 14, esses mesmos fenómenos de alteração são responsáveis pela produção da maior parte dos minerais de argila encontrados nos depósitos "plio-plistocénicos".
O remeximento e destruição desses depósitos poderão ter fornecido uma parte dos materiais finos existentes na formação de cobertura.

O material fino, resultante da desagregação mecânica e da herança de alteritos e depósitos pre-existentes, quando embebido em água, poderá transformar-se numa massa lamacenta, capaz duma eventual deslocação de tipo solifluxivo, em que podem ser arrastados elementos de peso e dimensões apreciáveis, mesmo em superfícies com declives muito baixos (0.9%, segundo J. Tricart, 1956).

Segundo J. Tricart e A. Cailleux (1967), os climas periglaciários podem pertencer a três tipos fundamentais:

1 - Climas secos com invernos rudes, caracterizados pela grande influência do gelo (sobretudo do gelo intenso) e dos processos eólicos e pela pequena importância das águas correntes;

2 - Climas húmidos com invernos bem marcados. Neste caso, as temperaturas apresentam uma menor amplitude térmica anual. O gelo é menos intenso. A fusão das neves, na Primavera, favorece a solifluxão. Uma certa abundância de chuvas no Verão permite fenómenos de escorrência;

3 - Climas com baixa amplitude térmica anual, caracterizados por numerosas alternâncias gelo/degelo. Trata-se de um gelo superficial, penetrando fracamente no solo. As acções eólicas têm uma importância reduzida.

A intensidade do gelo e a sua frequência condicionam, naturalmente, as modalidades de gelifracção que vão ter lugar.
É necessário um gelo intenso para que a macrogelifracção seja eficaz, uma vez que com gelo moderado a onda térmica só penetra superficialmente, e só pode destacar pequenos fragmentos.
Com gelo forte, pelo contrário, toda a massa dos blocos rochosos é penetrada e eles chegam a ser partidos ao meio (J. Tricart e A. Cailleux, 1967). Entretanto, a microgelifracção actua também, e destaca partículas de menor dimensão da superfície da rocha.
Se as temperaturas não forem tão baixas, desde que o solo esteja bem impregnado de humidade, a microgelifracção passa a predominar sobre a macrogelifracção que, como dissemos, só pode realizar-se com gelo muito intenso.
Nessas condições, dispondo de uma matriz fina abundante e de poucos elementos grosseiros, a solifluxão é favorecida.

Assim, nos climas mais frios e secos prevalecerão os fenómenos eólicos e a macrogelifracção, com a consequente formação de escombreiras, eventualmente do tipo *grèze*.
Com climas de tipo mais húmido a solifluxão será dominante, arrastando os gelifractos num movimento lento e preenchendo, assim, as irregularidades da superfície topográfica.
Porém, não é só o clima que determina o predomínio da macro ou da microgelifracção. Com efeito, as alternâncias de temperaturas positivas e negativas fazem-se sentir com muito maior nitidez na rocha nua do que na mesma rocha coberta por um solo (J. Tricart e A. Cailleux, 1967). Por isso, nas cornijas, por exemplo, a macrogelifracção é um fenómeno muito frequente, o que tem como consequência a formação de taludes de escombreiras na sua base.
Se a rocha estiver coberta por um solo, as descidas bruscas de temperatura são amortecidas, o que reduz a sua eficácia. Nessas condições é, normalmente, a microgelifracção o processo mais significativo.

15.5 - A morfoscopia e a origem das areias da formação de cobertura

A fig. 15.22 mostra a variação do arredondamento médio na formação de cobertura. Verifica-se um aumento rápido dos respectivos valores até um pouco acima de 0.3, o que corresponde a 25% das amostras estudadas. Daí até ao valor de 0.47 situam-se 57% das amostras. A partir desse valor a variação do RM torna a ser muito rápida.

Na fig. 15.23 podemos verificar que as amostras da formação de cobertura, embora apresentem valores mínimos do RM bastante baixos, acabam por obter valores médios e máximos superiores aos valores registados para o conjunto dos depósitos fluviais (actuais e fósseis) e até mesmo dos marinhos (actuais e fósseis). Assim, verifica-se que a formação de cobertura apresenta uma amplitude entre o RM mínimo e máximo que corresponde à maior encontrada nos depósitos representados na fig. 15.23. Ora esse facto pode, desde já, alertar-nos para a hipótese de que valores do RM tão contrastantes podem ter explicações variadas.

No quadro 11.B verificamos que o RM médio para os depósitos fluviais do rio Douro, já na zona estuarina, é de 0.327. Ora, este valor é inferior a 0.393 que é o valor médio do RM para a formação de cobertura.
Ora, se um rio poderoso, como o Douro, só consegue imprimir um arredondamento medíocre aos seus grãos de areia, é óbvio que processos de escorrência e remeximento superficial na formação de cobertura não podem ser responsáveis por arredondamentos médios que atingem 0.618 (valor máximo para a referida formação).
Por isso, os elementos bem rolados existentes na formação de cobertura só podem ter origem na herança de formações pre-existentes, ricas em areias ou seixos rolados.
Discordamos, por isso, da proposta de L. Berthois (1949), que pressupunha que os grãos arredondados do referido depósito seriam devidos ao desgaste mecânico provocado pelos processos de escorrência.

Apesar de, a nosso ver, ser bastante esclarecedora, a análise do RM não dispensa o estudo de outras características, tais como os aspectos de superfície dos grãos.

A fig. 15.24 representa a correlação entre o RM e a frequência de grãos picotados e esquirolosos na formação de cobertura.

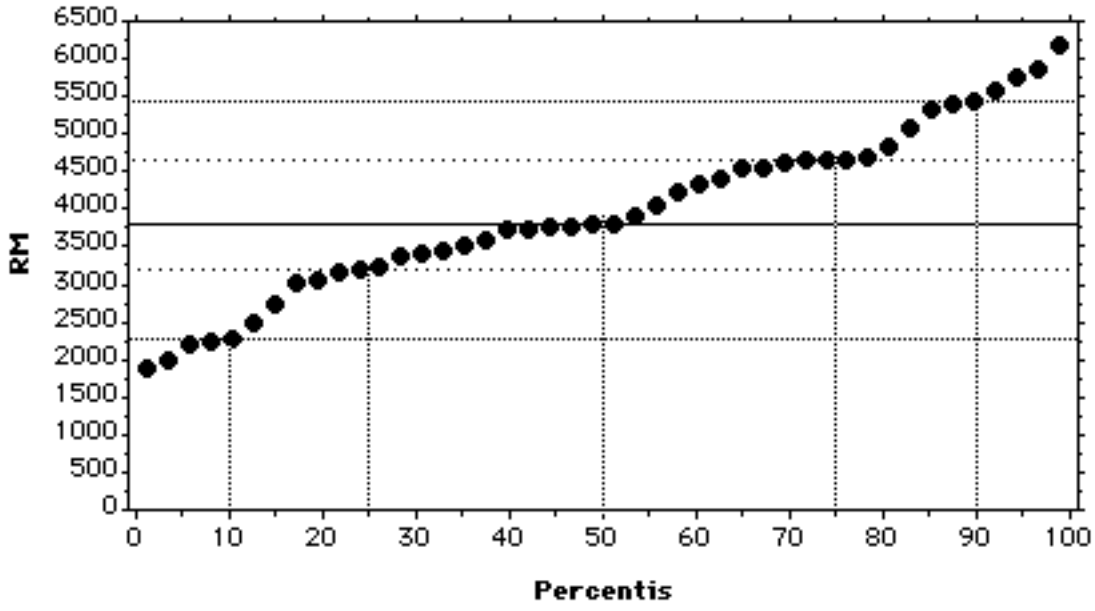


Fig. 15.22: Variação do arredondamento médio (RM) na formação de cobertura

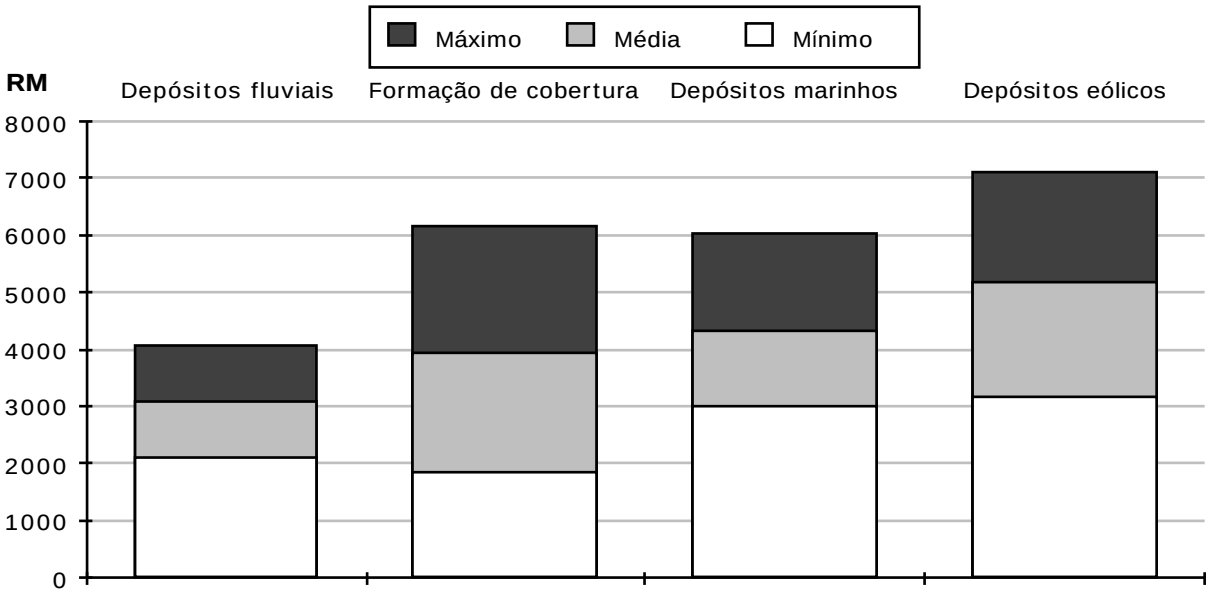


Fig. 15.23: Valores médios e extremos para o RM dos depósitos

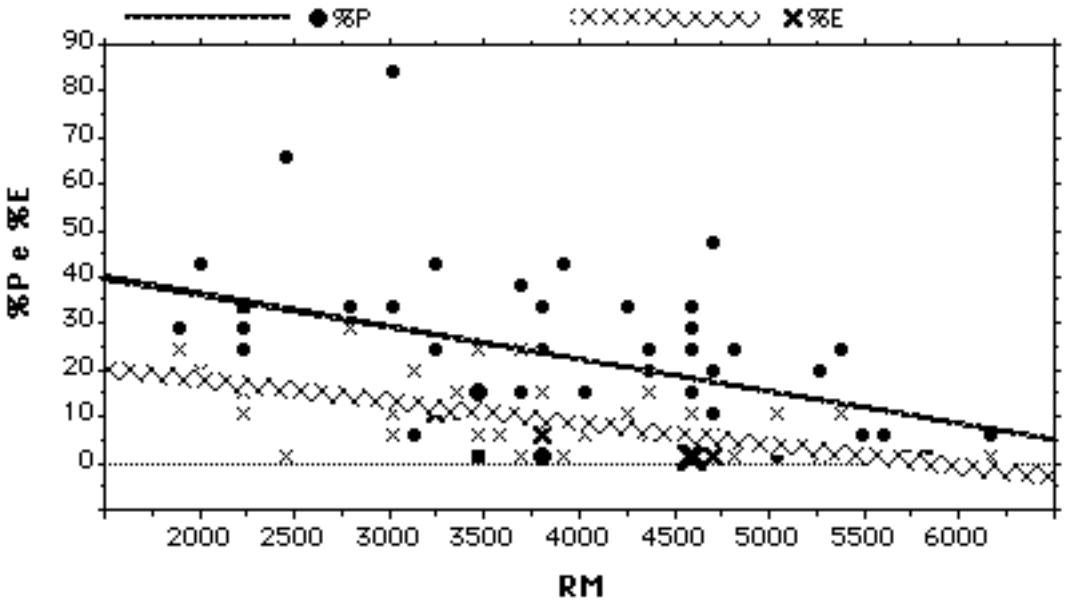


Fig. 15.24 : Correlação entre o RM e a frequência de grãos picotados e esquirolosos na formação de cobertura

Trata-se de uma correlação negativa, o que mostra que os valores mais baixos de RM correspondem às amostras onde a percentagem de grãos picotados e esquirolosos é maior.

Ora, como os elementos esquirolosos correspondem a grãos cujas superfícies não apresentam marcas de ataque químico ou mecânico, a sua abundância pressupõe uma baixa agressividade química do meio e um transporte pequeno ou inexistente.

Além disso, a falta de indícios de ataque químico faz-nos supor que os processos de desagregação mecânica terão sido predominantes para a separação dos grãos de quartzo da rocha original.

Dum modo geral, os processos que levam à libertação dos grãos de quartzo de uma rocha (por exemplo, de um granito) podem ser de dois tipos:
1 - Fenómenos de alteração química dos minerais mais vulneráveis, libertando os grãos de quartzo, e dando-lhes um aspecto fosco ou picotado de origem pedogenética, devido a um ataque químico incipiente da superfície do grão. A desagregação das rochas graníticas, segundo este processo, pode ser designada como arenização (G. Coudé-Gaussen, 1981). Assim os grãos pouco rolados e com uma superfície picotada (ou mesmo fosca) existentes na formação de cobertura poderão explicar-se pela herança de alteritos formados durante os períodos de clima húmido (quente ou temperado) do Cenozóico;
2 - Fenómenos de desagregação mecânica, relacionados com a acção do gelo formado por congelação da água introduzida entre os poros intergranulares da rocha (gelifracção). Neste caso, as superfícies dos grãos não sofrem, em princípio, ataque químico, e poderão manter o seu aspecto original, com superfícies esquirolosas.
Assim, a desagregação mecânica das rochas poderia explicar os grãos simultaneamente esquirolosos e pouco rolados da formação de cobertura.

Por outro lado, a existência de valores do RM muito baixos em algumas das amostras da formação de cobertura parece apontar para um processo de transporte em que os elementos sofram muito pouco desgaste. Podemos, assim, levantar a hipótese de uma movimentação de tipo solifluxivo, já sugerida a propósito da falta de calibragem do material.

Pelo contrário, a correlação do RM com a percentagem de grãos PB é nitidamente positiva (fig. 15.25).

Embora com menos nitidez, passa-se o mesmo relativamente à frequência de grãos foscos. Quer isto dizer que, quantos mais grãos PB e F possuem as amostras da formação de cobertura, maior arredondamento médio apresentam.

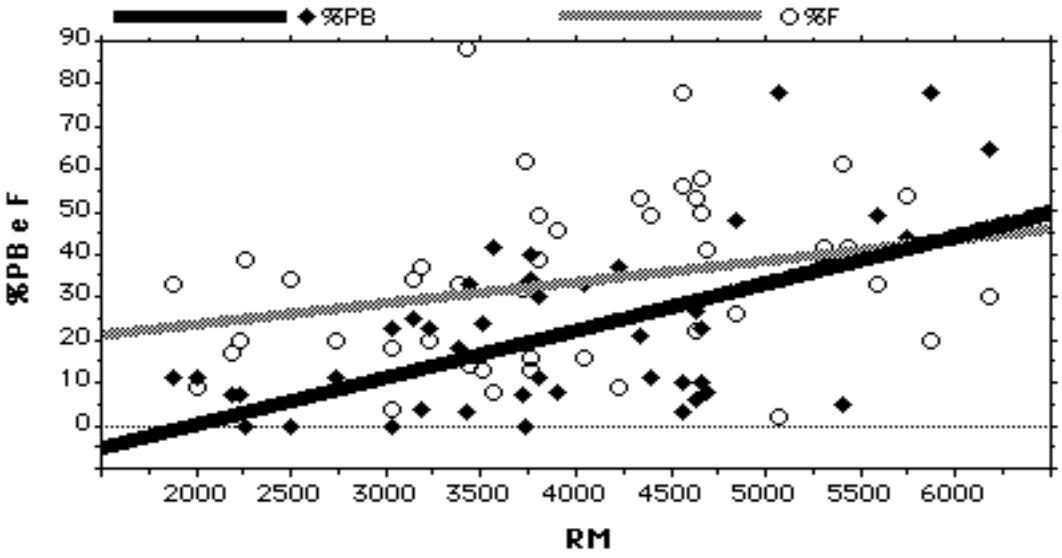


Fig. 15.25: Correlação entre o RM e a frequência de grãos foscos e picotados-brilhantes na formação de cobertura

Tínhamos verificado (cf. fig. 15.12) que existe uma correlação positiva entre o RM das areias que constituem a formação de cobertura e a percentagem com que entram na respectiva composição dimensiométrica. Pensamos que a única explicação plausível para essa correlação é a de que, quando as amostras são muito ricas em areias, parte delas são herdadas de formações pre-existentes, com grãos de quartzo previamente rolados.
Vemos agora que esse aumento do RM parece ficar a dever-se à existência de grãos bem rolados com superfícies picotadas-brilhantes ou foscas.
É natural que nos interroguemos sobre quais os ambientes de sedimentação em que esse arredondamento prévio poderá ter-se realizado.
Como os grãos PB e F, quando arredondados, são característicos, respectivamente, de depósitos marinhos ou eólicos, podemos levantar a hipótese de que eles tenham tido um papel de relevo no fornecimento de areias bem roladas à formação de cobertura.
Torna-se, todavia, necessário confirmar (ou infirmar) a hipótese de trabalho acima referida.

Para fazer a respectiva análise servimo-nos do estudo morfoscópico dos grãos de quartzo contidos na fracção retida no peneiro de 0.5mm, seguindo critérios já descritos (capítulo 11).

A análise de diagramas circulares, contendo a frequência dos diversos aspectos de superfície que ocorrem nas areias da formação de cobertura, revelou uma grande variabilidade. Decidimos, por isso, seleccionar alguns casos que nos pareceram típicos, correspondendo a situações extremas, em que o RM ou a frequência de cada um dos tipos de grãos atingem valores elevados ou, pelo contrário, bastante baixos.

As amostras da fig. 15.26 foram ordenadas segundo valores crescentes do RM.
Verifica-se que a amostra com menor RM (nº11, RM=0.188) é aquela que possui mais grãos P e E. Estes aspectos de superfície parecem, com efeito, caracterizar os grãos com

pouco rolamento. As respectivas frequências decrescem, nitidamente, nas amostras com maior RM.
Quase todas as amostras seleccionadas possuem percentagens elevadas de grãos foscos. Todavia, como já foi dito (capítulo 11), estes grãos podem ter origens muito diversas. Só a existência de elementos foscos e simultaneamente bem arredondados pode dar alguma consistência à diagnose de areias eólicas.

Ora, apesar da correlação existente entre o RM e a frequência dos grãos foscos na formação de cobertura, a verdade é que existem amostras (por exemplo a nº11) com baixo RM, em que os grãos são predominantemente foscos.
A amostra com um maior índice de arredondamento dentro da formação de cobertura (nº 240, fig. 15.26) revela, por sua vez, uma frequência elevada de grãos picotados-brilhantes.
Para tentar averiguar o verdadeiro significado destes aspectos de superfície e a sua relação com o grau de arredondamento de cada elemento construímos os diagramas das figs. 15.27 a 15.31. Estes diagramas pretendem representar o espectro morfoscópico de cada amostra (quadro 15.A), em toda a sua complexidade, caracterizando cada grão, simultaneamente, em termos de arredondamento e de aspecto de superfície.
Exceptuando no caso das amostras 198 e 199, em que o RM da primeira é superior ao da segunda, a análise que vamos realizar será organizada segundo valores crescentes do respectivo RM.

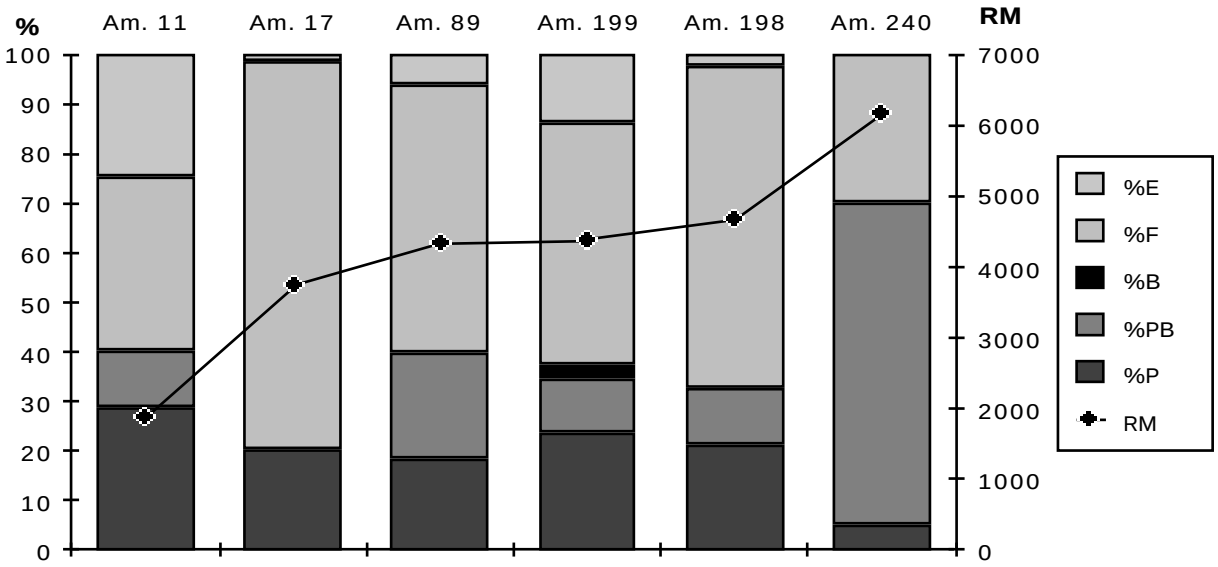


Fig. 15.26: Variação do RM e dos aspectos de superfície em algumas amostras da formação de cobertura

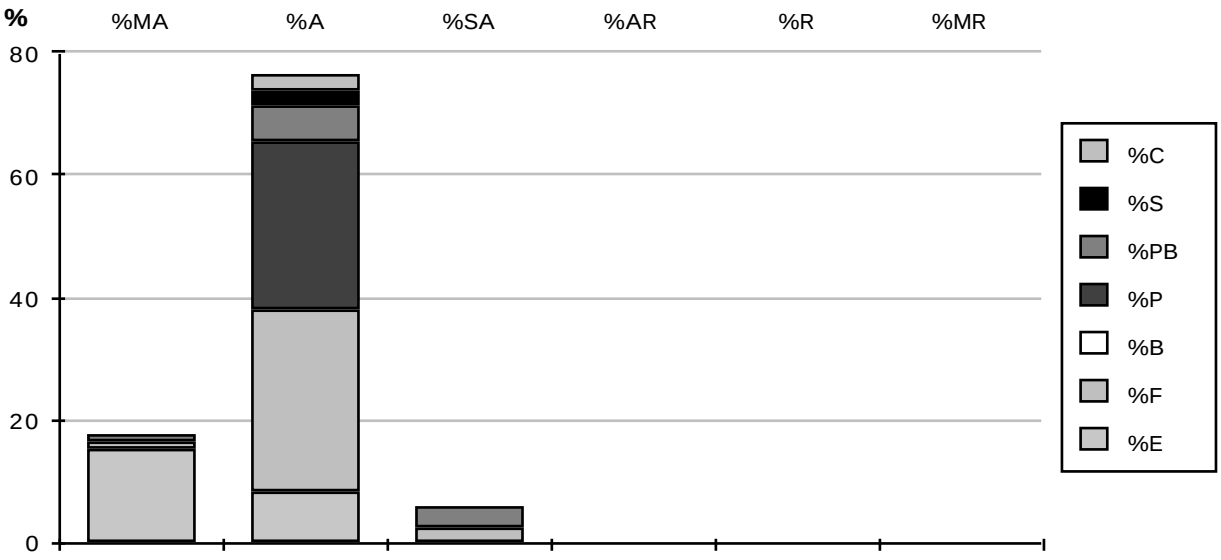


Fig. 15.27: Espectro morfoscópico da amostra nº11; RM=0.188

Assim, na amostra nº11, o predomínio de areias muito angulosas (quase sempre esquirolosas) e angulosas (em parte esquirolosas) evidencia um grau de desgaste muito fraco o que sugere que, na respectiva origem, poderão estar fenómenos de desagregação mecânica.

Por outro lado, as areias angulosas com superfícies foscas e picotadas parecem indiciar uma origem na alteração química do *bed-rock*. Significativamente, a quase totalidade das areias muito angulosas são esquirolosas, enquanto que as superfícies foscas e picotadas parecem estar ligadas a um certo grau, embora muito ligeiro, de desgaste (como vimos no capítulo 11, esse desgaste seria, provavelmente, de origem química).

Sendo assim, tudo indica que este ligeiro desgaste poderia ser devido, quase exclusivamente, à alteração do *bed-rock*. Esta, poderia, assim, ser responsável por muitas das areias angulosas com superfícies foscas ou picotadas que encontrámos em muitas das amostras estudadas.
Como conclusão, podemos dizer que as areias desta amostra parecem relacionar-se, predominantemente, com a desagregação mecânica e com a alteração química do *bed-rock*.
Por outro lado, o seu carácter muito anguloso parece excluir, praticamente, qualquer transporte em meio aquoso.

Na amostra nº 17 (fig. 15.28) o valor do RM é substancialmente mais elevado.
De acordo com as conclusões extraídas da análise da fig. 15.27, podemos concluir que a desagregação mecânica e a alteração química do *bed-rock* parecem muito menos importantes na amostra nº17 do que na nº 11.
Verificam-se, em contrapartida, frequências elevadas de grãos arredondados (nomeadamente foscos e picotados-brilhantes). Este facto parece apontar para a existência de areias marinhas e eólicas na constituição deste depósito.

O espectro morfoscópico da amostra 89 (fig. 15.29), situada sobre um depósito marinho, mostra, naturalmente, a influência de areias de praia. Além disso, apresenta areias de origem eólica, identificadas pela presença de grãos foscos, redondos e muito redondos. Todavia, os grãos angulosos e muito angulosos também estão presentes, demonstrando uma possível contribuição, embora diminuta, de areias com pouco desgaste. Estas podem ter origem na desagregação do *bed-rock*, mas não é de excluir a hipótese de uma origem marinha, fluvial ou mesmo eólica, pois, como já sabemos, as areias originárias destes meios de sedimentação quase sempre apresentam frequências significativas de grãos pouco rolados, de superfícies geralmente esquirolosas, correspondentes a elementos destacados do *bed-rock*, que não tiveram tempo para sofrer um desgaste apreciável (cf. fig. 11.10).

Contudo, no caso da amostra 198 (fig. 15.30), a importância da desagregação mecânica ou da alteração química tornam-se relativamente pequenas.
Por sua vez, a influência eólica torna-se mais nítida devido à frequência de grãos foscos, redondos e muito redondos. Este facto traduz-se num certo aumento do RM.

A amostra nº 199 (fig. 15.31) parece representar a mistura de areias de diferentes proveniências.
Assim, na parte mais à esquerda do diagrama encontramos uma certa frequência de elementos angulosos e sub-angulosos, essencialmente picotados e esquirolosos, cuja origem poderá estar ligada a fenómenos de desagregação mecânica e de alteração química do *bed-rock*.
As areias com maior grau de arredondamento apresentam superfícies predominantemente foscas. É possível, por isso, que tenham origem eólica.
Estas duas amostras correspondem a uma sequência dentro dum corte situado próximo do farol da Boa Nova, em Leça da Palmeira (foto 15.4).

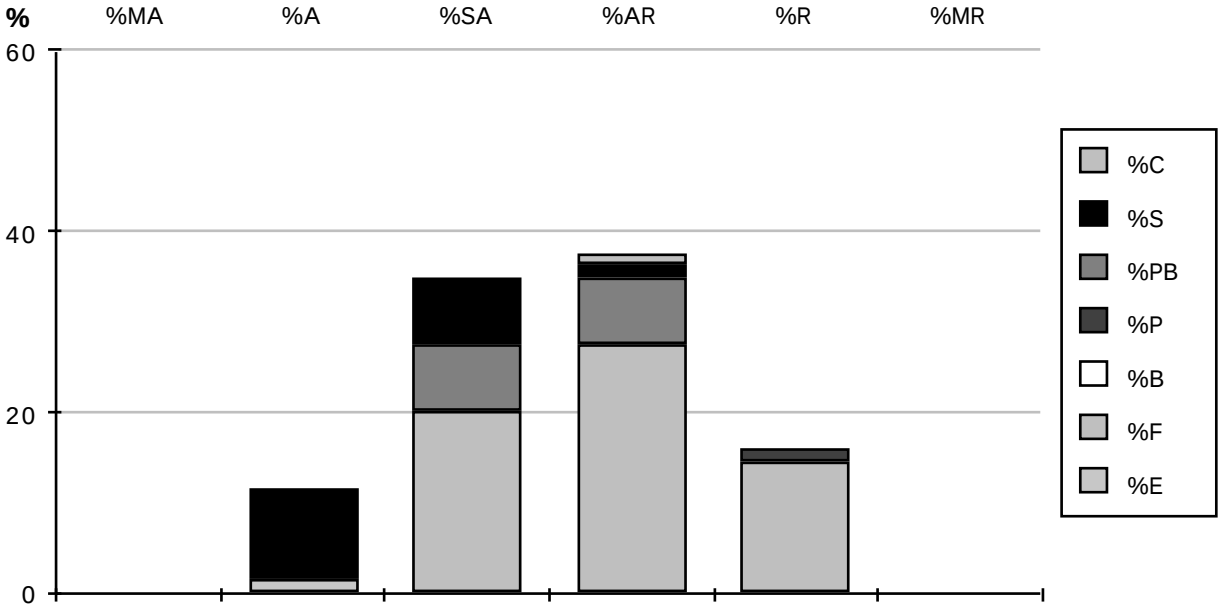


Fig. 15.28: Espectro morfoscópico da amostra nº17; RM=0.374

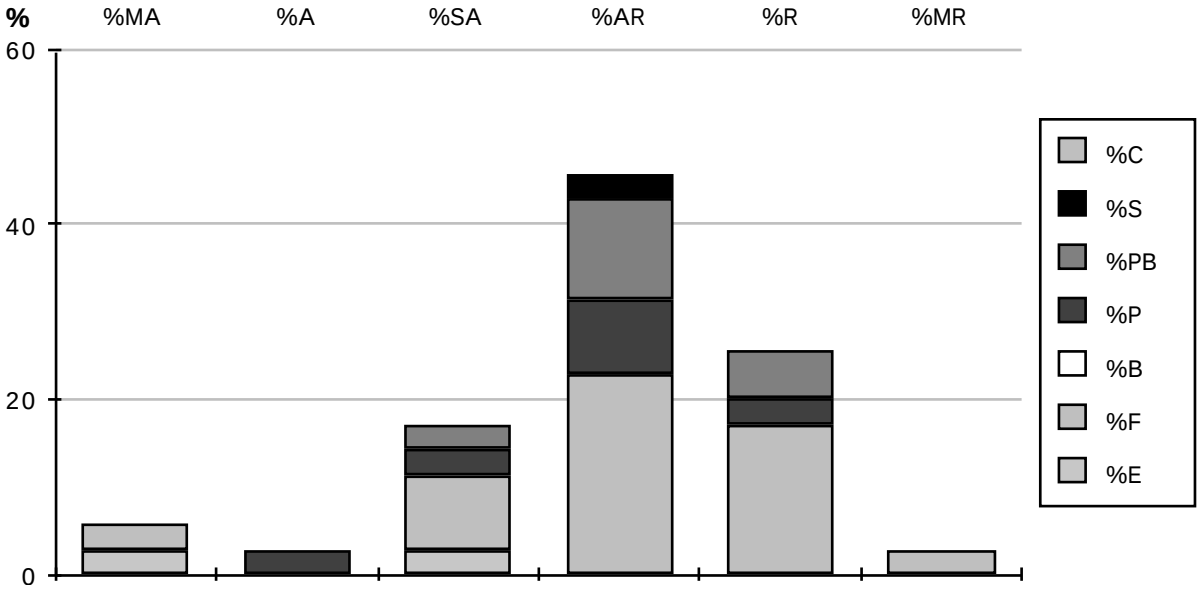


Fig. 15.29: Espectro morfoscópico da amostra nº89; RM=0.434

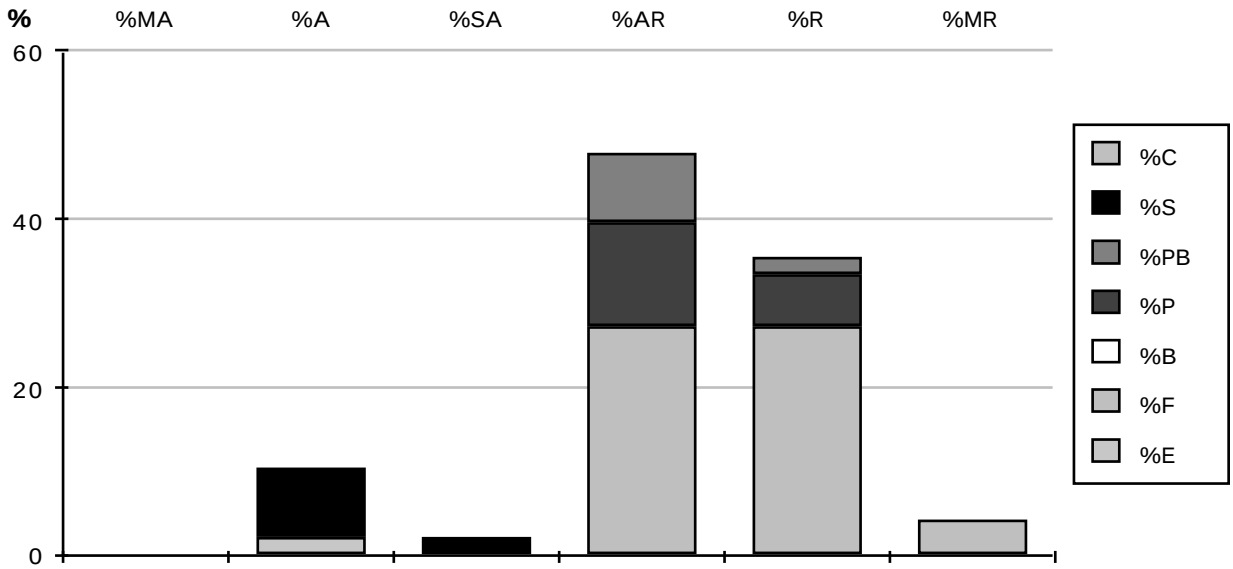


Fig. 15.30: Espectro morfoscópico da amostra nº 198; RM=0.467

A amostra 198 corresponde a um depósito de cobertura acastanhada, a que se sobrepõe a nº 199 (cobertura negra).
Parece assim que num primeira fase (fig. 15.30, amostra 198), a formação de cobertura poderia ter recebido a contribuição quase exclusiva de depósitos eólicos. Numa segunda fase (fig. 15.31, amostra 199) ela passaria a receber uma alimentação mais rica em elementos mais angulosos, resultantes, eventualmente, da desagregação do *bed-rock*.

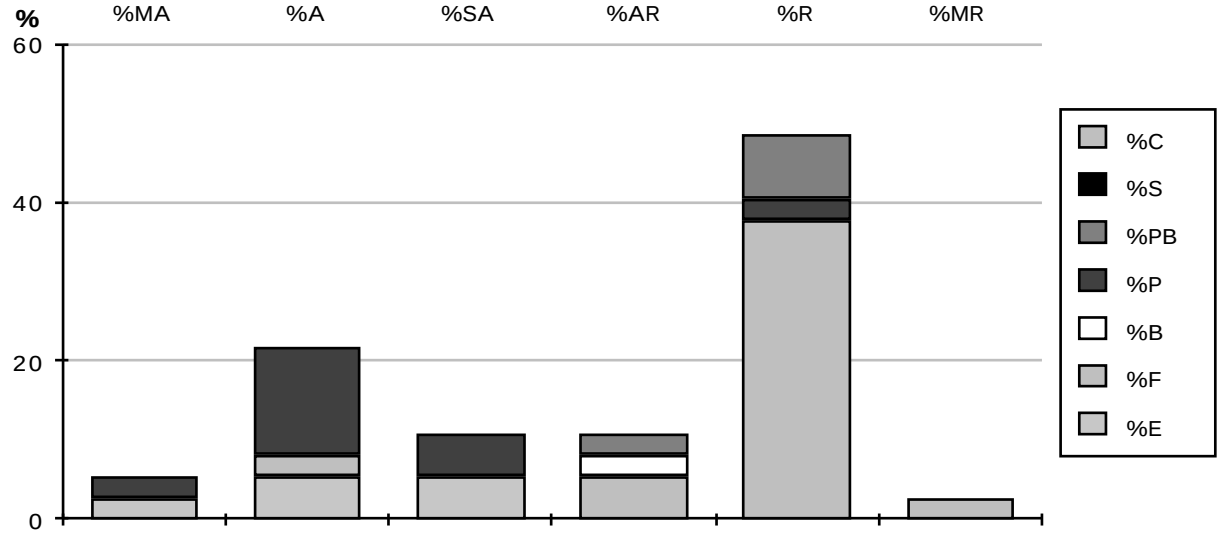


Fig. 15.31: Espectro morfoscópico da amostra nº 199; RM=0.439

Por outro lado, nas classes de maior rolamento, encontramos, além dos grãos foscos, elementos picotados-brilhantes, que poderão ter origem marinha.

O mais curioso, todavia, é que a variação do RM no caso destas duas amostras parece funcionar ao contrário do que seria de esperar. Com efeito, pareceria mais natural que a amostra colhida junto ao *bed-rock* apresentasse mais elementos angulosos, dele retirados.
Esta aparente contradição poderá explicar-se admitindo que, aquando da formação do depósito castanho (amostra 188), existiriam areias eólicas dispersas à superfície do terreno, o que teria implicado o enriquecimento do depósito de cobertura em areias foscas e bem roladas.
Posteriormente, uma variação das condições climáticas no sentido de uma maior humidade (o que implicaria um aumento de matéria orgânica que explicaria a côr negra e a grande quantidade de raízes existentes na amostra 199) poderia ter provocado o recrudescimento de fenómenos erosivos (relacionados com a escorrência?).
Assim, em certos locais, já sem a protecção da cobertura eólica, removida na primeira fase solifluxiva, as escoadas solifluxivas poderiam ter à sua disposição elementos dos alteritos e mesmo do *bed-rock*, permitindo um enriquecimento dos níveis mais elevados em areias mais angulosas.

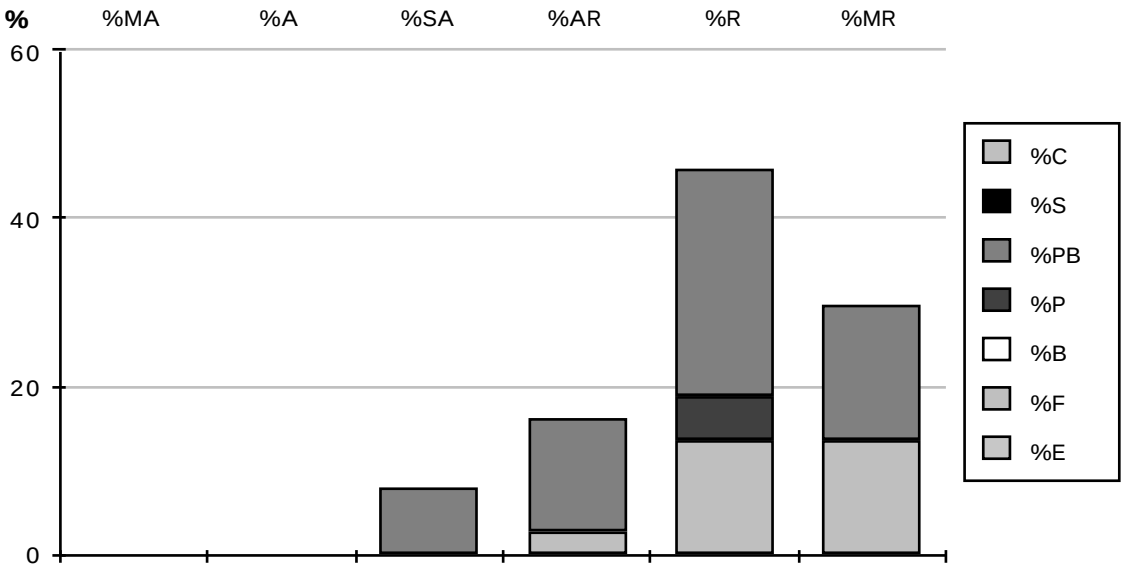


Fig. 15.32: Espectro morfoscópico da amostra nº 240; RM=0.618

Já na amostra 240, assente sobre um depósito marinho, na praia de Labruge, a desagregação do *bed-rock* parece pouco relevante no fornecimento de areias à formação de cobertura. As areias picotadas brilhantes, de origem marinha provável, predominam claramente sobre as eólicas. Existe uma frequência muito elevada de grãos rolados e muito rolados, o que acaba por resultar num índice de arredondamento médio que é o mais elevado de todas as amostras da formação de cobertura estudadas.

As amostras das figs. 15.27 a 15.32 foram escolhidas com o objectivo de exemplificar os diversos tipos que encontrámos dentro do conjunto correspondente à formação de cobertura.

Assim, no caso da amostra nº 11, a desagregação mecânica parece ter fornecido a maior parte das areias (fig. 15.27).
No caso da amostra nº 17, a apreciável frequência de grãos foscos e picotados-brilhantes poderá relacionar-se com a herança de depósitos eólicos e marinhos (cf. nota 11.18).
A amostra nº 89, que se situa sobre um depósito marinho fóssil acusa claramente a influência de areias marinhas através da elevada frequência de grãos picotados-brilhantes que apresenta.
A existência de muitos grãos foscos nas classes de maior rolamento indica uma clara influência eólica em ambos os níveis do depósito da Boa Nova. Todavia, essa influência parece ser mais forte no nível mais próximo da base do depósito.
O caso da amostra nº 240 (fig. 15.32) mostra, pelo contrário, através da elevada frequência de grãos picotados-brilhantes, que o depósito marinho que se situa sob a formação de cobertura contribuiu fortemente para a respectiva fracção arenosa.

Verificamos, assim, que os espectros morfoscópicos elaborados para as amostras da formação de cobertura evidenciam a influência de vários processos (desagregação mecânica, alteração química e herança de formações eólicas e marinhas medianamente a muito bem roladas).
Por outro lado, a ocorrência frequente de areias de tipo eólico (grãos redondos e foscos) na formação de cobertura demonstra, a nosso ver, a existência de uma fase de eolização (provavelmente fria e seca) anterior à fase fria e húmida correlativa da formação de cobertura.

15.6 - Origem do material da fracção grosseira.

Normalmente, a formação de cobertura possui, na base, um nível rico em elementos grosseiros. A explicação para essa ocorrência parece-nos ser diversa, consoante o tipo de elementos em questão: angulosos ou rolados

a - Formação de cobertura com elementos angulosos.

Os elementos angulosos têm origem na desagregação mecânica do *bed-rock*, provavelmente por crioclastia ou gelifracção.

Muitas vezes, junto à base da formação de cobertura, no contacto com o *bed-rock*, encontramos os elementos grosseiros, destacados da rocha por desagregação mecânica, provavelmente por crioclastia (foto 15.5, 15.6). À medida que nos vamos afastando da base, o depósito torna-se, em regra, mais fino.
Parece-nos ser possível explicar o processo de formação deste tipo de depósito em duas fases diferentes:

1 - Clima frio e seco, em que, devido a amplitudes térmicas acentuadas, predomina a macrogelifracção[160], partindo a rocha segundo os planos das diáclases, em gelifractos de dimensões centimétricas. Simultaneamente, a microgelifracção vai dividindo a rocha em elementos de pequenas dimensões, explorando a respectiva microporosidade e microfissuração.

[160] Todavia, os fenómenos de macrogelifracção poderiam ter, também, resultado de uma exposição directa da rocha à meteorização, sem a protecção do solo.

O carácter frio e seco deste clima pode ser inferido, também, pelos fenómenos de eolização, responsáveis pela existência de seixos eolizados na base da formação de cobertura (G. S. Carvalho, 1983);

2 - Fase de clima mais húmido, em que a microgelifracção predomina sobre a macrogelifracção.
Com efeito, uma maior humidade implica, normalmente, amplitudes térmicas inferiores. Sendo assim, com gelo menos intenso, a microgelifracção tem mais probabilidades de actuar. A diminuição das amplitudes térmicas poderia permitir, além disso, um maior número de ciclos gelo/degelo.

Nestas condições, a produção de uma certa quantidade de partículas finas, que já vinha da fase anterior, juntamente com a chegada, devida ao transporte por fenómenos solifluxivos, de elementos finos alóctonos, permitiu que uma matriz terrosa, areno-silto-argilosa, envolvesse os gelifractos.

Também neste caso, a continuação do processo, cobrindo a rocha dos detritos produzidos pela sua desagregação, poderia diminuir a incidência da macro e incrementar, simultaneamente, a da microgelifracção.

Devido à maior fissibilidade do xisto, parece-nos que os gelifractos deveriam ser mais abundantes no xisto do que no granito.
O facto de, pelo contrário, eles serem relativamente raros[161], faz pensar que a microgelifracção, nos períodos frios e húmidos subsequentes, pode ter desagregado as placas de xisto, transformando-as numa massa lamacenta, passível de solifluxão.

b - Formação de cobertura com calhaus rolados.

Quando a formação de cobertura se sobrepõe a um depósito que possua elementos desse tipo é óbvio que a maior parte deles são originários do depósito subjacente. Resta saber se terão ou não sofrido algum deslocamento horizontal devido aos fenómenos solifluxivos.

Todavia, com alguma frequência, a formação de cobertura sobrepõe-se apenas ao *bed-rock*, mais ou menos alterado, mantendo, todavia, na sua base, um nível mais grosseiro, em que predominam os elementos rolados.

Os referidos calhaus rolados podem ser:

1 - os elementos que restam, "*in situ*", de um depósito desmantelado;

---

[161] Apenas observámos, na nossa área de trabalho, um único depósito, ligeiramente cimentado, constituído quase exclusivamente por elementos angulosos de xisto. Encontrámo-lo num corte da estrada 109, junto da povoação de Maceda.
Também na proximidade da passagem de nível de Paramos pudemos observar um corte na formação de cobertura em que a base é constituída por placas de xisto misturadas com material de menor calibre (amostra 292).
À excepção do depósito pouco representativo de Maceda (foto 15.12), não conhecemos, na plataforma litoral, depósitos comparáveis ao que foi encontrado por F. Rebelo (1975) no Chão da Vinha, perto de Valongo.

2 - elementos arrastados, por solifluxão, de outros locais, ligeiramente mais altos, onde existe ainda, ou existiu anteriormente, um depósito com calhaus rolados.

Pensamos que cada uma das hipóteses é mais ou menos plausível, consoante as circunstâncias em que ocorre a formação de cobertura.

Nas superfícies aplanadas, onde os depósitos marinhos ou fluviais são mais frequentes, e onde a solifluxão, como veremos, é mais lenta, por falta de declive, é mais provável que os calhaus rolados da base da cobertura correspondam aos restos grosseiros dum depósito desmantelado.

Nas faixas de maior declive (escarpas de falha, arribas fósseis), onde a conservação dos depósitos é mais difícil, e onde a solifluxão pode arrastar, facilmente, elementos relativamente grosseiros, parece-nos mais provável que os calhaus[162] existentes na base da formação de cobertura tenham sido arrastados, por solifluxão de depósitos situados nas proximidades.

15.7 - Processos e condições de formação da cobertura areno-pelítica.

A formação de cobertura não é referida, na literatura consultada, senão no âmbito da plataforma litoral.
Todavia, os fenómenos solifluxivos actuaram, certamente, noutros locais (cf. S. Daveau, 1973; F. Rebelo, 1985).
Contudo, elas terão tido, na plataforma litoral, condições especiais que permitiram um desenvolvimento generalizado e algumas características específicas.

Analisaremos, em primeiro lugar, as condições de tipo climático e litológico, que, a nosso ver, poderão explicar essa localização.
Referir-nos-emos, depois, ao declive necessário e à área coberta pelos fenómenos solifluxivos.

a) - Condições climáticas

A fig. 15.33 apresenta o diagrama polínico[163] do depósito de Mougas, no litoral da Galiza, a 20km da foz do R. Minho (H. Nonn, 1966). Este diagrama permite inferir algumas das variações climáticas do final do Würm, precisando um pouco mais os dados do projecto CLIMAP.

---

[162] A existência de elementos grosseiros herdados de depósitos alóctonos, na formação de cobertura, parece representar uma prova da actuação de fenómenos solifluxivos, uma vez que esses elementos são pouco susceptíveis de serem arrastados pela escorrência, pelo menos em áreas aplanadas.
A existência de areias roladas tem, a nosso ver, um significado menos claro: elas podem ter sido transportadas pela escorrência, para fora do local inicial de deposição, antes de irem integrar a formação de cobertura, não comprovando, necessariamente, a ocorrência de fenómenos de solifluxão.

[163] Acrescentámos ao diagrama elaborado por H. Nonn a indicação dos níveis que foram objecto de datações e algumas das conclusões extraídas da análise polínica sobre o tipo de vegetação dominante nas diversas fases climáticas identificadas.

Uma vez que o depósito estudado em Mougas parece ter algumas analogias com a formação de cobertura parece-nos útil analisar a variação climática verificada em Mougas e fazer uma tentativa de enquadramento dessa evolução dentro das diferentes fases de posicionamento da Frente Polar[164].
Segundo os resultados do projecto CLIMAP (Ruddiman e McIntyre, 1981), o máximo glaciário no noroeste da Europa poderia ter-se verificado entre 20.000 e 16.000 BP (fig. 15.1). Nessa altura, a frente polar situar-se-ia à latitude dos arredores setentrionais de Lisboa.
Com se traduziram, numa área litoral situada cerca de 400 km a norte de Lisboa, as condições climáticas decorrentes dessa posição da frente polar?

O início do corte de Mougas representa uma fase em que predominaria uma vegetação arbórea (abundância de *Pinus*), eventualmente relacionada com um clima frio e húmido.
Os níveis H a I mostram um retrocesso dos pólens arbóreos, que parece harmonizar-se com a natureza cascalhenta que o depósito adquire, fazendo supor a existência de uma fase de clima frio e seco.
Bruscamente, tornam a predominar amplamente os pólens arbóreos, indicando a emergência de uma fase em que o clima seria húmido, de novo. O início dessa fase foi datado de 18.200±900.
Todavia, perto do topo do corte, os pólens de árvores quase desaparecem, e as espécies presentes parecem reflectir a presença de uma "*lande* bastante heliófila e bastante seca" (H. Nonn, 1966, p. 289, nível datado de 11550 BP).

[164] A tentativa de relacionamento dos dados obtidos por H. Nonn, em 1966, e dos do projecto CLIMAP (Ruddiman e Mc Intyre, 1981) é um tanto arriscada, uma vez que se trata de elementos obtidos por técnicas diversas e em momentos separados por cerca de 15 anos. Todavia, parece-nos que devemos tentar realizá-la, já que se trata dos únicos elementos de que temos conhecimento que poderão dar-nos uma sequência climática datada para o litoral norte da Península Ibérica.

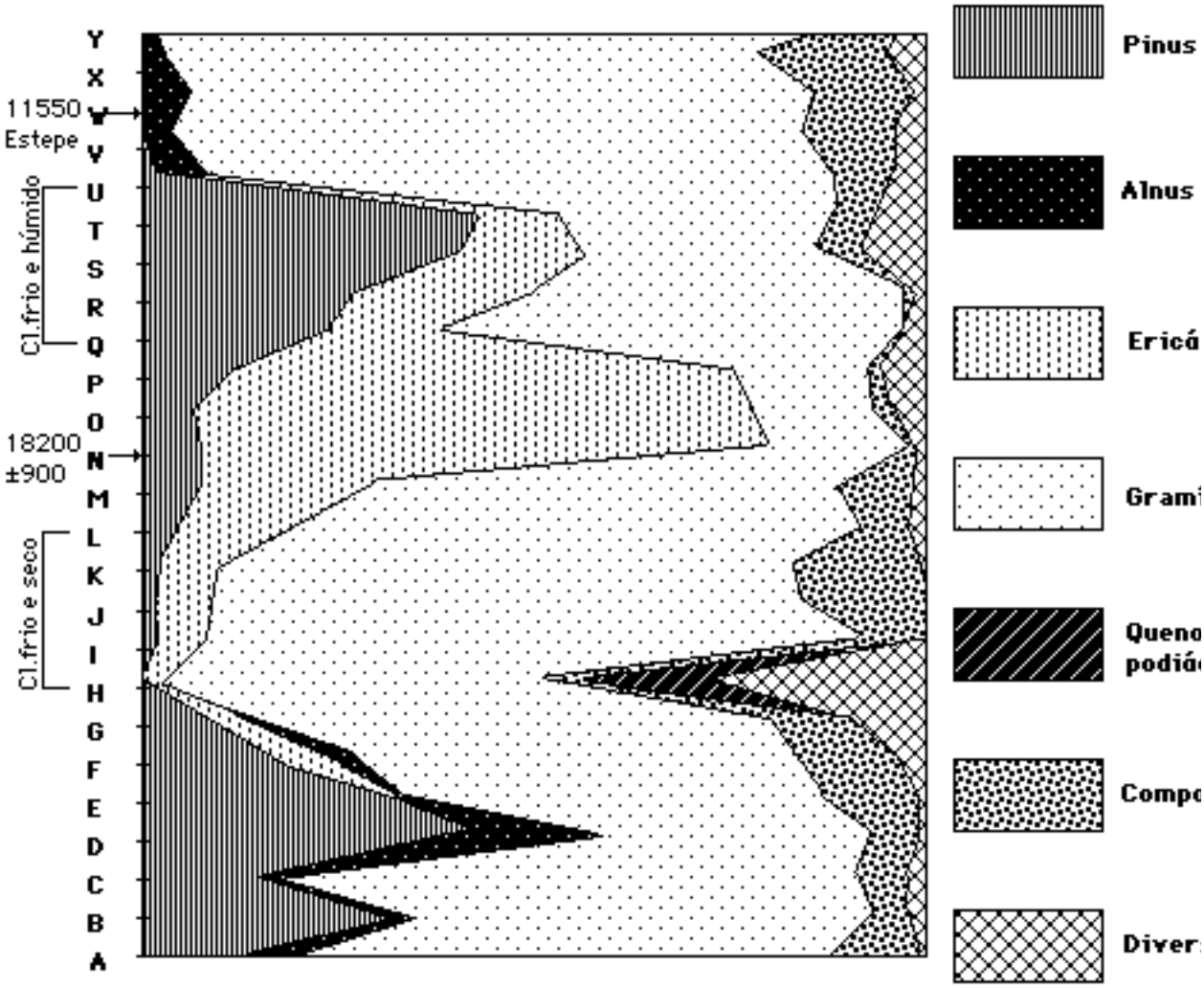


Fig. 15.33: Diagrama polínico de Mougas (km 67)

Segundo H. Nonn (1966), modificado

Assim, a uma fase de clima frio e húmido, ter-se-ia seguido uma outra em que o clima litoral poderia ter sido frio e relativamente seco.

Esta fase de clima frio e seco teria ocorrido antes de 18.200±900 BP, durante a primeira parte do período em que a Frente Polar se situava à latitude dos arredores setentrionais de Lisboa.

Ter-se-ia seguido uma fase de clima húmido (aumento dos pólens arbóreos, fig. 15.33), que poderia relacionar-se com os fenómenos solifluxivos propriamente ditos. Por essa altura (16.000 a 13.000), a frente polar ter-se-ia deslocado para norte, situando-se a latitudes à volta de 40°N (um pouco a sul de Coimbra).

Torna-se um tanto difícil relacionar a parte final do corte de Mougas com a deslocação de frente polar[165].

[165] Por um lado, a datação de 11.650 BP apresentada por H. Nonn não refere a respectiva margem de erro. Além disso, essa data quase coincide com os limites apresentados pelo projecto CLIMAP (de 13.000 a 11.000: recuo da FP; de 11.000 a 10.000: localização no norte da Galiza). Por outro lado, a descrição de H. Nonn ("uma *lande* bastante heliófila e bastante seca") não nos dá informações precisas sobre as

Todavia, parece claro que ele reflecte a existência de condições propícias aos fenómenos de eolização.

Sendo assim, teríamos:
1: Clima húmido;
2: Clima frio e seco;
3: Clima húmido (18.200±900 BP);
4: Clima seco (11.550 BP).

Atendendo à pequena distância que separa a região do Porto da área de Mougas (cerca de 100km em linha recta, 50' de diferença de latitude) parece legítimo admitir, para aquela região, uma certa analogia com o que se passava na Galiza.
Assim, relacionaríamos os depósitos solifluxivos, do tipo "formação de cobertura", com as fases de clima frio e húmido do Würm.
Os fenómenos de eolização, pelo contrário, poderiam ser explicados pelas fases de clima frio e seco.

b) - Condições de ordem litológica

É natural que a própria existência de coberturas sedimentares fósseis e ricas em areias, com origem marinha, fluvial ou eólica, que caracteriza a plataforma litoral, tenha facilitado os fenómenos de tipo solifluxivo, que só podem ter lugar se dispuzerem de uma quantidade apreciável de materiais finos e de areias. Efectivamente, as areias não dificultam, ao contrário dos elementos grosseiros, a movimentação solifluxiva.

Embora o granito alterado possa fornecer, por crioclastia, partículas das dimensões do silte e da areia fina, é evidente que a microgelifracção, ao actuar sobre uma rocha xistenta, produz com mais facilidade uma grande quantidade de partículas finas, o que, naturalmente, facilita os fenómenos de solifluxão.

Apesar da espessura da formação areno-pelítica ser, por vezes, difícil de avaliar, dado os múltiplos remeximentos de que tem sido alvo, ela parece ser maior, com efeito, na proximidade de afloramentos de xistos (Precâmbrico polimetamórfico e complexo xisto-grauváquico ante-Ordovícico) do que nas áreas graníticas.

Segundo J. Tricart e A. Cailleux (1967), a massa em solifluxão desloca-se a velocidades reduzidas, da ordem dos centímetros ou, quanto muito, dos decímetros/ano. Quando o declive diminui, a velocidade de deslocação diminui também.

Como acontece em todos os sistemas de transporte de sedimentos, há uma certa relação entre o calibre dos elementos a serem deslocados por solifluxão e o declive mínimo necessário para que esta se possa efectuar.

---

características térmicas deste clima. Contudo, se admitirmos que a passagem da FP corresponde a uma situação de chuvas relativamente abundantes, parece mais provável que a respectiva fase de recuo para o noroeste do Atlântico possa ter desencadeado a existência de um clima relativamente seco no sul da Galiza.

Como é sabido, a litologia e estrutura têm uma importância fundamental nas modalidades de meteorização que a rocha vai sofrer. Estas determinam, por sua vez, as dimensões dos elementos resultantes.
Atendendo à relação acima enunciada entre o calibre dos materiais a transportar e o declive-limite necessário para a deslocação de tipo solifluxivo, verifica-se que este é definido pelo tipo de rocha e pode variar bastante de umas rochas para as outras.
Em J. Tricart e A. Cailleux (1967) encontramos alguns exemplos, retirados dum trabalho sobre o Maciço Central francês:

2°5' para o granito porfiróide;
3° para os granitos vulgares;
3°6' para os micaxistos;
5 a 12° para os granulitos.

Segundo J. Tricart e A. Cailleux (1967), o declive mínimo proposto é de 1-1.5°, em materiais argilosos.
Estes valores correspondem a 1.7-2.6%.

Porém, num trabalho de 1956 (*Cartes des phénomenes périglaciaires Quaternaires en France*), J. Tricart indica um valor ligeiramente mais baixo, que foi apresentado por M. Ters para a solifluxão em materiais argilosos: 0.9%.

c) - O declive necessário e a extensão dos fenómenos solifluxivos

Segundo M. Ters (citado por J. Tricart, 1956) observaram-se três fases diferentes de fenómenos solifluxivos na Vendeia.

"Estes "*head*" apresentam a forma duma solifluxão em manto, em áreas extensas (mais de 6km) e com fracos declives (0.9%). Não é fácil estabelecer se se trata de 2 *heads* würmianos e um do Riss, ou se, pelo contrário, só o último é do Würm".

Esta citação reafirma, por um lado, como é difícil definir a posição estratigráfica de depósitos deste tipo.
Por outro lado, faz uma caracterização dos fenómenos solifluxivos, que pode servir de fio condutor à nossa análise dos mesmos.

Muitas das amostras da formação de cobertura foram recolhidas nas proximidades dos locais em que afloravam os depósitos "plio-plistocénicos", ou em cortes em que a referida formação se sobrepunha a eles[166].
Parece existir uma certa relação entre um RM elevado (cf. quadro 11.A), das areias da formação de cobertura, e o facto de as amostras terem sido recolhidas sobre depósitos marinhos (foto 15.2, 15.7) ou fluviais, ou próximo dos respectivos afloramentos.

[166] A primeira amostra, retirada do nível mais baixo de um corte, está assinalada com um A, nos quadros respectivos. Os níveis que se lhe seguem são indicados com B, C, etc., consoante o número de amostras recolhidas.
Assim, quando a primeira amostra da formação de cobertura é designada com as letras B, C, D ou E (com excepção da letra A), isso significa que ela se sobrepõe a um depósito.

De facto, só a herança de formações pré-existentes pode explicar que na formação de cobertura existam areias com arredondamentos apreciáveis, que contribuem para que esta formação possa ultrapassar os valores de RM definidos para depósitos fluviais e mesmo marinhos ou eólicos.

Quando a distância aos afloramentos de depósitos aumenta, o RM desce imediatamente. Este facto parece indicar que, na área que estudamos, as distâncias percorridas pelas escoadas de solifluxão, foram, geralmente, curtas[167].
Assim, provavelmente, teriam existido pequenas deslocações locais, cobrindo, no seu conjunto, superfícies apreciáveis.

A má calibragem da formação de cobertura, como vimos acima, sugeriu-nos uma origem solifluxiva. Contudo, a relação entre a proximidade de depósitos e a existência de valores elevados do RM na formação de cobertura sugerem alguma prudência e um certo cepticismo face à ideia de uma solifluxão generalizada.

Além disso, o valor mínimo de declive necessário para a realização de fenómenos solifluxivos em granito porfiróide é de 2°5', o que corresponde a 4.3%.
Este declive é superior ao existente na maior parte das superfícies aplanadas da nossa área de trabalho (cf. capítulo 3, fig. 3.11). Isto significa que a solifluxão terá sido, de facto, importante nos sectores com mais declive, interpostos entre as superfícies aplanadas, mas que terá sido rara nos aplanamentos, exceptuando, talvez, naqueles que forem talhados em xisto, em que o valor limite pode descer até 0.9%.
Contudo, o baixo declive de muitas das superfícies aplanadas da área tornaria os movimentos solifluxivos muito lentos.

Além disso, segundo J. Tricart e A. Cailleux (1967), a respectiva velocidade diminui rapidamente com a proximidade do substrato. Isso significa que, quando o molissolo é fino, a velocidade de deslocação seria muito baixa, mesmo na parte superior.
Como resultado, a deslocação acumulada pelas partículas ao longo dos anos poderia ser pouco significativa.

Parece-nos, assim, que em certos casos não é preciso invocar a solifluxão para compreender a existência da formação de cobertura.

Contudo, os fenómenos solifluxivos são necessários para explicar a ocorrência de depósitos de cobertura muito espessos, apresentando vários níveis, de cor e granulometria diversas, em que uma ligação genética de toda a espessura do corte com o *bed-rock* parece pouco provável.

15.8 - A existência de diversos níveis dentro dos cortes da formação de cobertura

Nem sempre os cortes apresentam um aspecto homogéneo.

[167] Aparentemente, este facto contraria a ideia de que as áreas cobertas pela solifluxão podem ser bastante extensas (cf. com os 6km apontados por M. Ters). Todavia, pensamos que o facto do depósito solifluxivo ocupar uma determinada área não significa, naturalmente, que cada elemento sofreu uma deslocação dessa ordem de grandeza.

Há casos em que é possível identificar, além do nível mais grosseiro da base, comum a quase todos os cortes que observámos (com excepção de alguns daqueles que se sobrepunham a depósitos exclusivamente arenosos), uma recorrência de elementos grosseiros, no topo da formação.

Trata-se de um fenómeno relativamente comum, particularmente nítido num corte situado na estrada que liga a povoação da Madalena à praia de Valadares.
Admitindo que o declive não se modificou, parece-nos que essa recorrência poderá ser explicada por uma mudança climática, talvez no sentido duma maior humidade, o que tornaria os fenómenos solifluxivos mais intensos e capazes de transportar elementos de maior calibre.

A frequência com que esse fenómeno ocorre parece ser uma indicação de que é necessário buscar uma causa geral, que poderá ser, justamente, um certo recrudescimento dos fenómenos solifluxivos, devido a um aumento da humidade do clima[168].

Um outro aspecto muito comum é o aparecimento de um nível escuro no topo dos cortes.
Na Boa Nova, esse nível (amostra 233, foto 15.4) revelou uma quantidade tão grande de matéria orgânica que esta teve que ser previamente destruída com água oxigenada, a quente, para que a amostra pudesse ser peneirada.
O mesmo aspecto se observa na praia do Cabo do Mundo, em que um nível escuro (amostra 237) se sobrepõe a um depósito castanho amarelado (amostra 274), que cobre, por sua vez, um arenito de origem marinha (foto 14.30).
Segundo J. Tricart e A. Cailleux (1967), este facto verifica-se, também, nos solos periglaciares actuais. Estes, quando cobertos por vegetação, apresentam "uma camada superficial de húmus negro compacto, muito ácido, habitualmente com alguns centímetros, turfoso, que se torna mais espesso progressivamente nas depressões, passando a turfa, com a espessura de vários decímetros".
A mudança de côr da formação de cobertura, de acastanhada para negra, parece indicar um aumento da densidade da vegetação. É provável que, nessa fase final, se tivesse implantado sobre a formação de cobertura um solo negro, rico em húmus, que poderia entravar os movimentos solifluxivos, tornando-os mais raros e menos eficazes.
Assim, a existência deste nível escuro, que parece representar um paleossolo, poderia mostrar que, na fase final da formação de cobertura, a solifluxão teria tido um papel muito restrito.

15.9 - Depósitos eólicos fósseis anteriores à formação de cobertura

Já referimos (15.4) a importância das areias eólicas na constituição da formação de cobertura.
Esta apresenta, frequentemente, relações estratigráficas bem definidas, com depósitos eólicos sub ou suprajacentes.

[168] Existe, ainda, a hipótese de que a permanência de processos de ablação (solifluxão e, por vezes, escorrência) possa atacar os depósitos marinhos ou fluviais situados sob a cobertura, em lugares particularmente expostos, e arrastar os elementos grosseiros neles contidos. Todavia, a hipótese de uma mudança climática no sentido de uma maior humidade parece-nos, pelas razões aduzidas, ser mais provável.

Assim, na proximidade da estrada 109, na área de Miramar (Vila Nova da Telha) encontrámos um depósito arenoso ligeiramente consolidado, subjacente à formação de cobertura (amostra nº 221).
O seu estudo granulométrico confirmou tratar-se de um depósito muito bem calibrado (QDØ=0.4).
O respectivo espectro morfoscópico (fig. 15.34) revelou características eólicas. Com efeito, apresenta uma grande incidência de grãos foscos nas classes de maior arredondamento. Além disso, a existência de grãos picotados-brilhantes arredondados e redondos faz pensar, também, numa influência marinha. Talvez se possa explicar este facto através do retomo, pelo vento, de areias marinhas dos depósitos existentes na plataforma litoral.

Também na pequena praia próximo do vértice de S. Paio (cf. nota 14.26), a norte de Labruge, foi possível identificar um arenito ligeiramente consolidado (amostras 248 e 250), muito semelhante ao da amostra de Vila Nova da Telha.

A fig. 15.35 pretende representar as relações estratigráficas observáveis na área correspondente à praia de S. Paio.
Preenchendo as irregularidades da rocha granítica, a uma cota de 6.1m[169], existe um arenito de origem marinha (cf. capítulo 14, nível III, amostra 246).
Sobrepondo-se ao arenito marinho encontra-se um material argiloso escuro (amostra 247), com elementos angulosos resultantes da desagregação do *bed-rock*. Este material é, em tudo, semelhante à formação de cobertura.
Uma fina crosta ferruginosa separa este depósito negro dum arenito (amostra 248) constituído por areias muito bem calibradas, para o qual propomos uma origem eólica.

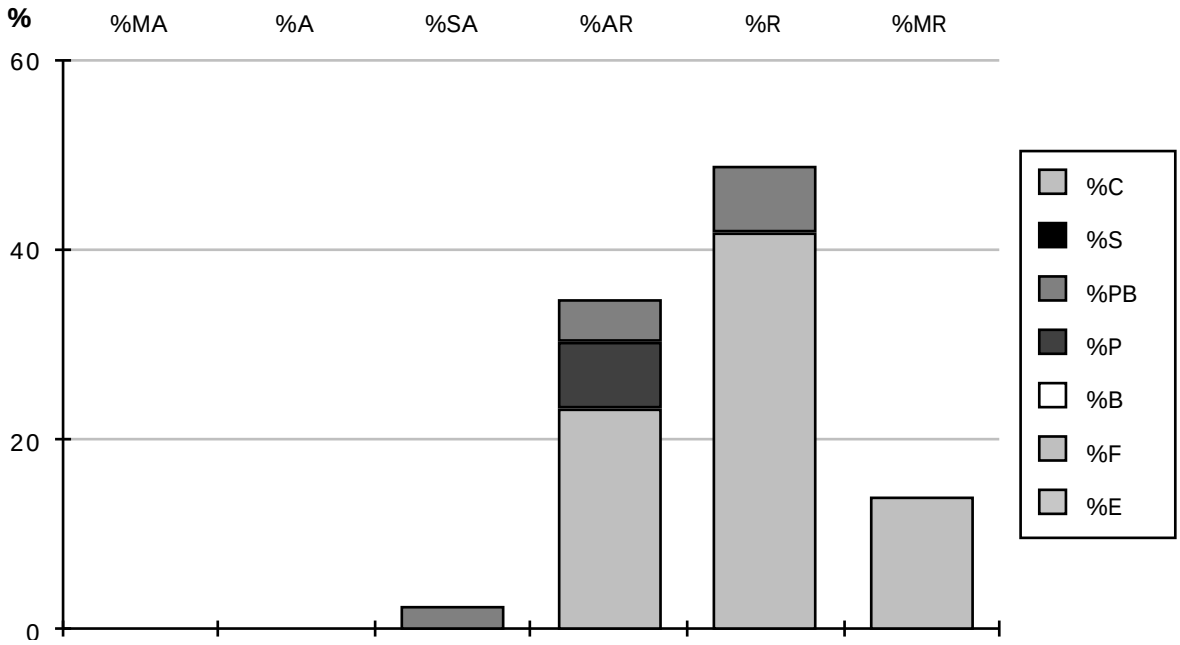


Fig. 15.34: Espectro morfoscópico da amostra nº 221; RM=0.558

[169] Esta cota foi definida através dos processos topográficos referidos no capítulo 14.

O respectivo espectro morfoscópico (fig. 15.36) evidencia uma mistura entre características eólicas e marinhas, o que é natural, atendendo a que o depósito se situa muito perto dum arenito de origem marinha, cujas areias terão sido parcialmente remobilizadas pelo vento.
Alguns centímetros acima encontra-se um fino leito com alguns elementos angulosos (3%), de calibre superior a 2mm (amostra 249).
Acima desse leito, com elementos angulosos, o arenito (amostra 250) retoma as características de boa calibragem e rolamento dos grãos de areia. O respectivo espectro morfoscópico (fig. 15.36) mostra muitas semelhanças com o da figura anterior.
Este conjunto está coberto pela formação de cobertura, aqui particularmente rica em elementos grosseiros angulosos.
Parece-nos ser de admitir uma origem eólica para o arenito das amostras 248 e 250.
Baseamo-nos nas seguintes razões:
1 - Apresentam um RM elevado. Apesar de possuirem uma percentagem relativamente elevada de grãos de tipo marinho (picotados-brilhantes e brilhantes), a frequência de elementos foscos é apreciável (32% e 45%, respectivamente, nas amostras 248 e 250). Além disso, esses grãos foscos situam-se, quase todos, entre as areias redondas e muito redondas, o que costuma ser apanágio das areias eólicas (cf. capítulo 11);
2 - Um QDØ relativamente baixo (0.5 para as 2 amostras), perfeitamente compatível com uma origem eólica, apesar de um pouco superior à média para estes depósitos, que é de 0.432Ø;
3 - Segue-se a uma crosta ferruginosa, o que é, geralmente, indício de uma formação em condições não marinhas;
4 - Apresenta um nível de elementos angulosos, de calibre superior a 2mm (amostra 249).

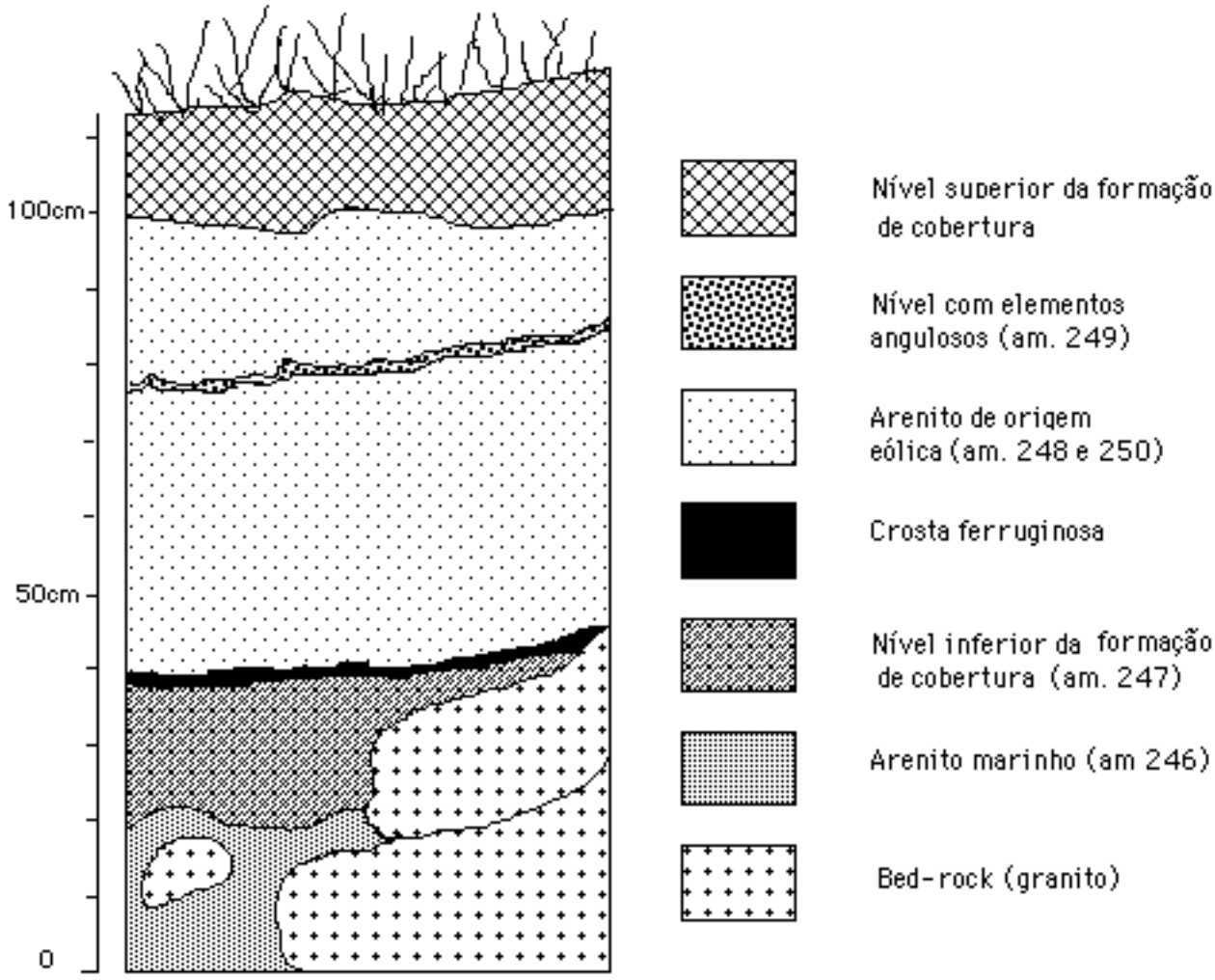


Fig. 15.35: Relações entre os depósitos marinhos, solifluxi
e eólicos na praia de S. Paio (ver foto 14.39)

Ora, essas características (elementos grosseiros angulosos, misturados com areias roladas - o RM da amostra 249, nas areias de 0.5mm é de 0.535) são pouco vulgares em depósitos marinhos, em que, como é normal na maior parte dos sedimentos, os elementos mais grosseiros são, em regra, mais bem rolados que as areias.
Estas características parecem demonstrar uma mistura de areias eólicas bem roladas com elementos grosseiros resultantes da fragmentação (talvez por crioclastia) da rocha. É de notar que a superfície do *bed-rock* tem um desenvolvimento muito irregular.
Deste modo, o granito está sempre muito próximo e os respectivos fragmentos destacados por desagregação mecânica (crioclastia?), do *bed-rock*, poderiam deslocar-se por acção da gravidade (ou da escorrência?), intercalando-se no depósito eólico.

Além do facto, relativamente raro, de se terem conservado areias eólicas sob a formação de cobertura, o corte de S. Paio apresenta, como motivo de interesse, o facto de estas se encontrarem, por sua vez, sobrepostas a um depósito solifluxivo.

Isto significa que teria havido uma fase solifluxiva mais antiga, anterior à fase de eolização que teria produzido os depósitos eólicos das amostras nº 221, 248 e 250. Essa fase poderia corresponder à descrita por G. Mary (1985), nas Astúrias, datada de cerca de 35.000 BP[170].
Por outro lado, os níveis inferiores do corte de Mougas parecem relacionar-se, também, com climas frios e húmidos. Embora só através de datações seja possível estabelecer uma correlação segura, podemos levantar a hipótese de que o nível solifluxivo inferior do S. Paio seja contemporâneo da base do corte de Mougas e que este tenha o seu paralelo com um período de clima frio e húmido datado, nas Astúrias, de 35.000 BP.

Assim, as areias eólicas contemporâneas das de S. Paio e V. N. da Telha (E1) depositar-se-iam sobre este horizonte solifluxivo (S1). Os fenómenos solifluxivos (S2) posteriores à primeira fase de eolização (E1) teriam arrastado os restos das coberturas eólicas. Esse remeximento teria destruído, quase por completo, os depósitos eólicos existentes sobre o nível solifluxivo de base.
Como os depósitos dessa fase de eolização foram quase completamente[171] destruídos, passando as respectivas areias a integrar a formação de cobertura, podemos levantar a hipótese de que, pelo menos os cortes mais espessos desta formação possam representar mais do que um depósito solifluxivo.
Com efeito, são as areias eólicas que, no corte de S. Paio, se interpõem entre os dois depósitos solifluxivos, que nos permitem definir a existência de duas fases solifluxivas. Se essa cobertura eólica tivesse sido destruída, os dois níveis poderiam ser de distinção difícil.

---

[170] Embora raramente, aparecem, em alguns cortes da formação de cobertura, restos carbonosos (Lavadores).
Um processo de datação absoluta poderia demonstrar se o nível inferior da formação de cobertura é correlativo duma fase húmida do final do Würm, ou se, pelo contrário, pode ser conotado com um período mais recuado, por volta de 35.000 BP.

[171] Só na região do S. Paio possuímos algumas provas concretas da existência de dois depósitos solifluxivos e de um depósito eólico intercalado nessas duas fases solifluxivas.
O depósito de V. Nova da Telha só pode confirmar a existência de uma fase de eolização anterior à formação de cobertura.

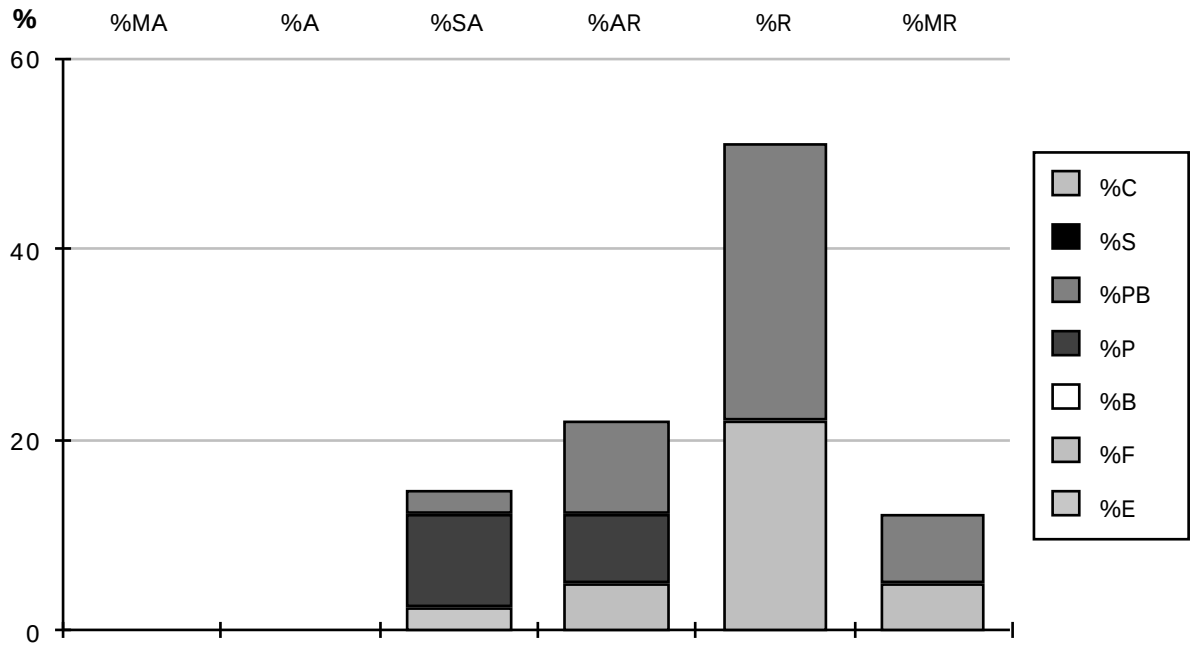


Fig. 15.36: Espectro morfoscópico da amostra nº 248; RM=0.543

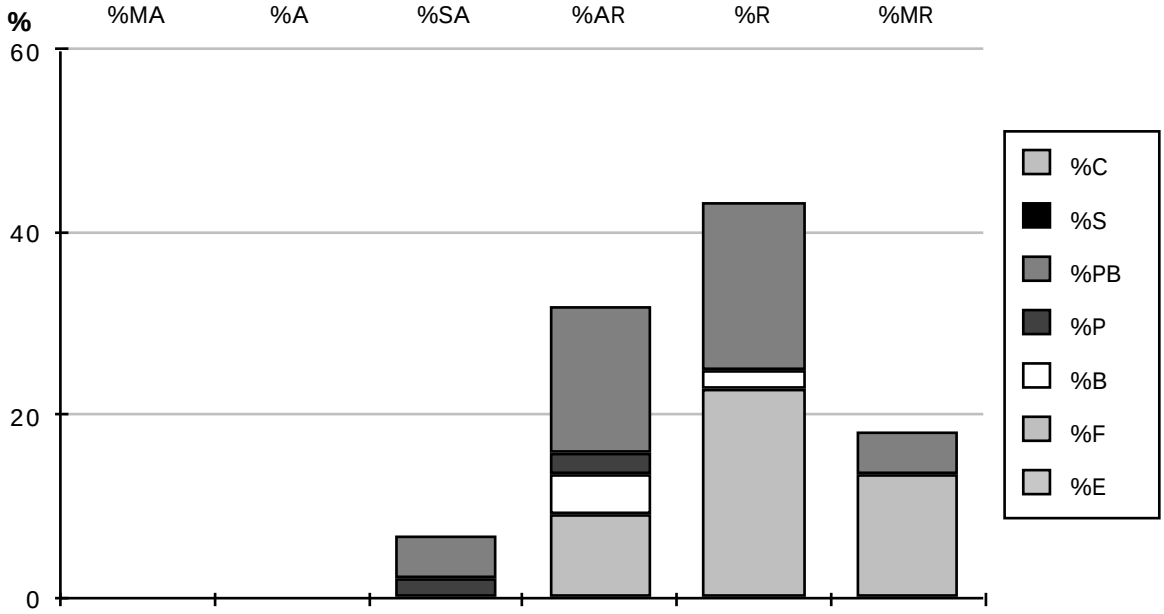


Fig. 15.37: Espectro morfoscópico da amostra nº 250; RM=0.561

A acreditar nesta hipótese, é possível que, em alguns casos, a base da formação de cobertura corresponda a uma fase relativamente antiga do Würm (eventualmente à volta de 35.000 BP)[172].

15.10 - Resultados do remeximento, de origem antrópica provável, na formação de cobertura

Como a formação de cobertura se dispõe quase no topo da coluna estratigráfica, cobrindo quer o *bed-rock*, quer a maior parte dos depósitos, é natural que seja particularmente afectada pela acção antrópica.

Aquando das escavações realizadas no nº 5 da Rua de D. Hugo, junto da Sé do Porto, por convite do Dr. Manuel Real, do Gabinete de História da Cidade, recolhemos 3 amostras de um depósito acastanhado a negro, sobreposto ao *bed-rock*, cujas características se assemelhavam bastante às da formação de cobertura.
Os dados referentes a essas amostras estão indicados na parte inicial do quadro 11.B.
A amostra 222, de cor escura, foi recolhida 30cm acima do *bed-rock*. A amostra 223 foi retirada de um nível de cor acastanhada 70 cm acima da base.
A amostra 224 foi recolhida acima dum pavimento datado, por processos arqueológicos, do século 3-4 A.C. As outras duas situavam-se abaixo desse nível.

A observação à lupa binocular da fracção arenosa destas três amostras revelou a existência de fragmentos diminutos de matéria carbonosa, facto que nunca ocorreu nas amostras da formação de cobertura propriamente dita. Pensamos que esses fragmentos podem ser resíduos de antigas fogueiras, feitas sobre o depósito de cobertura e que o contaminaram.
Trata-se de amostras mais mal calibradas (fig. 15.38) que a formação de cobertura, com um QDØ superior ao valor médio calculado para o conjunto daquela formação. Este facto pode ser mais um indício de remeximento de origem antrópica.
Contudo, o aspecto macroscópico e a constituição dessas amostras apresentam uma grande similitude com a cobertura areno-pelítica. Por isso parece-nos que elas podem ser interpretadas como resultantes do remeximento antrópico desta formação.

A fig. 15.39 demonstra um fenómeno muito comum aos depósitos da formação de cobertura: o depósito mais próximo da base é o que apresenta uma maior percentagem de elementos grosseiros. Esta diminui nos níveis superiores, em que aumenta a percentagem de areias. Porém, é a fracção fina que sofre um aumento mais significativo, passando de 18% para 33% e, finalmente, para 42%.

[172] Uma hipótese deste tipo, puramente especulativa, terá que ser confirmada, como é óbvio, pela datação dos materiais carbonosos existentes nos níveis mais baixos da formação de cobertura.

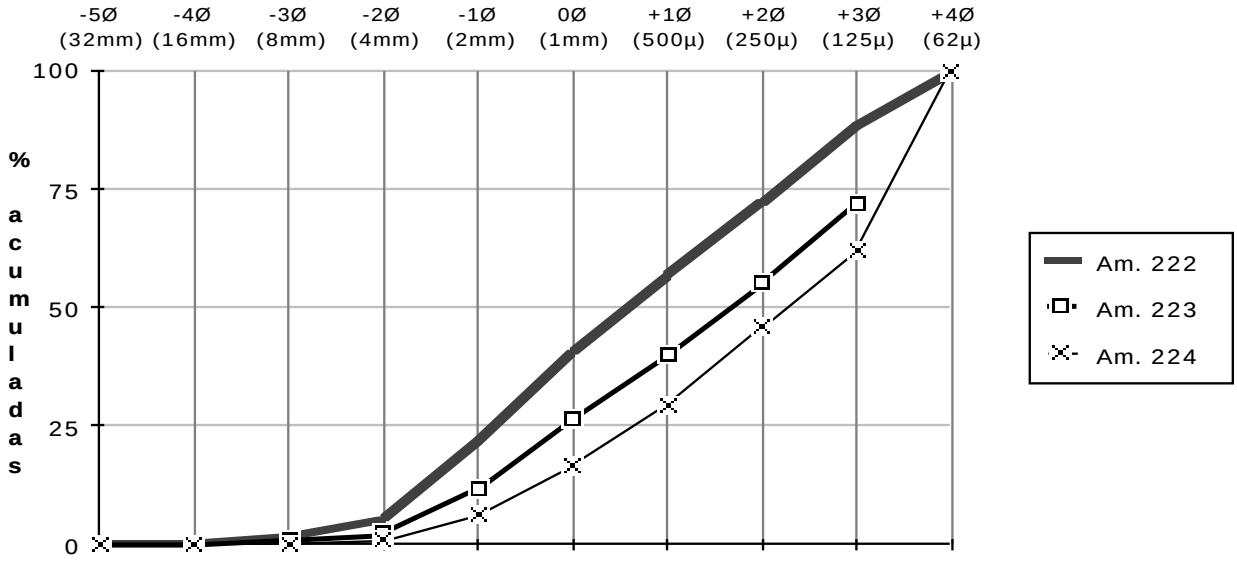


Fig. 15.38: Curvas cumulativas (fracção >62µ) dos depósitos recolhidos no nº

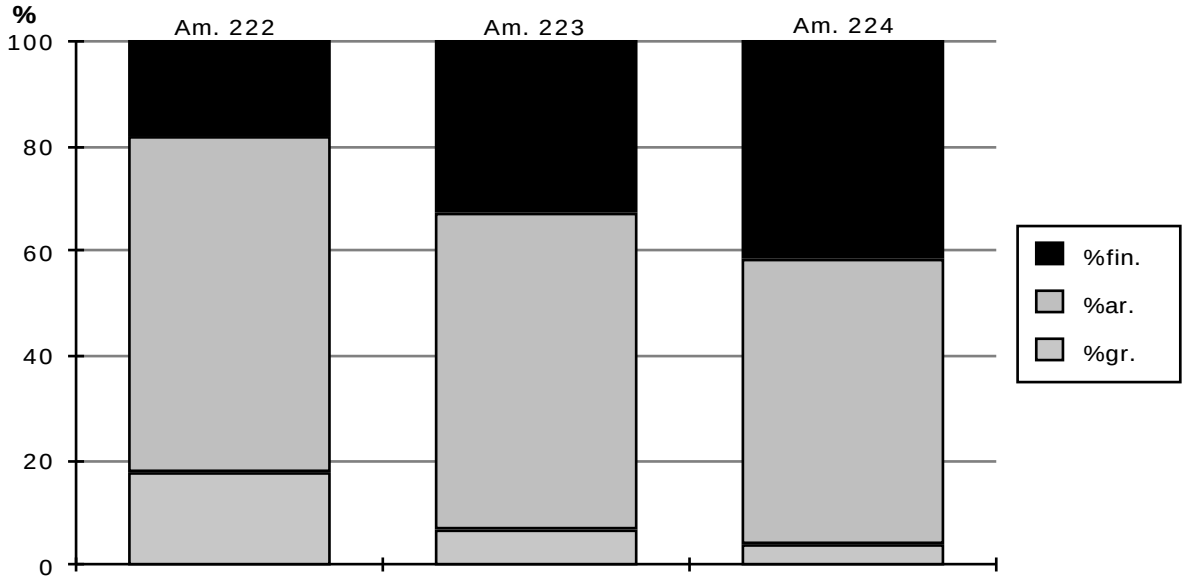


Fig. 15.39: Variação da frequência de elementos grosseiros, areias e finos nas amostras recolhidas no nº 5 da R. D. Hugo

A análise morfoscópica revelou o predomínio de grãos com um fraco desgaste. Os valores do arredondamento médio são dos mais baixos encontrados para o conjunto das amostras estudadas.

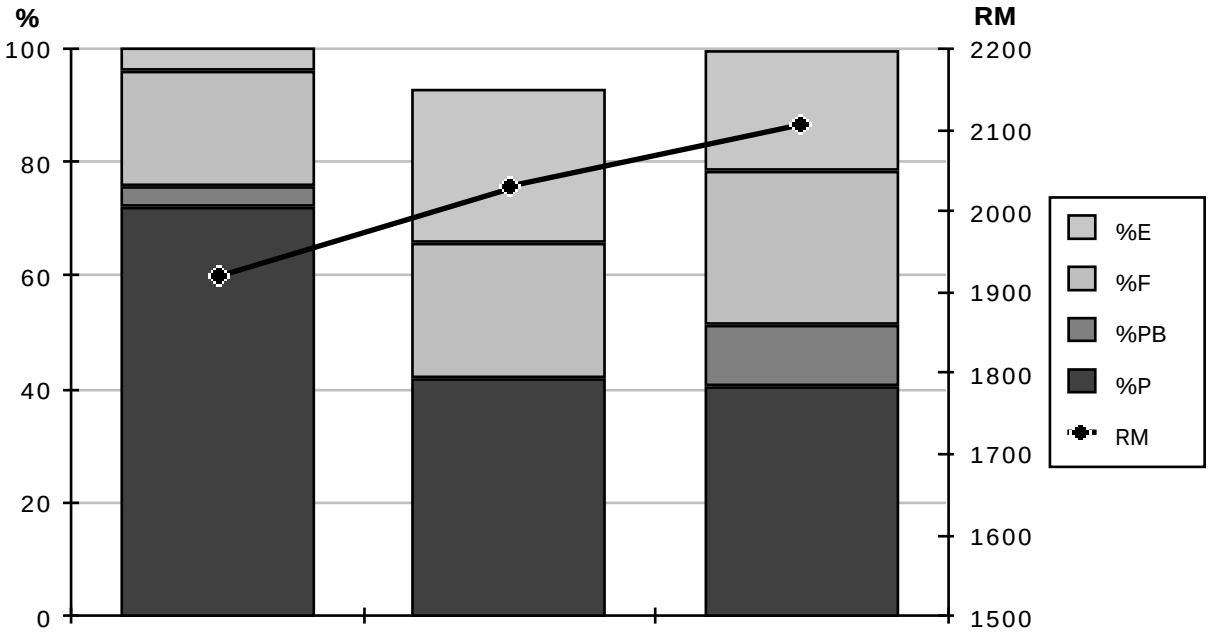


Fig.15.40: RM e aspecto de superfície das amostras do nº 5 da R. D. Hugo

Por sua vez, os grãos picotados-brilhantes, que denunciam, geralmente, a dissolução da sílica num meio marinho ou fluvial, são raros, coincidindo com os elementos de maior arredondamento, que se encontram na amostra posterior aos séc. 3-4 A.C (fig. 15.40).
No conjunto das três amostras predominam os grãos picotados, foscos e esquirolosos, geralmente angulosos (fig. 15.40).
Pensamos, por isso, que a desagregação mecânica do *bed-rock* deve ter tido um papel dominante no fornecimento de materiais para a fracção arenosa destes depósitos.
Possivelmente, na área da Sé do Porto, seriam raras as areias previamente roladas pertencentes a antigos depósitos, de origem marinha ou fluvial, que pudessem fornecer elementos à formação de cobertura.

Sob o ponto de vista cronostratigráfico, o estudo dos depósitos da Rua de D. Hugo poucas informações nos forneceu.
Apenas ficámos a saber que os processos que lhe deram origem são anteriores ao século 3-4 A.C., o que não representa um avanço, uma vez que todas as indicações que encontrámos apontam para o final do Würm.

15.11 - Depósitos em situação estratigráfica equivalente à da formação de cobertura

Um outro aspecto interessante diz respeito ao aparecimento, em vários locais, sobre o *bed-rock*, de depósitos argilosos esverdeados, contendo, como é costume na formação de cobertura, calhaus, rolados ou não, por vezes eolizados (foto 15.3) e quantidades apreciáveis de elementos finos.
Encontrámos depósitos deste tipo em vários locais (Praia da Árvore, Labruge, Foz do Douro, Francelos, Miramar, Aguda).
Muitas vezes, esses cortes parecem ligados à zona de desmantelamento de depósitos marinhos ou fluviais, aproveitando os elementos que restavam do depósito.

Porém, o corte mais completo foi encontrado, durante o Outono de 1985, na abertura das fundações dum prédio situado à cota de 13m, no lado norte da estrada da Circunvalação, muito perto da praia do mesmo nome.
A escavação foi realizada num local com um desnível apreciável. Por isso falaremos na parte alta e baixa do corte. Os depósitos eram consideravelmente mais espessos na zona mais baixa.

Foram recolhidas e analisadas várias amostras (do número 267 a 270).
Neste corte, o *bed-rock* granítico apresentava-se alterado numa espessura superior a 1m. No topo do alterito a rocha ostentava manchas cujas cores variavam entre o cinza esverdeado, nos níveis inferiores, e o alaranjado em níveis mais altos (foto 15.13).

Na base, o depósito continha elementos grosseiros, provavelmente resultantes do remeximento de um depósito marinho, misturados com uma matriz areno-argilosa esverdeada (amostra 267). Esses calhaus eram geralmente bem rolados e achatados, embora se encontrassem, também, elementos com pouco desgaste, provenientes da desagregação do *bed-rock*.

O nível seguinte (amostra 268) apresentava um cor análoga, cinza esverdeada, mas os elementos grosseiros desapareciam.

A amostra 269 correspondia a um depósito areno-argiloso castanho escuro a negro (foto 15.9), muito semelhante à formação de cobertura na parte mais alta do corte, onde apresentava uma pequena espessura. Esta, porém, aumentava na área mais deprimida, onde o depósito se tornava muito compacto.
Este aumento de espessura tornava impossível a observação dos níveis inferiores, não atingidos pelo corte, pelo que não podemos dizer se os horizontes argilosos esverdeado e alaranjado apareciam, também, na zona topograficamente deprimida.

As areias dos níveis areno-argilosos apresentam percentagens apreciáveis de grãos picotados-brilhantes (24%, 45% e 53%).

Cobrindo o conjunto descrito encontravam-se umas areias bastante bem calibradas, com manchas ferruginosas particularmente intensas no sector do corte situado a cota mais baixa, onde se sobrepunham ao depósito escuro.

Como interpretar esta sequência?

Certos aspectos do corte observado na estrada da Circunvalação apresentam pontos comuns com os solos hidromórficos (A. Lacoste e R. Salanon, 1969).

"A evolução destes solos [hidromórficos] é condicionada pela presença da água saturando a totalidade dos poros da maior parte do perfil (pelo menos do conjunto dos horizontes minerais) durante uma parte mais ou menos longa do ano" (P. Duchaufour, 1970, p. 320).
O hidromorfismo pode resultar quer da existência de um solo impermeável à superfície, quer da presença de uma zona impermeável profunda. Todavia, só no segundo caso pode existir uma redução e segregação nítidas do ferro e só estes solos mereceriam, segundo P. Duchaufour (1970, p. 320), a designação de hidromorfos.

Nessas condições de anaerobiose o ferro é reduzido e passa ao estado ferroso o que permite a respectiva dissolução. Este ferro precipita por oxidação, sob a forma de hidrato férrico, em zonas localmente arejadas (manchas ou concreções de cor alaranjada ou ocre), ou acumula-se sob uma forma menos solúvel, como hidróxido ou carbonato de ferro, de côr esverdeada (*gley*).

Assim, encontram-se níveis de cor cinza esverdeada que parecem corresponder a horizontes *gley* reduzido (Gr=*gley* reduzido; cf. fig. 16.23).
As manchas cor de ferrugem assinalam as acumulações de ferro férrico (Go=*gley* oxidado; cf. fig. 16.23).
Os horizontes húmicos estão representados pelos níveis negros a acastanhados existentes quer no sector mais alto do corte onde apresentam uma grande semelhança com a formação areno-pelítica, quer no sector mais baixo onde se tornam mais espessos e mais compactos[173] (horizonte A1 do solo *gley*).

A desorganização da rede de drenagem, característica dos meios periglaciares (J. Tricart e A. Cailleux, 1967), deveria dificultar o escoamento da água, criando condições de hidromorfismo, sobretudo com um *bed-rock* impermeável.
O mesmo sucederia nas áreas deprimidas, onde, aquando do degelo, a toalha freática poderia aflorar, formando pequenos charcos.

Porém, quer na parte alta, quer na parte baixa do corte, os níveis superiores apresentam uma analogia flagrante, de cor e composição, com os horizontes superiores da formação de cobertura, geralmente de cor escura, devido a um teor elevado em húmus.

Aliás, parece haver, por vezes, uma passagem lateral dos solos tipo *gley* à formação de cobertura típica.

Na proximidade da praia de Labruge encontram-se calhaus facetados pelo vento dentro do horizonte B (esverdeado ou alaranjado) de um solo tipo *gley* (foto 15.3).
A situação é idêntica à que se verifica noutros locais, onde a formação de cobertura contém, na base, calhaus eolizados.
Isto significa que, quer a formação de cobertura, quer os solos tipo *gley* devem ser posteriores a um período de eolização.
Por outro lado, como veremos, a ambas as formações sobrepõem-se depósitos eólicos com características idênticas e, por isso, provavelmente contemporâneos.

Estes factos parecem sugerir uma certa contemporaneidade do solo tipo *gley* e da formação de cobertura.

Assim, ambos seriam contemporâneos de climas mais húmidos e, provavelmente, mais frios do que o actual.

[173] Com efeito, na parte inferior do corte, a toalha freática poderia estacionar mais longamente, ou, até, em permanência e, por isso, o horizonte superior seria, naturalmente, mais rico em húmus e bastante mais espesso, dando origem a solos de transição entre os solos tipo *gley* e os do tipo *stanogley* (P. Duchaufour, 1970)

Os solos hidromórficos ter-se-iam desenvolvido nas áreas deprimidas, ou com um *bed-rock* impermeável, onde se formariam pequenos charcos, pelo menos durante a estação húmida.

A formação de cobertura seria característica dos sectores aplanados com boa drenagem e das áreas mais declivosas.

15.12 - Depósitos eólicos posteriores à formação de cobertura. Discussão da respectiva posição estratigráfica

Se admitirmos um certo paralelismo entre a formação de cobertura e os solos hidromórficos referidos no parágrafo anterior, os depósitos que assentam sobre eles deverão ser posteriores ao mesmo período, ou, até, contemporâneos.

A sobreposição de areias eólicas à formação de cobertura é um fenómeno relativamente frequente, que ilustraremos com o caso duma amostra (nº291), recolhida perto da praia da Madalena, a uma cota de 17m, numa pequena duna de direcção aproximadamente N/S[174], meio desmantelada por acção antrópica.

A duna (foto 15.10) assenta sobre um depósito marinho, cujos calhaus rolados se encontram levantados no contacto com a formação de cobertura (foto 15.11).
Sobre esta depositaram-se as areias eólicas, marcando um forte contraste com os fenómenos de tipo solifluxivo anteriores.
Pode observar-se, a cerca de 50cm do topo das areias eólicas, um nível cinzento (amostra 93, (foto 15.10)), com um forte enriquecimento em argila (35%). Isso prova que o depósito eólico é suficientemente antigo para permitir que os processos pedogenéticos pudessem acumular uma percentagem de argilas tão significativa.
O espectro morfoscópico das areias da duna da Madalena (fig. 15.41) revela, também, um misto de influências eólicas e marinhas, representadas pela elevada frequência de grãos picotados e picotados-brilhantes, além dos elementos redondos e foscos, presumivelmente eólicos.

[174] O grau de destruição da duna em questão não permite uma identificação correcta da respectiva direcção. Esse aspecto seria importante na medida em que facilitaria o estabelecimento de uma relação entre essa duna e os vários sistemas eólicos que, embora se situem sobre a formação de cobertura, poderão ter idades diversificadas.

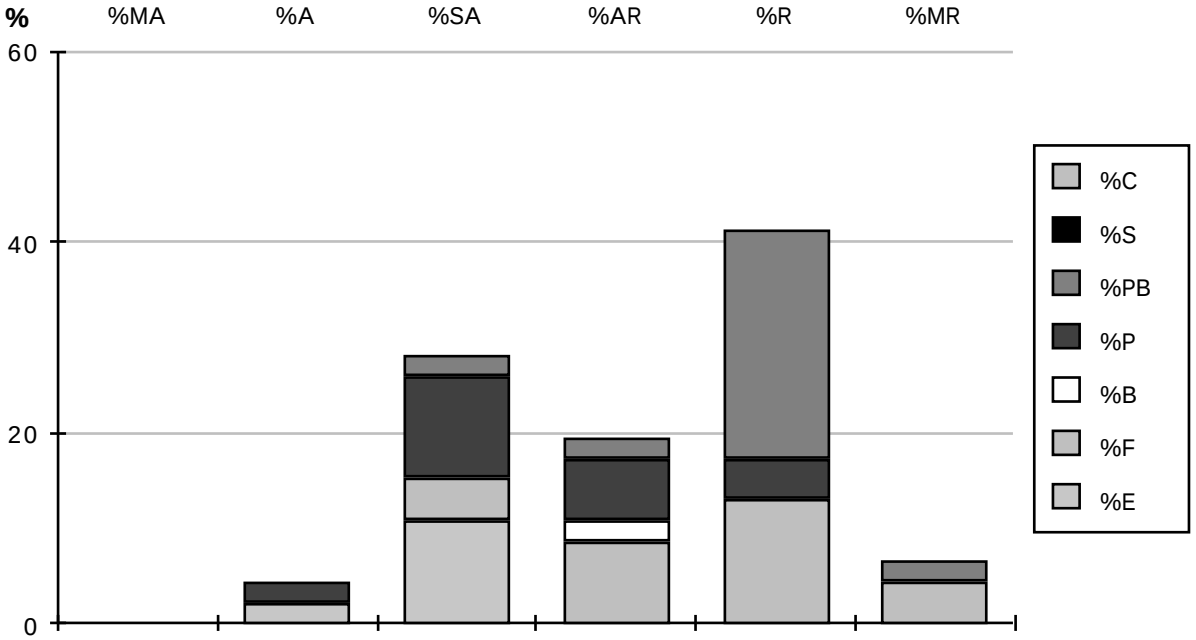


Fig. 15.41: Espectro morfoscópico da amostra nº 291; RM=0.475

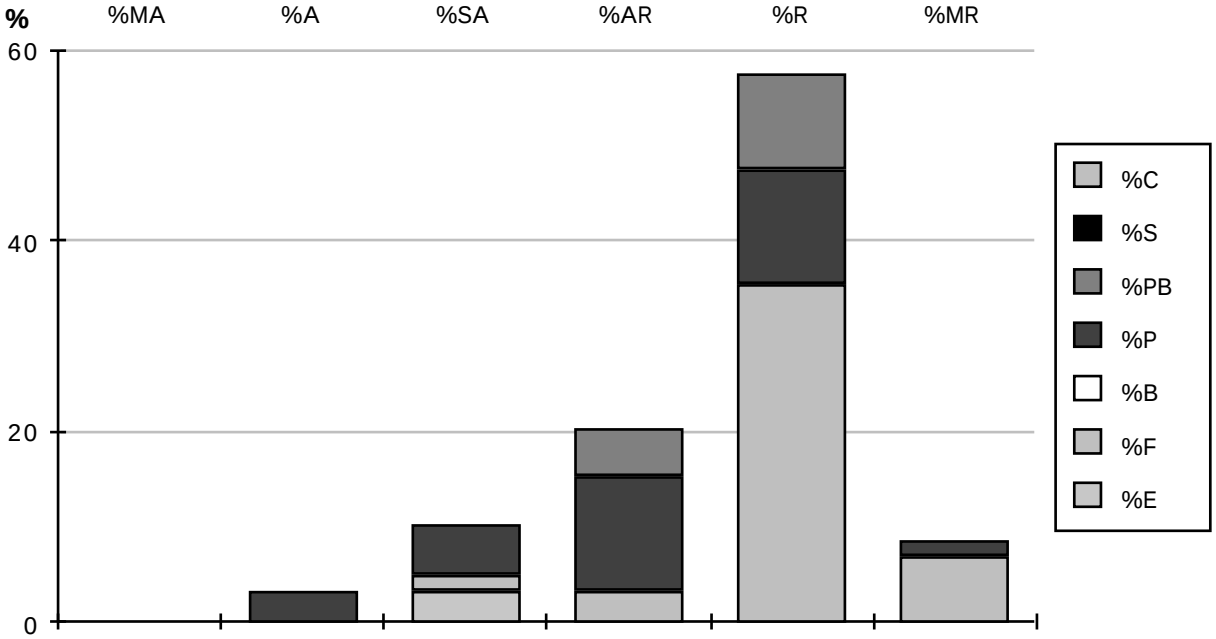


Fig. 15.42: Espectro morfoscópico da amostra nº 188; RM=0.536

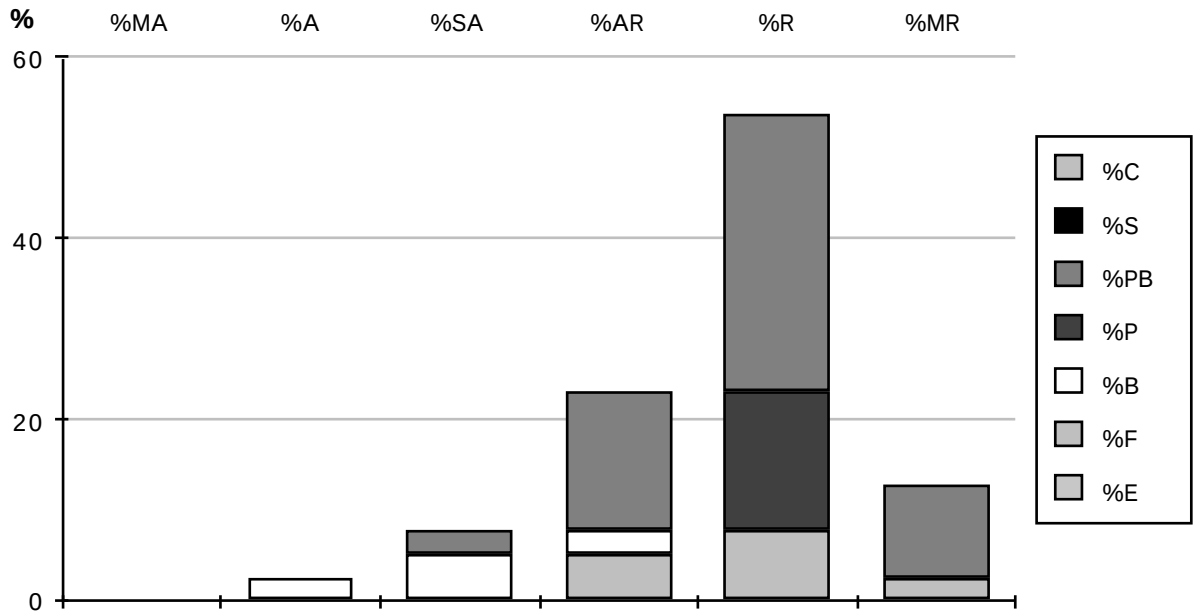


Fig. 15.43: Espectro morfoscópico da amostra nº 270; RM=0.553

A amostra 188 foi recolhida numa duna fixada, de direcção NNE/SSO, junto do Clube de Golfe de Miramar, a E da linha do caminho de ferro. O espectro morfoscópico da fig. 15.41 apresenta uma menor percentagem de areias picotadas-brilhantes do que na amostra anterior.

Depois da formação do solo tipo *gley* da estrada da Circunvalação o clima deve ter-se tornado mais seco. As condições de hidromorfismo cessaram. A área foi invadida por uma cobertura de areias (amostra 270). Estas levantaram-nos algumas dificuldades de interpretação.
Pela elevada percentagem de grãos PB (59%) e mesmo B (fig. 15.43), ela apresenta muitas afinidades, em termos morfoscópicos, com uma areia marinha.

Porém, como vemos na fig. 15.45 (amostra 40), as areias eólicas podem apresentar algumas das características morfoscópicas das areias marinhas.
Esse facto é perfeitamente compreensível se atendermos a que as areias das dunas costeiras são arrastadas pela deflação da praia alta. É natural que, deste modo, os processos eólicos não tenham podido actuar durante o tempo suficiente para que as características marinhas fossem apagadas.
Por outro lado, podem existir entre os depósitos marinhos e eólicos algumas semelhanças sob o ponto de vista granulométrico (cf. capítulo 11).

Quando se trata de depósitos relativamente recentes, desde que a respectiva forma topográfica seja aparente, a distinção torna-se fácil.
Tratando-se de depósitos fósseis, em que a forma característica da duna foi destruída, podemos recorrer a vários critérios para identificar os depósitos de origem eólica:

1 - ausência quase absoluta de elementos de calibre superior a 2mm.
Os que existem são exclusivamente palhetas de mica, ou resultados de contaminação de origem antrópica;

2 - formas de estratificação entrecruzada típicas,
3 - maior frequência de grãos redondos e foscos;
4 - uma calibragem ligeiramente melhor (menor QDØ) para as areias eólicas do que para as areias marinhas do mesmo calibre.

As areias da amostra 270 situam-se a cerca de 13m, bastante acima dum depósito marinho consolidado, a que já nos referimos, situado na Praia da Circunvalação (amostra 69, foto 14.40). Ora, as areias da amostra 270 apresentam um aspecto muito "moderno", praticamente sem finos e sem qualquer cimento. Parece evidente que elas devem ser mais modernas que o depósito marinho consolidado da amostra 69.
Sendo assim, se admitíssemos que as areias da amostra 270 eram marinhas, os solos tipo *gley* que lhes estão subjacentes dificilmente poderiam ter-se conservado, já que seriam destruídos se o mar tivesse estacionado a esse nível para depositar as areias do topo do corte.
Além disso, os próprios depósitos marinhos situados a níveis mais baixos (depósito da Praia da Circunvalação, amostra 69, foto 14.40) teriam sido, também, destruídos.
Por isso, parece-nos que não se trata de areias marinhas, mas sim de uma areia eólica, embora resultante de remobilização, pelo vento, de areias de praia. Aparentemente, todavia, a eolização poucas marcas imprimiu nestas areias, em que continuam a dominar os grãos PB.

Também na povoação de Árvore, aquando da abertura de valas para a instalação das canalizações do saneamento básico, encontrámos uma sequência em que, a um horizonte argilo-siltoso, negro (amostra 207), se sobrepunha uma areia fina, muito bem calibrada (amostra 208), com uma ferruginização apreciável.
O respectivo espectro morfoscópico (fig. 15.44) apresenta dois máximos, nas classes de grãos sub-angulosos e redondos. Assemelha-se bastante ao diagrama da duna fixada da Madalena. Em ambos os casos existem dois máximos, bem como frequências relativamente elevadas de grãos picotados-brilhantes.
Aparentemente, trata-se de casos em que certas características marinhas (grãos pouco rolados, esquirolosos e picotados-brilhantes) de uma parte das areias não foram eliminadas. Assim, coexistem no mesmo depósito elementos de tipo eólico e marinho, o que dá origem a uma população bi-modal sob o ponto de vista do arredondamento dos grãos de areia.

Os referidos depósitos eólicos apresentam entre si valores de RM semelhantes, mas superiores aos das dunas actuais típicas.
Como exemplo de uma areia eólica actual podemos apresentar a amostra 40 (fig. 15.45).
As características acima enunciadas parecem indicar que o grau de eolização dos depósitos eólicos actuais é inferior ao que os depósitos fósseis apresentam.
Com efeito, quer os calhaus eolizados, quer as areias com um elevado grau de arredondamento (que caracterizam, como veremos no próximo capítulo, muitos dos depósitos eólicos fósseis que estudámos), estão ausentes dos depósitos eólicos actuais.
Pensamos que esses fenómenos de eolização intensa deverão estar relacionados com condições periglaciares, de clima bastante frio e seco, provavelmente durante o Würm (G. S. Carvalho, 1983).

Uma vez que só encontrámos testemunhos de fenómenos de eolização intensos nos depósitos eólicos fósseis, parece-nos que é legítimo concluir que estes foram mais

intensos no passado do que actualmente, o que permitirá que utilizemos o RM para ajudar a distinguir os depósitos eólicos fósseis dos actuais.
Além dum maior RM, no caso das amostras 188 e 291, as respectivas dunas apresentam-se fixadas por vegetação arbórea, o que implica a existência dum solo com alguns nutrientes, de molde a permitir a vida vegetal.
Em ambos os depósitos a percentagem de finos (=silte+argila) já é significativa: 1.65 e 0.65%, respectivamente, para as areias dunares da Madalena e de Miramar. A existência desse material fino pressupõe uma certa evolução pedogenética e, portanto, um certo tempo de evolução.

Pensamos, por isso, que pelo menos algumas das areias eólicas que se sobrepõem à formação de cobertura ou a formações equivalentes, não correspondem a dunas actuais, mas sim a sistemas fósseis.

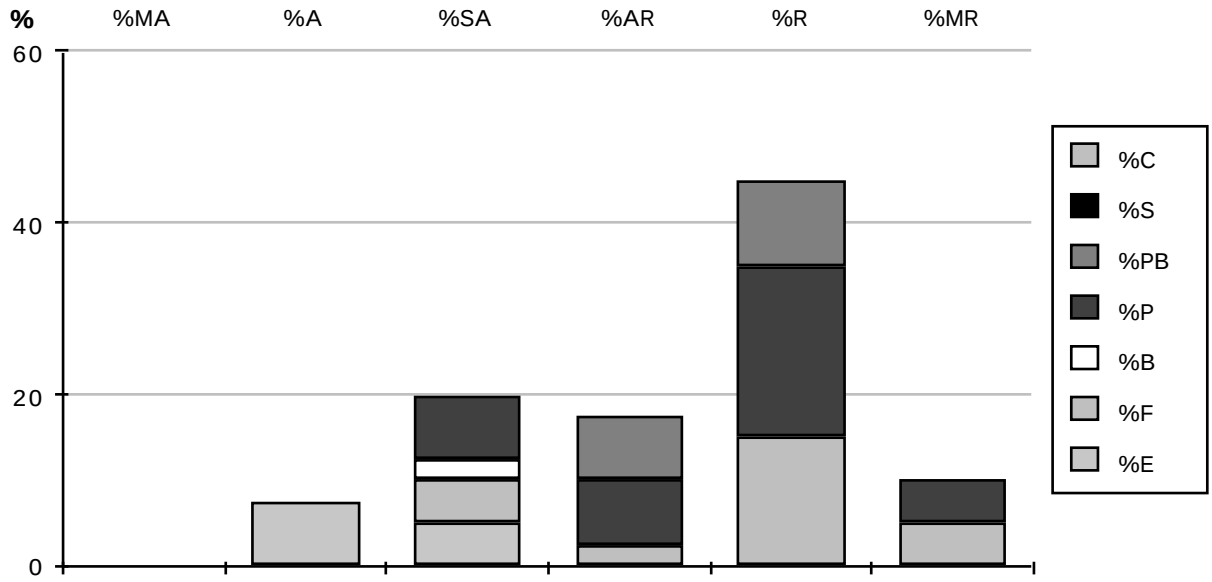


Fig. 15.44: Espectro morfoscópico da amostra 208; RM=0.500

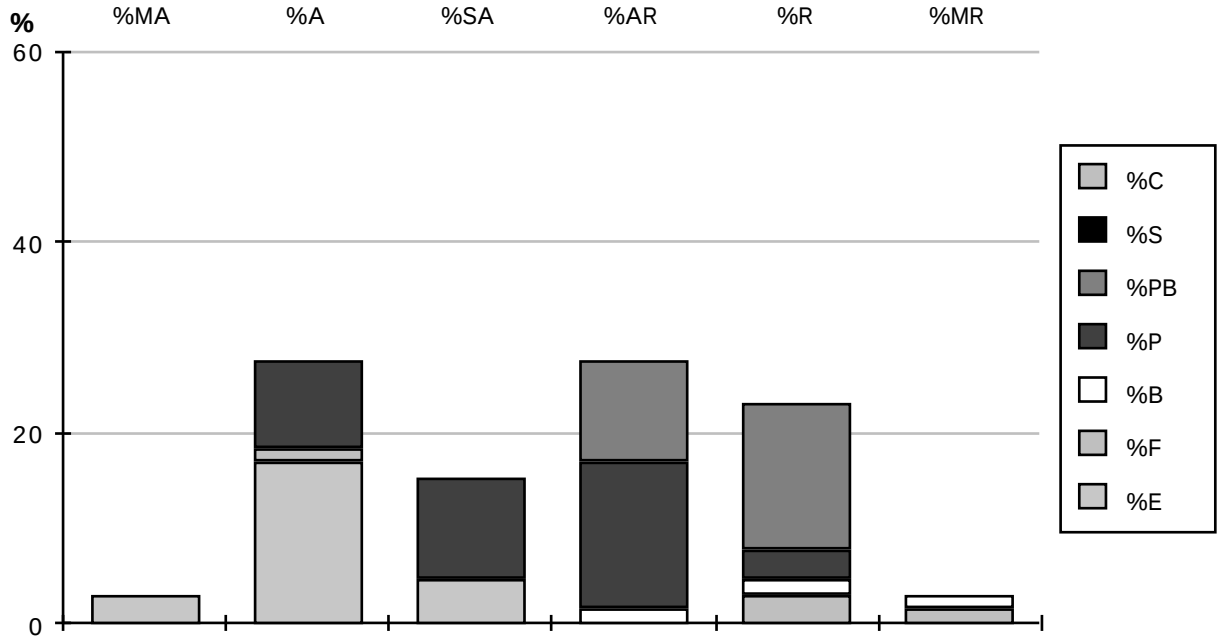


Fig. 15.45: Espectro morfoscópico da amostra 40; RM=0.380

Em síntese:

A formação de cobertura pode apresentar vários aspectos, consoante os materiais disponíveis (areias e calhaus rolados de antigos depósitos, partículas finas, areias e calhaus angulosos de desagregação do *bed-rock*).
O tipo de rocha presente, bem como as características climáticas, poderão ter controlado a importância relativa da macro e microgelifracção.
No caso da área estudada, a microgelifracção[175] parece ser predominante, produzindo quantidades substanciais de partículas finas que, juntamente com as areias eólicas e argilas herdadas de depósitos e alteritos pre-existentes terão facilitado a solifluxão.

Quando a espessura do molissolo e o declive eram suficientes, a parte superior do solo deslocar-se-ia sobre o substrato ainda gelado, ou impermeável, para zonas mais deprimidas. Este processo, relativamente lento, levaria ao empilhamento desses lobos ou mantos de solifluxão em certas zonas baixas.

[175] Os sinais do funcionamento do processo de macrogelifracção, que fracturou a rocha segundo placas achatadas criadas pelas diáclases de descompressão, são quase exclusivos das áreas graníticas (foto 16.5). Actuaram, decerto, também nas áreas xistentas (cf. depósito tipo *grèze* de Maceda, foto 15.7). Mas nestes casos, a microgelifracção subsequente, ou a existência de fases climáticas mais húmidas, terá produzido uma espécie de pulverização da rocha, destruindo os fragmentos rochosos achatados e transformando-os numa massa lamacenta que, posteriormente, poderia ter contribuído para incentivar os fenómenos solifluxivos.

Porém, nos casos em que a espessura do depósito não ultrapassa os 50cm, iniciando-se este por elementos angulosos nitidamente destacados do *bed-rock*, tem-se a impressão de que pode tratar-se duma formação essencialmente autóctone.
Com efeito, em situações em que o declive é baixo e quando a espessura de molissolo não fosse suficiente para permitir um fácil descolamento relativamente ao substrato, a velocidade da deslocação poderia ser quase negligenciável e a camada superior poderia ter sofrido, apenas, um transporte lateral muito reduzido.
Nestes casos, a formação de cobertura poderá, eventualmente, corresponder a um solo fóssil, praticamente autóctone, tendo sofrido fenómenos de crioturvação que lhe alteraram e homogeneizaram a estrutura inicial, misturando os elementos mais grosseiros da base com os materiais mais finos dos níveis mais elevados.
A existência desses fenómenos é comprovada pelo facto de a maior parte dos calhaus rolados que pertenciam a depósitos subjacentes à formação de cobertura se apresentarem, na zona de transição entre os dois depósitos, com o eixo maior em posição vertical ("*galets dressés*", J. Tricart e A. Cailleux, 1967).

Nas zonas de má drenagem, em que a toalha freática podia estacionar em permanência, dando origem a charcos, os fenómenos solifluxivos poderiam ser substituídos pelo desenvolvimento de solos tipo *gley*.

Antes de 18.200±900 (cf. fig. 15.33) a aridez do clima desfavoreceria a vegetação arbórea, o que pode ter contribuído para a existência de períodos de intensa eolização, quando sopravam os ventos frios vindos dos *inlandsis* do norte da Europa.

A esta fase seca ter-se-ia seguido uma fase húmida iniciada à volta de 18.200±900 BP. Esta fase húmida poderia ser a responsável pela maior parte dos fenómenos solifluxivos e pelos solos hidromórficos encontrados na nossa área de trabalho.
Entre 16.000 e 13.000 BP, a frente polar situava-se à latitude da Galiza e do norte de Portugal (fase II, fig. 15.1).
Deste modo, é provável que as precipitações (chuva e neve) fossem mais intensas, o que favoreceria os fenómenos solifluxivos.

Como localizar no tempo a nova fase de eolização responsável pelas coberturas eólicas post-formação de cobertura?
A acreditar na legitimidade, para a nossa área de trabalho, da evolução proposta por H. Nonn (1966, fig. 15.33), estes depósitos eólicos poderiam, eventualmente, corresponder a uma fase de clima frio e seco, datada de 11.650 BP (Dryas superior).

Assim, a cobertura areno-pelítica parece relacionar-se com uma fase húmida do Würm, precedida e seguida por fases mais secas em que dominaram fenómenos de eolização.

A hipótese da existência de dois períodos favoráveis à eolização enquadrando uma fase solifluxiva, hipótese essa que resulta da análise do diagrama polínico do corte de Mougas, na Galiza (H. Nonn, 1966) parece conciliar-se com os dados que obtivémos através do nosso estudo da formação de cobertura.

Com efeito, verificámos (§15.4) que uma parte importante das areias constituintes da formação de cobertura parecem ter uma origem eólica.

Em certos locais (S. Paio; Vila Nova da Telha, Miramar), conservaram-se restos dessa cobertura eólica anterior à formação de cobertura.
Além disso, a norte da Boa Nova, observam-se, com frequência, calhaus facetados pelo vento na base da formação de cobertura, o que prova a existência de uma fase de intensa eolização anterior aos fenómenos solifluxivos.

Contudo, a 2ª fase de eolização não teve intensidade suficiente para permitir o afeiçoamento dos calhaus eolizados, como os que existem na base da formação de cobertura.
Além disso, as areias eólicas posteriores à formação de cobertura apresentam um grau de rolamento inferior, o que corrobora a menor intensidade dos fenómenos de eolização.

Sobre a datação destas areias apenas podemos adiantar que elas são posteriores à formação de cobertura ou a solos hidromórficos (aparentemente seus contemporâneos). Todavia, isso é insuficiente para afirmarmos que as areias das figs. 15.41, 15.42, 15.43 e 15.44 pertencem todas à mesma fase de eolização.
Com efeito, não é de excluir a hipótese de se tratar duma fase mais moderna, já holocénica, ou mesmo histórica[176].

Com efeito, no final do Würm e ao longo do Holocénico podem ter-se sucedido vários períodos de eolização, cujo estudo permitirá dar algumas achegas para a reconstituição das variações climáticas e eustáticas durante esses períodos.

Os depósitos da área de Silvalde-Maceda, que estudaremos a seguir (capítulo 16), podem ser, pelo menos em parte, contemporâneos dos fenómenos de eolização e solifluxão que estivemos a estudar.
Além disso, entre as várias formações que aí se encontram, destacam-se areias eólicas, formadas em fases diferentes e caracterizadas, por vezes, pela sua cimentação por compostos humo-ferruginosos. Intercalados ou simultâneos relativamente às fases de eolização, estabeleceram-se regimes lagunares, cujos depósitos, ricos em matéria orgânica, podem ser datados pelo C14.
Deste modo, os depósitos de Silvalde-Maceda poderão fornecer mais algumas pistas para o estudo dos fenómenos de eolização que tiveram lugar ao longo do Würm e no Holocénico.

Por esse motivo, estes dois capítulos são fortemente interdependentes. A necessidade de separar os dois temas tem sobretudo a ver com a dificuldade que existe no estabelecimento de correlações entre depósitos existentes em locais onde, apesar da pequena distância a que se situam, os processos actuantes parece terem sido consideravelmente diversos.

[176] Segundo M. T. Morzadec-Kerfourn (1974), teria havido, na Bretanha, entre 3.600 e 2.000 BP uma ligeira regressão, que seria responsável por uma fase de formação de dunas.
Todavia, a situação na nossa área de trabalho pode ter sido diversa da da Bretanha.

Capítulo 16 - Os depósitos da região de Silvalde-Maceda: sistemas eólicos e lagunares fósseis do final do Würm e do Holocénico

Como dissemos no capítulo anterior, os depósitos de tipo solifluxivo apresentam certas relações estratigráficas com os depósitos eólicos.
Além disso, na região de Esmoriz, encontrámos um depósito de tipo lagunar sobreposto a uma formação eólica.
As relações que estabelecemos entre a formação de cobertura e alguns depósitos eólicos, conjugadas com a posição dos mesmos relativamente às formações lagunares, poderão ajudar-nos a correlacionar os diversos depósitos e a reconstituir a evolução geormorfológica da área no final do Würm e no Holocénico.

No capítulo anterior privilegiámos uma abordagem dos depósitos eólicos baseada, predominantemente, nas respectivas características morfoscópicas.
Todavia, o estudo dos vários sistemas dunares por critérios morfoscópicos pode tornar-se um tanto inconclusivo porque, durante os períodos mais recentes, poderiam ser reutilizadas, em parte, as areias dos sistemas mais antigos, parcialmente destruídos por deflação.
Deste modo, é necessário recorrer a critérios morfológicos (análise da orientação das cristas dunares em mapas e fotografias aéreas), pedológicos e estratigráficos (relação com outro tipo de depósitos) para poder distinguir os vários sistemas de dunas.

Isso só é possível, todavia, quando eles se apresentam suficientemente desenvolvidos, o que só começa a acontecer na região a sul de Esmoriz.
Os depósitos eólicos podem aparecer sobrepostos, como se verifica, por exemplo, na praia de Cortegaça, ou parcialmente justapostos (cf. com a carta geológica de Vagos, folha 16-C).

Começaremos por descrever, de modo sucinto, os depósitos encontrados.
Trata-se, essencialmente, de depósitos com origem eólica. Contudo, eles apresentam características diversas, quer sob o ponto de vista morfoscópico, quer no que diz respeito ao grau de evolução pedológica e à forma e orientação das diferentes cristas dunares.
Tentaremos, por isso, estabelecer uma cronologia relativa entre os diversos depósitos eólicos observados.

Seguidamente, estudaremos a evolução dos diferentes tipos de dunas existentes num determinado sistema, segundo um modelo que nos parece adequado à situação que encontramos no litoral a sul de Esmoriz.

Depois de interpretados os depósitos eólicos estudados, tentaremos definir as respectivas relações estratigráficas com:

1 - Os depósitos lagunares encontrados na área compreendida entre as praias de Silvalde e de Maceda;
2 - Os depósitos eólicos e solifluxivos estudados no capítulo 15.

Terminaremos com uma tentativa de síntese entre os capítulos 15 e 16, em que pretendemos apresentar um quadro da evolução geomorfológica da área estudada durante o final do Würm e do Holocénico.

16.1 - Descrição dos depósitos encontrados

Desde os anos setenta que temos vindo a observar depósitos interessantes na região de Esmoriz e de Cortegaça. A construção de um grande esporão em forma de "L" em Espinho acelerou os processos erosivos nas praias situadas para sul desta cidade, fazendo aparecer a base em que assentam os cordões litorais actuais.
A área a sul de Espinho é considerada como pertencendo à Orla Ocidental Meso-Cenozóica. Nesta área o substrato é constituído por depósitos relativamente recentes, que nos parecem poder ser atribuídos ao Würm e ao Holocénico.

O aspecto mais notório é a ocorrência, na região de Cortegaça, duma curiosa sequência em que avulta um arenito ferruginoso, cortado em arriba devido ao ataque do mar, que aflora sob as areias das dunas subactuais (foto 16.1, cf. fig. 16.23). Passaremos a designá-lo como "arenito de Cortegaça".

Imediatamente sob a camada do referido arenito (cf. 16.2) repousa um nível areno-argiloso de cor esverdeada. Este sobrepõe-se a areias bem roladas, dispostas em leitos finos, em que a estratificação entrecruzada é sublinhada pela ferruginização mais acentuada de alguns leitos (foto 16.2).
Verifica-se que o contacto entre o nível ferruginoso e o nível argiloso subjacente apresenta uma cota de 5.3m*(cf. nota 14.39, base da duna talhada em arriba) na praia de Cortegaça.
Em S. Pedro de Maceda, a 2.5km a sul, o topo do nível argiloso esverdeado aparece a 7.8m*. Embora o arenito ferruginoso não esteja representado neste local, é possível seguir, desde Cortegaça, o contacto entre o arenito acastanhado e a argila esverdeada e verificar que, na faixa intermédia entre as duas praias, se produz uma subida sensível desse horizonte de contacto.
Este facto permite observar os níveis que se encontram escondidos pela areia da praia actual, em Cortegaça.
Assim, por debaixo da primeira sequência "argila-arenosa esverdeada/areia branca ou levemente ferruginizada" existem pelo menos mais duas análogas.

O arenito de origem eólica apresenta um grau de consolidação muito variável; normalmente, é mais intenso nos níveis superiores. Todavia, no contacto com o nível argiloso, verifica-se, invariavelmente, a existência de uma faixa bastante endurecida devido à precipitação de ferro, com menos de 1cm de espessura, em média (foto 16.3).
Por sua vez, no topo do arenito acastanhado a negro, encontram-se uns sulcos de 10-20cm de profundidade (cf. foto 16.10), sobre os quais assentam umas areias ricas em matéria orgânica, onde é possível identificar dois horizontes (foto 16.4):

1 - Horizonte superior mais escuro, rico em pedacinhos de carvão;

2 - Horizonte inferior, constituído por areias acinzentadas.

O conjunto mais interessante de depósitos de tipo lagunar fica situado na região compreendida entre Silvalde e Maceda, numa área cujo acidente mais notório é a chamada "Barrinha de Esmoriz".
No fim do inverno de 1984 encontrámos, na base do primeiro enrocamento construído no limite sul da praia de Esmoriz, dentro dos limites do estrão, um arenito negro (amostra 113), apresentando uma série de sulcos à superfície a que se moldava uma argila negra, rica em restos vegetais (foto 16.5).
Na mesma área é frequente, sobretudo aquando das tempestades, que apareçam no estrão, arrastados pelo mar, blocos de argila negra ou de turfa, constituídos por um material análogo a este. Esses blocos são designados pela população local como "zorra". Os blocos de "zorra" aparecem nas praias mesmo quando as camadas de argila e de turfa não afloram no estrão, o que demonstra que existem áreas submersas onde elas estão a ser atacadas pelo mar.

Depósitos muito semelhantes vieram a ser encontrados na área de Silvalde, um pouco a sul de Espinho.
Aqui, a uma cota de -0.7*, encontrámos uma vasa esverdeada. Este depósito era coberto, à cota de +0.4*, por uma unidade mais rica em matéria orgânica (foto 16.6), assumindo, por vezes, as características duma turfa, que culminava a +1.3m, numa série de troncos de espécies arbóreas fósseis, que se encontravam, aparentemente, na sua posição natural de crescimento (foto 16.7 e 16.8).
A datação dos restos de madeira de Silvalde, pelo LNETI, deu 1180±45 BP[177].

Teríamos, assim, um depósito vasoso com uma espessura de cerca de 1.1m. A camada turfosa, por sua vez, teria, aproximadamente, 90cm de espessura.

Noutra ocasião encontramos, a um nível ligeiramente mais alto (cerca do nível das marés mais altas, que corresponde à cota de +2m), uma vasa negra contendo conchas abundantes, de uma espécie de amêijoa (*Scrobicularia plana*).
Porém, essa unidade foi coberta de novo, rapidamente, pelas areias da praia. Só a pudemos observar uma única vez.
Deste modo, não foi possível fazer um estudo suficientemente detalhado para podemos extrair conclusões.
Todavia, durante o verão de 1987, a abertura de valas para a canalização dos esgotos provenientes de Espinho, na área compreendida entre a estrada e a povoação da praia de Paramos (cota=4m), revelou a existência duma sequência arenosa, no topo da qual se encontrava um nível vasoso, negro, bastante rico em conchas. Encontraram-se as seguintes espécies:

- Amêijoa plana (*Scrobicularia plana*, Da Costa, 1778);
- Berbigão (*Cerasdoderma edule*, Bruguière, 1789);
- *Littorina Littorea* (Lineu, 1758);

---

[177] Esta datação foi realizada no âmbito de um projecto de investigação sobre o litoral norte de Portugal, patrocinado pela JNICT e dirigido pelo Prof. G. Soares de Carvalho, a quem agradecemos a informação prestada.

- *Peringia ulvae* (Pennant, 1777).
Estas espécies parecem indicar uma "sedimentação em águas salobras e relativamente calmas, fora do contacto directo com o mar aberto"[178], o que sugere um ambiente lagunar com comunicação episódica com o mar.

Também na praia existente entre Cortegaça e Esmoriz encontrámos, por diversas vezes, troncos fósseis, inequivocamentemente situados na sua posição normal de crescimento, emergindo das areias da praia, entre o nível das marés baixas médias e o nível médio das águas do mar (foto 16.9).
Existe a ideia, entre os pescadores da região, de que se trata dos restos duma floresta destruída pelo avanço do mar.
Estes troncos parecem ser muito mais recentes do que os de Silvalde.
Isso induz-nos a supor que eles podem, eventualmente, ser correlativos duma fase em que a linha de costa se situava mais para ocidente, antes do ataque do mar na região de Espinho, em finais do século passado (cf. Guia de Portugal; "Entre Douro e Minho: Douro Litoral", p. 74-75).

Parece-nos que é de salientar que os vários depósitos encontrados nesta área só se tornaram visíveis devido à erosão das areias das praias que se tem verificado ultimamente em todo o litoral compreendido entre Espinho e o Furadouro.
A conservação dos depósitos que acima referimos comprova que o respectivo afloramento é um fenómeno relativamente recente ou, pelo menos, pouco frequente.
Efectivamente, tratando-se de depósitos frágeis, um ataque continuado do mar tê-los-ia destruído há muito.
Possivelmente, estes fenómenos erosivos são provocados por causas naturais, agravadas pela acção humana.
Com efeito, parece haver uma relação causal entre o aparecimento de extensas camadas de turfa e vasa na região de Silvalde e a construção de novas defesas contra a erosão, que há muito se faz sentir na região de Espinho.

16.2 - Sistemas eólicos actuais e fósseis: caracterização morfoscópica e evolução pedogenética

No parágrafo anterior referimos os aspectos mais curiosos que aparecem devido à erosão das praias da região entre Silvalde e Maceda. Dum modo geral, as formações de tipo lagunar que foram referidas estão enquadradas por depósitos de origem eólica.
Como é sabido, os depósitos eólicos são bastante frequentes no litoral correspondente à orla ocidental Meso-Cenozóica e ocupam uma área bastante extensa entre Esmoriz e o Cabo Mondego.
Por exemplo, na região próxima de Ovar a plataforma litoral está coberta por depósitos eólicos até cotas superiores a 70m.
Uma vez que ocorrem em condições bem determinadas, os depósitos eólicos apresentam um grande interesse para a reconstituição da evolução geomorfológica, pois podem servir de indicadores climáticos e dão, ainda, algumas informações relativamente às variações eustáticas.

[178] Agradecemos ao Dr. Armando Ramos Moura, do Parque Natural da Ria Formosa, a identificação das espécies encontradas, bem como as sugestões expressas sobre os respectivos ambientes de sedimentação e a provável paleogeografia da área.

Porém, trata-se de depósitos sem uma relação directa com o nível do mar, o que pode tornar as respectivas correlações estratigráficas particularmente difíceis. Além disso são facilmente destruídos e remobilizados pelo vento, a não ser quando cimentados ou fixados pela vegetação.
Por isso, o seu estudo deve ser levado a cabo com especiais cuidados.

Num mesmo local podem suceder-se vários sistemas eólicos, correspondentes a condições climáticas ou eustáticas diversas. Neste caso, é provável que as dunas mais modernas aproveitem uma parte das areias das que as antecederam, tornando complicada a respectiva caracterização sob o ponto de vista morfoscópico, já que areias muito roladas podem ser incluídas em sistemas eólicos caracterizados por uma menor intensidade de eolização.

Como vimos no capítulo anterior a propósito das areias eólicas posteriores à formação de cobertura, as areias correspondentes a dunas fósseis apresentam, geralmente, valores de RM mais elevados do que as areias de dunas actuais.
Aparentemente, este facto poderia explicar-se pelo somatório das diversas acções mecânicas ou químicas ("fosco desértico", cf. capítulo 11) exercidas sobre as mesmas areias.

Porém, V. Goldsmith ("*Coastal Sedimentary Environments*", 1978) sugere uma outra possibilidade:

Os ventos fracos apenas conseguem arrastar as areias mais angulosas, que têm maior capacidade de suspensão no ar. Assim, as acumulações eólicas realizadas por ventos relativamente fracos apresentarão, em princípio, fracos índices de rolamento.
Os ventos rápidos podem deslocar, mais facilmente, partículas bem roladas. Por isso, as areias das dunas construídas sob a acção de ventos fortes apresentarão valores elevados de arredondamento.
Além disso, se a fonte abastecedora de areias possuir, apenas, elementos bem rolados, só os ventos relativamente fortes poderiam deslocá-los para formar dunas.

Seja qual fôr a hipótese mais correcta, o resultado parece ser convergente: as areias eólicas com maior RM relacionam-se com fenómenos de eolização mais intensos.

Deste modo, o RM poderá servir para avaliar a intensidade desses fenómenos e para, daí, extrair conclusões paleoclimáticas.
Contudo, atendendo à existência provável de várias fases de eolização, os diversos conjuntos dunares terão que ser estudados de forma cuidadosa e sistemática, em locais onde se distingam claramente, e contando com a possibilidade de reutilização de uma parte das respectivas areias.

A reutilização de areias de antigos sistemas dunares para a construção de novas acumulações eólicas poderá, a nosso ver, ser detectada através da análise do respectivo espectro morfoscópico (quadro 16.A). Este, como já vimos, permite detectar misturas de areias com origens diferentes, através da identificação de populações polimodais, relativamente ao arredondamento dos grãos de areia.

Na fig. 15.45, que representa o espectro morfoscópico das areias da duna actual de Miramar (amostra 40), verifica-se que as areias eólicas podem ser muito semelhantes a areias marinhas (cf. fig. 14.22), apresentando, inclusivamente, frequências de grãos esquirolosos e picotados-brilhantes muito superiores às dos grãos foscos.

São, também, exemplos de areias de dunas ainda hoje activas as amostras 33, 37, 40, 41, 52, 183, 185 e 211 (cf. quadro 11.B).
O valor da média do RM para essas oito amostras é de O.3981. O valor máximo é de 0.443 e o mínimo de 0.3181[179].

Na fig. 16.1, que representa o espectro morfoscópico das areias da duna de Cortegaça[180], é bem visível a existência de dois máximos, correspondendo o primeiro e mais importante aos grãos sub-angulosos e o segundo aos elementos redondos.
Trata-se duma amostra com um RM relativamente baixo (o mais baixo que encontrámos nas areias eólicas da área).

Pensamos que a distribuição polimodal das areias desta amostra, no que diz respeito ao grau de arredondamento, pode resultar duma mistura de elementos com graus de rolamento diversos, em que os elementos pouco rolados predominam.

As figs. 16.2, 16.3 e 16.4 representam a morfoscopia das areias das praias de Esmoriz e de Cortegaça. Os respectivos diagramas mostram algumas analogias com a figura anterior, com um máximo situado nos grãos redondos, e um máximo secundário nos grãos sub-angulosos.
Todavia, as areias de praia apresentam uma percentagem mais elevada de areias bem roladas do que a amostra 52 (duna actual), o que se traduz num RM mais elevado.
O elevado RM das areias das praias situadas a sul de Espinho (valor médio para as amostras 42, 43, 96 e 105 = 0.4882, superior ao valor médio para os depósitos marinhos

---

[179] Estes valores de RM são inferiores aos dos quadros 11.B e 11.C (média=0.447; máximo=0.569; mínimo=0.318).
Devido à dificuldade em separar claramente os depósitos actuais dos subactuais, com base em critérios exclusivamente granulométricos, foram considerados "depósitos eólicos actuais", naqueles quadros, todas as areias de origem eólica com uma baixa percentagem de materiais finos.
O respectivo valor máximo é de 0.6% (quadro 11.B) e a média situa-se em 0.159%. Os depósitos eólicos fósseis apresentam 4.4 e 21.9%, respectivamente, como frequência média e máxima de elementos finos.
Este critério, embora pareça correcto sob o ponto de vista granulométrico, acaba por misturar areias eólicas com valores de RM muito variáveis, e com idades aparentemente diversas.
Por isso, os valores apresentados nos quadros 11.B e 11.C são um tanto falseados, sob o ponto de vista morfoscópico, no que diz respeito às areias eólicas actuais, porque o critério utilizado para as distinguir das areias fósseis com a mesma origem teve índole granulométrica e não morfoscópica.
Assim, ficaram incluídas dentro do grupo das areias eólicas "actuais" as areias das dunas de Cortegaça e Maceda
Ora, como veremos, as areias destas dunas apresentam valores de RM bastante superiores aos das dunas costeiras actuais, o que faz pensar que os fenómenos de eolização que lhes deram origem podem ter tido maior intensidade que os processos de formação das dunas nossas contemporâneas. Além disso, possuem um certo grau de evolução pedogenética, o que nos leva a concluir que os respectivos processos evolutivos já duram há bastante tempo.

[180] A localização das amostras de depósitos marinhos e eólicos correspondentes à área situada entre as praias de Esmoriz e de Maceda está indicada na fig. 16.25.

actuais analisados, que é de 0.439) parece-nos resultar de um retomo, pelo mar, de areias previamente roladas por acção eólica[181].

[181] Com efeito, esse valor elevado do RM das areias de praia coincide com uma área onde, como já vimos, os fenómenos de eolização têm uma grande importância.
A circunstância de muitos dos depósitos de praia desta área apresentarem máximos de frequência nos grãos redondos corrobora a hipótese de essas praias estarem a ser alimentadas pela erosão de dunas, cujo espectro morfoscópico é caracterizado, justamente, pela existência de máximos nos grãos redondos.

Fig. 16.1 : Espectro morfoscópico da amostra nº 52 (RM=0.413)

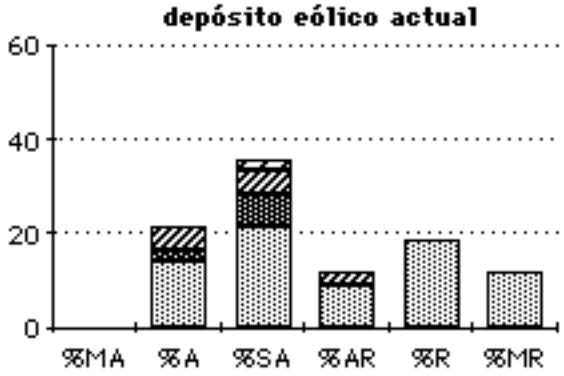


Fig. 16.2 : Espectro morfoscópico da amostra nº 105 (RM=0.48)

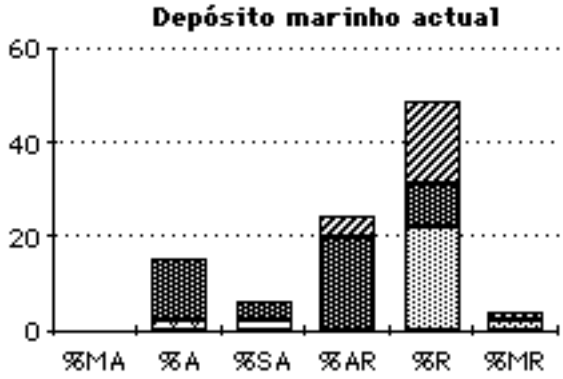


Fig. 16.3 : Espectro morfoscópico da amostra nº 43 (RM=0.486)

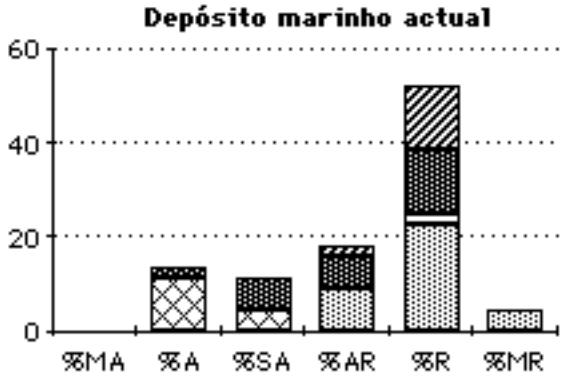


Fig. 16.4 : Espectro morfoscópico da amostra nº 96 (RM=0.479)

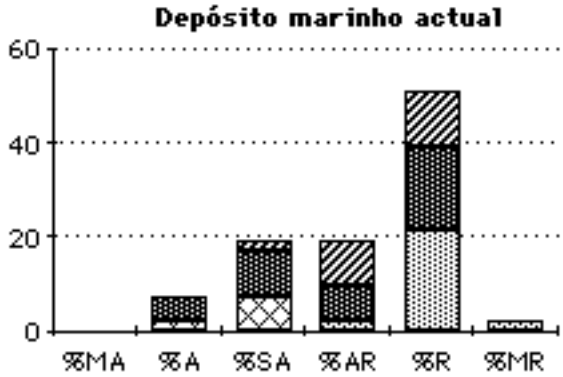


Fig. 16.5 : Espectro morfoscópico da amostra nº 47 (RM=0.461)

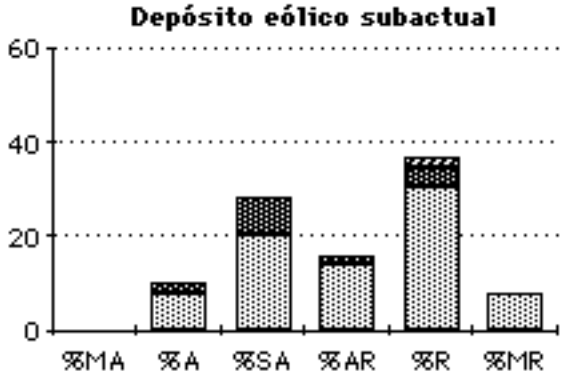
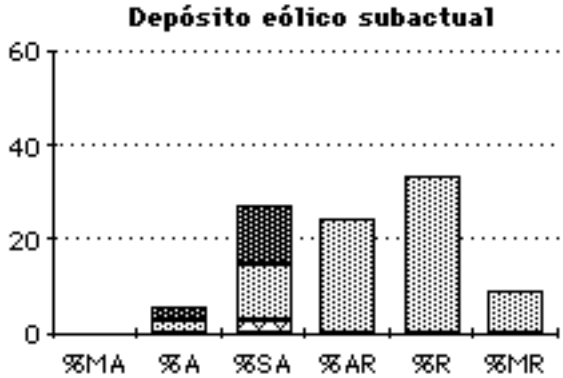


Fig. 16.6 : Espectro morfoscópico da amostra nº 48 (RM=0.468)





Todavia, as acções marinhas não teriam tido tempo para transformar todos os elementos de origem eólica em grãos com características marinhas, pelo que continuariam a existir, como é típico dos depósitos eólicos, quantidades apreciáveis de elementos foscos e picotados entre os grãos com maior índice de rolamento.
Contudo, a frequência de grãos foscos e picotados nas areias eólicas é francamente superior àquela que se verifica nas areias marinhas (cf. figs. 16.1, 16.2, 16.3 e 16.4), o que demonstra, a nosso ver, que os critérios morfoscópicos, desde que usados com cuidado, podem ter alguma utilidade na distinção entre depósitos marinhos e eólicos fósseis.
As figs. 16.5, 16.6 e 16.7 representam os espectros morfoscópicos de uma sequência de amostras (47, 48 e 49), numeradas, como é nosso hábito, do nível inferior para o superior, recolhidas num corte situado nas margens da Barrinha de Esmoriz.
A amostra 48 apresentava 7.9% de material fino, o que nos fez concluir que se trataria do horizonte B de um solo já com algum tempo de evolução.
Por isso, pensamos que as areias das amostras 47, 48 e 49 deveriam corresponder a um sistema dunar não actual.
Embora o espectro morfoscópico destas areias apresente bastantes semelhanças relativamente ao das dunas actuais (amostra 52, fig. 16.1), parece haver tendência para um RM mais elevado nas areias das margens da Barrinha de Esmoriz (amostras 47, 48 e 49), que pertencem a um sistema dunar presumivelmente mais antigo.

O espectro morfoscópico das areias da duna situada entre as praias de Esmoriz e de Cortegaça (fig. 16.8) mostra uma assinalável semelhança com o das areias de praia das figs. 16.2, 16.3 e 16.4 o que poderia confirmar, mais uma vez, a interacção existente entre as areias marinhas e eólicas nesta área. Contudo, uma maior percentagem de areias bem roladas e, consequentemente, um RM mais elevado, distinguem-na da amostra 52 (fig. 16.1).
Admitindo que os grãos muito rolados se relacionariam com fenómenos de eolização mais intensos, esta amostra poderia indiciar a contribuição, para as dunas actuais, de areias pertencentes a sistemas dunares mais antigos.
O aumento da frequência de grãos foscos e bem rolados é cada vez mais nítido à medida que as amostras recolhidas se afastam da linha de costa.
É o caso da sequência que se pode estabelecer entre a amostra 97, retirada da duna costeira existente entre Esmoriz e Cortegaça (fig. 16.9), e as amostras 99 e 289.
A amostra 99 (fig. 16.10) foi recolhida a 400m da praia de S. Pedro de Maceda, em cristas dunares de direcção E-O.
As areias da amostra 289 (fig. 16.11) correspondem a uma crista de direcção N-S, que constitui a parte central de uma duna de forma parabólica situada a pouco mais de um quilómetro a leste da praia de Cortegaça (marcada com "P" na fig. 16.25).

Fig. 16.7: Espectro morfoscópico da amostra nº 49 (RM=0.484)

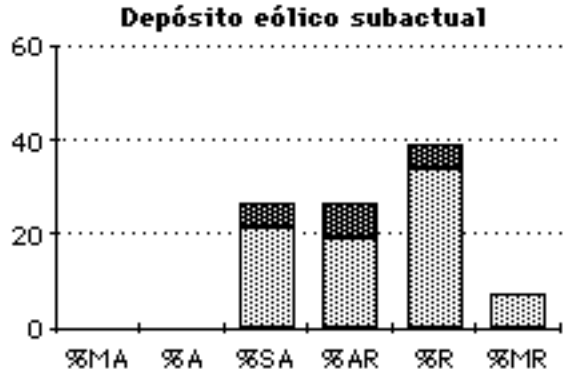


Fig. 16.8: Espectro morfoscópico da amostra nº 98 (RM=0.479)

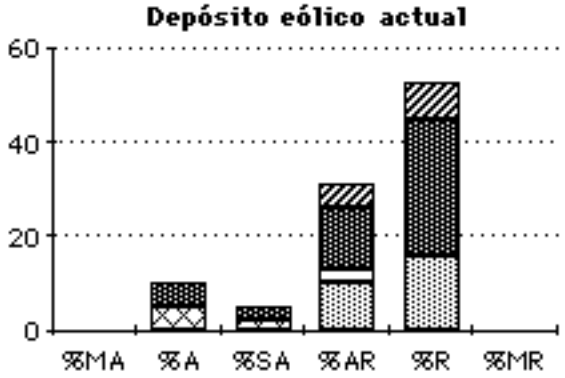


Fig. 16.9: Espectro morfoscópico da amostra nº 97 (RM=0.464)

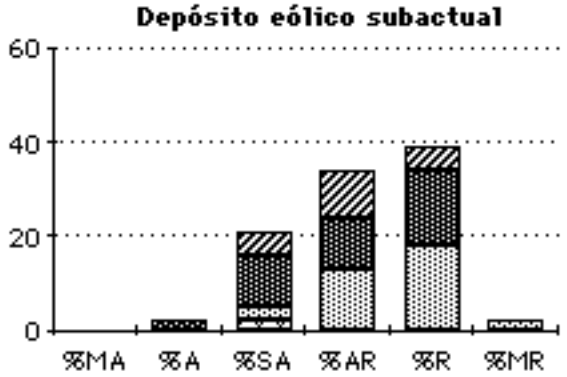


Fig. 16.10: Espectro morfoscópico da amostra nº 99 (RM=0.572)

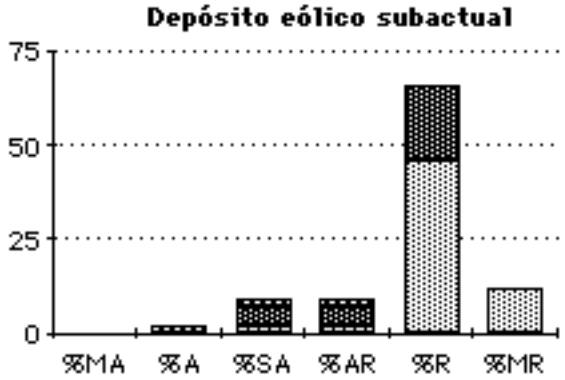


Fig. 16.11: Espectro morfoscópico da amostra nº 289 (RM=0.585)

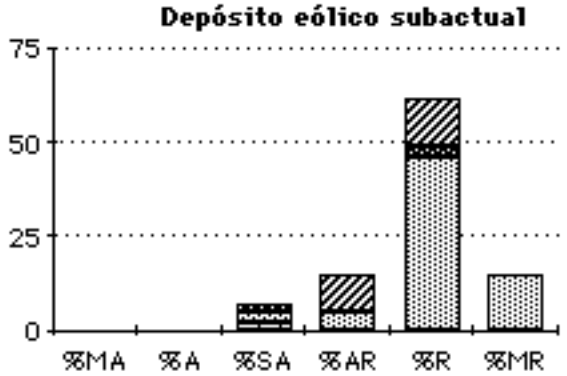
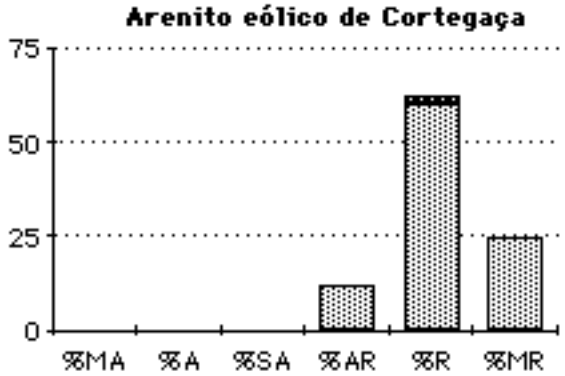


Fig. 16.12: Espectro morfoscópico da amostra nº 50 (RM=0.638)





É curioso verificar que parece haver um aumento do RM e da frequência de grãos foscos à medida que nos afastamos da linha de costa actual, o que confirma, aparentemente, a ideia de que os depósitos eólicos mais antigos, situados mais para o interior, patenteiam indícios de uma eolização mais intensa (RM elevado, grandes frequências de grãos foscos).

Contudo, torna-se difícil, por critérios exclusivamente morfoscópicos, fazer uma distinção entre os diversos elementos dunares que se encontram na região.
Com efeito, as areias eólicas actuais herdaram areias depositadas durante fases anteriores, aparentemente caracterizadas por uma maior intensidade dos fenómenos de eolização.

Pensamos que, quer durante o Würm, quer no Holocénico, existiram várias fases de eolização, cujos depósitos se misturaram numa área relativamente estreita.
Tentaremos, em 16.3, explicar o desenvolvimento dos vários sistemas dunares existentes na área, recorrendo, sobretudo, à forma e orientação das respectivas cristas.

Por ora, e devido à dificuldade em distinguir as diferentes fases de eolização, passaremos a designar todos os depósitos eólicos não actuais, contendo areias eólicas não consolidadas e com um RM situado entre 0.46 e 0.58, como "subactuais".
As areias eólicas são, geralmente, sede de processos pedogenéticos que podem permitir uma avaliação do clima que presidiu à pedogénese, bem como do respectivo tempo de evolução.
Por isso, em certos casos, a distinção entre os diversos sistemas eólicos será realizada por critérios de ordem pedogenética.

As figuras seguintes correspondem a depósitos arenosos consolidados por cimentos humo-ferruginosos de cor castanha a negra, encontrados sob as areias das dunas actuais ou subactuais na região de Cortegaça (amostras 50, 51, 82 e 104, foto 16.10).
As análises granulométricas destes depósitos revelaram uma calibragem muito boa (QDØ compreendido entre 0.3 e 0.375).
Os espectros morfoscópicos também fazem sobressair uma grande analogia entre as diversas amostras, o que parece permitir uma caracterização relativamente fácil e segura deste depósito.

Os respectivos diagramas estão representados nas figs. 16.9 a 16.12.
Trata-se de areias muito bem roladas, constituídas, quase exclusivamente, por grãos foscos.
Ora, essas características estão associadas aos depósitos eólicos.

Fig. 16.13: Espectro morfoscópico da amostra nº 51 (RM=0.609)

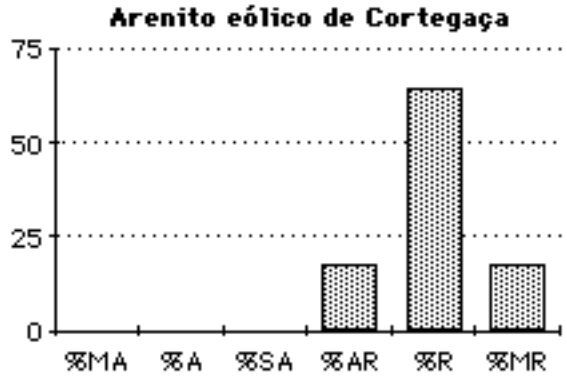


Fig. 16.14: Espectro morfoscópico da amostra nº 82 (RM=0.655)

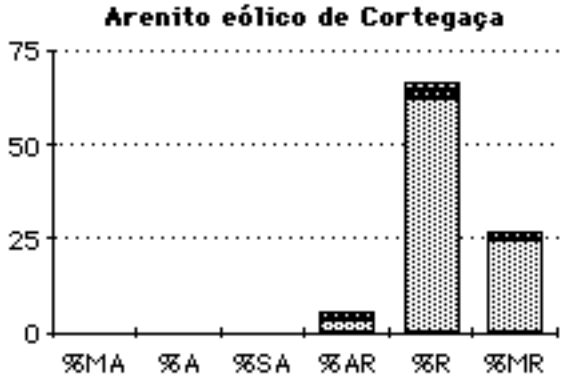


Fig. 16.15: Espectro morfoscópico da amostra nº 104 (RM=0.636)

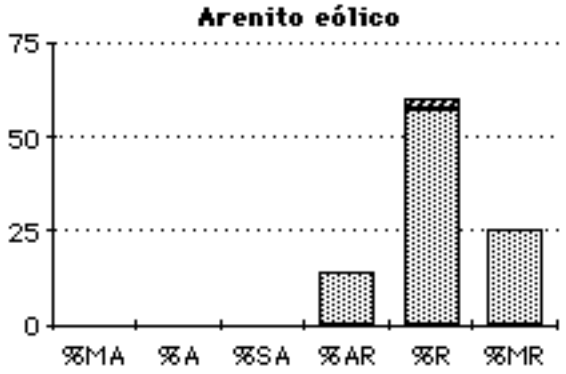


Fig. 16.16: Espectro morfoscópico da amostra nº 156 (RM=0.588)

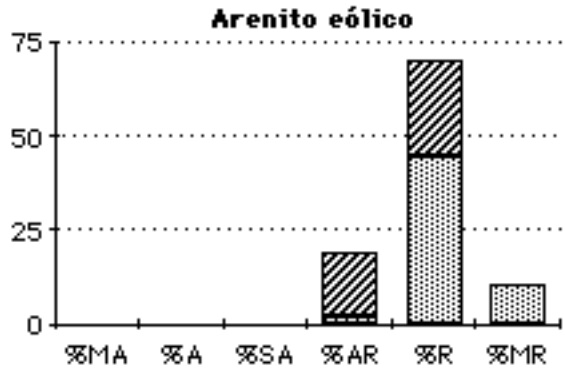


Fig. 16.17: Espectro morfoscópico da amostra nº 113 (RM=0.592)

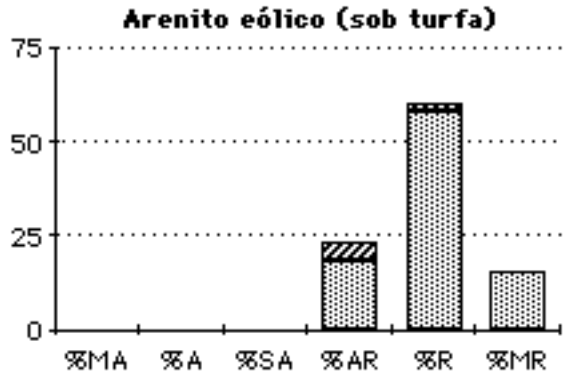
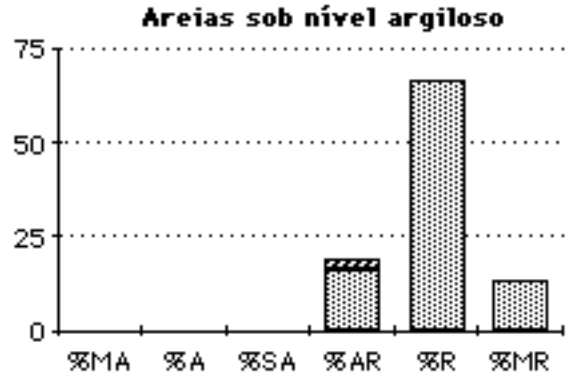


Fig. 16.18: Espectro morfoscópico da amostra nº 100 (RM=0.596)





Trata-se, todavia, de depósitos eólicos muito diversos dos actuais, pois apresentam:

- um RM substancialmente maior, da ordem dos 0.6 (o que corresponde a dizer que que as respectivas areias têm um arredondamento médio idêntico àquele que é atribuído às areias redondas);
- frequências elevadas de grãos redondos e foscos;
- frequências baixas de grãos angulosos com esquírolas, bem como de grãos picotados-brilhantes;
- consolidação por um cimento humo-ferruginoso.

Pensamos, por isso, que devem corresponder a depósitos eólicos fósseis.

Como já vimos, as areias dunares recentes, devido provavelmente a uma pequena intensidade dos fenómenos de eolização responsáveis pela respectiva formação, exibem características diversas, mostrando-se, em geral, muito semelhantes às areias marinhas em que tiveram origem.

Porém, os depósitos eólicos fósseis não se limitam a aparecer no litoral.
Assim, numa barreira da estrada 109, entre os kms 31 e 32, junto das instalações da fábrica Toyota, encontrámos um arenito (amostra 156, foto 16.11) de cor acastanhada a negra coberto por horizontes ricos em matéria orgânica, com um aspecto análogo ao do arenito da praia de Cortegaça. As características morfoscópicas das respectivas areias, como vemos pela comparação entre as figs. 16.13 (amostra 51) e 16.16 (amostra 156) também se assemelham bastante.
Este depósito aparece associado a cristas dunares, pouco nítidas, que na fotografia aérea parecem corresponder a arcos com as pontas viradas para oeste e com orientação geral N-S (dunas parabólicas? cf. mapa 16.25-B).

O arenito existente ao longo da estrada 109 ocorre numa área bastante extensa, na região de Ovar, a cotas que atingem os 70m. Na carta geológica 13-C, na área em questão, refere-se a existência de "areias de duna".
Ora, este arenito assemelha-se muito aos depósitos eólicos da Gândara[182] (G. S. Carvalho, 1964), onde o horizonte cimentado por ferro e húmus se designa como *"sorraipa"*.
A sorraipa parece corresponder a um *"alios"*[183].

G. S. Carvalho (1954) mostra o paralelismo existente entre as areias da Gândara, cujas sorraipas são consideradas como horizontes pedogenéticos de "podzóis ferro-húmicos", e as Landes da Gasconha.

[182] As Gândaras correspondem à "região da faixa litoral da orla Meso-cenozóica Ocidental situada a norte da Serra da Boa Viagem, que apresenta uma morfologia "plana" com solos essencialmente arenosos" (G. S. Carvalho, 1964).

[183] Segundo P. George *et al*. (1974) o *alios* "é o horizonte B, endurecido, de certos podzóis. Esse endurecimento é devido à cimentação, por colóides à base de húmus, de óxidos de ferro e de sílica, dos grãos de areia ou de *limon*. Podem-se considerar *alios* ferruginosos cujo cimento principal é constituído pelo ferro e *alios* húmicos com tendências hidromórficas, ricos em matéria orgânica. Nas Landes o *alios* é de um tipo intermédio (*garluche* das Landes)".

A confirmar a hipótese de que se trata de horizontes pedológicos está o facto de que, em Cortegaça, é possível identificar os respectivos horizontes A1 e A2, sobrepostos ao arenito acastanhado a negro e fossilizados pela duna subactual.

Em P. Duchaufour (1970) mencionam-se vários tipos de solos podzolizados. A propósito dos **podzóis hidromórficos**, o autor refere que os casos mais típicos observados em França se encontram nas Landes da Gasconha.
Nestes solos, "a totalidade do perfil é afectada pela hidromorfia que resulta da presença de uma toalha freática permanente: esta toalha sofre oscilações estacionais, acompanhadas, em certos períodos, de um escoamento lateral muito fraco (...) Segundo a posição topográfica do perfil, este apresenta um teor em ferro muito variável; o ferro reduzido, no estado ferroso, é, com efeito, muito móvel e é arrastado pela toalha freática, podendo percorrer grandes distâncias: precipita sob a forma férrica nas zonas mais arejadas.
Nas zonas pobres em ferro, o perfil é de um podzol húmico hidromorfo, com o horizonte Bh um pouco enriquecido em alumínio, mas quase desprovido de ferro; as zonas de transição têm um horizonte espódico[184] de carácter misto, localmente enriquecido em ferro (com manchas cor de ferrugem); enfim, nas zonas baixas, onde a toalha aflora, o brusco aparecimento do oxigénio provoca uma precipitação em massa do ferro no estado férrico (podzol hidromórfico ferruginoso)." (P. Duchaufour, 1970, p. 314).

Consoante a proporção relativa de ferro e de compostos húmicos contidos no horizonte B, estes solos podem classificar-se como podzóis hidromórficos húmicos ou ferruginosos (P. Duchaufour, 1970).
As areias eólicas com sorraipa das Gândaras, consideradas como horizontes de acumulação de "podzóis ferro-húmicos" (G. S. Carvalho, 1954), parecem corresponder a uma situação de transição, em que o ferro e o húmus têm importâncias equivalentes.

Como vemos nas figs. 16.12 a 16.15 as várias amostras do arenito de Cortegaça apresentam, entre si, uma notável analogia sob o ponto de vista morfoscópico.
Por sua vez, o arenito da amostra 113 (fig. 16.17) foi encontrado na praia de Esmoriz, aproximadamente ao nível das marés baixas. Sobre ele assentava um depósito vasoso negro, muito rico em restos vegetais.
Verifica-se, através da comparação dos diferentes espectros morfoscópicos, que as amostras do arenito de Cortegaça apresentam, além de muitas analogias entre si, muitas semelhanças com o depósito da estrada 109 (amostra 156, fig. 16.16), bem como com o arenito de Esmoriz (amostra 113, fig. 16.17).
Além disso, quer o arenito de Cortegaça, quer o da estrada 109, quer o que aparece sob a "*zorra*" de Esmoriz, todos eles apresentam, à superfície, os mesmos sulcos (foto 16.10), provavelmente resultantes duma cimentação diferencial devida aos próprios processos pedogenéticos que deram origem à transformação das areias em arenito.

Assim, além do aspecto geral exterior, existem semelhanças ao nível morfoscópico que permitem fazer um paralelo entre o depósito eólico consolidado de Cortegaça, de Esmoriz e da região de Ovar.
Este último, por sua vez, apresenta analogias flagrantes com as sorraipas das Gândaras.

[184] Cf. C. F. Gomes (1988), p. 74.

O facto de, geralmente (praia de Cortegaça, km 31-32 da estrada 109), o arenito estar sobreposto pelos horizontes A1 e A2, ricos em matéria orgânica, enquanto que, em Esmoriz, o arenito eólico aflorava sob depósitos lagunares, não é um obstáculo a esse paralelismo[185].

Se admitirmos:
1 - Que os arenitos eólicos encontrados na praia de Cortegaça são análogos ao depósito encontrado na estrada 109, na região de Ovar (Olho Marinho);
2 - Se considerarmos este último como equivalente das sorraipas da região centro do País;
3 - Então poderemos estabelecer uma relação entre os depósitos de Cortegaça e da Gândara e, retomando a proposta de G. S. Carvalho (1954), dizer que o **arenito de Cortegaça corresponde ao horizonte B de um podzol hidromórfico do tipo ferro-húmico**.

A respeito das condições de formação dos solos podzólicos e dos podzóis, P. Duchaufour (1970) coloca em primeiro lugar as condições climáticas.
Assim, "uma fraca temperatura média arrasta a decomposição lenta e a correspondente acidificação da matéria orgânica. Quanto a uma forte pluviosidade, ligada a uma nebulosidade elevada, ela provoca uma lexivização intensa da argila e das bases que também favorece a podzolização, embora de modo indirecto".

---

[185] No nosso trabalho de 1986 propunhamos que o arenito que em Esmoriz aparece subjacente à "*zorra*" fosse anterior ao "arenito de Cortegaça". Com efeito, este último aparece a cotas mais elevadas, em plena arriba, enquanto que o depósito de Esmoriz foi encontrado ao nível das marés baixas.
A diferença de cotas entre os vários afloramentos de arenitos eólicos foi interpretada, nessa altura, como resultando de uma sobreposição dois depósitos eólicos análogos, em que o depósito de Esmoriz seria o mais antigo e o de Cortegaça, situado a cotas mais elevadas, estaria sobreposto àquele.
A datação obtida para os troncos de Silvalde (1.180±45 BP), que admitimos serem contemporâneos das turfas e vasas de Esmoriz, poderia levar-nos a pensar que o arenito de Esmoriz seria imediatamente anterior a essas turfas e, portanto, já holocénico, ou até histórico.
Como veremos, existem outros sistemas dunares na área. Mas, pela posição (mais no interior, ou sob outros depósitos eólicos mais recentes) as areias com sorraipa devem corresponder ao mais antigo de todos.
Parece-nos pouco provável que o sistema eólico mais antigo desta área remonte aos tempos históricos.
Além disso, a complexidade e a variedade dos depósitos eólicos da área não parece conciliável com uma formação num período tão curto de tempo.
Assim, à imagem do que se passa na região do estuário do Sado (cf. M. E. S. A. Moreira, 1985), parece-nos bem mais provável que as dunas com sorraipa correspondam a depósitos würmianos, enquanto que os podzóis menos desenvolvidos poderiam ser post-glaciários.
Todavia, o aparecimento da lagoa onde se formaram a "*zorra"* e os troncos datados, em Silvalde, de 1.180±45 BP, poderia ser bastante posterior às areias eólicas que os suportam. Deste modo, a zorra assentaria sobre uma superfície de erosão talhada na sorraipa (cf. fig. 16.29, caso C).
Se aceitarmos esta hipótese, a datação obtida para os troncos de Silvalde não nos impede de continuar a localizar no Würm a fase correspondente à formação de dunas com sorraipa.
Todas estas considerações assentam em dois pressupostos:
1 - Datação dos troncos de Silvalde;
2 - Contemporaneidade destes com as turfas e vasas sobrepostas ao arenito de Esmoriz (amostra 113).
Assim, todas as referidas hipóteses poderão ser anuladas se um destes pressupostos não se verificar.
Todavia, no que diz respeito à datação dos troncos de Silvalde, uma segunda datação, realizada num laboratório estrangeiro, forneceu uma idade idêntica (Prof. G. S. Carvalho, informação verbal).

Nos climas boreais (norte da Suécia, Finlândia e Rússia, Canadá) é sobretudo o frio que funciona: a decomposição do húmus torna-se muito lenta, devido às baixas temperaturas. Nestas condições, o meio torna-se suficientemente rico em ácidos húmicos, de modo que estes podem complexar o ferro e dissolvê-lo. Este ferro vai-se acumular no horizonte B do solo, dando origem a compostos ferro-húmicos de cor acastanhada ou negra consoante neles predomina o ferro ou os compostos húmicos. Nestes climas, a podzolização "é um processo generalizado" (P. Duchaufour, 1970, p. 305).

"No clima atlântico, pelo contrário, a podzolização é um fenómeno localizado. Só é desencadeada quando é favorecida pelos outros factores do meio: vegetação, rocha mãe, ou por uma evolução desfavorável do húmus da floresta" (P. Duchaufour, 1970, p. 305-306).

Assim, o meio ácido necessário para lexivização do ferro dos horizontes superiores do solo poderia ter sido criado:
1 - Por uma vegetação acidificante, de resinosas ou ericáceas;
2 - Fraco teor em minerais alteráveis;
3 - Falta de arejamento, devida à saturação pela água da parte superior do perfil (horizontes A0 e A1). Esta circunstância facilita a redução do ferro assim como a formação e conservação dos complexos pseudo-solúveis;
4 - Permeabilidade suficiente para permitir a infiltração progressiva destes complexos e a sua migração em profundidade.

Em suma, "os podzóis mais evoluídos e mais diferenciados encontram-se em rochas-mães quartzosas, de textura grosseira e homogénea, com fraco declive e pobres em minerais alteráveis" (P. Duchaufour, 1970, p. 306).
Estas características parecem adequar-se perfeitamente às areias eólicas existentes na área a sul de Esmoriz, que poderiam ter constituído um "filtro ideal", pois permitiriam "uma difusão rápida dos complexos solúveis"(P. Duchaufour, 1970, p. 306).

Fig. 16.19 : Espectro morfoscópico da amostra nº 101 (RM=0.607)



Fig. 16.20 : Espectro morfoscópico da amostra nº 102 (RM=0.61)

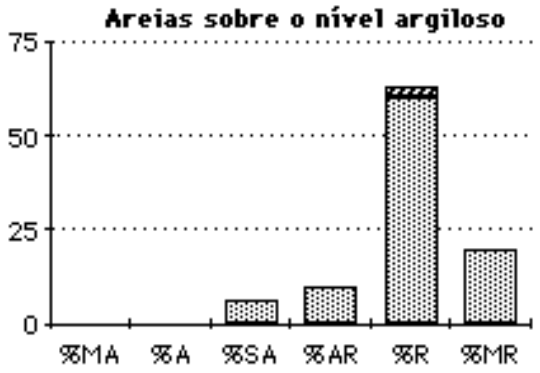
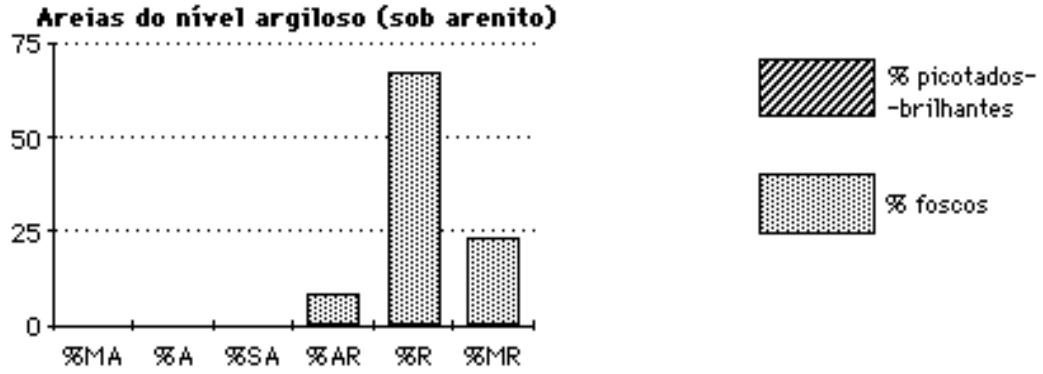


Fig. 16.21 : Espectro morfoscópico da amostra nº 103 (RM=0.641)



Os vários trabalhos que referem as dunas com sorraipa (F. Firtion e G. S. Carvalho (1952), G. S. Carvalho (1951, 1953, 1954 e 1964) e M. E. S. A Moreira (1985) consideram estas formações como claramente fósseis e provavelmente würmianas, o que parece corroborar a hipótese invocada, já que, às condições de ordem litológica necessárias para o estabelecimento de um podzol se somariam, durante o Würm, condições climáticas adequadas a uma podzolização generalizada.

Iniciámos a nossa análise dos depósitos da região de Cortegaça pelo arenito de origem eólica que, embora não apareça em toda a área compreendida entre Silvalde e Maceda, pode ser de uma ou de outra forma relacionado com depósitos existentes nessa área.
O estudo do arenito designado como sorraipa permitiu-nos, além disso, uma certa aproximação com depósitos estudados noutros locais e que, por isso, nos pode ajudar na nossa tentativa de estabelecer correlações e de definir alguns aspectos da evolução geomorfológica da área no final do Würm e no Holocénico.
É tempo, todavia, de nos debruçarmos sobre algumas das restantes formações encontradas na área, numa tentativa de estabelecer a sequência dos fenómenos geomorfológicos responsáveis pelo seu aparecimento.

Sob o arenito eólico de Cortegaça encontra-se uma sequência formada por unidades areno-argilosas esverdeadas (foto 16.12), intercaladas com areias por vezes ferruginizadas, dispostas em leitos com estratificação entrecruzada (foto 16.2).

Na praia de S. Pedro de Maceda podem observar-se as intercalações areno-argilosas cortadas em arriba pelo ataque do mar. Em certos pontos é possível observar três sequências análogas (foto 16.13).
Recolhemos amostras de um nível areno-argiloso (amostra 101) e dos dois horizontes arenosos que o enquadram (amostras 100 e 102, respectivamente para o nível inferior e superior).

Os espectros morfoscópicos destas amostras evidenciam uma extrema semelhança entre si e com os do próprio arenito eólico de Cortegaça (figs. 16.18, 16.19 e 16.20).
Concluímos, por isso, que os níveis arenosos poderiam ser de origem eólica.
A amostra 103 que, tal como a amostra 101, corresponde ao horizonte areno-argiloso, intercalado nos arenitos eólicos, foi recolhida entre as praias de Esmoriz e de Cortegaça.
O respectivo espectro morfoscópico (fig. 16.21) mostra uma analogia flagrante com as figuras anteriores.

As semelhanças entre as areias das diversas amostras recolhidas nos níveis arenosos e areno-argilosos subjacentes ao arenito de Cortegaça permitem-nos concluir que as respectivas condições de formação foram bastante uniformes.

Por outro lado, os níveis areno-argilosos só se distinguem dos arenosos pelo seu conteúdo em elementos finos.
Ora, se eles contêm exclusivamente areias de origem eólica, estando, além disso, intercalados em depósitos eólicos, parece-nos plausível considerar que se trata de areias eólicas que sofreram um enriquecimento em silte e argila[186] provocado pela respectiva evolução pedogenética.

Trata-se de níveis, por vezes ondulados, mas com uma grande constância, aparecendo, geralmente[187], sob o arenito eólico.
A alternância entre horizontes areno-argilosos cinza-esverdeados e as areias mais ou menos ferruginizadas sugere a hipótese de que se trata de solos hidromórficos com horizontes *gley*.
Com vimos no capítulo anterior, os solos de tipo *gley* são caracterizados pela existência de horizontes com uma coloração esverdeada devida à presença de ferro ferroso, propiciada pelas condições de anaerobiose do meio (horizonte *gley*-reduzido = Gr).

[186] Neste horizonte argilo-arenoso as percentagens de elementos de calibre inferior a 62µ chegam a atingir 57% (amostra 81).

[187] Na praia de Maceda, porém, o arenito eólico tem pouca representação e, geralmente, a duna mais moderna cobre directamente os níveis arenosos com intercalações areno-argilosas. Parece-nos provável que, neste local, o arenito eólico tenha sido parcialmente destruído.

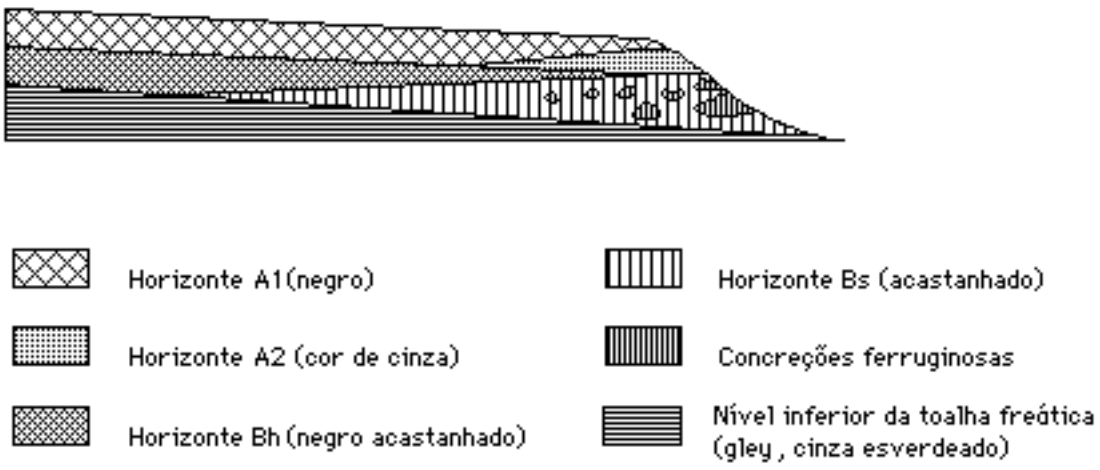


Fig. 16.22: Repartição dos horizontes Bh e Bs numa catena de podzóis hidromórficos (Landes da Gasconha); segundo P. Duchaufour (1968, p. 73, adaptado)

Nos níveis superiores, onde a água não estacionaria senão de modo episódico, o ferro precipitaria sob a forma férrica, dando origem a leitos ferruginosos que sublinhavam a estratificação entrecruzada do depósito eólico (horizonte *gley* oxidado = Go).
Os solos de tipo *gley* estão associados a condições hidromórficas.

Como explicar a existência de solos hidromórficos intercalados num depósito eólico?
A sorraipa foi considerada por G. S. Carvalho (1954) como o horizonte B de um podzol do tipo ferro-húmico, análogo ao existente nas Landes da Gasconha.
Este, por sua vez, é classificado como podzol hidromórfico por P. Duchaufour (1970).
Parece, assim, que pode existir uma certa relação entre o hidromorfismo e a formação dos podzóis ferro-húmicos.

Em P. Duchaufour (1968, p. 73) encontramos a referência a um processo pedogenético característico das Landes da Gasconha, que nos parece apresentar uma grande analogia com as situações que temos encontrado na região de Cortegaça.
Trata-se de fenómenos de hidromorfismo, patentes em regiões arenosas, caracterizadas pela existência de toalhas de águas ácidas, com possibilidades de escoamento lateral.
Nestas condições, segundo a obra acima citada, "a mobilidade do ferro atinge o máximo: reduzido a um estado ferroso, ele pode ser arrastado lateralmente em grandes distâncias, e precipitar nas zonas onde, devido a um melhor arejamento, passa a um estado férrico. Este mecanismo permite a acumulação de grandes quantidades de ferro em certas zonas muito favoráveis, com formação de grandes concreções e mesmo de verdadeiras couraças (...)".
Nas áreas mais elevadas predomina a acumulação de ácidos húmicos (horizontes Bh).
Nas regiões mais baixas são os horizontes Bs, ricos em ferro férrico, que predominam, sobrepondo-se a um nível *gley* (fig. 16.22) resultante da ocupação permanente da toalha freática.

Estas condições de hidromorfismo poderiam associar-se a períodos mais húmidos que o actual, provavelmente durante o Würm.
A fig. 16.23 representa a situação observada em Cortegaça, à luz duma interpretação de cariz pedogenético.
Nas areias da duna subactual desenvolve-se um solo pouco evoluído, com alguma acumulação de argila no horizonte B.
Esta duna fossiliza um solo mais antigo, bastante complexo, que parece corresponder a um podzol humo-ferruginoso bem desenvolvido, com os respectivos horizontes A1 (rico em matéria orgânica carbonizada) e A2 (horizonte lexivizado, cor de cinza), assentando sobre horizontes Bh e Bs muito desenvolvidos (cerca de 2m de espessura).
Por sua vez, o horizonte espódico inferior apresenta uma crosta ferruginosa, por vezes bastante resistente, no contacto com um horizonte *gley*, de origem hidromórfica (foto 16.3).
Sob o horizonte *gley* superior encontramos uma sucessão de solos hidromórficos, desenvolvidos sobre areias eólicas, e possuindo, cada um deles, um horizonte *gley* (Gr), esverdeado, sob um nível de areias ligeiramente ferruginizadas (Go).

Embora, em linhas gerais, os factos observados no litoral compreendido entre as praias de Esmoriz e de Maceda pareçam ser explicáveis por mecanismos de ordem pedogenética, torna-se um pouco mais difícil explicar a repetição de níveis hidromórficos sob horizonte ferro-húmico superior (arenito de Cortegaça).

Uma hipótese referida em P. Duchaufour (1970, p. 311) aponta para a possibilidade de transferência, por lexivização, das argilas duns níveis para outros, dentro dum único perfil[188].

[188] P. Duchaufour (1970 p. 311) refere-se a esta hipótese nos seguintes termos:
"Em certos podzóis de *lande*, muito antigos, formados sobre areias, nota-se a presença, sob o horizonte B principal e até profundidades de vários metros, de bandas sucessivas, enriquecidas em ferro e húmus; a origem deste fenómeno é discutível. Parece que cada banda se situa a níveis onde existiam variações na granulometria, provocando uma paragem na percolação da água.
É possível que uma parte da matéria orgânica e do ferro de uma determinada faixa de acumulação sejam solubilizados, por ocasião de certas estações pluviosas, e precipitados num nível inferior (lexivização por "saltos", Vandamme *et al*., 1968)."
Porém, esta hipótese diz respeito, especificamente, aos níveis ferro-húmicos, e não aos horizontes *gley*.
Referimo-nos a ela na medida em que descreve fenómenos com alguma analogia com aqueles que encontrámos.

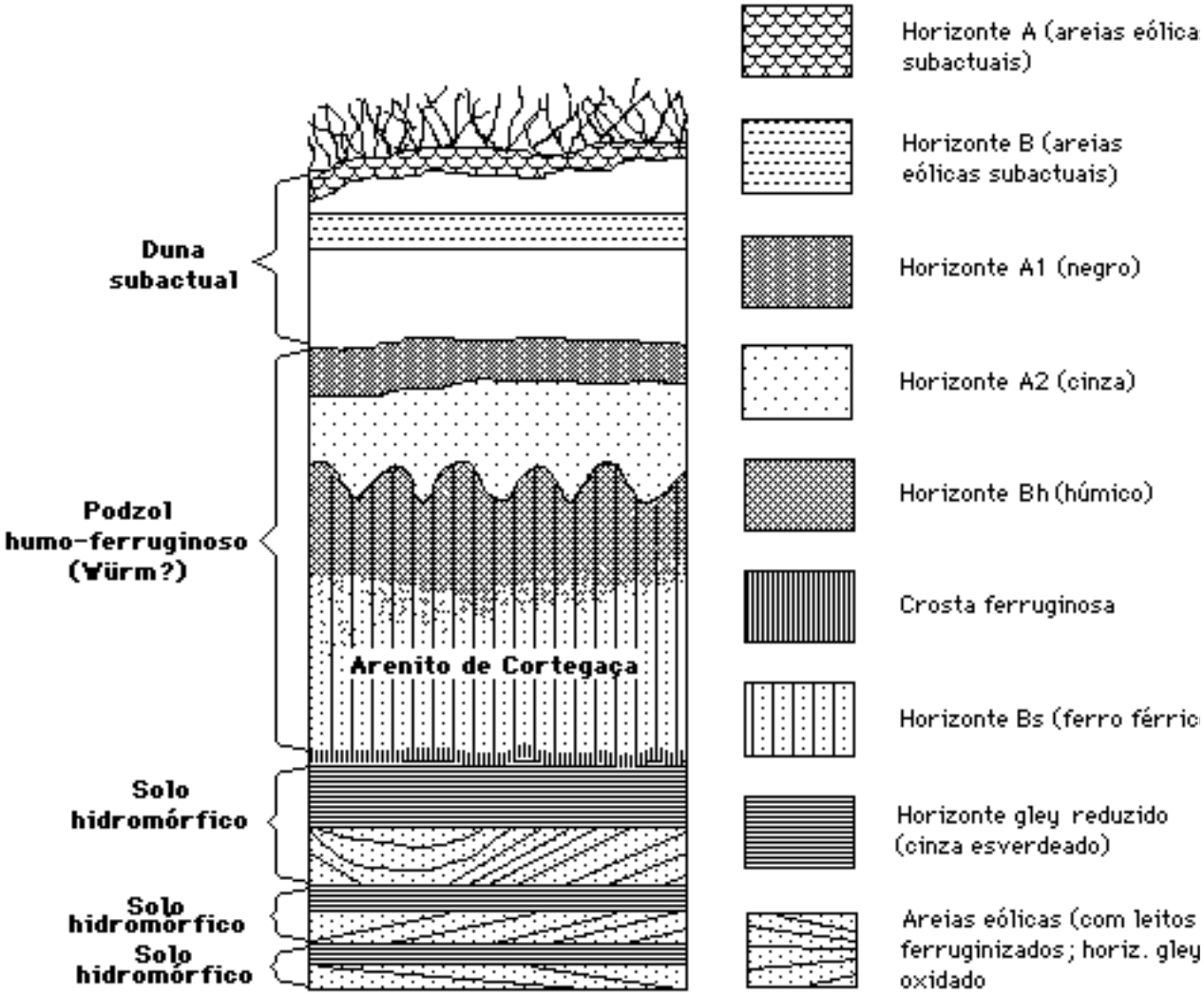


Fig. 16.23: Interpretação de base pedológica dos cortes da arri de Cortegaça (ver fotos 16.4 e 16.12)

A repetição do conjunto "horizonte *gley*/horizonte rico em ferro férrico" faz pensar na possibilidade de se terem estabelecido sucessivamente vários solos hidromórficos sobre areias eólicas, sendo, cada um deles, fossilizado por uma nova acumulação dunar. Podemos supor a existência de fases relativamente húmidas responsáveis por uma subida da toalha freática (o que permitiria a formação dos horizontes *gley*), intercaladas num período de clima seco, responsável por fenómenos de eolização. Essas fases húmidas anunciariam a passagem para um período de clima mais húmido (cf. F. Firtion e G. S. Carvalho, 1952).

No final da sequência ter-se-ia estabelecido, sobre este sistema eólico, uma vegetação que produziria um húmus ácido (floresta de resinosas, *lande* de ericáceas), o que permitiu o desenvolvimento dum podzol humo-ferruginoso.

A existência dum horizonte *gley* rico em materiais argilosos e, por isso, impermeável parece ter tido um papel determinante na precipitação do ferro no horizonte suprajacente. Com efeito, na faixa de contacto (fig. 16.23) existe, em regra, uma fina crosta ferruginosa, com uma cimentação mais intensa que o resto do arenito, devida à concentração dos compostos ferruginosos no contacto com uma camada impermeável (horizonte *gley*).

Aparentemente[189], o horizonte argiloso esverdeado (*gley*) pode ser interpretado como a parte inferior dum podzol hidromórfico humo-ferruginoso (cf. P. Duchaufour, 1968, fig. 16.22).

Segundo M. T. Morzadec-Kerfourn (1974), os períodos mais propícios para a instalação de sistemas dunares extensos nas regiões litorais são aqueles em que se faz sentir uma ligeira regressão.
Nestas circunstâncias, o mar pode abandonar grandes quantidades de areias, que constituem uma série de cordões litorais, sendo os mais baixos progressivamente mais modernos.
Se as condições climáticas forem favoráveis (clima relativamente seco, ventos fortes) estes cordões litorais podem ser reorganizados, pela deflação, em cordões dunares cada vez mais antigos, à medida que nos afastamos da linha de costa.

Ligeiras subidas do nível do mar ou fases climáticas um pouco mais húmidas podem ter levado à subida dos níveis freáticos, permitindo a formação dos horizontes argilosos de origem hidromórfica.

Em V. Goldsmith (*in Coastal Sedimentary environments*, ed. por R. Davis, 1978) encontramos uma explicação complementar para a existência desses níveis hidromórficos.
O autor refere a possibilidade de o desenvolvimento de um sistema dunar transversal, barrando o caminho aos cursos de água que se dirigiam para o mar, conduzir à formação de charcos nas depressões interdunares.

---

[189] Atendendo ao contraste existente entre o horizonte *gley* mais alto e o arenito que se lhe sobrepõe, contraste que é sublinhado pela existência da crosta ferruginosa acima referida, é lícito, também, pensar que, nos cortes existentes na arriba de Cortegaça, encontramos a sobreposição de um podzol humo-ferruginoso sobre uma sequência de vários solos hidromórficos. Segundo esta hipótese, o conjunto "arenito humo-ferruginoso/nível argiloso tipo *gley* " não teria funcionado como um solo único, mas como a sobreposição de dois solos diferentes.
A crosta ferruginosa que os separa coincidiria com a respectiva solução de continuidade e representaria o horizonte *gley* oxidado do solo inferior.
Esta última hipótese parece mais de acordo com a classificação proposta por P. Duchaufour em 1970. Com efeito, nesse trabalho, no capítulo referente aos solos podzólicos e aos podzóis (p. 312), não encontrámos nenhum esquema idêntico àquele que pode ser observado em Cortegaça.
No que diz respeito aos solos hidromórficos, existem algumas analogias entre os cortes da arriba de Cortegaça e os esquemas propostos por P. Duchaufour (1970), mas o depósito de Cortegaça parece-nos ser mais complexo do que aqueles que são representados no referido trabalho.
Este carácter complexo do corte (fig. 16.23) leva-nos a supor que se trata, efectivamente, da sobreposição de dois solos diferentes.
Todavia, não nos foi possível consultar um especialista, pelo que as propostas apontadas necessitam, ainda, de confirmação.

Parece-nos provável que este processo acabasse por produzir uma subida dos níveis freáticos nas áreas circunvizinhas, o que poderia explicar a instalação dos solos hidromórficos.

A parte final da evolução seria caracterizada pelo desenvolvimento de um podzol humo-ferruginoso, o que poderia indiciar uma modificação ambiental, talvez no sentido de uma maior densidade da cobertura vegetal, atestada pela importância dos horizontes húmicos (A1, A2 e Bh) do perfil.

16.3 - Definição e caracterização dos sistemas dunares existentes na área em estudo: comparação com modelos teóricos

A necessidade de identificar e de cartografar os diversos tipos de cordões dunares existentes, numa área em que eles estão ainda pouco desenvolvidos, levou-nos a tentar fazer a respectiva identificação através de análises granulométricas e morfoscópicas das respectivas areias.
Porém, impõe-se completar essa análise com um estudo do arranjo espacial dos sistemas dunares previamente identificados.

16.3.1 - Modelos teóricos sobre a formação e evolução das dunas

Em R. Paskoff (1985) encontramos uma sistematização dos tipos de dunas que nos parece interessante.

a) - *Nebkas* e dunas costeiras

Quando um vento com uma velocidade superior ou igual a 16km/h (grau 4 na escala de Beaufort) encontra, na parte alta do estrão, areias finas e secas, elas podem ser mobilizadas por saltação. Uma maior rugosidade do relevo situado atrás da praia, bem como a existência de vegetação, permitem que os grãos de areia sejam depositados, formando montículos, as *nebkas*, rapidamente colonizados pela vegetação.

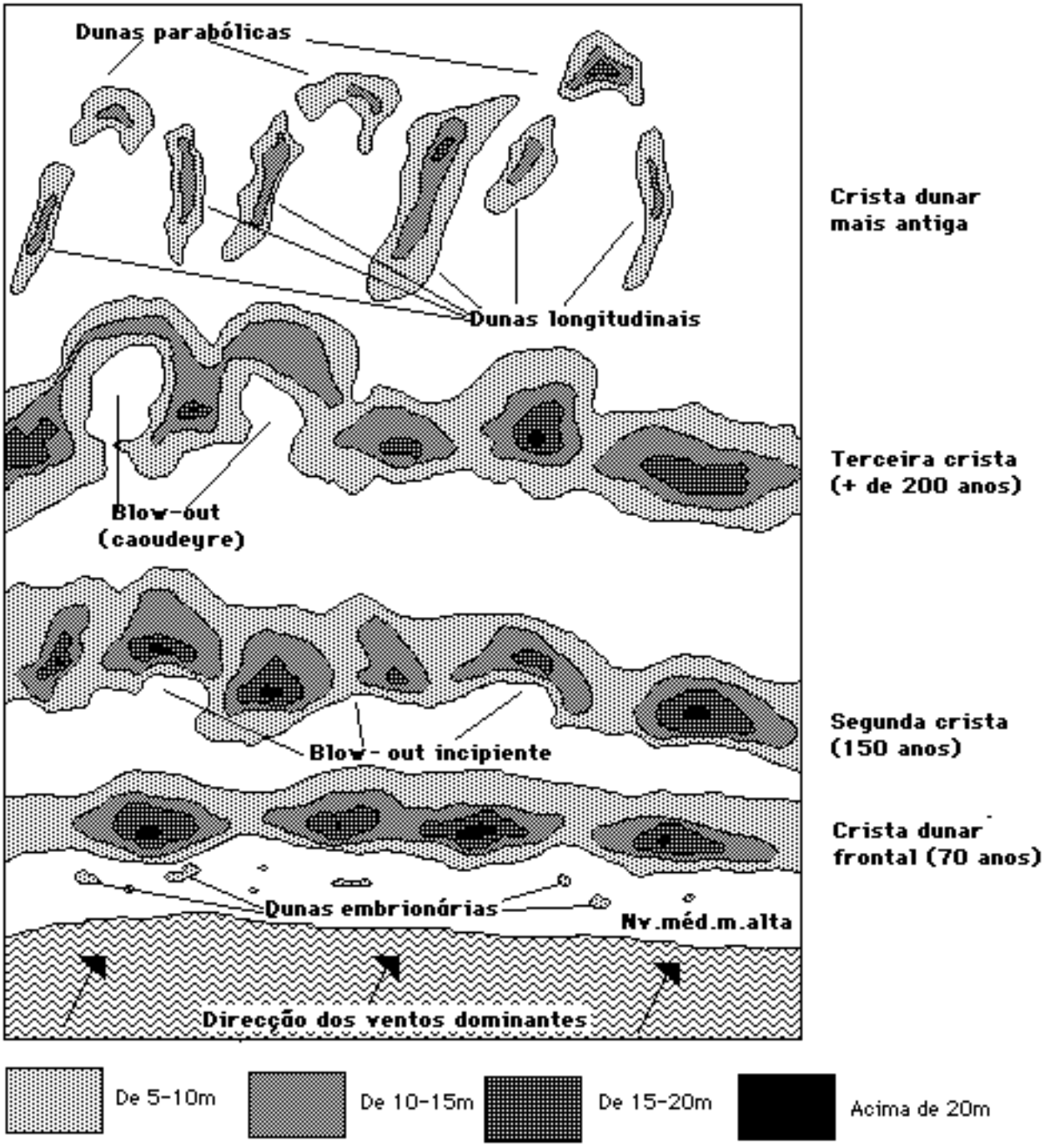


Fig. 16.24: Desenvolvimento sequencial das cristas dunares num sistema de dunas. As dunas parabólicas e longitudinais da crista dunar mais antiga foram originadas por um processo idêntico ao que se está a verificar nas 2ª e 3ª fiadas

(Segundo J. Pethick, 1984, modificado)

O crescimento das *nebkas* permite, normalmente, a sua coalescência, formando-se, então, um cordão dunar (duna costeira) mais ou menos contínuo e paralelo à linha de costa, com um perfil grosseiramente simétrico.
Quando a linha de costa está em progressão podem formar-se vários destes cordões, sendo os mais antigos aqueles que se situam mais para o interior.

b) - Dunas livres: barkhans e dunas transversais

Nas regiões secas, as areias retiradas às praias podem ser arrastadas pelo vento por sobre as dunas costeiras, depositando-se no interior e dando origem a *barkhans*, ou dunas livres. Estas têm forma de crescente com as pontas afiladas no sentido do vento e com um perfil dissimétrico, mais tenso (30-33°) do lado de sotavento.
Quando as pontas das *barkhans* se soldam, pode formar-se uma duna composta, transversal (isto é: perpendicular ao vento eficaz), muitas vezes com uma crista ondulada, cuja morfologia testemunha a reunião dos crescentes das antigas dunas elementares.

c) - Dunas entravadas: parabólicas e longitudinais

As dunas entravadas formam-se, pelo contrário, sempre que a vegetação restringe a mobilidade das areias, o que acontece, normalmente, em regiões suficientemente húmidas para permitirem o desenvolvimento da vegetação sobre as areias das dunas. Nessas circunstâncias, desde que a linha de costa esteja a avançar para o lado do mar, à medida que os novos cordões de dunas, cada vez mais modernos quando se caminha em direcção ao mar, vão sendo fixados pela vegetação, o fornecimento de areias às dunas mais antigas fica cada vez mais comprometido:

1 - À medida que nos afastamos da linha de costa, a velocidade do vento vai diminuindo, devido ao atrito, o que restringe o movimento das areias, fazendo com que a maior parte delas seja retida nas dunas que ficam mais próximo do mar;
2 - As dunas intermédias foram sendo colonizadas pela vegetação, o que dificulta a movimentação das respectivas areias e impede que elas alimentem as dunas interiores.

Não recebendo alimentação em areias, estas dunas podem sofrer uma degradação, a não ser que estejam cimentadas. Essa degradação será mais acentuada à medida que se caminha para o interior, para cordões dunares mais antigos e com menos hipóteses de alimentação.

A fig. 16.24 foi extraída de J. Pethick (1984) e demonstra a transição entre a duna costeira recente e uma associação de dunas parabólicas e de dunas longitudinais, progressivamente mais antigas[190] e mais afastadas da linha de costa. O autor indica um valor compreendido entre 70 e 200 anos para a diferença de idades entre duas cristas dunares consecutivas.

[190] O texto de J. Pethick (1984) não explica se as datas apresentadas na figura em questão (16.24) correspondem a dados estudados num local concreto, ou se se trata de um modelo teórico, com elementos de datação aproximativos.
Quanto a nós, uma vez que não é indicada, no texto, a localização da figura, parece-nos que a 2ª hipótese é mais provável...

A deflação começa por destruir a parte central das dunas costeiras, num fenómeno também designado como "*blow out*, formando "*caoudeyres*".
As dunas resultantes da deflação, entravada pela vegetação, de antigos cordões transversais têm uma forma frequentemente **parabólica**, com a concavidade exposta ao vento dominante, e dois braços afilados, paralelos a este.
Ao contrário do que se passava com as *barkhans*, nestas dunas a parte mais móvel é o centro. Os braços correspondem a sectores cuja movimentação é reduzida, devido à resistência criada pela vegetação.
A continuação do processo de "*blow out*" acaba por destruir a ligação entre o corpo central da duna, arrastado mais para o interior, e os respectivos braços, mais próximos da linha de costa, e que formam cristas paralelas aos ventos dominantes (**dunas longitudinais**).

16.3.2 - Comparação dos modelos teóricos com a situação encontrada na região a sul de Esmoriz

Na região a norte de Espinho a mancha correspondente aos depósitos eólicos não atinge, normalmente, um quilómetro.
A sul de Espinho e, nomeadamente, para sul da lagoa de Esmoriz a planície litoral começa a alargar-se.
Como é natural, é nos sectores onde a faixa dunar é mais extensa que se podem individualizar melhor os diversos alinhamentos dunares.
Nos sectores em que a referida faixa é mais estreita, os diversos sistemas aparecem de forma pouco distinta.

Assim, se admitirmos que na nossa área de trabalho, onde a faixa ocupada pelas dunas é relativamente estreita, estão representados vários sistemas eólicos podemos levantar-se as seguintes hipóteses:

1 - Cada um dos sistemas terá de adaptar-se a um espaço relativamente estreito, podendo não se apresentar com as direcções características que, normalmente, os identificam;
2 - Alguns dos sistemas dunares estão sobrepostos .

Assim, procurámos estudar a orientação das dunas por analogia com outros sistemas eólicos, mais bem desenvolvidos, existentes em locais com condições análogas às da área a estudar.
Além disso, temos tentado a respectiva distinção através dos critérios sedimentológicos, que se têm revelado pertinentes (grau de evolução pedogenética, morfoscopia).

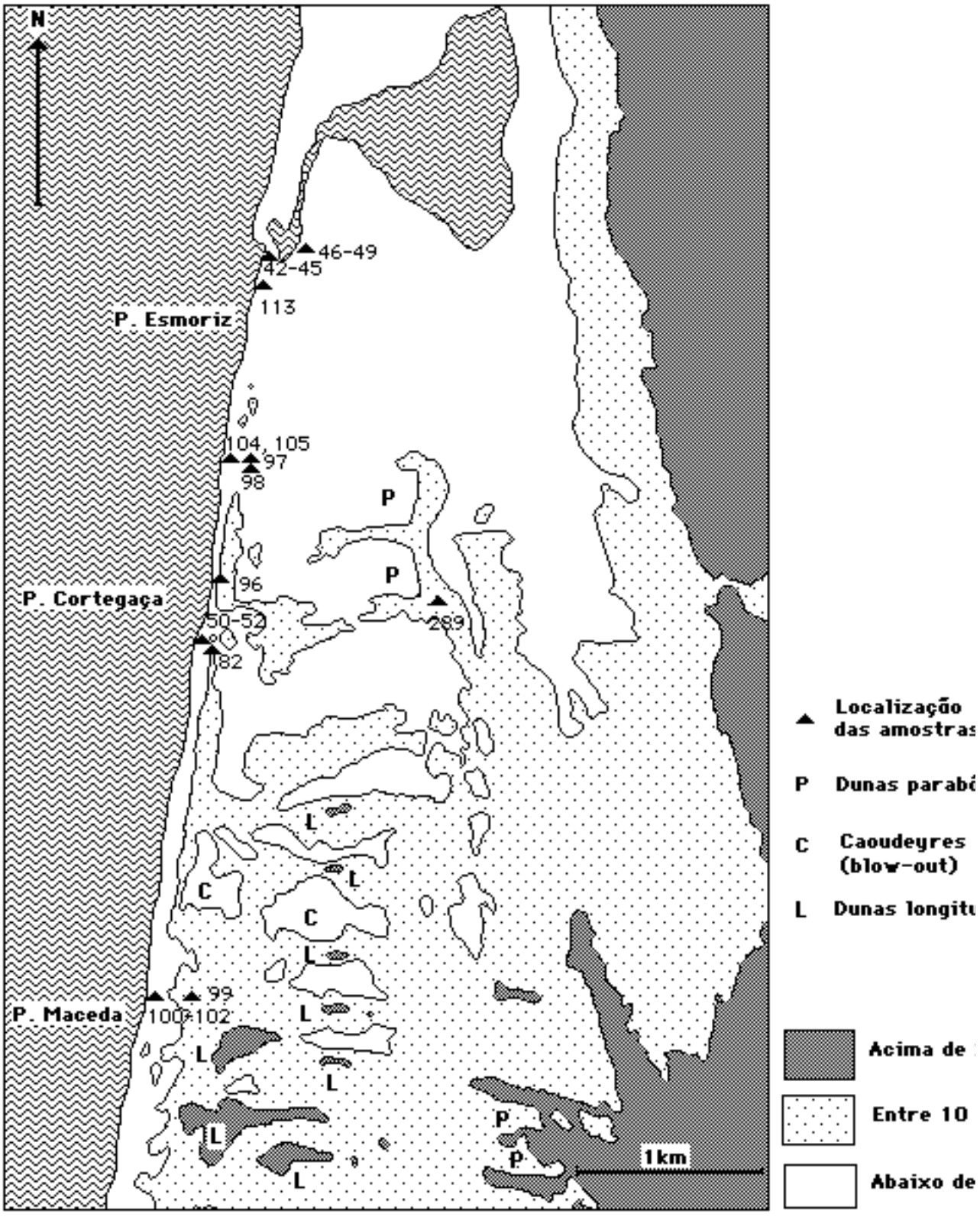


Fig. 16.25 - A: Morfologia da área compreendida entre a lagoa de Esmoriz e a prai de Maceda: tentativa de aplicação do esquema proposto por J. Pethick (1984)

Na notícia explicativa da carta geológica de Vagos (folha 16-C; B. P. Barbosa, 1981) são referidos quatro tipos diversos de dunas, caracterizados através da respectiva orientação:

"1 - Dunas de direcção NO-SE;
2 - Dunas parabólicas (?);
3 - Dunas de direcção O-E (?);
4 - Dunas costeiras".

Os diversos tipos referidos são indicados segundo a ordem em que aparecem, caminhando do interior para o litoral.
A forma como os diferentes sistemas dunares são indicados e classificados na legenda implica uma idade supostamente mais recente para os cordões dunares situados mais perto do litoral.

Assim a carta geológica de Vagos parece confirmar a aplicabilidade do modelo proposto por J. Pethick (1984) a uma área, simultaneamente próxima e com analogias flagrantes com a nossa área de trabalho.
Dunas actuais e subactuais
O esboço da fig. 16.25-A foi elaborado a partir das cartas topográficas de escala 1:25.000 (folhas 143 e 153).
O referido esboço mostra claramente que a morfologia da maior parte da área é dominada pela existência de dunas. Verifica-se, ainda, que a cota a que as dunas culminam sofre um aumento à medida que caminhamos para sul e nos afastamos da lagoa de Esmoriz.
As dunas do primeiro cordão dunar apresentam um desenvolvimento contínuo e um desenho rectilíneo entre a praia de Esmoriz e um pouco a norte de S. Pedro de Maceda. Mais para sul, o cordão dunar parece mais irregular, menos rectilíneo.

Aproximadamente à latitude da praia de Cortegaça, o desenvolvimento topográfico sugere a existência de dunas parabólicas (P).
O cordão dunar alarga-se, a sul, apresentando, mais para o interior, outras dunas aparentemente parabólicas.
Entre Cortegaça e Maceda começam a ser visíveis cristas de orientação aproximadamente E-O, por vezes ultrapassando os 20m, alternando com depressões alongadas ou irregulares com a mesma direcção geral.
Pensamos que estas depressões podem corresponder aos *caoudeyres* (assinalados com C, no esboço) e as cristas às dunas longitudinais do modelo de J. Pethick acima referido.

Assim, as dunas que convencionámos designar como "subactuais" poderiam ser os restos de sucessivos cordões dunares, provavelmente paralelos à linha de costa[191], construídos numa época em que existia um fornecimento abundante de areias (fase regressiva?).

---

[191] Os ventos mais eficazes para formar dunas são os perpendiculares à linha de costa. Numa costa rectificada de acordo com os ventos dominantes (cf. capítulo 4), desde que essa direcção coincida com a direcção de maior *fetch* , a linha de costa terá uma orientação perpendicular a esses ventos.
Por isso, os cordões dunares construídos pelos ventos dominantes são, frequentemente, paralelos à linha de costa.
No caso do litoral a sul de Espinho, eles têm a direcção NNE/SSO.

À medida que novos cordões se construíam na frente de um mais antigo, este cordão dunar passava a ser atacado pelos *blow-out* , o que acabaria por transformá-lo numa sequência de dunas parabólicas cujos eixos se desenvolviam paralelamente ao vento mais eficaz.
Os braços da duna, afilados segundo a mesma direcção (O/E ou ONO/ESE), dariam origem a uma série de dunas longitudinais, paralelas entre si e situadas na frente das dunas parabólicas.

É de notar que estas dunas parabólicas e longitudinais apresentam, ainda, uma certa frescura de formas (o que permite a sua identificação até num mapa com uma equidistância de 10m).
Trata-se de dunas colonizadas por uma vegetação arbustiva ou arbórea. A frequência de partículas finas no respectivo horizonte B não ultrapassa, em regra, 1%. É necessário distingui-las[192] das dunas actuais que a elas se sobrepõem, dunas essas que são claramente mais recentes, e por isso, ainda não fixadas por vegetação arbustiva ou arbórea, mas apenas colonizadas por vegetação rasteira (foto 16.15).
Assim, designamos o sistema eólico que corresponde às dunas parabólicas e longitudinas representadas na fig. 16.25 como "dunas subactuais".

As dunas subactuais podem caracterizar-se por um RM relativamente elevado, compreendido entre 0.40 e 0.48 (fig. 16.26).
Possuem já um certo grau de evolução pedogenética (cf. nota 16.4), o que lhes permite suportar uma vegetação arbórea ou arbustiva relativamente densa (pinhal ou mata).
A respectiva frequência de grãos foscos é bastante mais baixa do que no caso das areias eólicas mais antigas (correspondentes, por exemplo, ao arenito de Cortegaça).

O estudo de uma sequência de areias eólicas na praia da Aguda sugeriu-nos que poderia haver uma correlação positiva entre o arredondamento médio das respectivas areias e a distância à linha de costa.
Essa correlação poderia explicar-se partindo do princípio de que, segundo o modelo de J. Pethick (1984), dentro de um determinado sistema dunar, as dunas situadas mais para o interior seriam mais antigas, e as respectivas areias poderiam, por isso, ter sofrido várias remobilizações, o que se traduziria num aumento do respectivo RM.

---

[192] Poderá objectar-se que, segundo o esquema de J. Pethick (1984), as dunas que designamos como "subactuais" se tornariam mais recentes junto à linha de costa, até se poderem designar como "dunas actuais".
Todavia, atendendo a que actualmente este litoral está em erosão, a linha de costa está, presentemente, a intersectar cristas dunares relativamente antigas.
Deste modo, as dunas que se estão a formar na actualidade (fotos 16.1 e 16.15) vêm sobrepor-se a depósitos eólicos antigos, o que parece representar a interrupção do anterior ciclo de eolização e a emergência de um sistema eólico incipiente.

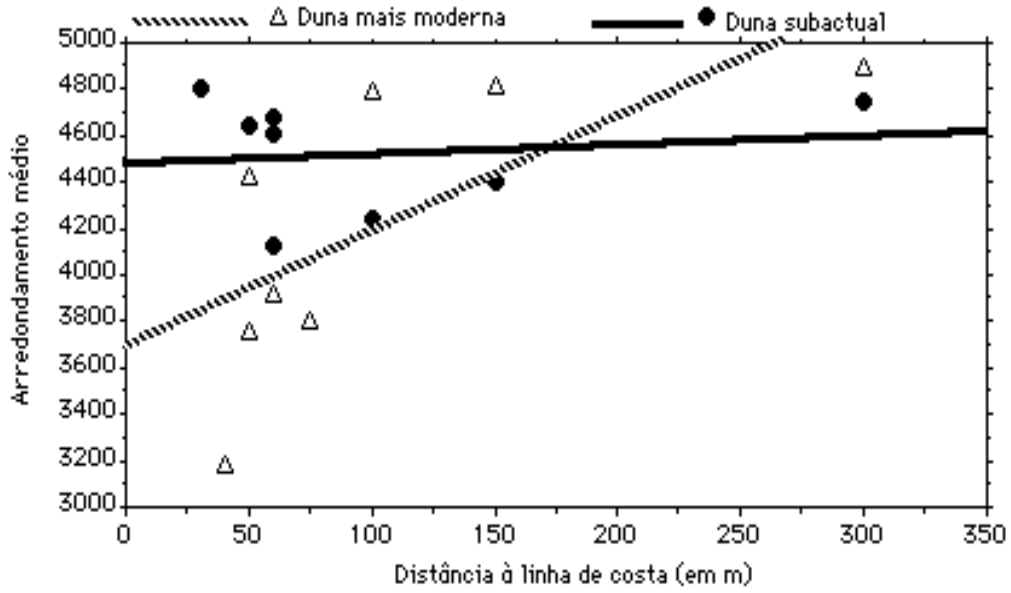


Fig. 16.26: Correlação entre a distância à linha de costa e o arredondamento médio nas dunas actuais e subactuais

Na tentativa de confirmarmos a plausibilidade desta hipótese elaborámos o diagrama da fig. 16.26.
A correlação entre o RM e a distância à linha de costa é positiva no caso das dunas consideradas "actuais".
No caso das dunas subactuais, essa correlação não se verifica. Pensamos que (cf. nota 16.14) a provável erosão da parte frontal do conjunto das dunas subactuais pode ter tornado um tanto irrelevante a respectiva distância à linha de costa actual, já que esta se situa para o interior da linha de costa correlativa do cordão dunar que designámos, provisoriamente, como "subactual".

Seria interessante poder datar as dunas que considerámos "subactuais".
No esquema de J. Pethick (1984, fig. 16.24) as dunas da terceira crista dunar são datadas de mais de 200 anos. Não se refere a idade dos elementos (dunas parabólicas e longitudinais) correspondentes à última crista. Todavia, é de calcular que, a conservar-se o intervalo de tempo de cerca de 75 anos existente entre as cristas anteriores, a crista mais antiga possa ter uma idade de cerca de 300 anos. Esse número corresponde, todavia, apenas a uma avaliação grosseira da "idade" relativa das dunas parabólicas e longitudinais da fig. 16.24, relativamente à duna primária mais moderna (cf. nota 16.15).
Neste litoral, situado a sul de Espinho, numa área em que se reconhece ter existido um importante recuo da linha de costa, nomeadamente a partir do último quartel do século passado (F. Perdigão, 1931), é provável que a sequência dunar tenha sido amputada dos seus elementos frontais, (cf. §16.6 e §16.7).
Se admitirmos que, pelo fim do século passado, se tinha desenvolvido um conjunto dunar completo, nesta área, poderemos localizar a época da formação da primeira fiada dessas dunas (hoje transformadas nas dunas parabólicas e longitudinais da fig. 16.25) no fim do século XVI e princípio do século XVII.

O diagrama que representa a resultante dos ventos de mais de 20km/h[193] na estação da Serra do Pilar (fig. 4.30) indica uma direcção de ONO.
Esta direcção permitiria que a rectificação da costa se faça segundo uma orientação NNE/SSO, e poderia explicar, também, o desenvolvimento de fiadas de dunas com a mesma direcção, paralelas à linha de costa e perpendiculares aos ventos dominantes.
Pelo processo ilustrado na fig. 16.24, estas dunas poderiam originar dunas parabólicas com um eixo de direcção ONO e a fiadas de dunas longitudinais com a mesma orientação dos ventos dominantes (ONO).
Esta direcção coincide com a resultante actual dos ventos de mais de 20km/h, responsável pela direcção de rectificação da costa observada a sul de Espinho (NNE/SSO) e pelo sistema de dunas costeiras existentes no reverso do cordão litoral.

O processo descrito em J. Pethick permite compreender, por outro lado, por que podemos encontrar, neste sistema dunar, areias com índices de eolização variáveis.
Com efeito, trata-se de um conjunto complexo, formado em fases sucessivas, provavelmente durante o Holocénico.
Em alguns sectores poderão predominar areias fortemente eolizadas, herdadas de fases em que a eolização foi mais intensa.
Noutros, podem predominar as areias menos roladas, provenientes de depósitos litorais com baixo arredondamento e cuja fase de eolização foi insuficiente para originar um forte índice de desgaste.

Dunas NNO/SSE a NNE/SSO

A crista de direcção NNO/SSE, que se observa perto do canto SE do esboço da fig. 16.25, apresenta uma direcção que não se ajusta à do conjunto de dunas parabólicas e longitudinais que designámos como "subactuais".

Pensámos, inicialmente, que ela poderia corresponder aos alinhamentos, mal definidos, mas de direcção grosseiramente meridiana, que se encontram mais a sul, num lugar designado como Olho Marinho, entre os km 31 e 32 da estrada 109, onde foi recolhida a mostra 156. As respectivas areias foram sujeitas a uma intensa evolução pedogenética de tipo podzólico, o que deu origem ao aparecimento de horizontes endurecidos (sorraipa) que, em conjunto, podem apresentar mais de 2m de espessura.

Todavia, a duna de direcção NNO/SSE situada no canto SE do esboço da fig. 16.25, e sobre a qual estão implantadas algumas da instalações da base aérea de Cortegaça, não revelou quaisquer sinais da existência de sorraipa à superfície.
Um rápido inquérito junto do pessoal da base aérea confirmou os resultados da nossa observação.

Cerca de 3.5km para sul, junto das instalações da fábrica Sojagado, verificámos que, sob dunas com a direcção de NNO/SSE, existem restos do depósito eólico com sorraipa (foto 16.14). Trata-se, nitidamente, da sobreposição de duas formações eólicas com idades

[193] O limite inferior de velocidade do vento para a diagnose da direcção de rectificação da costa é de 20km/h. Para a orientação dominante das dunas é de 16km/h (R. Paskoff (1985).
O facto destes limites serem ligeiramente diferentes não nos parece ser impedimento sério à utilização do mesmo diagrama para os dois fins.

diferentes, em que os processos pedogenéticos correspondentes à formação mais antiga (duna com sorraipa) foram muito mais intensos que os que actuaram na duna mais moderna (apenas um certo enriquecimento em argila).
O corte da fábrica Sojagado apresenta, ainda, uma outra fonte de interesse, pois permite confirmar que sistemas eólicos de idades diferentes (duna com ou sem sorraipa) podem apresentar orientações próximas (NNO/SSE na duna mais moderna, N/S nas dunas com sorraipa).

Assim, as dunas NNO/SSE que encontramos no canto SE do esboço da fig. 16.25, distinguem-se facilmente das dunas com sorraipa que, em certos casos, lhes estão subjacentes.
Além disso, elas parecem distinguir-se das dunas subactuais, que se situam, invariavelmente, para oeste das dunas NNO/SSE e NO/SE.
Por outro lado, as dunas subactuais poderiam corresponder a outra direcção dos ventos dominantes, o que pressupõe um ambiente climático diferente.

Podemos, assim, definir um conjunto de dunas mais modernas do que as dunas com sorraipa, mas mais antigas do que as dunas subactuais, de que se distinguem, porque se situam para o interior destas e não se desenvolvem segundo os paralelos, mas têm um desenvolvimento aproximadamente meridiano.

Algumas destas características fazem lembrar as de um conjunto[194], já definido no capítulo anterior, existente na região a norte de Espinho[195], de que foram estudadas algumas amostras.
É o caso da duna existente no reverso da praia da Memória (amostra 238) e próximo das praias da Madalena (291), Aguda (188, 189 e 190) e Granja (290). Este conjunto engloba dunas relativamente antigas, formadas, provavelmente, na última fase de eolização do final do Würm (cf. capítulo 15) e assentes, normalmente, sobre a formação areno-pelítica de cobertura.
Essas dunas apresentavam já um assinalável grau de evolução pedogenética, o que pode traduzir-se pelos resultados da análise granulométrica da amostra 93, que corresponde a um horizonte B areno-argiloso (35% de silte e argila), bastante rico em matéria orgânica, desenvolvido na duna da Madalena.
Teríamos, assim, a leste das dunas subactuais, dunas de direcção NNO/SSE ou NO/SE sem sorraipa, que aparecem, por vezes, sobre as dunas com sorraipa e parecem ser mais antigas do que as dunas subactuais.
A ignorância de elementos relativos à orientação dos pendores dos diferentes leitos, muito difíceis de obter em dunas não consolidadas, bem como uma certa degradação da respectiva forma exterior não nos permite estabelecer a relação com os aspectos topográficos do conjunto, e impede-nos uma identificação segura (dunas parabólicas ou longitudinais?).

---

194 As tentativas de correlação destes sistemas dunares são prejudicadas pelo facto de nunca termos encontrado sorraipas nas dunas situadas a norte de Esmoriz, circunstância que nos leva a pensar que o sistema dunar correspondente às dunas com sorraipa está, aí, pouco desenvolvido, ou que aparece com aspectos diferentes.

195 Aparentemente, as "dunas NO/SE" tornam-se mais representativas a sul da área estudada, já que representam uma parte importante das dunas cartografadas na carta geológica de Vagos (folha 16-C).

Dunas com sorraipa

Quanto às dunas com sorraipa, embora o respectivo desenvolvimento topográfico seja um tanto confuso e não permita uma identificação muito clara da direcção dominante, elas parecem corresponder a orientações meridianas.
Estas dunas quando afloram à superfície, situam-se sempre para o interior dos outros depósitos eólicos, correspondendo, geralmente, ao primeiro sistema eólico que encontramos na plataforma litoral, quando seguimos em direcção ao mar.

Em certos locais (praia de Cortegaça, fábrica Sojagado), porém, elas aparecem sob as dunas mais modernas. É bem possível que esse fenómeno seja relativamente generalizado e que, em muitos outros locais, as dunas com sorraipa constituam o substrato em que assentam os depósitos mais modernos.
Porém, esta sobreposição só poderá ser observada perto dos limites do afloramento dos depósitos suprajacentes, onde a respectiva espessura é menor.

Aparentemente, os fenómenos de eolização correspondentes à formação da "duna com sorraipa" devem ter tido uma grande intensidade, a avaliar pelo elevado RM dos grãos de areia e pela frequência de grãos foscos, que atinge, em alguns casos, 100%.
Além disso, eles devem ter-se alargado a uma área bastante extensa. Com efeito, na região a leste de Olho Marinho as areias eólicas atingem cotas de mais de 70m e situam-se a 6.5Km do mar!
Se efectivamente, como pensamos, o arenito da praia de Cortegaça é equivalente à sorraipa do Olho Marinho, podemos dizer que as areias respectivas se depositaram num período regressivo, porque, quando se formava o depósito de Cortegaça, que está hoje a ser desmantelado pelo mar, o nível deste deveria ser inferior[196] ao actual.

As dunas com sorraipa estendem-se muito para além da nossa área de trabalho.
Na estrada Oiã-Mira, perto da povoação de Barracão, encontrámos uma formação absolutamente análoga à de Cortegaça e do Olho Marinho, constituída por um arenito de cor castanha a negra, coberto por um solo fóssil, negro no nível superior (horizonte A1) e lexivizado no seguinte (horizonte A2). Na carta geológica de Vagos, nesta área, estão representadas "areias eólicas".
Na respectiva notícia explicativa, estas areias são descritas com sendo constituídas por "areias eólicas muito brancas (de espessura centimétrica) com passagem gradual, em profundidade, a areias negras que formam um solo rijo; são os solos ferro-húmicos ("podzols"), localmente conhecidos por "sorraipas" (Carvalho, 1954). O nível freático nestas áreas anda sempre muito próximo da superfície dando origem a algumas lagoas (...)" (B. P. Barbosa, 1981).

Estas mesmas areias, com a designação de "areias da Gândara", foram estudadas novamente por G. S. Carvalho, em 1964, e foram consideradas würmianas.

---

[196] Se a formação das dunas correspondentes às areias com sorraipa se localizar, efectivamente, numa fase de eolização anterior a 18.000BP (cf. fig. 15.33), então o respectivo nível do mar corresponderá ao máximo da regressão würmiana e poderá ter-se situado à volta de -120m. Esta circunstância teria deixado emersa uma extensa área que, à latitude do Porto, atingiria 40 km de largura. Esta distância, a somar à distância actual à linha de costa, dá uma extensão possível, para a área coberta por depósitos eólicos, de quase 50km.

As dunas com sorraipa parecem corresponder aos fenómenos de eolização mais antigos que deixaram marcas observáveis na nossa área de trabalho. Por serem muito antigas, a sua forma exterior pode ter sofrido uma degradação apreciável. Provavelmente é por isso que apresentam uma topografia confusa. Todavia, é ainda possível identificar uma orientação geral que varia entre N/S e NO/SE.
A observação de fotografias aéreas de escala 1:26.000 permitiu observar algumas cristas dunares em forma de crescente com as pontas viradas para oeste. Aparentemente, tratar-se-ia de dunas de forma parabólica (cf. fig. 16.25-B).

Em Cortegaça, o arenito ferruginoso apresenta formas de estratificação entrecruzada em que alguns dos leitos pendem 30° para sul (foto 16.4). Esse valor, que corresponde ao pendor de equilíbrio das areias secas, ocorre, normalmente, nas faces de sotavento das dunas livres.
Por isso, pensamos que as areias em questão podem ter sido acumuladas por ventos predominantemente do quadrante norte.

16.4 - Analogias e diferenciação nos sistemas eólicos encontrados

Como vimos acima (V. Goldsmith, 1978, §16.2), as areias bem roladas só podem ser movimentadas por ventos de grande velocidade. Pelo contrário, as areias pouco roladas podem ser transportadas por ventos relativamente fracos. Por outro lado, os ventos fortes podem imprimir um rolamento mais acentuado às areias que transportam.

Verificámos que a existência de altos índices de rolamento estava, normalmente, associada a frequências elevadas de grãos foscos.
Tentámos estabelecer a correlação entre os dois fenómenos. Para esse efeito, elaborámos o diagrama da fig. 16.27, em que os dados referentes às diferentes amostras foram agrupados segundo os conjuntos eólicos encontrados na área.
Verifica-se que existe, em todos eles, uma correlação positiva entre a percentagem de grãos foscos e o RM. Todavia, essa correlação é mais nítida no caso dos depósitos eólicos anteriores à formação de cobertura e nas dunas de direcção NO/SE a NNE/SSO posteriores à mesma.

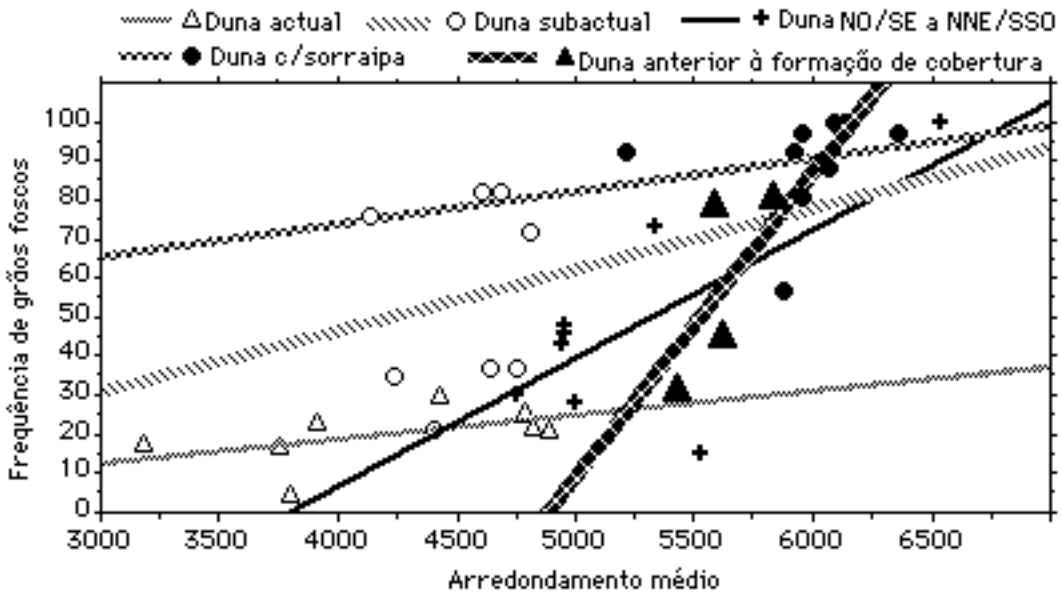


Fig. 16.27: Correlação entre o arredondamento médio e a frequência de grãos foscos nos diversos grupos de depósitos eólicos

Ao elaborar a fig. 16.27 apercebemo-nos de que os diferentes depósitos eólicos ocupavam áreas bastante bem definidas no diagrama.
Para salientar melhor esse aspecto, representámos novamente a posição dos mesmos depósitos relativamente ao RM e frequência de grãos foscos, mas eliminando as rectas de regressão. A união dos pontos definidores de cada uma das amostras delimitou as "áreas" de ocorrência de cada um dos sistemas eólicos estudados (fig. 16.28).
Verifica-se que as areias das dunas actuais apresentam valores de RM compreendidos entre 0.325 e 0.5. Contudo, a frequência de grãos foscos não atinge os 30%.
Nas dunas subactuais, os valores do RM, embora não atinjam 0.5, são geralmente superiores a 0.425. No que diz respeito à frequência de grãos foscos, ela é, normalmente, muito mais elevada do que nas dunas actuais.
Os restantes depósitos eólicos, aparentemente mais antigos, apresentam valores de RM bastante elevados, sempre superiores a 0.475 e atingindo 0.65, a par de frequências bastante variáveis de grãos foscos.
É, justamente, a frequência de grãos foscos que estabelece a separação entre as areias das dunas com sorraipa e as areias encontradas sob a formação de cobertura (cf. capítulo 15), já que os valores do RM são idênticos.

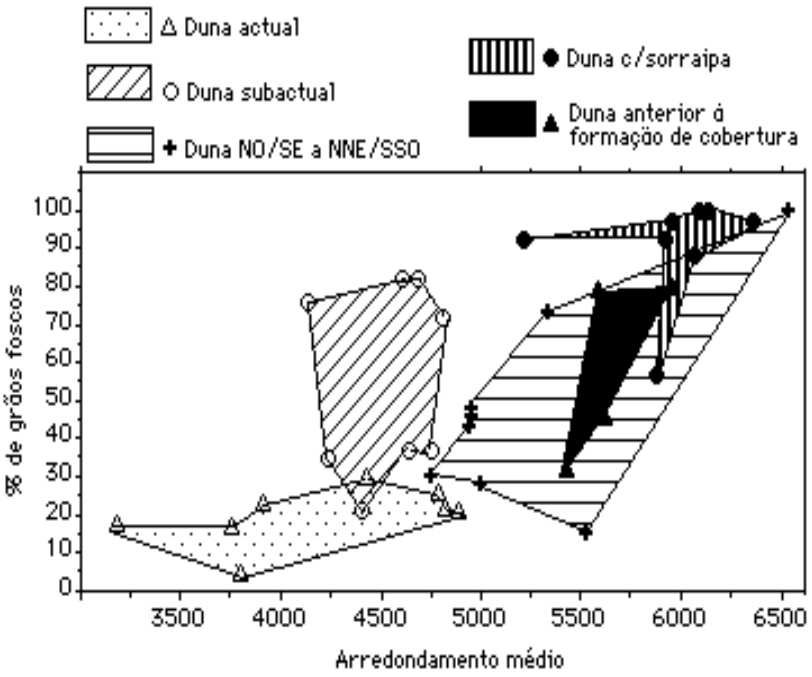


Fig. 16.28: caracterização dos diferentes grupos de depósitos eólicos relativamente ao RM e frequência de grãos foscos

Assim, aparentemente, o estudo das variações do RM e da incidência de grãos foscos num conjunto de depósitos eólicos poderá ajudar a fazer a destrinça entre eles.
Além disso, os mesmos elementos poderão, eventualmente, fornecer algumas indicações paleoclimáticas, relativas à intensidade dos ventos dominantes.
Por sua vez, a identificação da tipologia das dunas e a orientação das respectivas cristas poderão dar informações sobre a direcção dos ventos eficazes para a construção de dunas.

Como complemento à fig. 16.25-A, elaborámos uma outra baseada na observação das fotografias aéreas de escala 1:26.000 dos Serviços Cartográficos do Exército[197] (vôo realizado em Junho de 1958).
Tratando-se de um mapa que cobre uma área maior, e para o qual dispunhamos de informações de índole diferente (visão mais pormenorizada das diversas cristas dunares, tipo e densidade de vegetação) ele representa, como é natural, uma realidade diversa, aparentemente mais complexa.
Todavia, apesar do padrão relativamente complexo que esta figura apresenta, a respectiva análise parece comprovar a existência de várias áreas em que as características das respectivas dunas mantêm uma certa homogeneidade:

1 - **Dunas transversais, paralelas à linha de costa e perpendiculares aos ventos dominantes**

[197] Estas fotografias pertencem à colecção do C. E. G. de Lisboa. Agradecemos à Profª S. Daveau a gentileza que teve em facultar-nos a sua utilização.

São normalmente móveis (cf. foto 16.15), com vegetação herbácea; em alguns casos começa a esboçar-se uma tendência para o arqueamento das cristas que nos parece corresponder à formação de *blow-out* (cf. fig. 16.24).

2 - **Dunas longitudinais e parabólicas, situadas para este das primeiras**

São dunas fixadas pelo pinhal ou por mata. Junto da linha de costa apresentam uma direcção de OSO-ESE. Para o interior, a direcção passa para E-O e, finalmente, para ONO-ESE.

Um pouco mais para o interior encontrámos, na área a norte da ribeira das Mangas, algumas dunas de direcção NNO-SSE, situadas a oeste da vala que desagua na lagoa de Esmoriz. Esta área prolonga-se para sul e, simultâneamente, alarga-se, chegando a apresentar cerca de 2km de largura.

É de referir que todos os cursos de água que correm ainda, no sector mais a oriente, desaparecem nesta área;

Atendendo às considerações acima tecidas quanto às relações destas dunas com a formação de cobertura, o conjunto formado pelas dunas "subactuais" e as dunas, aparentemente mais antigas, de direcção aproximadamente meridiana poderia designar-se por "dunas fini-würmianas e holocénicas". Como se vê na fig. 16.25-B, estas dunas desaparecem para sul da região de Maceda. Todavia, atendendo à grande variação[198] que se verifica nas orientações das dunas constantes da fig. 16.25-B, podemos supor que este conjunto dunar continue a existir, mas que a respectiva direcção seja alterada, rondando para ONO/ESE.

3 - **Areias eólicas com sorraipa**

Finalmente, mais para este (a oriente da vala da lagoa de Esmoriz) encontramos uma área em que a cobertura de origem eólica já não impede o estabelecimento de cursos de água.

As areias com sorraipa, que devem corresponder à cobertura eólica mais antiga dentro da área estudada.

Com efeito, o facto destas areias aparecerem nos interflúvios, desaparecendo ao longo dos cursos de água implica uma certa anterioridade relativamente ao encaixe da rede hidrográfica.

Para sintetizar, podemos dizer que os dados de que dispomos nos permitem considerar várias fases de eolização, na plataforma litoral entre a foz do rio Douro e a latitude de Maceda:

[198] A variabilidade da orientação das dunas parece impor uma certa prudência quanto à identificação dos diversos sistemas dunares com base na direção predominante das respectivas cristas. Com efeito, como resultantes da movimentaçãoi de um fluido, as dunas podem espelhar as irregularidas dos fluxos aéreos decorrentes da respectiva interferência com as irregularidades da superfície do terreno. Por isso, as várias afirmações produzidas a este respeito devem ser consideradas como provisórias.

1 - Duna mais antiga, com sorraipa, por vezes com horizontes *gley*[199].

Situada no limite oriental da mancha de depósitos eólicos, ou sob as dunas mais modernas. Provavelmente contemporânea dum período de intensa eolização (correspondente à formação dos ventifactos na região a norte do Leça?).

2 - Dunas de direcção NNO/SSE a NNE/SSO

Sobre a formação de cobertura. Já com um grau de evolução pedogenética apreciável. Sem sorraipa. Exemplos encontrados perto das praias da Madalena (foto 15.10) e da Aguda e ainda nas proximidades da base aérea de Cortegaça e da fábrica Sojagado.

3 - Dunas subactuais

Dunas parabólicas e longitudinais, desenvolvidas segundo uma direcção geral E/O ou ONO/ESE. Ocupam extensas áreas na região a sul de Esmoriz. Pelos motivos acima citados, é de supor que o conjunto das dunas subactuais de de direcção meridiana possa ser associada, como se vê na fig. 16.25-B, numa única categoria, que poderia ser designada como "dunas fini-würmianas e holocénicas".

4 - Dunas actuais

Constituem *nebkas* e dunas costeiras, paralelas à linha de costa. Apresentam uma pedogénese incipiente: os horizontes de acumulação estão pouco desenvolvidos e têm percentagens de silte e argila muito inferiores a 1%.

Trata-se, como é evidente, de um modelo provisório.
Neste momento, ele parece-nos adequado para explicar o que se passa na região situada entre Esmoriz e o Furadouro. Será necessário um estudo mais aprofundado para tirar conclusões mais seguras[200].

Apesar de termos atribuído alguma importância à orientação das dunas, não nos parece que deva ser este o único critério para a sua caracterização.
Com efeito, podem verificar-se variações apreciáveis na orientação de dunas pertencentes ao mesmo sistema.

---

[199] Ultimamente temos feito observações de campo que nos levam a pensar que os horizontes hidromórficos existentes sob o arenito de Cortegaça poderiam corresponder a uma fase húmida mais antiga do que aquela que originou a sorraipa. Esta fase poderia ser contemporânea da base da formação de cobertura e correspondente aos horizontes hidromórficos com calhaus eolizados (foto 15.3). Este último facto implica a existência prévia de uma fase de eolização.
Como é evidente, enquanto não se dispuzer de datações de C14 fiáveis, a repetição de fases alternadamente frias e secas e frias e húmidas pode levar-nos a atribuir uma determinada sequência à fase imediatemente anterior ou posterior àquela que corresponde à sua cronologia correcta.

[200] Pensamos que seria muito interessante fazer um estudo comparativo sobre toda a área de areias eólicas compreendidas entre Esmoriz e a serra da Boa Viagem (cf. carta geológica 16-C: Vagos).
Parece-nos, com efeito, que só enquadrando as dunas da região de Silvalde-Maceda na "grande planície triangular da Beira Litoral" (P. Birot, 1950) será possível salientar os seus aspectos essenciais, eliminando as particularidades locais perturbadoras da compreensão do conjunto.

Por outro lado a direcção dos ventos eficazes pode ter sido a mesma, em fases diferentes, originando cristas aparentemente análogas, segundo uma análise baseada, apenas, na observação cartográfica, mas com idades divergentes.
Assim, há que conciliar, sempre que possível, um estudo do seu desenvolvimento topográfico com os dados obtidos através de estudos sedimentológicos (morfoscopia das areias e tipo de evolução pedogenética).
Deste modo, torna-se necessário estabelecer as relações existentes entre os depósitos eólicos e as formações lagunares ou solifluxivas que nos parecem ter uma situação cronológica próxima ou, até, coincidente.

16.5 - Dificuldades na correlação entre os depósitos eólicos e outras formações presumivelmente würmianas ou holocénicasError! Bookmark not defined.

Muitas das formações que estudámos (depósitos lagunares e mesmo eólicos) apresentam uma relação mais ou menos estreita com o nível do mar.
Ora, como sabemos (cf. capítulo 9), o mar pode ter atingido o mesmo nível, ou mesmo estacionado a cotas idênticas, em momentos diversos.
Daí pode ter resultado uma repetição, relativamente próxima no tempo e no espaço, de certas condições ambientais.
Consequentemente, a identificação das sequências sedimentares relacionadas com as variações eustáticas torna-se difícil, sobretudo quando as relações estratigráficas entre os diversos depósitos não são claras.
Além disso, o estabelecimento das cronologias relativas dos depósitos da zona de Silvalde-Maceda é bastante dificultado pelo facto de os afloramentos se apresentarem sob uma forma descontínua.
Alguns deles, sobretudo quando situados no estrão, só são visíveis quando a erosão das areias da praia permite observar o respectivo substrato, o que só acontece episodicamente. Estes depósitos geralmente inclinam para o mar. Trata-se de unidades com pouca espessura, não ultrapassando, em regra, os 50cm.

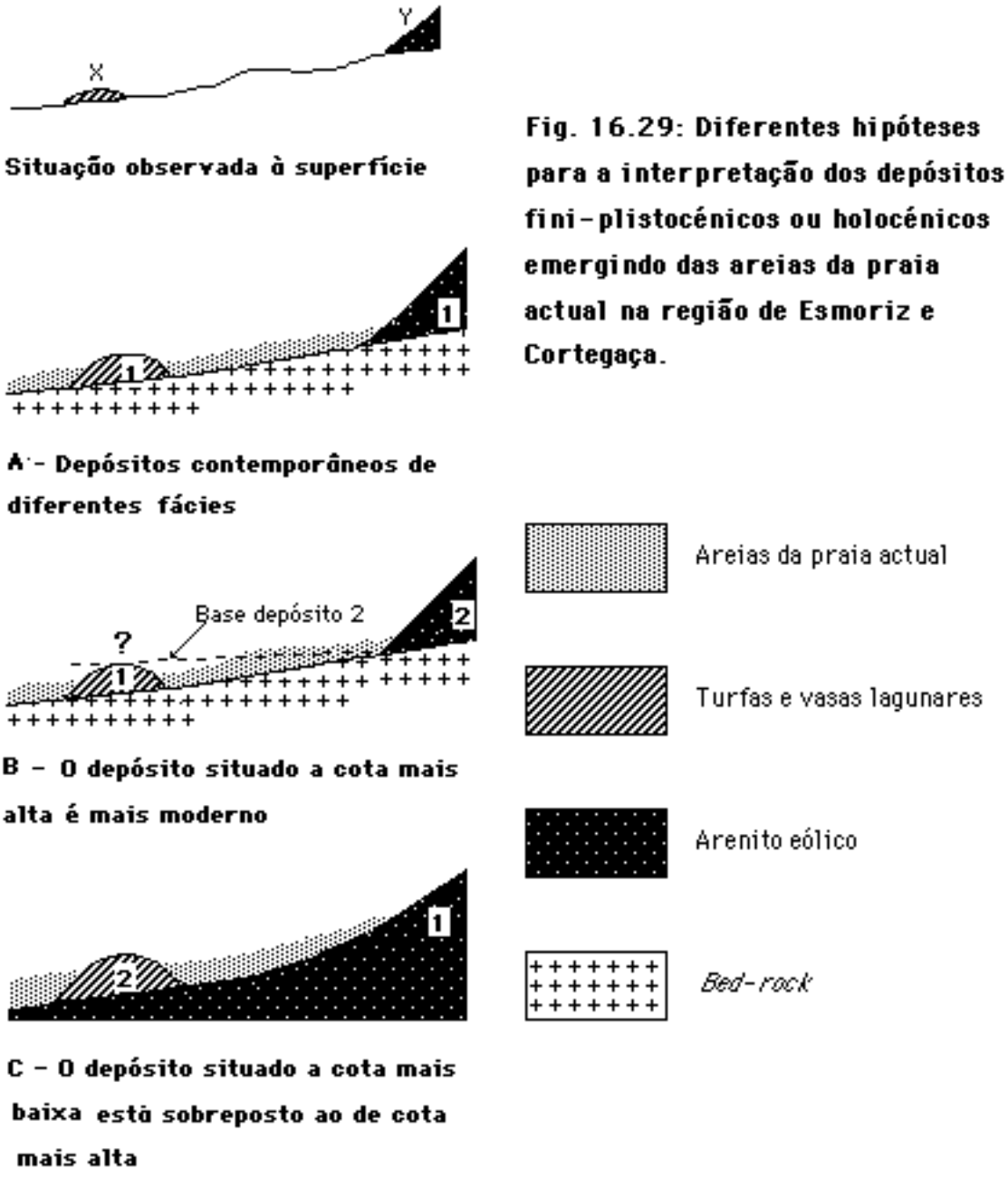


Fig. 16.29: Diferentes hipóteses para a interpretação dos depósitos fini-plistocénicos ou holocénicos emergindo das areias da praia actual na região de Esmoriz e Cortegaça.

Deste modo, quando duas unidades aparecem isoladamente, a cotas ligeiramente diferentes, torna-se difícil decidir se elas correspondem:
A - A uma variação lateral de fácies;
B - A duas unidades diversas, sendo mais antiga aquela que se situa a cota mais baixa;
C - A duas unidades diversas, estando a unidade mais recente embutida nas anteriores.

A fig. 16.29 representa, esquematicamente, as várias hipóteses possíveis.
A dificuldade no estabelecimento de correlações estratigráficas explica a existência das três hipóteses acima referidas para as relações entre a "*zorra*" da lagoa de Esmoriz e o arenito eólico da praia de Cortegaça.

Como pode ver-se pela figura, essas hipóteses baseiam-se, sobretudo, em variações do declive da base dos depósitos, e poderiam ser confirmadas pela observação de cortes ou pela erosão das areias de praia que cobrem o conjunto das formações.

Porém, atendendo à forma como se faz a redistribuição das areias nos perfis de praia de verão e de inverno (fig. 16.30), os cortes nunca ficam expostos na sua totalidade.
No verão podem, geralmente, observar-se os depósitos de origem lagunar e eólica existentes perto do nível das marés baixas.
No inverno tudo se passa como se o nível do mar subisse, sepultando sob uma camada de areia os depósitos do nível das marés baixas, e atacando a duna costeira e a praia alta, em cujos materiais talha uma arriba.
É esta circunstância que faz aflorar, na área entre Esmoriz e Maceda, os depósitos eólicos e lagunares subjacentes às areias da praia actual.

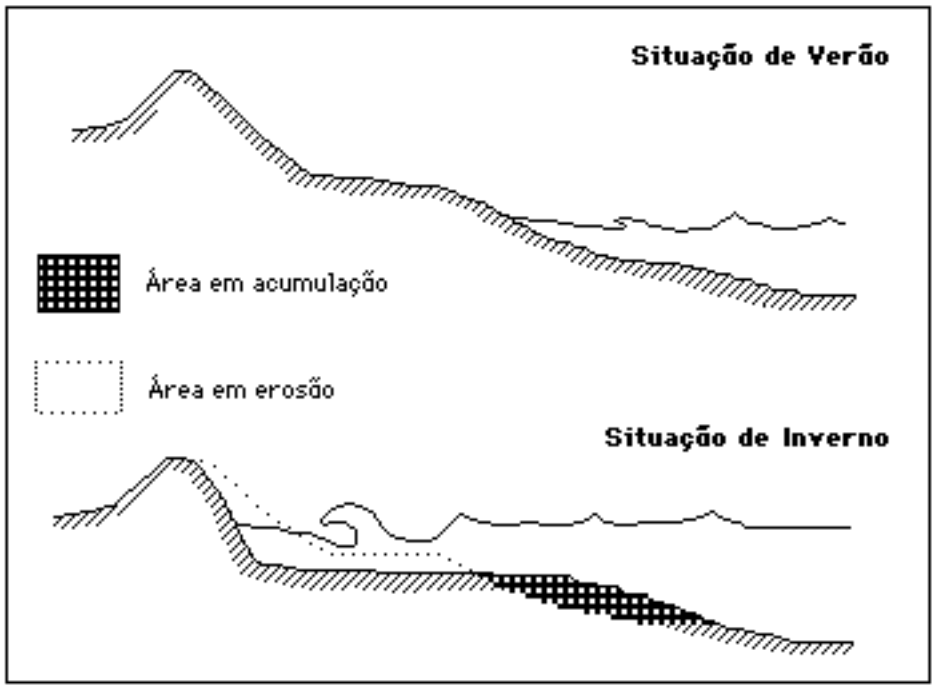


Fig. 16.30: Variações estacionais do perfil de uma praia. No Verão há acumulação no estrão e aparece uma berma; No Inverno, as tempestades provocam erosão na praia alta. Os materiais daí resultantes dão origem a uma barreira submersa (segundo R. Paskoff, 1985, modificado)

A datação pelo C14, no LNETI, de um resto de madeira fóssil encontrada na praia de Silvalde, em posição equivalente à *"zorra*" de Esmoriz, deu como resultado uma idade surpreendentemente baixa (1180±45 BP).
A repetição da análise num laboratório americano (Prof. G. Soares de Carvalho, informação verbal) confirmou a data obtida pelo LNETI e levou-nos a admitir a hipótese

de uma instalação tardia do ambiente lagunar, pelo menos na região de Silvalde, o que nos parece dar uma maior verosimilhança à hipótese C (fig. 16.29).
Assim, podemos imaginar a *"zorra*" como o resto dum depósito lagunar relativamente recente, muito provavelmente holocénico, e contemporâneo dum período em que a linha de costa se situava mais para oeste.
Todavia, isso não significaria, necessariamente, que o nível do mar era inferior ao actual. Como sabemos (A. Guilcher, 1954), a ruptura do equilíbrio sedimentar num determinado litoral pode traduzir-se pela erosão e recuo de cordões litorais.
Quando esses cordões litorais se encontravam a fechar lagunas o respectivo recuo permitiria a sobreposição dos depósitos lagunares por depósitos marinhos sem que isso representasse uma variação significativa do nível do mar.

16.6 - Tentativa de correlação entre os fenómenos periglaciares e os depósitos eólicos da região de Cortegaça

Na região a sul de Espinho os depósitos eólicos cobrem áreas muito mais extensas do que a norte desta cidade.
Por outro lado, os fenómenos periglaciares parecem ter um cariz diverso, já que a formação areno-pelítica de cobertura, que é um fenómeno constante na plataforma litoral a norte de Espinho, não aparece na área ocupada pelos depósitos eólicos, a sul desta cidade. Mais para o interior, todavia, ela reaparece.
Assim, podemos propor duas hipóteses:

1 - Na área onde afloram, os depósitos eólicos encobrem todos os depósitos solifluxivos, impedindo a sua observação.
Esta hipótese, todavia, parece-nos pouco provável, já que temos provas da existência de depósitos eólicos anteriores à formação de cobertura, o que, em princípio, implicaria que esta pudesse aparecer em sobreposição àqueles [201];

2 - Os fenómenos solifluxivos não se manifestaram nesta área, sendo substituídos por uma formação de carácter diverso.

Esta última hipótese parece-nos mais interessante.
Como identificar os depósitos ou formações correspondentes à cobertura areno-pelítica, na área coberta pelos depósitos eólicos?

Se admitirmos que na área de Cortegaça se fizeram sentir as fases climáticas, referidas no capítulo 15, para o final do Würm (clima frio e seco » frio e húmido » frio e seco), a duna com sorraipa poderia corresponder à primeira dessas fases, que parece ter sido particularmente intensa. Com efeito, as areias eólicas que foram cimentadas originando a sorraipa parecem corresponder a uma fase de eolização muito importante, expressa, por um lado, pela alta frequência de areias muito roladas e foscas e, por outro, pela área

[201] Encontrámos em S. Paio e V. Nova da Telha areias eólicas sob a formação de cobertura. Como na área a sul de Esmoriz os vários sistemas eólicos são muito mais desenvolvidos, seria de esperar que se tivessem conservado, algures, depósitos correlativos dessa antiga fase de eolização, fossilizados sob a formação de cobertura. Todavia, o que se verifica é que o sistema eólico mais antigo (areias com sorraipa) não é coberto por qualquer formação de tipo solifluxivo

coberta pelos respectivos depósitos que, como vimos, se estenderia pelo menos desde o nível actual do mar até cotas de mais de 70m, na região de Ovar.

Se, efectivamente, as areias eólicas consolidadas sob a forma de sorraipa são contemporâneas da primeira fase de eolização estudada por H. Nonn na Galiza (1966), poderemos tentar correlacionar a formação de cobertura que, como depósito solifluxivo, deverá ser contemporânea dum clima húmido, com o estabelecimento do solo podzólico que propiciou a consolidação das areias eólicas de Cortegaça.

Podemos, pois, imaginar que numa época de clima frio e seco (1ª fase de eolização em Mougas), os ventos, ao varrerem a plataforma litoral do norte de Portugal (que era, então, muito mais extensa, uma vez que se estendia, pelo menos, até à cota -100), poderiam provocar fenómenos de eolização nos calhaus existentes à superfície (região a norte da Boa Nova) e a formação de sistemas dunares, por vezes extensos (área a sul de Espinho).
Na área a norte de Espinho existiriam restos de areias eólicas desta fase, aflorando sob a formação de cobertura (Vila Nova da Telha e S. Paio; amostras 221 e 250, respectivamente).
As semelhanças existentes, sobretudo no valor do RM, entre os depósitos eólicos com sorraipa e os que se situam sob a formação de cobertura, patentes na fig. 16.28, atestam a verosimilhança da correlação entre estes dois conjuntos de depósitos.
As areias eólicas contemporâneas dessa primeira fase de clima frio e seco poderiam ter sido integradas na formação de cobertura, o que explicaria a grande frequência de grãos redondos e foscos que encontrámos em muitas das amostras que estudámos daquela formação.

Posteriormente, o clima deveria ter-se tornado mais húmido. Com efeito parece-nos necessário recorrer a uma mudança climática, para explicar a instalação duma floresta de resinosas ou uma *lande* de Ericáceas, sobre as areias depositadas na primeira fase de eolização.
Os processos pedogenéticos ligados ao húmus ácido produzido por estes tipos de vegetação provocariam a cimentação das areias do horizonte B (sorraipa).

Simultaneamente, poderiam decorrer, nos locais em que existisse uma percentagem conveniente de material fino, os fenómenos de tipo solifluxivo que estão na origem da formação de cobertura.
Contudo, a permeabilidade das grandes manchas de areias eólicas existentes na região a sul de Espinho, bem como a sua composição quase exclusivamente arenosa, sem uma percentagem suficiente de materiais finos, impediriam que os fenómenos solifluxivos se pudessem estender a esta região.

Se pusermos em paralelo a formação de cobertura e os fenómenos de podzolização responsáveis pela consolidação do arenito de Cortegaça e admitindo que se verificava a sequência descrita por H. Nonn (1966), teríamos[202]:

[202] Poderíamos, contudo, admitir que as areias eólicas com sorraipa correspondessem à última fase de clima seco e frio do final do Würm (cerca de 11.650 BP, S. Daveau, 1980).
Nesse caso, o fenómeno de podzolização processar-se-ia já no Holocénico.
Porém, a espessura do horizonte aliótico de Cortegaça (por vezes mais de 2m) aponta para uma formação durante um período relativamente longo.

Clima frio e seco (depósitos eólicos, calhaus eolizados da região a norte da Boa Nova) » clima frio e húmido (formação de cobertura+solo podzólico) » clima seco (dunas posteriores à formação de cobertura, dunas NNO/SSE da base aérea de Cortegaça e da fábrica Sojagado).

16.7 - Tentativa de enquadramento paleo-climático e cronostratigráfico dos depósitos eólicos e lagunares da região de Silvalde-Maceda

Os depósitos descritos e analisados anteriormente podem encontrar-se noutros locais. Referiremos, seguidamente, algumas informações encontradas na bibliografia sobre depósitos aparentemente análogos àqueles que estudamos.
Apresentar estes elementos no fim da nossa exposição parece-nos justificado, na medida em que traduz o processo de trabalho essencialmente indutivo que seguimos no tratamento deste tema. Com efeito, a maior parte das ideias expostas até aqui foram adquiridas através das observações de campo e das reflexões que elas provocaram.

Atendendo à variabilidade regional que se verifica nos depósitos do Quaternário, parece-nos que as tentativas de estabelecer correlações entre depósitos de regiões diferentes só poderão ter êxito se forem baseadas num conjunto de datações por C14, suficientemente numerosas, que permitam despistar algum erro devido a contaminação por carbono mais recente (cf. M. T. Morzadec-Kerfourn, 1974). Enquanto essas datações não estiverem disponíveis, as correlações serão, necessariamente, hipotéticas e aproximativas.
Por isso, privilegiamos o estabelecimento da sequência dos acontecimentos geomorfológicos locais, deixando para o fim uma tentativa de correlação inter-regional.
Raramente os depósitos eólicos e lagunares são estudados em conjunto com o mesmo grau de profundidade. Por essa razão, faremos deles uma apresentação separada.

7.1 - Depósitos eólicos

Num trabalho de F. Firtion e G. S. Carvalho (1952), encontramos a descrição de um corte situado na arriba a sul de S. Pedro de Moel, em que se refere a existência de quatro finas camadas argilo-humosas intercaladas em areias com origem eólica, cuja disposição "sugere uma acumulação em manto".
Na região de S. Pedro "estas areias teriam sofrido um remeximento superficial secundário que deu origem às dunas fixadas actualmente pela floresta e a que a região deve a sua fisionomia característica".
As camadas argilo-humosas "teriam tido origem, provavelmente, em depressões pantanosas, preenchidas, mais ou menos rapidamente, pelas areias eólicas".
Como vemos, o contexto em que elas são descritas assemelha-se fortemente aos vários níveis argilosos esverdeados que encontrámos sob a sorraipa.

As análise polínicas realizadas nesses níveis de S. Pedro de Moel revelaram um notório predomínio de pólen de Ericáceas, seguidas de *Pinus pinaster*.

Ora, as fases frescas e húmidas do Holocénico não parecem suficientemente longas para que um tal processo pudesse ter lugar.

A variação na frequência dos pólens verificada das camadas inferiores para as superiores parece sugerir a tendência para um aquecimento. O conjunto polínico é interpretado como representando uma *lande* de Ericáceas, em que apenas existiriam alguns pinheiros dispersos e a floresta seria praticamente inexistente.

Num outro trabalho, G. S. Carvalho (1954) faz o paralelismo entre as Landes da Gasconha e as Gândaras.

Em 1964, G. S. Carvalho apresenta um novo trabalho sobre as areias eólicas das Gândaras.
Nele, são indicados vários parâmetros granulométricos destas areias. Os valores do QDØ variam entre 0.19 e 0.65 (Média=0.376).
Os valores que obtivemos para as oito amostras que nos parecem ser equivalentes às areias da Gândara, variam entre 0.3 e 0.45 com uma média de 0.368.
Trata-se, portanto, em ambos os casos, de areias bem calibradas. Curiosamente, os valores médios de calibragem obtidos para as amostras das dunas com sorraipa ou para os horizontes a ela subjacentes são coincidentes com as correspondentes às areias da Gândara.

A propósito da ocorrência de areias do mesmo tipo na região a sul do Mondego, G. S. Carvalho afirma, na p. 21:
"São areias amareladas ou avermelhadas, às vezes ligeiramente lapidificadas, e quando constituem manchas extensas suportam podzóis (*sorraipa*) tal como nas areias da Gândara, o que nas areias eólicas mais modernas não se observa, as quais podem apresentar solos incipientes".
Seguidamente o autor faz um paralelismo com o que se passa nas Landes da Gasconha, definindo o clima responsável pela deposição destas areias como sendo de tipo periglaciar.

Também em H. Nonn (1972) se apresenta o exemplo das dunas da Gasconha. A situação parece ter muitas semelhanças com a da nossa área de trabalho, como se pode provar pelo seguinte extracto (p. 77):
"A areia espalhada para o largo no Plioceno e no Quaternário foi retomada pelos ventos de oeste, em condições de secura mais acusadas que actualmente. A areia antiga, repousando sobre argilas com lignites e areias verdes, está separada delas por um *alios* que contém utensílios aurinhacenses. Um outro *alios,* com utensílios neolíticos marca o limite entre as areias antigas e recentes. Estas contêm, ainda, dois outros níveis de *alios* ligeiro. O último deles data do século XIX."

Como vemos, sugere-se uma idade würmiana para os níveis mais antigos das dunas da Gasconha, uma vez que as areias antigas estão separadas das argilas verdes por um *alios* contendo instrumentos aurinhacenses.

Contudo, F. Firtion e G. S. Carvalho (1952) propõem uma idade Riss-Würm para os depósitos de S. Pedro de Moel.
Porém, numa nota inserta na p. 12, afirmam que as flutuações verificadas para o pólen de *Pinus* naquele depósito poderiam, também, ser encontradas no Würm e mesmo no pós-glaciário.

No seu trabalho de 1964, G. S. Carvalho refere a existência de areias eólicas sem feldspatos (ante-tirrenianas) e com feldspatos (pós-tirrenianas). Partindo da analogia entre as areias da Gândara e a sequência de S. Pedro de Moel, propõe-se a respectiva formação no "final de uma época de clima frio" (p. 28).

Quanto a nós, não temos elementos para considerar estas areias anteriores ao Würm. Além disso, a maior parte das sugestões que a bibliografia consultada apresenta apontam para uma idade würmiana.

Ultimamente, tem-se verificado um incremento do interesse pelo estudo dos sistemas dunares existentes no litoral português (A. R. Pereira, 1983; A. R. Pereira e E. B. Correia, 1985-a e b; M. E. S. A. Moreira, 1985).
Duma maneira geral, os diversos autores atribuem bastante importância ao grau e tipo de evolução pedogenética para a diagnose da idade relativa das diferentes areias eólicas.

No enquadramento geomorfológico realizado para o estudo polínico da turfa da lagoa Travessa (J. E. Mateus, 1985), refere-se a existência de três sistemas dunares, sendo os mais antigos associados a solos tipo podzol.

Também em M. E. S. A. Moreira (1985) se referem os conjuntos dunares na área da ribeira da Comporta, onde se encontra "*surraipa*", constituindo "o esqueleto de alguns sectores da restinga de Tróia".
Afirma-se (p. 307) que esta seria "o resultado de uma fase de intensa ou duradoura podzolização (interfases würmianas com clima temperado) sob floresta acidificante (*Pinus-Erica*). (...) A transgressão flandriana submergiu quase todos os depósitos da duna litoral ferruginizada; apenas se conservam em manchas descontínuas, na faixa costeira actual, sob as areias dos cordões litorais e dunares post-flandrianos."

Seguidamente, ainda na p. 307, afirma-se que, quanto aos "cordões dunares post-flandrianos, estes são formados por areias (...) acinzentadas pela lavagem da matéria orgânica do solo cinzento que apenas as cobre (início de podzolização sob floresta de *Pinus-Erica-Ulex*)."

Atendendo à diferença de latitude, é provável que o clima fosse um pouco mais quente, durante o Würm, no litoral do Alentejo do que na região de Cortegaça[203].
Todavia, parece-nos haver uma grande similitude com os aspectos equivalentes da nossa área de estudo.

16.7.2 - Depósitos lagunares

A análise polínica e a datação radiométrica de vários níveis dentro dos nove metros de turfa, no centro da lagoa da ribeira Travessa (norte do litoral alentejano) permitiram a J. Mateus (1985) tirar conclusões da maior importância, de que salientamos:
1 - Terá existido no local, uma floresta a partir de 7650 ± 50 BP;

[203] Com efeito, S. Daveau (1980), com base em McIntyre (1974 e 1976), afirma que, no período correspondente ao máximo da glaciação, entre 18.000 e 16.000 BP, a temperatura da superfície marinha deveria ser, ao largo do Porto, de cerca de 7° no Inverno e de 14° no Verão.
Ao largo do Alentejo e Algarve, seria de 10° no Inverno e de 16-17° no Verão.

2 - Cerca de 6570 ± 70 BP instalou-se uma vegetação mais aberta, facto provavelmente relacionado com a subida do nível do mar. Esta é atestada pela existência de areias argilosas cinzentas escuras cobrindo turfa negra com restos de madeira, a uma cota de -4.6m abaixo do nível médio das águas do mar.

Pensamos que a situação descrita tem alguns pontos comuns com o que se terá passado na área de Silvalde.
Aparentemente, em Silvalde teria existido uma lagoa onde se depositou pelo menos 1.1m de vasa, coberto por 0.9m de turfa.
Esta camada de vasa, possivelmente relacionado com o período em que o nível do mar atingiu cotas semelhantes às actuais (cerca de 5.000 BP, segundo S. Daveau, 1980), poderá ser equivalente às areias argilosas com uma datação de 6.570 ± 70 BP (J. Mateus, 1985).

A lagoa em questão terá sido colmatada, o que permitiu a respectiva colonização por espécies arbóreas (datadas de 1180±45 BP).
Possivelmente, esta colmatação poderá relacionar-se com uma regressão que, como veremos, terá afectado o litoral português durante a ocupação romana.
Esta situação ter-se-á prolongado de molde a permitir o crescimento de espécies arbóreas, pelo menos durante o final do século VIII, no local onde hoje se situa o estrão da praia de Silvalde.
O rompimento do cordão litoral, que isolava esta antiga floresta do mar, devido a uma nova fase transgressiva, ou a modificações no equilíbrio sedimentar da área (cf. A. Guilcher, 1954) terá provocado o aparecimento de uma lagoa de água salobra, testemunhada pelas vasas negras com conchas de moluscos[204] que encontrámos, uma vez, no topo do estrão da praia de Silvalde e a leste da povoação de Paramos (cota=4m), aquando da abertura de de valas para a o transporte dos esgotos de Espinho (Verão de 1988).
Esta camada corresponde a um nível superior de vasas que não deverá ser confundido com aquele que se situa sob a turfa com troncos.

Em M. E. S. A. Moreira (1985, p. 308) encontramos uma informação segundo a qual demoraria de 2.000 a 5.000 anos a formação de 1m de turfa evoluída, em meio litoral e em clima temperado fresco.

Estes dados permitem-nos tirar algumas conclusões sobre as turfas existentes na região de Esmoriz.
Admitindo que a datação obtida para o topo da turfa (que tem 0.9m de espessura) está correcta (1180±45 BP), então a respectiva base poderia ter-se formado entre 2980 BP e 5680 BP. Estas datas indicariam o período em que a sedimentação turfosa substituiu a formação de vasa, o que poderá relacionar-se com um processo de colmatação da lagoa e apresenta uma certa analogia com a datação obtida por J. Mateus.

---

204 - Amêijoa plana (*Scrobicularia plana*, Da Costa, 1778);
- Berbigão (*Cerasdoderma edule*, Bruguière, 1789);
- *Littorina Littorea* (Lineu, 1758);
- *Peringia ulvae* (Pennant, 1777).

Aquando das obras para a construção do porto de Leixões ficaram a descoberto depósitos que correspondiam ao antigo estuário do rio Leça, nos tempos da transgressão flandriana. Estes depósitos foram estudados, entre outros, por A. M. G. Carvalho e A. Ribeiro (1962).
Baseando-se nas sondagens realizadas, os autores desenham mapas geológicos a várias cotas, o que permite fazer uma reconstituição da evolução geomorfológica decorrente da referida transgressão.
Esta ter-se-ia processado de forma contínua até uma cota de cerca de -8m. Nessa altura, o clima ter-se-ia tornado mais frio e seco, o que se teria traduzido por uma sedimentação fluvial mais grosseira. O nível do mar teria descido para uma cota entre -12 e -10m.
O retomo da subida do nível do mar corresponderia a um novo período de aquecimento. Segundo A. M. G. Carvalho e A. Ribeiro (1962), teria havido um "máximo flandriano", entre 8.000 e 10.000 BP, em que o nível do mar terá ficado situado a cotas de +2m. Este máximo seria seguido por uma nova regressão, que teria baixado o nível de base para a cota de -5m, a partir da qual o mar subiria até ao nível actual.

H. Elhai (1964) apresenta, por sua vez, os resultados das análises polínicas realizadas nos sedimentos estudados por A. M. G. Carvalho e A. Ribeiro.

Algumas das suas conclusões são muito interessantes:

1 - O mar estaria sempre relativamente perto. É grande a frequência de Quenopodiáceas, sobretudo a partir de determinada altura;
2 - Os níveis mais altos denunciam a presença do homem, através da existência de pólens de cereais e de plantas associadas a arroteamentos.

Estes dados permitem concluir que se trata de depósitos associados, sobretudo para o topo, à parte final da transgressão flandriana e a uma fase em que a cultura dos cereais era corrente, o que situa esse período pelo menos no Neolítico.
Assim, as observações de J. Elhai parecem apontar para uma maior proximidade do nível do mar, e também para uma datação mais recente dos depósitos encontrados na foz do Leça, o que permitiria, quanto muito, relacionar os depósitos regressivos aí identificados com fases já claramente holocénicas.

Com efeito, na fig. 16.31, que representa a comparação entre as curvas obtidas por vários investigadores para a variação eustática do Flandriano, além das diferenças entre as várias curvas, verifica-se que o "máximo flandriano" a ter existido (o que só transparece na curva de Fairbridge) terá acontecido entre 6.000 e 5.000 BP, bastante mais tarde que a sugestão de A. M. G. Carvalho e A. Ribeiro (1964), em que este se situaria entre 10.000 e 8.000 BP.

Já em S. Daveau (1980), a data proposta para a maior penetração da água do mar nos estuários dos rios portugueses, correspondente ao nível mais alto da transgressão flandriana, é de cerca de 5.000 BP.

É pois provável que as hipóteses apresentadas no trabalho de A. M. G. Carvalho e A. Ribeiro devam ser revistas, com o recurso a datações pelo C14.
Além disso, a correlação entre os dados extraídos da evolução geomorfológica da foz do rio Leça, com a evolução verificada nos sedimentos da lagoa de Esmoriz, (onde os

fenómenos de construção e de ruptura de cordões litorais podem levar à admissão de regressões e transgressões marinhas fictícias) pode tornar-se um pouco aleatória.

Atendendo à situação encontrada em Silvalde, podemos admitir que as vasas subjacentes à turfa com troncos se teriam depositado na sequência duma época transgressiva (eventualmente posterior ao "máximo flandriano" do artigo de A. M. G. Carvalho e A. Ribeiro, cerca de 5.000 BP, segundo S. Daveau).
Deste modo, a instalação desta lagoa seria, efectivamente, posterior às dunas com sorraipa, como já tínhamos sugerido (cf. fig. 16.29-C) e, até, às dunas de direcção NNO/SSE a NNE/SSO.
A turfa com troncos (1180±45 BP) seria contemporânea dum período regressivo coincidindo, provavelmente, com a fase de formação das dunas subactuais.
Com efeito, segundo M. T. Morzadec-Kerfourn (1974), os períodos de construção dunar relacionam-se, normalmente, com fases de regressão.
A trangressão que se lhe seguiria explicaria a instalação de um regime salobro, responsável pelo aparecimento de vasas com conchas de moluscos e pelo rompimento do cordão litoral, correlativo dum recuo da linha de costa.

16.8 - Os fenómenos periglaciários würmianos. As dunas e depósitos lagunares do Holocénico: tentativa de síntese

Em H. Nonn (1966) e S. Daveau (1980) encontramos uma visão geral do clima no final do Würm e no Holocénico que nos permite tentar estabelecer uma relação com os fenómenos estudados nos capítulos 15 e 16.

1 - Primeiro período de eolização (anterior a 18.000 BP)

- Areias eólicas que constituem o arenito de Cortegaça (sorraipa);
- Alguns restos de depósitos eólicos situados sob a formação de cobertura;
- Formação de calhaus eolizados, existentes na base da formação areno-pelítica;
- Período frio e seco, de eolização intensa;
- Areias eólicas com um RM que ronda os 0.6. Grande predomínio de grãos foscos;
- Ventos predominantemente do quadrante norte (S. Daveau, 1980). Para o fim do período verificar-se-ia uma certa tendência para um clima mais húmido (níveis argilo-humosos de S. Pedro de Moel: G. S. Carvalho e F. Firtion, horizontes *gley* perto do topo do depósito eólico de Cortegaça), que anunciaria a fase húmida seguinte[205].

---

[205] Não é de rejeitar, todavia, a hipótese de que esta sequência clima frio e seco/clima frio e húmido deva ser desdobrada (nota 16.23).
Nesse caso teríamos a seguinte sequência:
1 - Clima frio e seco: processos de eolização (calhaus da base da formação de cobertura, areias eólicas anteriores ao arenito de Cortegaça);
2 - Clima frio e húmido: processos de hidromorfismo (horizontes gley sob o arenito de Cortegaça e na base da formação de cobertura);
3 - Clima frio e seco: deposição das areias do arenito de Cortegaça e dos depósitos eólicos anteriores à formação de cobertura;
4 - Clima frio e húmido: podzolização das areias da fase seca anterior (=arenito de Cortegaça); processos solifluxivos (=formação de cobertura) nas áreas não cobertas por depósitos eólicos (cerca de 18.000 BP);
5 - Clima frio e seco: depósitos eólicos posteriores à formação de cobertura (cerca de 11.500 BP).

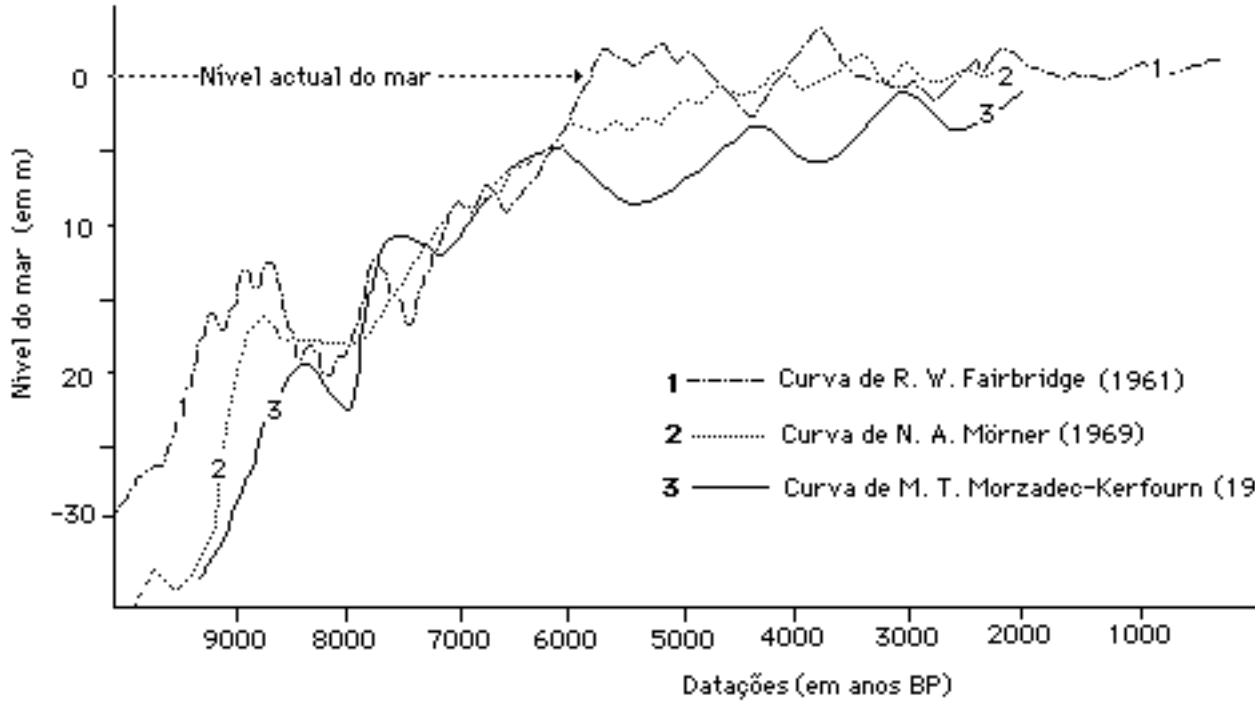


Fig. 16.31 : Comparação entre as curvas eustáticas obtidas por diversos autores para o Holocénico (M. T. Morzadec-Kerfourn, 1974, adaptado)

2 - Fase húmida intermédia (entre 18.200+900 BP e 16.000 BP)

- 2ª fase florestal do corte de Mougas;
- Podzolização das dunas da 1ª fase de eolização (formação da sorraipa);
- Formação areno-pelítica de cobertura;
- Máximo de glaciação no norte da Península;
- Período de regressão máxima. A linha de costa situar-se-ia cerca de 40km para oeste da actual na região do Porto (J. M. A. Dias, 1987).

3 - 2ª fase de eolização (cerca de 11.650 BP)

- Clima frio e seco, sobretudo no litoral (devido à deriva das águas frias da fusão dos glaciares). Esta circunstância levaria à existência de uma espécie de deserto litoral, comprovada pelo desaparecimento das árvores no espectro polínico de Mougas;
- Duna NNO/SSE a NNE/SSO, sem *sorraipa* (post-formação de cobertura).

4 - Máximo da transgressão flandriana (por volta de 5.000 BP)

- Nível do mar próximo ou ligeiramente superior (?) ao actual;
- Alguns dos actuais estuários estavam transformados em rias. Início da colmatação de estuários e lagoas (vasas existentes sob a turfa de Silvalde).

5 - Fase regressiva

- Colmatação de lagoas litorais com depósitos continentais (turfas e troncos datados de 1180±45 BP);
- Início da formação das dunas subactuais de Cortegaça e de Esmoriz. Trata-se de dunas parabólicas e longitudinais, com orientação ONO/ESE a O-E, normalmente fixadas por vegetação arbórea.

As areias destas dunas apresentam um RM inferior (0.5) ao das areias eólicas würmianas (da 1ª e 2ª fase de eolização), suportando solos menos evoluídos (baixa percentagem de argilas nos horizontes B).
Esta fase poderia ser, em parte, contemporânea do período romano. Com efeito, em A. F. Martins (1947), refere-se a existência de construções da época romana submersas, existentes em vários pontos da costa portuguesa.
Isso significa que, em princípio, aquando da construção desses edifícios o nível do mar seria mais baixo do que actualmente.
Também J. M. A. Dias (1987) se refere ao "baixo nível romano", situado à volta de 2000 BP.

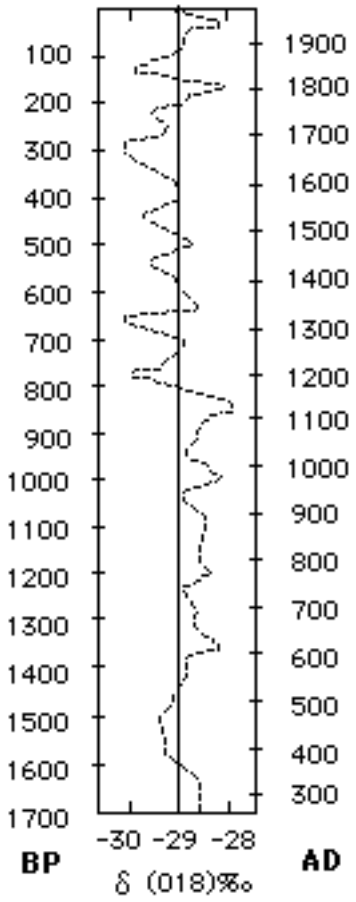


Fig. 16.32: Variação da percentagem de 018 nos 470m superiores da sondagem realizada no gelo de Camp Century. Esta variação foi sobreposta à idade aproximada do gelo. O clima da Gronelândia parece ter sido mais suave antes de 1130 (AD) e mais frio depois desta data.

(Segundo Dansgaard, 1969.
Extraído de E. le Roy Ladurie, 1983)

6 - Fase transgressiva anterior ao século XII

Esta fase poderia ter-se iniciado pelo depósito de vasas com conchas de bivalves suprajacente aos troncos de Silvalde.
A acreditar na datação desses troncos (1180±45 BP), esta vasa seria posterior ao ano 800 da nossa era. O clima, nessa altura, estaria numa fase relativamente quente, o que teria permitido, por exemplo, a colonização pelos Vikings do litoral da Gronelândia (E. le Roy Ladurie, 1983, fig. 16.32).
Consequentemente, o nível do mar poderia ser relativamente alto.

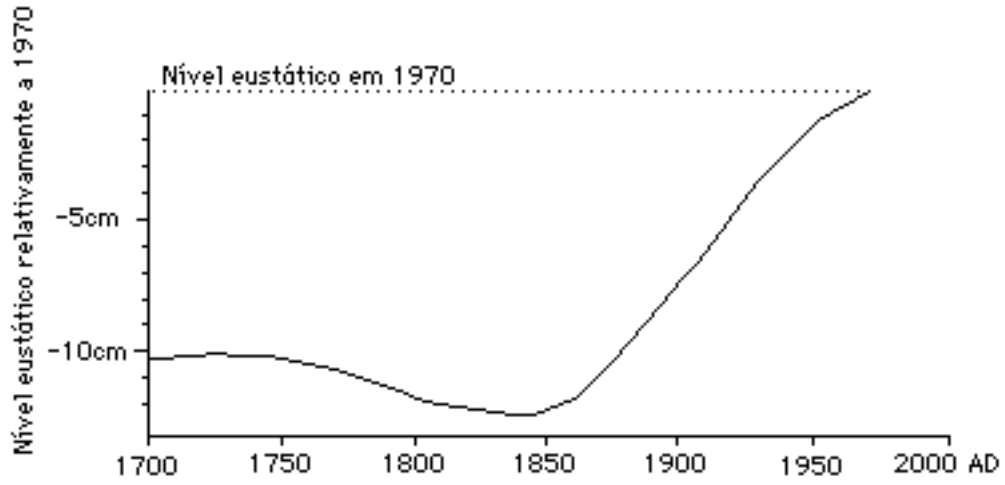


Fig. 16.33: Variações eustáticas nos últimos 250 anos
(Segundo N. A. Mörner, 1973; extraído de J. Pethick, 1984)

Em A. F. Martins (1947), refere-se a existência de um documento datado do ano de 897, em que é mencionada uma lagoa situada perto do lugar de Esmoriz. É, pois, possível que já nessa altura se fizessem sentir os efeitos da transgressão posterior à regressão romana. Nas Inquirições de D. Dinis, de 1288, a lagoa é referida como pertencente à freguesia de Esmoriz e também à de Cortegaça (P.e A. Amorim, 1986), o que poderá comprovar uma maior extensão da lagoa, pelo menos para o lado sul. O mesmo documento acentua, por várias vezes, a circunstância de Esmoriz ser um porto de pesca (citado em P.e A. Amorim, 1986).

7 - Fase regressiva correspondente à "pequena idade glaciar"

- Provavelmente a partir do ano 1130 (fig. 16.32) ter-se-ia seguido um período de arrefecimento, marcado pela diminuição do conteúdo de O18 nas camadas de gelo depositadas em Camp Century, na Gronelândia.

Esse arrefecimento iniciou uma fase denominada de "pequena idade glaciar", caracterizada por modificações climáticas importantes, na Europa e América do Norte (E. le Roy Ladurie, 1983).
É provável que a "pequena idade glaciar" originasse uma ligeira regressão marinha, devida à retenção de gelos nos glaciares em avanço. Essa regressão é visível na fig. 16.33.
Pensamos que essa regressão, juntamente com o transporte acrescido de aluviões pelos cursos de água (J. M. A. Dias, 1987), poderá ajudar a compreender "o assoreamento das reentrâncias e das barras que fez com que um elevado número de portos tivesse desaparecido desde os tempos medievais" (F. Castelo-Branco, 1979).
Essa fase regressiva poderia relacionar-se, ainda, com a evolução das dunas subactuais, iniciada, eventualmente num período regressivo anterior[206].

O P.e A. Amorim (1986) salienta que, no século XVI, as areias terão começado a obstruir o porto de Esmoriz, de modo que, no século XVIII, apenas existia, ainda, a tradição de terem entrado barcos na referida lagoa [207].
É pois, possível, que, nessa altura, já começassem a fazer-se sentir os efeitos dos fenómenos de regressão de que falaremos seguidamente.
O mesmo autor alude à preocupações da população relativamente à invasão das areias dunares ao longo dos séculos XVII e XVIII.

8 - A fase transgressiva actual

O aquecimento climático posterior a 1850 terá permitido a fusão de uma parte dos gelos conservados nos glaciares que se tinham tornado mais extensos durante a "pequena idade glaciar".
Este aquecimento, juntamente com o efeito de estufa devido ao aumento do teor de CO2 na atmosfera, originado pela utilização de combustíveis fósseis, terá condicionado uma subida do nível do mar (fig. 16.33), a uma velocidade da ordem de 1.2 a 1.5mm por ano (R. Paskoff, 1985).
Esta subida, juntamente com muitos outros factores, terá sido responsável pela erosão verificada na região de Espinho e nas praias a sul desta cidade, de que há notícia sobretudo a partir de finais do século passado.
Um outro sintoma da mudança de uma fase regressiva para outra transgressiva tem a ver com o aparecimento, na parte baixa do estrão da praia situada entre Esmoriz e Cortegaça, de alguns troncos (foto 16.9) com um aspecto mais moderno do que os de Silvalde, e que afloram, normalmente, em situações de verão (cf. fig. 16.30).

Esses troncos são referidos e fotografados no trabalho do P.e A. Amorim (1986). Um rápido inquérito junto dos pescadores residentes no local revelou-nos que existe a tradição de que esses troncos pertenceriam a um pinhal, hoje submerso.

---

[206] Como acima dissemos, as dunas subactuais podem ter começado a formar-se na fase regressiva anterior (regressão romana). Com efeito, juntamos na mesma designação todos os depósitos eólicos posteriores ao máximo transgressivo do Holocénico (5.000 BP?).
Numa área de estudo em que os vários sistemas eólicos tivessem uma maior expressão espacial, se dispuséssemos de mais datações seria desejável tentar uma classificação mais "fina". Nas condições actuais, todavia, parece-nos que não podemos, nem devemos, fazê-lo.

[207] Segundo o texto de F. Castelo-Branco (1979), já existia em Esmoriz, em 879, uma enseada, que no século XVI ainda comunicava com o mar. Em 1758 já a lagoa se formara mas ainda existia a recordação "de que antigamente entravão pela barrinha da lagoa alguas caravelas".

Este pinhal poder-se-ia ter formado durante a fase regressiva anterior a 1850 e são os avanços do mar que em 1905, em 1931 e 1965 (P.e A. Amorim, 1986) e na actualidade revelaram a sua existência sob as areias da praia actual.

Observações finais:

A apresentação que acabámos de fazer corresponde a uma tentativa de síntese entre fenómenos diversificados, com argumentos retirados de vários autores, trabalhando em diferentes regiões.
Devido às dificuldades inerentes ao estudo da estratigrafia do Quaternário, as correlações tornam-se particularmente aleatórias nestas circunstâncias.
Haveria, assim, que realizar mais datações pelo C14 e algumas análises polínicas, de modo a poder construir um quadro menos hipotético da evolução geomorfológica do fim do Würm e do Holoceno, para esta área.
Baseámo-nos na hipótese de que as variações eustáticas estão dependentes do clima. Assim, as fases de aquecimento relacionar-se-iam com períodos transgressivos. As fases de arrefecimento corresponderiam a regressões. Estas, por sua vez, estariam ligadas à construção de sistemas dunares.
Todavia, esta hipótese não é aceite pela unanimidade dos investigadores. Alguns opinam que as oscilações climáticas do Holocénico não deverão ter-se traduzido em variações eustáticas apreciáveis (J. Pethick, 1985).
Devido a todos estes elementos de incerteza, a sequência que apresentamos é apenas uma primeira tentativa para ordenar os dados disponíveis, para começar a delinear o "puzzle" complexo da evolução fini-plistocénica e holocénica desta área.

CONCLUSÃO

Capítulo 17 - Algumas conclusões. Problemas em suspenso

Ao longo deste trabalho fomos propondo diversas hipóteses de trabalho, algumas das quais abandonámos de seguida.
Como é natural, gostaríamos de ter resolvido mais problemas. Todavia, parece-nos mais correcto apresentar as nossas propostas como hipóteses abertas, passíveis de ulterior confirmação ou infirmação, do que aparentar certezas que não temos.
No final da maior parte dos capítulos apresentámos uma síntese com as conclusões que pudemos extrair de cada assunto.

Parece-nos necessário, contudo, fazer uma tentativa de comparação entre os diversos sectores[208] incluídos na área estudada, isto é, uma espécie de síntese geográfica.
Assim, em conclusão pretendemos apresentar uma visão global e comparativa da evolução geomorfológica que se processou nos diversos sectores, bem como uma tentativa de definição das causas prováveis dessa variação espacial.
A leitura desta conclusão poderá ser acompanhada da observação do mapa geomorfológico (fora do texto) e do quadro 17.I, que se encontra no final deste texto. Esse quadro representa uma tentativa de ordenação e de encadeamento cronológico dos vários depósitos estudados.
Não nos parece necessário insistir no seu evidente carácter hipotético, devido, essencialmente, à quase completa ausência de datações "absolutas" (cf. capítulo 9).

17.1 - A importância do enquadramento estrutural

1 - Discussão da hipótese de C. Teixeira (1944)

A nossa intenção de fazer a identificação e cartografia meticulosa dos diversos "níveis plio-plistocénicos" do litoral da região do Porto tinha como finalidade primordial comparar, sob o ponto de vista geomorfológico, a área a norte e a sul do Douro, de molde a testar as ideias de C. Teixeira (1944-a), segundo as quais o noroeste de Portugal estaria dividido em blocos (galego, minhoto e duriense) delimitados, respectivamente, pelos vales do Minho e do Cávado. Os blocos minhoto e galego demonstrariam um afundamento progressivo para norte (cf. fig. 5.1), enquanto que o bloco duriense se teria conservado estacionário.

[208] Os limites desses sectores são um tanto variáveis consoante a problemática em questão.
Assim, sob o ponto de vista do desenvolvimento e comando do "relevo marginal" sobre a plataforma litoral, poderemos considerar 4 sectores (cf. figs. 3.13 e 3.14).
Sob o ponto de vista sedimentológico, parece-nos ser de considerar:
1 - Área a norte do Leça;
2 - Área compreendida entre a foz do Leça e Espinho;
3 - Área a sul de Espinho.

Todavia, C. Teixeira não foi o único a sugerir um controlo tectónico para alguns dos aspectos mais relevantes da morfologia do norte de Portugal.

Com efeito, P. Birot (1949) apresenta a hipótese de que a descida das superfícies altas de Trás-os-Montes para o mar poderia assemelhar-se a uma grande flexura que rebaixaria, para oeste, aquelas superfícies culminantes. Esta flexura poderia decompor-se numa série de pequenos patamares separados por falhas de pequena amplitude, cuja direcção aproveitaria a rede de fracturação herdada dos tempos tardi-hercínicos.

Contudo, enquanto C. Teixeira (1944-a) propõe a existência de um longo período de estabilidade na zona do Douro inferior, P. Birot (1949) afirma que
a profunda garganta do Douro, na área da cidade do Porto, muito próximo da respectiva foz, não é compatível com essa estabilidade, pois caso ela se tivesse verificado os climas reinantes durante o Quaternário teriam, forçosamente, degradado as vertentes do rio.
A inusitada "juventude" do sector terminal do vale do Douro só se poderia entender como resultado da combinação entre os movimentos tectónicos recentes e uma descida eustática, que teriam permitido uma subida da área em questão em relação ao nível de base, e o consequente encaixe vigoroso do Douro.

Também F. Rebelo (1975) admite a possibilidade de rejogos tectónicos pós-pliocénicos no bloco do Douro, o que leva S. Daveau (1977) a propor uma origem antecedente para a garganta do Douro, na área da cidade do Porto.

2 - O desenvolvimento actual das ideias sobre a neotectónica da área

A. Ribeiro (1984), no mapa que acompanha o primeiro trabalho de vulto sobre a neotectónica de Portugal, sugere um balanceamento para sudoeste do bloco abatido pela falha Porto-Tomar, na área imediatamente a sul do Porto[209].
Posteriormente, a carta neotectónica de Portugal (J. Cabral e A. Ribeiro, 1989) representa uma série de falhas activas na região estudada (fig. 17.1).
A maior de entre elas corresponde à falha Porto-Tomar.
Esta importante estrutura intersecta a linha de costa na área da Foz do Douro.
Para norte do Douro, ela situa-se na plataforma continental, correndo quase paralelamente à linha de costa. Tudo indica que ela poderia atingir a latitude de Baiona, na Galiza (cf. H. Nonn, 1966, p. 283).
A sul do Douro, a falha Porto-Tomar inflecte para o interior. Todavia, entre o Douro e a latitude de Espinho é bem provável que seja ela (ou os respectivos acidentes secundários ou conjugados) que produzem o soerguimento de uma parte do "relevo marginal" (cf. fig. 6.3).

Na fig. 17.1 verificámos que, imediatamente a sul do rio Douro, encontramos duas falhas com a orientação NNO-SSE e N-S, cuja extensão não ultrapassa os 5km.
A que se situa mais a ocidente, a pouco mais de 1km da linha de costa, poderia prolongar-se para sul e ligar-se à falha que limita a oriente o *graben* de Aveiro. A linha

---

[209] Recentemente, a intensificação da actividade neotectónica junto ao litoral foi explicada pela emergência de uma zona de subdução a oeste do litoral português (A. Ribeiro e J. Cabral, 1986).

ponteada na fig. 17.1 representa esse hipotético prolongamento, que corresponderia, a nosso ver, ao talude mais ou menos abrupto e geralmente rectilíneo que separa os depósitos fluviais dos depósitos marinhos[210].
Esse talude seria uma escarpa de falha que teria sofrido um retoque marinho aquando da deposição do nível marinho mais antigo, transformando-se em arriba.
A falha situada mais a oriente parece coincidir com o limite ocidental do "relevo marginal", que estabelece o contacto entre este e os depósitos mais altos da plataforma litoral.

3 - Caracterização do "relevo marginal"

Falavamos no início deste trabalho da desigual aparência do "relevo marginal" a norte e a sul do Douro (fig. 1.1).
Com efeito, ele é muito menos nítido, menos alinhado e contínuo a norte, do que a sul do Douro.
Existe uma primeira razão de índole geológica para este facto: o prolongamento para norte da falha Porto-Tomar situa-se num sector imerso.
Por isso, o rejogo deste importante acidente poderá ter deixado marcas menos evidentes a norte do Douro, onde a maior parte do seu traçado está imerso, do que a sul daquele rio.

[210] A falha em questão foi identificada pelo Doutor E. Pereira. Foi com base nas suas informações, que mais uma vez agradecemos, que foram marcadas as falhas existentes na fig. 6.3.
O talude que separa os depósitos marinhos dos fluviais também pôde ser identificado a norte do Douro, onde corresponderia à faixa de transição entre o depósito fluvial da Pasteleira e da Av. M. Gomes da Costa, e o depósito marinho que foi encontrado no local onde foi construída a Universidade Católica e as urbanizações situadas a norte da Praça do Império.

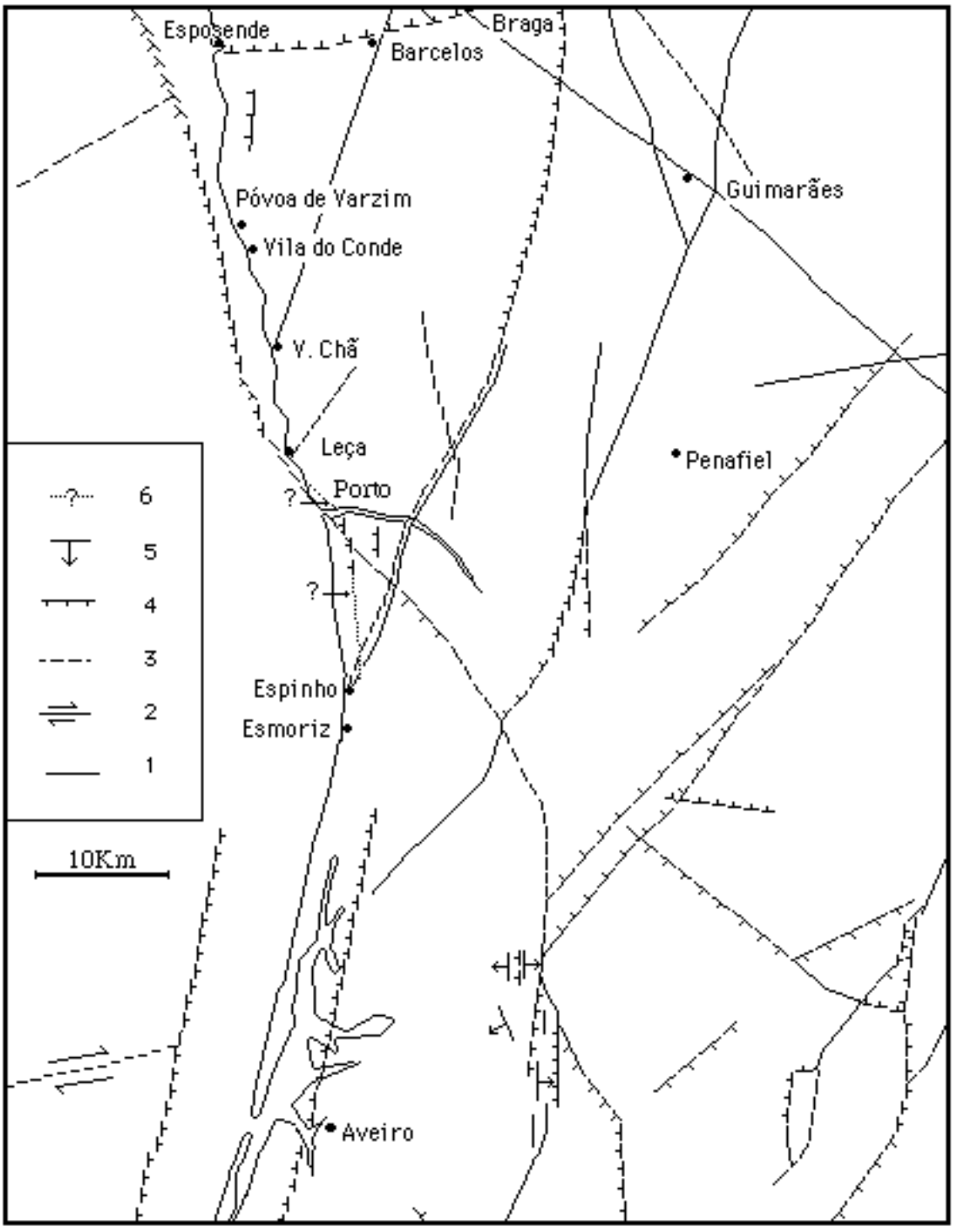


Fig. 17.1: Carta neotectónica de Portugal: fragmento da parte norte do país (segundo J. Cabral e A. Ribeiro, 1989, mod.)

Legenda: 1 - Lineamento geológico podendo corresponder a falha activa; 2 - Desligamento; 3 - Falha com tipo de movimentação desconhecido; 4 - Falha com inclinação desconhecida, com componente de movimentação vertical (marcas no bloco inferior); 5 - Basculamento; 6 - Falha hipotética entre os depósitos fluviais e marinhos da plataforma litoral

N. B.: Os traçados interrompidos representam as falhas prováveis

Apesar disso, também a norte do Douro se podem encontrar vários elementos descontínuos do "relevo marginal". Estes elevam-se abruptamente acima da plataforma litoral, a partir de alinhamentos que poderiam corresponder quer a acidentes N-S quer a falhas paralelas à falha Porto-Tomar, como aliás é sugerido na folha 1 da carta geológica 1:200.000 (1989).

4 - Orientações e tendências tectónicas predominantes

Independentemente da importância que as falhas activas de orientação bética apresentam na definição do relevo do noroeste de Portugal, nomeadamente a norte do Cávado, a verdade é que no sector estudado, à escala a que foi elaborada a carta neotectónica (1:1.000.000), parecem predominar as falhas oblíquas ou, *grosso modo*, paralelas à linha de costa.
Sendo assim, pareceu-nos correcto privilegiar o estudo da deformação de tipo longitudinal, paralela à linha de costa, em relação a uma deformação que fizesse baixar os diversos "compartimentos" para norte, como foi sugerido por C. Teixeira.
Isto não implica, contudo, que tenhamos negligenciado possíveis movimentos transversais ou oblíquos em relação à linha de costa (cf. figs. 14.28, 14.29 e 17.2).
Pensamos que a interacção dos movimentos paralelos e oblíquos (ou perpendiculares) em relação à linha de costa terá produzido uma espécie de mosaico de blocos desigualmente soerguidos, separados por alinhamentos tectónicos de orientação diversa.
Neste mosaico complexo parecem existir algumas tendências gerais:

1 - Tendência para a descida dos diversos blocos para o mar, através de escadarias tectónicas e de balanceamentos;
2 - Tendência para a subida para sul do "relevo marginal" e dos elementos mais elevados (com depósitos fluviais) da plataforma litoral;
3 - Tendência para a a descida para sul do compartimento mais baixo da plataforma litoral, onde se situam os depósitos de fácies marinho;
4 - Todavia, embora as tendências acima referidas pareçam caracterizar os movimentos de conjunto da área estudada, aparentemente, a movimentação tectónica efectiva organiza-se num padrão complexo com subidas e descidas em todas as direcções (cf. fig. 17.2).

Uma vez que privilegiamos a fracturação paralela à linha de costa, tentámos definir, em primeiro lugar, o escalonamento dos diversos depósitos dentro de cada sector da plataforma litoral.
Esta opção parece-nos justificada porque só através de uma definição prévia do escalonamento dos depósitos em cada sector litoral é possível tentar estabelecer correlações entre diferentes sectores, já que estas implicam a necessidade de comparar as ditas sequências.

Para definir o escalonamento dos depósitos dentro de cada sector apoiámo-nos, essencialmente, no estudo dos testemunhos sedimentares existentes.
Por isso o nosso trabalho foi organizado em torno dos tipos fundamentais de depósitos presentes, a que anda associada, normalmente, uma determinada posição cronostratigráfica.

17.2 - Depósitos fluviais situados a cotas superiores a 50m (fim do Terciário-Quaternário antigo)

1 - Caracterização geral

O estudo que levámos a cabo parece ter provado que os depósitos encontrados acima dos 50m não são de origem marinha, como era geralmente afirmado. Sendo assim, os degraus que existem entre eles não podem ser assimilados a arribas fósseis.
Além disso, verificámos que os diferentes fácies de depósitos fluviais encontrados, ora se sobrepunham uns aos outros, ora se separavam por degraus, por vezes rectilíneos, de modo que depósitos com fácies semelhantes acabavam por aparecer a cotas muito diversas.
Parece, assim, que a descida progressiva da plataforma litoral para o mar tem uma origem estrutural e que se efectua através de uma movimentação ao longo de falhas mais ou menos paralelas à falha Porto-Tomar[211], e (ou) de um balanceamento para sudoeste dos blocos criados por essa movimentação.

Este processo teria levantado o interior e deprimido o litoral, dando origem ao "relevo marginal" e ao escalonamento de alguns dos depósitos da plataforma litoral, e, nomeadamente, ao acidente que separa os depósitos fluviais dos marinhos.
Ao criar um compartimento abatido, a movimentação tectónica teria permitido que o mar remexesse parte dos depósitos fluviais postos ao seu alcance e que, reutilizando alguns dos elementos retirados destes depósitos, constituísse formações com um carácter marinho.

À primeira vista, a grande quantidade de depósitos existentes na proximidade da foz do Douro, cujo limite setentrional corresponde aos depósitos do Padrão da Légua e de S. Mamede de Infesta (um pouco a norte da cidade do Porto, cf. fig. 14.1), poderia explicar-se por acção de um curso de água a que chamaríamos "pré-Douro".

Todavia, estes depósitos estendem-se muito para sul do rio Douro e continuam a desenvolver-se para além da área de trabalho (cf. fig. 14.1). Assim, a sul do Douro, existem depósitos em quase todos os interflúvios, dando origem a manchas descontínuas, separadas pelos vales dos ribeiros que descem do "relevo marginal".
Deste modo, a hipótese acima referida parece pouco provável, uma vez que é bastante difícil apresentar um limite meridional para a acção desse "pré-Douro".

Assim, embora os depósitos mais recentes (dentro dos de origem fluvial) possam ter algo a ver com a acção do Douro (fase II-B?), pelo menos os mais antigos parecem não estar dependentes da acção de cursos de água individualizados.

Segundo nos parece, esses depósitos, sobretudo no que diz respeito aos respectivos fácies grosseiros (fases I-A, I-C e II-B), poderiam explicar-se como resultado da existência de leques aluviais formados à saída de um relevo em surreição. Este processo

[211] A existência de relevos mais ou menos rectilíneos marginando uma parte importante da plataforma litoral portuguesa sugere que aqueles alinhamentos correspondem a um rebordo elevado do continente na faixa de contacto com o mar, ideia que aparenta algumas analogias com as velhas teorias da flexura litoral ou marginal (G. Zbyzewski, 1945; J. Bourcart, 1950).

seria independente da localização actual dos principais cursos de água e teria actuado em todo o rebordo do "relevo marginal".

2 - A quase inexistência de depósitos no sector entre o Leça e o Ave: tentativas de explicação

Sendo assim, torna-se necessário explicar porque nos aparecem depósitos relativamente espessos e de fácies variados a sul do Leça e porque estão quase totalmente ausentes na região entre o Leça e o Ave.
Passamos, por isso, a discutir a origem provável deste fenómeno.
Por outro lado, parece-nos pertinente, apesar do carácter algo especulativo que possa ter, fazer referência à origem e idade prováveis das superfícies aplanadas situadas entre aqueles dois rios.

1 - Desmantelamento dos depósitos
Esta hipótese, que se pode sempre invocar à falta de melhor, apresenta, todavia, certas dificuldades.
Como explicar que os depósitos se conservaram em toda a área a sul do Leça e foram quase completamente destruídos na área a norte daquele rio? Seria verosímil admitir que o rio Leça teria destruído uma boa parte dos mesmos. Todavia, como explicar que essa destruição tenha podido actuar quase até ao vale do Rio Ave?

2 - Situação estrutural
Parece-nos curioso verificar que os depósitos de cota superior a 40m faltam em quase todo o sector situado entre o Leça e o Ave.
Apenas se encontram duas manchas, a cotas de cerca de 60m (Gião e Fajozes). Ora, pelo menos no primeiro caso, a conservação do depósito pode atribuir-se ao cavalgamento do *bed-rock* granítico sobre o depósito, que o teria protegido da erosão.
Parece, assim, notória a coincidência entre a ausência ou a presença de depósitos "altos" da plataforma litoral e os grandes "blocos" delimitados pela passagem de certos cursos de água.

Podemos admitir que o "relevo marginal" teria funcionado como origem de materiais mais ou menos grosseiros, postos em movimento devido ao aumento do declive, resultante da acção da neotectónica.
Devido ao traçado imerso da falha Porto-Tomar a norte do Douro, a subida do "relevo marginal" poderia ter sido menos intensa neste sector.
Assim, não teria havido condições propícias para a génese dos depósitos das fases I-A, I-C e II-A.
Pelas mesmas razões não existiriam, na área a norte do Leça, as condições de "abrigo tectónico" necessárias para a conservação dos depósitos.

Mas sendo assim, como compreender que se tenham depósitos conservado alguns depósitos entre o Douro e o Leça, apesar da pequena importância do "relevo marginal" neste sector?

3 - A proximidade do vale do Douro
Aparentemente seria de considerar a hipótese de um "pré-Douro" responsável pela grande abundância de depósitos existentes nas proximidades do vale actual do rio.

Com efeito, a posição dos depósitos situados entre o rio Douro e o Leça sugere a sua dependência relativamente ao rio Douro.
Além disso, os depósitos da Pedrinha (fase II-A), bem como a base do depósito de Coimbrões, embora apresentem características de torrencialidade, situam-se na imediata proximidade do vale do Douro, o que sugere uma certa canalização do respectivo escoamento.
Por outro lado, como vimos no capítulo 14, talvez os depósitos da fase II-B possam ser considerados como terraços fluviais, o que traduz uma clara dependência da proximidade do rio.

Todavia, embora esta hipótese possa explicar a existência dos depósitos mais modernos (fases II-A e II-B), ficam ainda por explicar as formações das fases I-A e I-B, aparentemente anteriores à surreição do "relevo marginal" e ao estabelecimento da rede hidrográfica nossa contemporânea.

4 - A influência da rochas Paleozóicas do anticlinal de Valongo
Curiosamente, a área a leste da cidade do Porto corresponde àquela em que afloramentos quartzíticos importantes mais se aproximam do litoral (cf. fig. 6.3).
Com efeito, embora o prolongamento, para norte, da estrutura de Valongo se vá aproximando do mar, a importância dos quartzitos é, aí, muito menor, já que se limita às estreitas assentadas das colinas de S. Gens de Cidai.
Assim, à latitude do Porto, as rochas paleozóicas do anticlinal de Valongo poderiam ter funcionado como fonte de quartzitos e grauvaques, bastante mais resistentes do que o granito do Porto ou os xistos do complexo xisto-grauváquico e capazes, por isso, de propiciar a formação e posterior conservação de depósitos espessos e extensos.
Curiosamente, também a norte do vale do Ave aparecem abundantes manchas de depósitos. Neste caso podemos pensar que a proximidade da crista quartzítica de S. Félix de Laúndos poderá ser responsável pela existência e conservação de alguns destes depósitos, nomeadamente das formações marinhas de Estela e Aguçadoura, constituídas, em grande parte, por seixos de quartzito.

5 - Cronologia e origem das superfícies exumadas a norte do Leça
Embora os depósitos, quer fluviais, quer marinhos, sejam bastante raros a norte do rio Leça, são frequentes, nessa área, as superfícies aplanadas, de cota variável, cobertas pela formação areno-pelítica e deprimidas em relação a um "relevo marginal" menos nítido do que aquele que se encontra a sul do Douro. Todavia, a idade destas superfícies não é fácil de definir, uma vez que quase não possuem depósitos correlativos.
Além disso, estas superfícies estão, muito provavelmente, deformadas pela neotectónica, como parece poder inferir-se da análise dos próprios depósitos marinhos (cf. fig. 14.29), pelo que os critérios de tipo altimétrico dificilmente poderão ser utilizados na respectiva correlação.

Dos depósitos fluviais mais antigos não se conservaram restos a não ser dos da fase I-C (fortemente encouraçada) ou II-A (depósitos com aspecto fanglomerático), acantonados no vale do Ave[212] .

[212] O trabalho de campo referente à nossa colaboração na folha 1 (noroeste) da carta geológica de Portugal, à escala 1:200.000, levou-nos a fazer o reconhecimento dos depósitos do vale do Ave. Contudo, a abundância de depósitos, bem como a respectiva complexidade, não nos permitiu obter um

Os depósitos de Gião e Fajozes, relativamente bem calibrados e com um fraco encouraçamento, poderiam corresponder à fase II-B, com melhores índices de calibragem e com um cortejo de minerais de argila e de minerais pesados diferente dos depósitos anteriores.

Embora correndo o risco de uma excessiva simplificação, podemos pensar que as superfícies acima referidas são idênticas às que se encontram para sul do Leça, apenas desprovidas da respectiva cobertura sedimentar.
Quanto aos motivos desse fenómeno, podemos sugerir que essa cobertura terá sofrido um processo de erosão post-deposicional que a destruiu (1) ou que, pelos motivos acima referidos (2, 3, 4), ela nunca terá sido suficientemente importante.

Assim, estas superfícies poderão ter-se formado ao longo de todo o Neogénico, ou, pelo menos, a partir do Vilafranquiano.
A última fase de elaboração deverá relacionar-se com a formação de depósitos solifluxivos (formação areno-pelítica de cobertura), que cobrem áreas relativamente extensas daquelas superfícies.
Sendo assim, trata-se de superfícies claramente poligénicas. Mas terão uma origem primordialmente fluvial, tal como as superfícies altas que se encontram a sul do Leça? Ou terão, pelo contrário, uma origem marinha?

A aparente descida dos depósitos marinhos para sul, patente na fig. 14.29, faz pensar, como é óbvio, numa subida dos sectores setentrionais. Esta subida poderia ser responsável pelo desaparecimento, por erosão, do nível marinho mais antigo (nível I), de que não encontrámos testemunhos a norte do Leça.
À latitude do Mindelo o nível marinho II situa-se, como vimos no capítulo 14, a cotas que variam entre 32 e cerca de 20m.
Além disso, se prolongassemos a recta de regressão correspondente ao nível marinho I até à área da foz do Ave (fig. 14.29), encontraríamos cotas entre 40 e 45m para um hipotético nível marinho I, eventualmente destruído por erosão.
Ora, se admitirmos que, nesta área, os eventuais depósitos marinhos do nível I se situavam entre 40 e 45m, podemos concluir que o desnível entre os depósitos marinhos e fluviais seria relativamente pequeno, uma vez que o depósito do Gião se encontra a 60m. Nesse caso, o degrau existente entre os depósitos fluviais e marinhos, que a sul do Leça tem uma origem aparentemente tectónica[213], seria aqui menos nítido e corresponderia a uma faixa com declives relativamente baixos (correspondendo a 15-20m de diferença de cota), em que a dita transição se estabeleceria de modo gradual.

Deste modo, na área entre os rios Leça e Ave, torna-se difícil distinguir, de entre as superfícies exumadas de depósitos correlativos, as de origem marinha e aquelas que poderão ter tido origem fluvial.

---

conhecimento suficiente destas formações de molde a estabelecer correlações seguras com os depósitos da área estudada. As hipóteses levantadas a este respeito devem ser entendidas como menos averiguadas do que as que se referem à área compreendida entre o Leça e Espinho.

[213] Por exemplo, à latitude da Madalena, num local com o significativo nome de Costa, existe um degrau bastante rectilíneo, de mais de 40m de altura, o que corresponde a declives superiores a 10%.

Quanto muito, poderemos dizer que as de cota mais baixa[214] serão tendencialmente de origem marinha e as restantes de origem fluvial[215].

6 - Tentativa de síntese

Todavia, nenhuma destas explicações nos satisfaz totalmente. Por isso, parece-nos que estes vários factores poderão ter funcionado em conjunto, embora com graus diversos consoante a região, de molde a dar origem às várias combinações que hoje conhecemos. Por outro lado, parece-nos que a compreensão das causas que poderão ter levado à quase inexistência de depósitos fluviais entre o rio Leça e o vale do Ave terá que partir de um conhecimento aprofundado dos depósitos existentes ao longo do vale deste último rio e, até, para norte dele.

A menos que interpretemos todos os depósitos existentes ao longo dos vales do Ave e do Douro como terraços fluviais, o que não nos parece correcto, é evidente que a conservação de velhas coberturas sedimentares ao longo dos vales destes dois rios indicia uma provável movimentação tectónica posterior à deposição de algumas dessas formações. Essa movimentação, além de permitir a conservação de depósitos ante-tectónicos, terá canalizado o escoamento, de molde a permitir o estabelecimento de cursos de água, primeiramente de tipo torrencial (fase II-A) e posteriormente de regime mais regular (fase II-B).

17.3 - Depósitos geralmente marinhos situados a uma cota inferior a 40m (Quaternário médio a superior)

1 - Relações com os depósitos fluviais precedentes

Como vimos nos capítulos 13 e 14, os depósitos marinhos mais altos, que são também os mais extensos e os mais antigos, apresentam quantidades importantes de caulinite, embora a respectiva cristalinidade seja inferior à dos depósitos fluviais, situados a cotas mais elevadas.
Também o estudo morfoscópico destes depósitos demonstrou algumas analogias com os depósitos fluviais que se encontram na sua proximidade.

Vimos na fig. 17.1 que, a sul do Douro, existem duas falhas meridianas, oblíquas em relação à falha Porto-Tomar. A que se situa mais no interior parece estabelecer o contacto entre os depósitos fluviais e o "relevo marginal".

---

[214] Queremos salientar, todavia que os valores das cotas em questão não devem ser entendidos como absolutos.
Com efeito, na área de Fajozes, a 2300m a NO do corte do Gião, existe um depósito mal exposto e muito degradado mas que apresenta características idênticas às do depósito do Gião. Ora, o depósito de Fajozes apresenta-se a cotas compreendidas entre 40 e 50m, 10 a 15m abaixo das do Gião.

[215] Como hipótese-limite podemos supor que o depósito do Gião seja contemporâneo dos depósitos marinhos do nível I e que seja o único representante deste nível a norte do Ave, onde nunca encontrámos formações com as características que definimos para os depósitos a sul do Leça (*bed-rock* bastante alterado, com uma certa rubefacção).
Segundo esta hipótese, o depósito do Gião poderia corresponder a um fácies fluvial próximo do litoral, o que explicaria o facto de apresentar um RM e um arredondamento dos grãos dos minerais pesados claramente superiores aos dos restantes depósitos fluviais.

A que se situa a oeste da primeira poderá prolongar-se pela falha que delimita, a oriente, o *graben* de Aveiro e estabelece a transição entre os depósitos fluviais e marinhos da plataforma litoral.

Parece-nos que as relações existentes entre os depósitos marinhos do nível I e os depósitos fluviais poderão explicar-se recorrendo à hipótese de um abatimento dos compartimentos situados a oeste da localização actual dos depósitos fluviais. Este abatimento poderá ter colocado estes compartimentos ao alcance do mar durante uma fase interglaciar (Mindel-Riss?).

Assim, este processo colocou sob acção marinha superfícies de origem sub-aérea, provavelmente extensas, afeiçoadas durante o Neogénico e no início do Quaternário.

Deste modo, o mar teve acesso a abundante material detrítico fluvial, disposto em superfícies de origem continental, previamente aplanadas.
Esta circunstância facilitou a formação de depósitos relativamente extensos e espessos, dando origem às "praias levantadas" do nível I, que correspondem aos depósitos marinhos mais bem representados.

Atendendo ao carácter rubefacto quer do *bed-rock* em que assentam, quer dos depósitos do nível I, pensamos que estes últimos poderiam ter sido formados ao longo do "grande interglaciar", isto é, durante o interglaciar Mindel-Riss (J. Tricart, 1956).

A raridade dos depósitos fluviais no sector a norte do rio Leça poderia ter conduzido a uma fraca representatividade dos depósitos marinhos que, como vimos, parecem reutilizar uma parte dos materiais pré-existentes de origem fluvial, o que, juntamente com o carácter relativamente soerguido do nível I, nesta área (cf. fig. 14.29), poderia explicar a inexistência de formações marinhas deste nível, naquele sector.

2 - Desenvolvimento comparativo dos diferentes níveis de depósitos marinhos

Dum modo geral, os depósitos dos outros níveis marinhos têm um desenvolvimento muito menor do que os do nível I.
Este fenómeno poderá ser decorrente de uma menor duração face ao "grande interglaciar".
Todavia, a inexistência de uma superfície previamente afeiçoada por agentes sub-aéreos, bem como de um *stock* de detritos de origem continental facilmente reutilizáveis, poderá, também, ajudar a explicar o facto de os outros dois níveis marinhos terem uma expressão pequena em comparação com os do nível I.
Efectivamente, ao contrário do que anteriormente se pensava, as acções marinhas não são susceptíveis de afeiçoar superfícies muito extensas.
Assim, a largura máxima que as plataformas de erosão marinha podem atingir está estimada em 1000 m (N. C. Flemming, 1965, citado em J. Pethick, 1984).
Deste modo, as manchas correspondentes os depósitos marinhos do nível I ficariam a dever a sua extensão ao facto de aproveitarem superfícies previamente aplanadas e não à acção marinha.

3 - Possibilidades de movimentação neotectónica

Como vimos no capítulo 14, foi possível definir três níveis diferentes de praias antigas.

Se representarmos o valor médio das cotas a que se encontra cada um desses níveis (em ordenadas) contra a distância a que estes depósitos se encontram da foz do rio Ave, verificamos que parece existir uma tendência para a descida destes depósitos para sul (cf. fig. 14.29, quadro 17.A).

Na fig. 17.2 representámos a cota culminante dos afloramentos rochosos encontrados ao longo do litoral estudado, representando, em abcissas, a respectiva distância à foz do rio Ave (medida paralelamente aos meridianos). As cotas em questão foram obtidas a partir das cartas 1:5.000 (concelhos do Porto, Matosinhos e V. N. Gaia) e 1:10.000 (concelho de Vila do Conde).

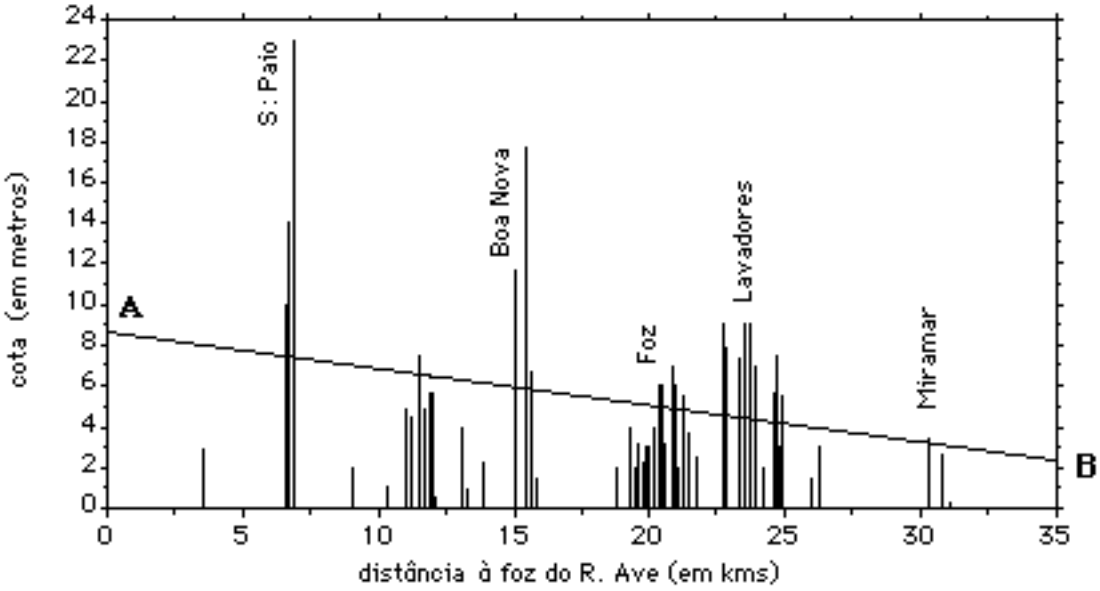


Fig. 17.2: Cotas dos topos dos afloramentos rochosos encontrados ao longo das praias entre a foz do rio Ave e Espinho e a respectiva recta de regressão (A-B)

Verifica-se que em certos locais se encontram muitas leituras (S. Paio, Agudela, Boa Nova, Foz do Douro, Lavadores), contrastando com a relativa rarefação que se encontra nas áreas intermédias.
Além disso, verifica-se que, na área a sul de Miramar, não foi possível obter nenhuma leitura[216].
Os locais em que se fizeram muitas leituras (isto é: aqueles em que existem muitos rochedos) correspondem a sectores em que as respectivas cotas são relativamente elevadas.
Assim, os processos de emergência/subsidência parecem determinar o afloramento ou não desses rochedos.
A altura destes rochedos manifesta uma clara tendência para baixar para sul.

Deste modo, a fig. 17.2 parece apoiar o fenómeno que a fig. 14.29 sugere.

[216] Nesse sector, os raros rochedos existentes correspondem a elementos da plataforma de erosão marinha actual. Deste modo, eles ficam submersos aquando da maré cheia e não constituem relevo saliente acima do nível médio das águas do mar, pelo que não foram representados nos mapas em questão.

Tal facto não é de admirar. Com efeito, a maior parte desses rochedos mais não são do que restos de superfícies de erosão marinha, em que os depósitos correlativos, em geral frágeis e pouco espessos, foram destruídos, restando apenas uma superfície exumada mais ou menos regular.
Sendo, como é natural, mais frequentes as superfícies sem depósitos que aquelas que os suportam, a fig. 17.2 apresenta uma maior representatividade do que a 14.29.

Como vimos, aparentemente, existe uma relação entre a surreição de certas áreas e a existência de afloramentos do *bed-rock*.
Assim sendo, os fenómenos de subsidência poderiam explicar a rarefacção dos afloramentos rochosos que se verifica a partir de Lavadores e o seu total desaparecimento a sul de Espinho.
Por outro lado, essa hipotética subsidência poderia ajudar a explicar, juntamente com outros fenómenos (variações do nível do mar, dinâmica sedimentar, influências antrópicas...), a tendência para a erosão que se verifica em Espinho e nas praias situadas para sul desta cidade.

Parece existir uma certa contradição entre os depósitos mais elevados da plataforma litoral, cuja cota sobe para sul (cf. fig. 3.15), e os depósitos marinhos, mais recentes, que parecem mergulhar para sul.
Como explicar este contraste entre a aparente subida dos patamares mais antigos da plataforma litoral e do "relevo marginal", a sul do Douro, e a descida dos seus elementos mais modernos que correspondem aos depósitos marinhos fósseis?
Trata-se, possivelmente, de um efeito relacionado com o jogo da flexura litoral, que poderia ter actuado mais intensamente a sul do que a norte da área estudada, produzindo, aí, um maior desnível entre os diferentes depósitos da plataforma litoral, tal como se o leque das respectivas cotas estivesse mais fechado para norte e mais aberto para sul.

A aparente descida dos depósitos marinhos à medida que caminhamos para sul poderá expressar a tendência para a subsidência bem representada no *graben* de Aveiro, que começa a desenvolver-se alguns quilómetros para sul de Espinho.

Sabemos que as áreas com tendência ao levantamento conservam poucos depósitos. Pelo contrário, as áreas subsidentes funcionam como armadilhas para sedimentos de vários tipos.

A tendência para a subida poderá ter contribuído para a erosão dos compartimentos mais elevados, enquanto que, nos mais baixos, existe um dispositivo (= *graben* de Aveiro) que funciona como armadilha para sedimentos.
Assim, o contraste entre uma área de erosão relativamente intensa no interior (Serras da Freita e do Caramulo), com uma armadilha de sedimentos no litoral, poderia explicar a extensa bacia sedimentar da Beira Litoral e o respectivo contraste com a região do Porto, que lhe fica a norte.

Os movimentos tectónicos recentes actuam, muitas vezes, fazendo rejogar estruturas antigas.
É o caso da falha Porto-Tomar, que na nossa área de trabalho é a principal responsável pela formação do relevo marginal e pelo respectivo contraste com a plataforma litoral.

Próximo da latitude de Aveiro é sobre o traçado da falha Porto-Tomar que se localizam vários acidentes com actividade neotectónica (cf. fig. 17.1).

17.4 - Formações do Würm e do Holocénico

O estudo das fases mais recentes do Quaternário foi realizado através de:
1 - depósitos de tipo solifluxivo ("formação areno-pelítica de cobertura") e dos depósitos eólicos correlativos e interestratificados;
2 - depósitos eólicos e lagunares da região de Esmoriz-Maceda.

Apesar da formação areno-pelítica de cobertura apresentar uma distribuição espacial bastante ampla, são raros os locais em que se podem estabelecer relações cronostratigráficas precisas. Todavia, parece terem existido duas fases solifluxivas, tendo a mais recente, provavelmente, contemporânea de uma fase de clima frio e húmido, que foi datada, em Mougas, de 18.000 BP.

Por sua vez, os depósitos da área de Silvalde-Maceda parecem ser, em parte, contemporâneos dos fenómenos de eolização e solifluxão considerados würmianos. Entre as várias formações que aí se encontram destacam-se areias eólicas, em que se desenvolveram processos de índole pedogenética de intensidade variável, e regimes lagunares, que originaram depósitos ricos em matéria orgânica.

Assim, por se poderem relacionar, quer com os depósitos solifluxivos, quer com depósitos de tipo lagunar, os depósitos eólicos funcionam como um fio condutor, permitindo estabelecer algumas correlações entre depósitos de tipo diverso.
Por esse motivo, os capítulos 15 e 16 são fortemente interdependentes, razão por que serão referidos conjuntamente, nesta conclusão.

1 - Contraste entre as condições climáticas existentes, durante o Würm, na plataforma litoral e nas áreas a oriente do "relevo marginal"

Aquando da última glaciação, o nível do mar atingiu cotas entre -100 e -120, abaixo do nível actual. Nestas condições a plataforma continental ficou parcialmente emersa numa extensão que, se admitirmos a cota de -120m, atingiu 37 km à latitude do Porto (cf. carta geológica de Portugal, escala 1:200.000, folha 1).
O declive correspondente seria bastante baixo (120m/37.000=0.32%), em média, para o conjunto do sector então emerso.

Durante o Würm, o clima deve ter sofrido variações importantes, passando de climas secos e frios a húmidos e frios (cf. fig. 15.33).

Ao longo da faixa litoral, então muito mais extensa, o carácter relativamente árido das fases frias e secas seria, provavelmente, acentuado, já que, como vimos, as regiões litorais aplanadas são, quase sempre, mais secas que as colinas que se lhes seguem.

Vimos no capítulo 4 como, embora sendo pouco significativo em termos topográficos, o "relevo marginal" pode, efectivamente, constituir uma barreira, separando faixas climáticas com características assaz diversas, apesar da pequena distância que as separa. Nesse capítulo verificámos a tendência para uma menor precipitação no clima do litoral, face ao do "relevo marginal" e suas áreas interiores. Pensamos que este contraste é

devido, justamente, ao papel de barreira de condensação desempenhado pelo "relevo marginal", ao desencadear a turbulência das massas de ar que nele embatem.

Esse papel seria ainda mais acentuado no Würm, devido à inversão térmica que estabilizaria as massas de ar em consequência do seu contacto com águas marinhas arrefecidas pela deriva e fusão dos *icebergs*.[217]
Este arrefecimento das massas de ar pela base teria provocado uma inversão térmica, o que favoreceria a respectiva estabilização e impediria a existência de precipitações importantes, dentro da plataforma litoral. Todavia, devido à ascensão forçada, logo que encontrava uma barreira topográfica, mesmo insignificante como o "relevo marginal", as massas de ar poderiam provocar precipitação[218].
Por isso, durante o Würm, na plataforma litoral, as temperaturas seriam mais baixas e as precipitações seriam menos intensas do que na área a oriente do "relevo marginal".

Sobre os *inlandsis*, que chegavam à latitude de Londres, instalar-se-iam, durante uma boa parte do ano, potentes anticiclones de origem térmica, de onde poderiam divergir ventos muito frios e secos.
Além disso (cf. capítulo 4), os ventos são, normalmente, mais rápidos e mais frequentes nas regiões litorais. Nestas condições, poderiam ter tido lugar fenómenos de eolização relativamente intensos[219].

Por isso, durante os períodos secos e frios do Würm, a plataforma litoral seria sede de fenómenos de eolização, que poderiam ser substituídos por fenómenos de crioclastia nas áreas do interior (cf. F. Rebelo, 1975).

Durante os períodos frios e húmidos, enquanto a solifluxão reinava numa parte do litoral estudado, no interior as precipitações seriam relativamente abundantes e as temperaturas um pouco mais altas, o que permitiria o desenvolvimento da floresta (cf. G. Coudé-Gaussen, 1981) e de formas de alteração química conduzindo à arenização das rochas graníticas.
Assim, a alteração química poderia dominar sobre a a microgelifracção, o que poderia conduzir à existência de depósitos com fácies diferente do das formações litorais.

Dum modo geral, os baixos declives existentes na plataforma litoral, e a sua situação junto a um oceano de águas bastante frias poderão ser responsáveis pela existência de

---

[217] O estudo das associações de foraminíferos plantónicos permitiu provar que há 18.000 anos existiria ao largo da fachada ocidental da Península Ibérica "uma corrente costeira de águas polares frias, dirigida de Norte para Sul" (J. M. A. Dias, 1987, p. 321).

[218] Tudo se passaria como ao largo das correntes frias das regiões tropicais: as regiões litorais seriam relativamente áridas, dando origem a um "deserto litoral".
Todavia, em altitude desenvolver-se-ia a floresta (G. Coudé-Gaussen, 1981).

[219] Estes processos foram comprovados pela existência de calhaus facetados pelo vento (que foram retomados pelos fenómenos solifluxivos e ocorrem, frequentemente, na base da formação areno-pelítica de cobertura, na área a norte da Boa Nova), pela herança das areias bem roladas e foscas na referida formação (cf. capítulo 15) e pelas existência de extensas acumulações eólicas fósseis, na área a sul de Esmoriz (cf. capítulo 16).

fenómenos de solifluxão (fases húmidas) e de eolização (fases secas), que desaparecem ou perdem expressão assim que se ultrapassa o "relevo marginal".

Por sua vez, a existência de areias de origem eólica disponíveis aquando da fase de clima frio e húmido subsequente forneceu à formação de cobertura areias abundantes, bem calibradas e bem roladas, o que terá conferido algumas das características específicas da referida formação.

Assim, o contraste entre as condições climáticas reinantes na plataforma litoral e para o interior do "relevo marginal" poderão explicar por que motivo a formação areno-pelítica de cobertura e os depósitos eólicos fósseis não são referidos em locais exteriores à plataforma litoral.

2 - Alternância de períodos de clima frio e húmido/frio e seco durante o Würm

Na praia de S. Paio é possível definir um primeiro depósito solifluxivo, sobreposto a um depósito marinho do nível III e anterior a um depósito eólico consolidado. Esta fase solifluxiva poderia corresponder a uma fase identificada por G. Mary nas Astúrias e datada de -35.000BP.

Ter-se-ia seguido uma fase de clima frio e seco, anterior a -18.000 BP, caracterizada por uma intensa eolização e responsável:

1 - pela existência de calhaus facetados pelo vento que foram, posteriormente, englobados na base da formação de cobertura (área a norte da Boa Nova);
2 - pela formação de extensos depósitos eólicos, hoje consolidados por um cimento humo-ferruginoso (área a sul de Esmoriz);
3 - por restos, muito localizados, de depósitos eólicos anteriores à formação de cobertura (S. Paio, V. Nova da Telha), que deverão ter sido quase completamente destruídos na fase húmida subsequente, passando as respectivas areias a integrar os depósitos solifluxivos formados na referida fase húmida.

Cabe perguntar por que motivo os extensos depósitos eólicos fósseis só se encontram na área a sul de Esmoriz.
É provável que neste sector com uma tendência já antiga para a subsidência existissem importantes *stocks* de material detrítico arenoso, que teria sido remobilizado durante as fases de clima frio e seco, formando sistemas dunares muito extensos.
Estes sistemas dunares poderiam ter coberto uma boa parte da área hoje correspondente à plataforma continental e que então estava emersa[220].

A esta fase, que originou intensos fenómenos de eolização, parece terem-se seguido condições de clima mais húmido.

Estes climas frios e húmidos seriam propícios ao desenvolvimento de fenómenos solifluxivos, representados, essencialmente, pela formação areno-pelítica de cobertura. Um depósito presumivelmente análogo foi datado, em Mougas, de -18.000 BP.

[220] Se considerarmos o nível do mar à cota de -100m, a extensão da plataforma emersa andaria à volta de 34 km, à latitude de Esmoriz.
Não dispomos de informações sobre a isóbata de -120m. Sabemos, todavia, que os depósitos eólicos se estendem bastante para o interior (7 km à latitude de Ovar), o que indica que o sector coberto por depósitos eólicos poderia corresponder a uma largura superior a 40 km.

Dum modo geral, durante as fases húmidas e frias, a extensa plataforma então emersa, com um declive muito baixo, continuaria a impedir a existência de precipitações muito intensas.
Durante o Inverno, as temperaturas desceriam frequentemente abaixo dos 0°C, permitindo a existência de fenómenos de microgelifracção.
O carácter estável das massas de ar devido ao respectivo arrefecimento pela base (cf. fig. 15.1), durante o Verão, decerto permitiria a formação de frequentes nevoeiros e de chuva miúda.
A fraca intensidade das chuvas, juntamente com as baixas temperaturas estivais, devidas a uma nebulosidade mais forte do que a actual, diminuiria o papel da escorrência, por um lado e, por outro, manteria níveis elevados de humidade no solo, o que poderia originar fenómenos solifluxivos nas áreas com maior declive.
Todavia, nos casos em que a referida formação é pouco espessa, e em que a respectiva base não contém senão elementos do *bed-rock* ou de depósitos locais, parece-nos que ela poderá ser essencialmente autóctone e corresponder, eventualmente, a um solo fóssil.

Nas zonas com má drenagem, devido a um declive insuficiente, a toalha freática podia estacionar em permanência, dando origem a charcos. Assim, nestas áreas, a solifluxão seria substituída por hidromorfismo, o que levaria ao desenvolvimento de solos tipo *gley*.

Além disso, é possível que o já referido aumento de humidade tivesse permitido a colonização dos depósitos eólicos formados na fase precedente por uma vegetação acidófila que levou ao desenvolvimento de solos podzólicos, cujo horizonte cimentado por compostos ferro-húmicos constitui a chamada "sorraipa", muito frequente na plataforma litoral da área a sul de Esmoriz e aflorando, cortada em arriba, na praia de Cortegaça.

Entre 11.000 e 10.000 BP, terá existido um novo avanço da frente polar, que passou a ocupar a latitude do Minho e da Galiza.
Esse avanço da frente polar deverá ter correspondido a uma fase de clima seco e frio (cf. fig. 15.33), correlativa de uma fase regressiva[221] e propensa a fenómenos de eolização.
Todavia, a intensidade da eolização, nesta segunda fase de clima frio e seco, não foi suficiente para permitir o afeiçoamento dos calhaus facetados, como os que se encontram na base da formação de cobertura.
Além disso, as areias eólicas posteriores à formação de cobertura apresentam um grau de rolamento inferior ao dos depósitos eólicos anteriores àquela formação (amostras nº 221, 248, 250, fig. 15.34), o que corrobora a ideia de uma menor intensidade dos referidos fenómenos de eolização.

Já H. Nonn (1966, fig. 15.33) propunha a existência de uma fase de clima frio e seco, datada de 11.650 BP.
Esta nova fase de eolização seria responsável por uma nova cobertura eólica sobreposta à formação de cobertura que, deste modo, teria sido precedida e seguida por fases mais secas, em que dominaram fenómenos de eolização.

---

[221] O nível do mar, que teria subido até cerca de -40m no período anterior (Bølling-Allerød), tornou a descer até -60m (J. M. A. Dias, 1987, p. 326).

Sobre a datação destas areias eólicas apenas podemos adiantar que elas são posteriores à formação de cobertura ou a solos hidromórficos, aparentemente contemporâneos daquela formação.
Todavia, não podemos afirmar que todas as areias eólicas sobrepostas à formação de cobertura pertencem à fase de eolização do final do Würm.
É provável que muitas delas sejam mais modernas, já holocénicas, ou mesmo históricas.

3 - Hipóteses de movimentação neotectónica nos depósitos do final do Würm

No início da década de 80 encontrámos depósitos do tipo sorraipa subjacentes a vasas e turfas lagunares, ao nível da maré baixa, na imediata proximidade do esporão da praia de Esmoriz (foto 16.5). Aqueles depósitos apresentavam, à superfície, uma série de sulcos absolutamente idênticos aos que se observam no topo do horizonte B do solo podzólico de Cortegaça.

Por vezes, entre as praias de Esmoriz e de Cortegaça, é possível observar o topo do mesmo horizonte, emergindo da arriba talhada em areias da duna actual ou subactual. Contudo, nesta área, os depósitos aparecem a cotas mais elevadas, porque se situam acima da base da arriba, isto é, acima do nível das marés mais altas.
Na praia a sul de Cortegaça, a base do referido horizonte B encontra-se a cotas de 5.3m (*, cf. nota 16.1).
Já na praia de S. Pedro de Maceda, onde o horizonte B do solo podzólico já não é visível, o topo aparente[222] do depósito areno-argiloso que fica subjacente a este encontra-se a 7.8m (*).

A figura 17.3, que pretende representar a situação acima descrita, mostra uma subida das cotas do topo do arenito de Cortegaça à medida que nos afastamos da lagoa de Esmoriz. O mesmo se verifica, embora segundo um gradiente aparentemente mais baixo, relativamente à base da sorraipa (ou ao topo dos níveis argilo-arenosos a ela subjacentes).

Esta aparente descida poderá, como é óbvio, explicar-se fundamentalmente por dois motivos:

1 - Tratando-se de horizontes pedogenéticos, relacionados com a posição do nível freático, eles não são, necessariamente, horizontais;
2 - Poderá ter existido uma deformação tectónica recente que fez balancear os depósitos em causa no sentido da lagoa de Esmoriz.

[222] Isto significa que, se se tivesse conservado o arenito suprajacente, a cota da respectiva base poderia ser superior à indicada.

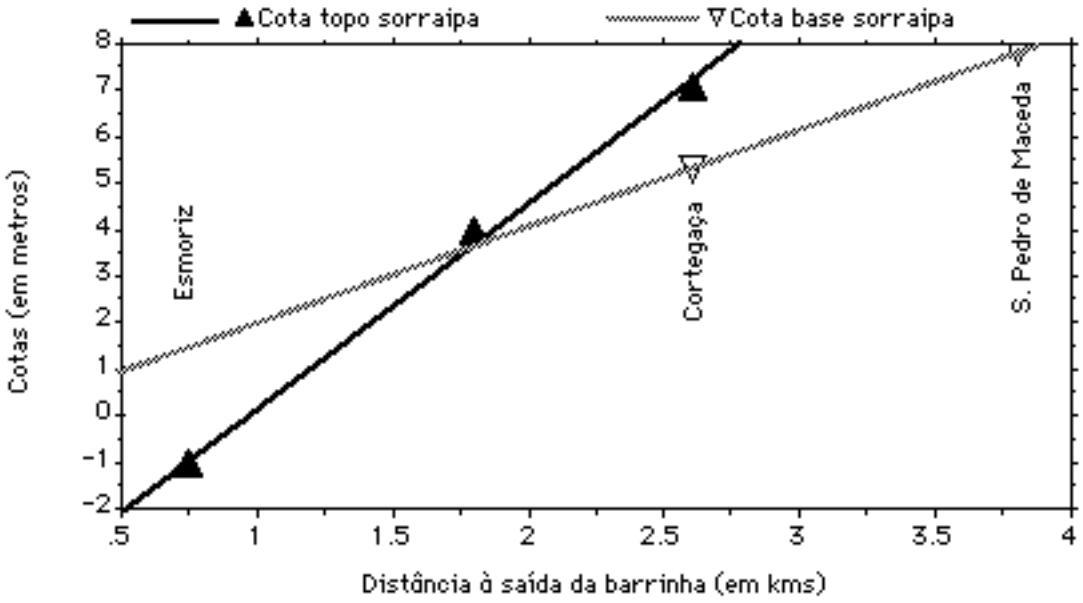


Fig. 17.3: Variação das cotas do topo e da base da sorraipa ao longo da costa para sul de Esmoriz

Trata-se, como é óbvio, apenas de uma hipótese que terá que ser confirmada ou infirmada a partir dum estudo mais pormenorizado, assente, nomeadamente, num maior número de medidas, quer dos depósitos em questão, quer de outros depósitos da área.
Todavia, parece existir uma certa concordância entre as cotas averiguadas, definindo uma tendência coerente.
Esta circunstância permite, pelo menos, levantar a hipótese de que se trate, eventualmente, de uma deformação de origem tectónica.

A deformação em questão parece afectar a "sorraipa". Por isso, tratar-se-ia dum fenómeno bastante recente que poderia ter actuado ao longo do Würm e se prolongaria, decerto, pelo Holocénico.
Esta hipótese não parece demasiado descabida, uma vez que os sedimentos holocénicos da plataforma continental ao largo de Aveiro parecem estar afectados por uma falha com rejecto de cerca de 3m[223].

Verificámos, no capítulo 14, que os diferentes níveis de depósitos marinhos fósseis, situados a norte de Espinho, parecem balanceados para sul (cf. fig. 14.29).
Se admitirmos que os horizontes pedológicos da sorraipa estão, efectivamente, a pender para norte, como a fig. 17.3 parece insinuar, poderíamos concluir que o local onde se situa a lagoa de Esmoriz corresponde a uma área particularmente deprimida, rodeada por sectores que descem para ela, quer a norte, quer a sul.
Este aspecto poderia explicar a permanência de condições lagunares neste local, pelo menos durante a parte final do Holocénico.

[223] Comunicação oral de A. Ribeiro, durante o Seminário "A Geologia e o ambiente", realizado em Aveiro, de 23-25 de Fevereiro de 1989.

4 - Relações entre as variações eustáticas e climáticas ao longo do Holocénico

É difícil escalonar no tempo, sem o recurso a datações seguras, as várias fases de eolização que se seguiram à formação de cobertura e que, iniciando-se no final do Würm, se prolongam pelos tempos holocénicos.

Todavia, parece-nos ser de aceitar uma certa relação entre os períodos regressivos e o desenvolvimento de sistemas dunares.
Com efeito, durante as fases regressivas, uma parte da plataforma litoral poderia ficar emersa e os respectivos cordões litorais ficariam aptos a fornecer areias mobilizáveis pelo vento (cf. M. T. Morzadec-Kerfourn, 1974).
Estes períodos regressivos estariam ligados a fases de um certo arrefecimento do clima, que provocaria as referidas variações eustáticas devido à acumulação de gelo nos continentes e à retracção térmica da água do mar.
Pelo contrário, as fases de aquecimento traduzir-se-iam em transgressões marinhas. Estas seriam identificáveis através da formação de depósitos marinhos ou salobros sobrepostos a depósitos de origem continental.

Assim sendo, o estudo das variações eustáticas, que se sucederam ao longo do Holocénico, permitirão dar algumas achegas para a reconstituição das variações climáticas e da existência de eventuais períodos de eolização correlativos dessas variações climáticas.

Na nossa área de trabalho, é possível ter uma ideia aproximada das variações do nível do mar, baseando-nos no estudo de depósitos de tipo lagunar encontrados na região de Silvalde-Esmoriz.

Na primavera de 1984, junto ao esporão da praia de Esmoriz, foi possível encontrar um depósito vaso-turfoso sobreposto a um arenito de origem eólica aparentemente equivalente à sorraipa.

Junto da carreira de tiro de Silvalde, observou-se uma sequência bastante pormenorizada de depósitos lagunares.
Na base desta sequência foram recentemente encontradas vasas contendo restos de estruturas de origem antrópica, que aparentemente correspondiam a armadilhas[224] para capturar peixe (foto 17.1). Segundo vários órgãos de comunicação, estas estacas teriam idades próximas de 2000 BP.
Os dados disponíveis parecem indicar que se trataria de uma laguna litoral pouco profunda, talvez em vias de colmatação.
O nível do mar deveria ser inferior ao actual, visto que a vasa em questão se estende desde cotas inferiores ao zero hidrográfico[225] até +0.4m(*).
Esta fase regressiva parece, assim, ajustar-se à ideia de uma regressão contemporânea da ocupação romana da Península.

[224] Agradecemos estas informações ao Dr. Francisco Alves, do Museu Nacional de Arqueologia.

[225] Por esse motivo, os depósitos em questão só são visíveis em marés bastante baixas. No dia 7/9/90, pelas 12 h, o nível do mar, cuja cota seria de 0.61 acima do zero hidrográfico (isto é: 1.4 abaixo do nível médio das águas do mar), atingia o topo das ditas estacas.

Anteriormente (M. A. Araújo, 1986), tinhamos observado que as referidas vasas estavam sobrepostas por turfas em que, por sua vez, assentavam troncos de árvores, aparentemente na sua posição normal de crescimento. Estes troncos foram datados de 1180±45 BP (foto 16.8).

Deste modo, os troncos acima referidos poderiam definir o período em que a laguna se terá colmatado e terá sido colonizada por vegetação terrestre arbórea.
Tratar-se-ia de uma fase regressiva já que, a uma cota de +1.3, hoje situada em pleno estrão, era possível formarem-se depósitos de tipo claramente continental.

A este momento regressivo segue-se uma nova transgressão, testemunhada pela existência de vasas com conchas de moluscos. Estes depósitos apenas puderam ser observado uma vez, na praia de Silvalde, já acima do nível das marés mais altas. Aparentemente, estas últimas vasas com conchas de moluscos comprovam a implantação de uma nova laguna litoral.
Essa laguna prolongava-se para o interior, já que foram encontradas vasas idênticas, a cotas entre 2-3m, aflorando sob as areias das dunas subactuais, durante a abertura de valas para a instalação dos tubos da canalização da estação de tratamento de esgotos de Espinho.
A transgressão correspondente à instalação deste novo regime lagunar poderá estar associada a um certo aquecimento climático correlativo da colonização do sul da Gronelândia, pelos Vikings[226] (cf. fig. 16.32).

Todavia, esta fase terá terminado por volta do ano 1130 (A.D.), quando se iniciou um novo arrefecimento climático, que viria a culminar na "pequena idade glaciar". Esta fase poderá relacionar-se com a constituição de extensos campos dunares, que, quer na área a sul de Esmoriz, quer em amplas regiões do litoral centro de Portugal, se terão expandido nessa altura, criando a necessidade de proceder à plantação de pinhais para obstar ao avanço das dunas.

A partir de 1850 (cf. fig. 16.33) ter-se-á dado início a uma subida do nível do mar, responsável pela fase erosiva actual.
Além do recuo da linha de costa, cujos efeitos se fizeram sentir, de modo por vezes dramático, sobretudo na região a sul de Espinho, esta fase erosiva permite observar afloramentos de muitos depósitos holocénicos e mesmo würmianos que emergem das areias das praias actuais.

[226] Parece-nos útil reafirmar o carácter hipotético das correlações agora esboçadas, carácter esse que só o recurso a meios de trabalho que não estavam ao nosso alcance (sondagens, datações) poderá atenuar.

Data (BP)	Escala estratigráfica	Tectónica (séries)	Sedimentação	Localização dos depósitos	Nível do mar	Clima
10.000	Flandriano	**Holocénico**	Vasas e turfas	Esmoriz	Transg.	±Temperado
11.500	Dryas inf.		Dun. subactuais	Sul Esmoriz	Reg.	Frio seco
20.000	Würm	Descida da área de Esmoriz?	Solifluxão	Plat.litoral	Reg.	Frio húmido
			Dep.eol.consol	Cortegaça	Transg.	Frio seco
35.000	Würm		Solifluxão?	S. Paio	Reg.	Frio húmido
50.000			Hidromorfismo?	Maceda		
100.000	Riss-Würm	Deformação dep. marinhos	Nv. mar III	S. Paio	Transg.	Temperado
			Nv. mar.II	Mindelo, Lavadores	Transg.	
200.000	Riss					
300.000	Mindel-Riss	Subida depósitos fluviais	Nv. mar I	Foz, Granja	Transg.	Mediterrânico
400.000						
500.000	Mindel		Dep.fluv.II-B	Av.M.G.Costa	Reg.?	Fresco
600.000						
700.000	Günz		Dep.fluv.II-A	Pedrinha	Reg.	Crise resistática (frio?)
800.000						
900.000						
1	Vilaf.sup/Cala-briano	**Plistocénico**	Topo Dep.I-C	Brandariz	Transg.	Propício ao encouraçamento
2	Plasenciano/ Vilaf.inf.	Mov. Tec.	Dep.fluv.I-C	Rasa (nv.sup)	Reg?	Crise Resistática
3						
4						Início de fortes oscilações climáticas
5		**Pliocénico**				
6	Messiniano/	Mov. Tec.				
7	Pontiano					
8	Tortoniano	1º levanta/				
9	Helveciano	Mac.Margin.	Dep.fluv.I-B	Rasa (nv méd)	Transg.	Fase biostática
10 MA	Burdigal.	Mov. tec (?)	Dep.fluv.I-A	Rasa (base)		Clima seco
20 MA	Aquitanian.	**Miocénico**				

Quadro 17.I: Tentativa de enquadramentocronostratigráfico dos depósitos estudados

(Apoiado em S. Daveau *et al*., 1986 e H. Nonn, 1966)

Bibliografia de carácter metodológico

ABECASIS, F. *et al.*
(1957) -
A previsão das características das ondas do mar
Mem. nº 114, Lab. Nac. Eng. Civil, Lisboa, 215 p.

AMARAL, I.
(1984) -
Àcerca das paisagens com "inselberge" (ou montes-ilhas) em Regiões Tropicais
Livro de homenagem a O. Ribeiro, Lisboa, C. E. G., p. 367-375

AMARAL, I.
(1986) -
Em redor do tema da flexura marginal, ou litoral, dos continentes
Estudos em Homenagem a Mariano Feio (coordenação de Raquel Soeiro de Brito), Lisboa, p. 3-15

ARAÚJO, I. A.
(1987) -
O essencial sobre o litoral Português
Col. "Essencial", Imp. Nacional - Casa da Moeda, Lisboa, 62 p.

AUBOUIN, J.
(1968) -
Précis de Géologie (Tectonique, Morphologie, globe terrestre)
I cycle et licence, T. III, Paris, Dunod,549 p.

BAULIG, H.
(1948) -
Problèmes des terrasses
6º relat. da comissão para o estudo dos terraços pliocénicos e pleistocénicos, U. G. I., Lovaina, 109 + 16 p.

BAULIG, H.
(1956) -
Vocabulaire franco-anglo-allemand de Géomorphologie
Pub. Fac. Letras Univ. Estrasburgo, fasc. 130, Paris, Les Belles Lettres, 230 p.

BERTHOIS, L.
(1949) -
Contribution à l'étude de l'érosion marine et de la formation des galets
"Bol. Soc. Geol. Port.", Vol. 8, Fasc. 1-2, p. 21-72

BERTHOIS, L.
(1975) -

Etude sédimentologique des roches meubles
Paris, Doin, 278 p.

BIRD, E. C. F.
(1985) -
Coastline changes - a global review
Londres, J. Wiley & Sons, 219 p.

BIROT, P.
(1968) -
Précis de Géographie Physique générale
3ª ed., Paris, Armand Colin, 340 p.

BLANC, J. J.
(1982) -
Sédimentation des marges continentales actuelles et anciennes
Paris, Masson, 159 p.

BOULAINE, J.
(1975) -
Géographie des sols
Col. SUP, Le Géographe, Paris, PUF, 199 p.

BOURCART, J.
(1938) -
La marge continentale. Essai sur les régressions et transgressions marines
"Bol. Soc. Geol. França", 5ª série, T. VIII, nº 5-6, Paris, p. 394-474

BOURCART, J.
(1947) -
Considérations théoriques sur l'origine des terrasses fluviatiles
"Bol. Soc. Geol. de França", 5ª série, T. XVII, Paris, p. 395-402

BOURCART, J.
(1949) -
Nouvelles observations sur le Quaternaire du littoral marocain entre Casablanca et Safi
"Bol. Soc. Geol. França", 5ª série, T. XIX, Paris, p. 453-465

BOURCART, J.
(1949) -
Géographie du fond des mers
Paris, Payot, 303 p.

BOURCART, J.
(1950) -
La téorie de la flexure continentale
Comptes Rendus du Congrès International de Géographie, T. II, Lisboa, U. G.I., p. 168-190

BOURCART, J.
(1951) -
La notion de "Terrasse"
Comptes Rendus du Congrès International de Géographie, T. II, Lisboa, U. G. I., p. 457-460

BOWEN, D. Q. *et al.*
(1972) -
A concise Physical Geography
Bucks., Hultonª ed. Pub., 338 p.

CAILLEUX, A. & TRICART, J.
(1959) -
Initiation á l'étude des sables et des galets
3 T., Paris, Centre de Documentation Univ., 369 +194 +202 p.

CAMPY, M. & CHÂLINE, J.
(1987) -
Le Quaternaire, un concept dépassée? Une étiquette perimée? Ou une période privilegiée?
In "O congresso da INQUA", Otawa, Canadá. Relatório apresentado por G. S. Carvalho, Universidade do Minho, p. 7-12

CARVALHO, A. M. G.
(1965) -
Apontamentos de Sedimentologia aplicada á Geomorfologia
Policopiado, Lisboa, 168 p.

CARVALHO, A. M. G.
(1967) -
Significado geológico dos minerais das argilas
"Naturalia", Vol. IX, Fasc. III-IV, Lisboa, Fac. Ciências, p. 23-45

CARVALHO, G. S.
(1964) -
Laterites e couraças, rochas de origem intertropical
"Garcia de Orta", Vol. 12, fasc. 3, Lisboa, p. 527-548

CARVALHO, G. S.
(1966) -
Índices de forma dos grãos de areia e a morfoscopia das areias das praias do litoral de Angola
"Garcia de Orta", Vol. 14, nº 2, Lisboa, p. 229-268

CARVALHO, G. S.
(1968) -
Aspectos da evolução dos produtos da meteorização intertropical de rochas
Publicação nº 128, Laboratório de Engenharia de Angola, Luanda, p. 373-397

CARVALHO, G. S.
(1981) -
Uma metodologia para o estudo dos depósitos do Quaternário
"Arqueologia", nº 4, Grupo de Estudos Arqueológicos do Porto (GEAP), Porto, p. 50-63

CARVALHO, G. S.
(1983-85) -
Análise dimensional de areias e sedimentogénese
Bol. Soc. Geol. Portugal, Vol. XXIV, Lisboa, p. 117-124

CARVALHO, G. S.
(1985) -
A evolução do litoral (conceito e aplicações)
"Geonovas", 8/9, Lisboa, p. 3-15

CARVALHO, G. S., ALVES, A. C., GRANJA, H.
(1986) -
A evolução e ordenamento do litoral do Minho
Secretaria de Estado do Ambiente e recursos naturais, Serviço Nacional de Parques, reservas e conservação da Natureza, Braga, 33p.

CASTANHO, J. P. *et al.*
(1974) -
Means of controlling littoral drift to protect beaches, dunes, estuaries and harbour entrances. Establishment of artificial beaches
Memória 448, Lab. Nac. Eng. Civil, Lisboa, 26 p.

CHRISTOFOLETTI, A.
(1980) -
Geomorfologia
2ª ed., S. Paulo, Edgard Blücher, 188 p.

COQUE, R.
(1977) -
Géomorphologie
Paris, Armand Colin, 430 p.

DAVIES, J. L.
(1980) -
Geographical variation in coastal development
2ª ed., Geomorphology texts, nº 4, N. York, Longman, 212 p.

DAVIS, R. A.
(1978) -
Coastal sedimentary environments
N. York, Springer-Verlag, 420 p.

DEMANGEOT, J.
(1976) -

Les espaces naturels tropicaux
Col. Géographie, Paris, Masson, 190 p.

DERCOURT, J. & PAQUET, J.
(1981) -
Geologia, objectos e método
Trad. port. R. Pena dos Reis, Coimbra, Almedina, 373 p.

DERRUAU, M.
(1974) -
Précis de Géomorphologie
6ª ed., Paris, Masson, 453 p.

DUCHAUFOUR, P.
(1968) -
L'évolution des sols - essai sur la dynamique des profils
Paris, Masson, 94 p.

DUCHAUFOUR, P.
(1970) -
Précis de Pédologie
3ª ed., Paris, Masson, 481 p.

ECO, H.
(1977) -
Como se faz uma tese em ciências humanas
3ª ed., Lisboa, Presença, 231 p.

ERHART, H.
(1956) -
La Génèse des sols en tant que phénomène géologique
Col. Évolution des Sciences, nº 8, Paris, Masson et Cie, 90 p.

ESCOURROU, G.
(1978) -
Climatologie Pratique
Col. Géographie, Paris, Masson, 172 p.

FLINT, R. F.
(1971) -
Glacial and Quaternary Geology
Londres, John Wiley & Sons, 471 p.

FRIEDMAN, G. M & SANDERS, J. E.
(1987) -
Principles of Sedimentology
N. York, J. Wiley & Sons, 792 p.

GEORGE, P.

(1974) -
Dictionnaire de la Géographie
2ª ed., Paris, PUF, 451 p.

GIRESSE, P.
(1969) -
Sur les problèmes de la granulométrie des mineraux lourds
"Bull. Soc. Geol. de France", Vol. 7, Fasc. XI, p.745-754

GODARD, A.
(1977) -
Pays et paysages du granite
Col. Le Géographe, Paris, PUF, 232

GOGUEL, J.
(1965) -
Traité de Tectonique
2ª ed., Paris, Masson et Cie, 457 p.

GOMES, C. F.
(1988) -
As argilas: o que são e para que servem
Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian, 457 p.

GRESSWEELL, R. K.
(1957) -
Beaches and coastlines
Londres, Hulton Educational Pub., 128 p.

GUILCHER, A.
(1954) -
Morphologie littorale et sous-marine
Col. Orbis, Paris, PUF, 216 p.

GUILCHER, A.
(1965) -
Précis d'hydrologie marine et continentale
Paris, Masson et Cie

GUILCHER, A.; ANDRADE, B. & DANTEC, M. H.
(1982) -
Diversité mopho-sédimentologique des estuaires du Finistere
"Norois", nº 114, Poitiers, p. 205-228

HAILS, J. R.
(1969) -
The nature and ocorrence of heavy minerals in three coastal areas of New South Wales
"Journal of the Royal Society of the New South Wales, Vol 102, p. 21-39

HALLAM, A.
(1976) -
Une révolution dans les sciences de la Terre
Trad. francesa, col. Points, Sciences, Paris, ed. Seuil, 184 p.

HOLMES, A.
(1978) -
Principles of Physical Geology
3ª ed., Londres, Nelson, 730 p.

INTERNATIONAL GEOGRAPHICAL UNION - COM. ON GEOM. SURVEY AND MAPPING
(1971) -
Manual of detailed Geomorphological mapping
Versão inglesa, Czechoslovak Academy of Sciences, Brno, Institute of Geography

JOHNSON, D. W.
(1919) -
Shore processes and shoreline development
N. York, Hafner Publishing Company, 584 p.

JUDGE, C. W.
(1970) -
Heavy minerals in beach and stream sediments as indicators of shore processes between Monterey and Los Angeles, California
Tecnical Memorandum, nº33, U. S. Army, Corps of Engeneers, Coastal Engeneering Research Center

KELLER, W. D.
(1970) -
Environmental aspects on clay minerals
Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 40, nº 3, p. 788-813

KING, C. A. M.
(1966) -
Tecniques in Geomorphology
Londres, Edward Arnold, 342 p.

KING, C. A. M.
(1972) -
Beaches and coasts
2ª ed.,Londres, Edward Arnold, 403 p.

KING, C. A. M.
(1980) -
Physical Geography
Oxford, Basil Blakwell, 332 p.

KRUMBEIN, W. C.; RASMUSSEN, W. C.

(1941) -
The probable error of sampling beach sand for heavy mineral analysis
"Journal of Sedimentary Petrology", Vol. 11, nº 1, p. 10-20

LAB. NAC. ENG. CIVIL
(1977) -
Obras de protecção costeira
Seminário 210, Lab. Nac. Eng. Civil, Lisboa

LACOSTE, A. & SALANON, R.
(1969) -
Eléments de Biogéographie
Col. FAC, Géographie, Paris, Fernand Nathan, 189 p.

LADURIE, E. LE ROY
(1983) -
Histoire du climat depuis l'an mil
2 vol.,Paris, Flammarion, 287 + 254 p.

LAPA, A. J. R.
(1967) -
Estudo mineralógico das argilas como base da classificação e da aplicação industrial das mesmas
"Naturalia", Vol. IX, Fasc. III-IV, Lisboa, p. 1-22

LE RIBAULT, L.
(1977) -
L'exoscopie des quartz
Col. Techniques et Méthodes Sédimentologiques, Paris, Masson, 160 p.

LOPES, M. E. S. A.
(1979) -
A bacia do Rio Umbelúzi (Moçambique). Estudo geomorfológico
Tese policopiada, Fac. Letras de Lisboa, 337 p. com 2 anexos (processos e resultados de análises e cartografia)

LOWE, J. J. & WALKER, M. J. C.
(1984) -
Reconstructing quaternary environments
N. York, Longman, 389 p.

LUCAS, L.
(1962) -
La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias
Mémoires du service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine, nº 23, Univ. de Strasbourg, 202 p.

MACHADO, F.

(1979) -
Introdução à Oceanografia
Ponta Delgada, Instituto Universitário dos Açores, 103 p.

MARTONNE, E. DE
(1953) -
Geografia Física
Trad. portuguesa, col. Panorama da Geografia, Lisboa, ed. Cosmos, 954 p.

MC CULLAGH, P.
(1978) -
Modern concepts in Geomorphology
Oxford University Press, 128 p.

MILLOT, G.
(1953) -
Minéraux argileux et leurs relations avec la géologie
"Rev. I. F. P.", nº especial, p. 75-86

MILLOT, G.
(1964) -
Géologie des argiles
Paris, Masson, 499 p.

MILLOT, G.
(1980) -
Les grands aplanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et desertiques
"Mem. Serv. Soc. Geol. de France", nº 10, p. 295-305

MILLOT, G.
(1983) -
Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic processes
2º Int. Sem. on lateritisation processes, S. Paulo, p.53-63

MONKHOUSE, F. J.
(1970) -
A dictionary of Geography
2ª ed., reimpressão, Londres, Edward Arnold, 378 p.

MOREIRA, M. E. S. A.
(1984) -
Glossário de termos usados em Geomorfologia litoral
Centro de Estudos Geográficos, Linha de acção de Geografia das Regiões Tropicais, relat. nº 15, Lisboa, 167 p.

MORZADEC-KERFOURN, M. T.
(1974) -

Variation de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire - Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux
"Mém. de la Soc. Géol. Minéral. Bretagne", Rennes, 208 p.

MULLER, G.
(1967) -
Diagenesis in argilaceous sediments
In Diagenesis in sediments, Col. Developments in Sedimentology, nº8, Amsterdam, Elsevier Pub. Comp., p. 127-177

MUXART, T. & BIROT, P.
(1977) -
L'altération météorique des roches
Pub. Dep. Geografia Univ. Paris, Sorbonne, 279 p.

NONN, H.
(1972) -
Géographie des litoraux
Col. SUP, Le Géographe, Paris, PUF, 231

OLLIER, C. D.
(1984) -
Tectonics and landforms
Geomorphology texts, nº 6, N. York, Longman, 324 p.

PAQUET, H. & MILLOT, G.
(1972) -
Geochemical evolution of clay minerals in the weathered products and soils of mediterranean climates
International Clay Conference, Vol. I, Madrid, p. 255-261

PASKOFF, R.
(1981) -
L'érosion des côtes
Col. "Que sais-je?", nº 1902, Paris, PUF, 127 p.

PASKOFF, R.
(1985) -
Les littoraux - impact des aménagements sur leur évolution
Col. Géographie, Paris, Masson, 185 p.

PEDRO, G.
(1968) -
Distribution des principaux types d'altération chimique a la surface du globe
"Rev. Géog. Phys. et de Géol. Dynam.", (2), Vol. X, Fasc. 5, Paris, p. 457-470

PETHICK, J.
(1984) -
An introduction to coastal Geomorphology

Londres, Edward Arnold, 260 p.

RAYNAL, R. & TRICART, J.
(1963) -
Comparaisons des grandes étapes morphogénétiques du Quaternaire dans le Midi méditérranéen français et au Maroc
Bol. Soc. Geol. de França, (7), Paris, p. 587-596

REYNAUD, A.
(1971) -
Epistémologie de la Géomorphologie
Premier cycle, Géographie, Paris, Masson, 125 p.

RITCHOT, G.
(1975) -
Essais de Géomorphologie structurale
Québec, Les Presses de L'Université Laval, 378 p.

SHEPARD, F. P.
(1961) -
Sea level rise during the past 20,000 years
X Cong. Ciências Pacífico, Honolulu,"An. Geom.", Supl., Vol. 3, p. 30-35

SHEPARD, F. P.
(1977) -
Geological Oceanography
Londres, Heinemann, 214 p.

STEARNS, H. T.
(1961) -
Eustatic shorelines on Pacific islands
X Cong. Ciências do Pacífico, Honolulu, "An. Geom", Supl. 3-16 Vol. 3, p. 1-16

STEPHENS, N. & SYNGE, F. M.
(1972) -
Pleistocene shorelines
Essays in Geomorphology, Londres, Heineman, p. 1-51

STRAHLER, A.
(1975) -
Physical Geography
4ª ed., N. York, J. Wiley & Sons, 643 p., bibliog., índices e mapas

STRAHLER, A. N. & STRAHLER, A. H.
(1978) -
Modern Physical Geography
N. York, John Wiley & Sons, 501 p.

SUGUIO, K.

(1973) -
Introdução à Sedimentologia
S. Paulo, Edgard Blücher, 317 p.

TEIXEIRA, C.
(1982) -
Algumas formas de erosão em granitos portugueses
Col. "Natura", Soc. Port. de Ciências Naturais, Lisboa, p. 1-62

TERMIER, H., & TERMIER, G.
(1960) -
Érosion et sédimentation
Paris, Masson et Cie

TRICART, J.
(1956) -
Cartes des phénomènes périglaciaires quaternaires en France
Mémoires pour servir a l'explication de la carte géologique détaillé de la France, Paris, Min. Indústria e Comércio, 40 p.

TRICART, J.
(1958) -
Nota sobre as variações quaternárias do nível marinho
"Boletim Paulista de Geografia", nº 28, S. Paulo, p. 3-13

TRICART, J.
(1965) -
Principes et méthodes de la Géomorphologie
Paris, Masson et Cie., 496 p.

TRICART, J.
(1966) -
Paléoclimats et terrasses quaternaires

TRICART, J.
(1968) -
Géomorphologie structurale
Précis de Géomorphologie, T. I, Paris, SEDES, 322 p.

TRICART, J.
(1977) -
Géomorphologie dynamique générale
Précis de Géomorphologie, T. II, Paris, SEDES, 345 p.

TRICART, J.
(1978) -
Géomorphologie applicable
Col. Géographie applicable, Paris, Masson, 204 p.

TRICART, J.
(1981) -
Géomorphologie climatique
Précis de Géomorphologie, T. III, Paris, SEDES, 313

TRICART, J. & CAILLEUX, A.
(1951) -
Conditions anciennes et actuelles de la génèse des pénéplaines
Secção de Geomorfologia, U. G. I., p. 396-399

TRICART, J. & CAILLEUX, A.
(1967) -
Le modelé des régions périglaciaires
Paris, SEDES, 512 p.

TRICART, J. & CAILLEUX, A.
(1974) -
Le modelé des régions chaudes, fôrets et savanes
2ª ed., Traité de Géomorphologie, T. V, Paris SEDES, 345 p.

TRICART, J. & CAILLEUX, A.
(1965) -
Introduction á la Géomorphologie climatique
Traité de Géomorphologie, T. I, Paris, SEDES, 306 p.

TRICART, J., RIMBERT, S., LUTZ, G.
(1970) -
Introduction à l'utilisation des photographies aériennes
T. I, Paris, SEDES, 247 p.

VANNEY, J. R.
(1977) -
Géomorphologie des plateformes continentales
Paris, Doin, 286 p.

VITA-FINZI, C.
(1986) -
Recent Earth movements - an introduction to neotectonics
Londres, Academic Press, 226 p.

WEST, R. G.
(1971) -
Studying the past by polen analysis
Londres, Oxford Univ. Press, p. 1-16

WHITOW, J.
(1984) -
Dictionary of Physical Geography
Middlesex, Penguin Books, 591 p.

WHITTEN, D. G. A.; BROOKS, J. R. V.
(1972) -
Dictionary of Geology
Harmondsworth, Middlesex, Penguin Books, 495 p.

ZBYSZEWSKI, G.
(1945) -
La notion classique de "flexure" et celle des deformations marginales
"Bol. Soc. Geol. de Portugal", Vol. IV, Fasc. III, Porto, p. 175-188

ZENKOVITCH, V. P.
(1967) -
Processes of coastal development
Trad. inglesa, ed. J. A. Steers, Edimburgo, Oliver & Boyd, 738 p.

Bibliografia referente à Península Ibérica

AGUIRRE HENRIQUEZ, E.
(1983) -
El Quaternario a debate
Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, nº 5, VI Reunion do Grupo Español de Traballo de Quaternario, A Coruña, p. 7-20

ALCOFORADO, M. J. *et al*.
(1982) -
Domínios bioclimáticos em Portugal definidos por comparação dos índices de Gaussen e Emberger
"Linha de Acção de Geografia Física, Relat. nº 14, C. E. G., Lisboa, polic., 30p.

ALMEIDA, A. C.
(1985) -
Cobertura eólica na área de Anadia - seu significado paleoclimático
Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico, Vol. II, Lisboa, Grupo de Trabalho Português para o Estudo do Quaternário, p. 439-446

ALVES, M. I. C.
(1986) -
Dados sedimentológicos sobre a bacia de Alvarães (Viana do Castelo, Portugal)
"Maleo", Vol. 2, nº 13, Soc. Geol. Portugal, Lisboa, p. 8

ANDRADE, C. F.
(1937) -
Os vales submarinos portugueses e o diastrofismo das Berlengas e da Estremadura
Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 249 p., c/ carta tectónica

ANDRADE, M. M.
(1944) -
Estudo polínico de algumas formações turfo-lignitosas portuguesas
"Pub. Museu e Lab. Min. e Geol. da Fac. Ciências do Porto", n.º XXXVII, 2ª série, Porto, p. 5-11

AMORIM, P.e A.
(1986) -
Esmoriz e a sua história
Comissão de Melhoramentos de Esmoriz, 575 p.

ANDRADE, M. M.
(1945-a) -
Contribuição da análise polínica para o conhecimento do género Pinus no Pliocénico superior português
"Bol. Soc. Geol. Port.", IV-III, Porto, p. 215-220

ANDRADE, M. M.
(1945-b) -
Alguns elementos para o estudo do terraço superior do rio Minho
"Bol. Soc. Geol. Port.", IV-III, Porto, p. 221-222

ARAÚJO, I. A.
(1987) -
O essencial sobre o litoral Português
Col. "Essencial", Imp. Nacional - Casa da Moeda, Lisboa, 62 p.

ARAÚJO, M. A.
(1984-a)
Àcerca dos terraços do litoral das proximidades do Porto
Livro de homenagem a O. Ribeiro, Lisboa, C. E. G., p. 347-355

ARAÚJO, M. A.
(1984-b)
A formação "areno-pelítica de cobertura" - alguns resultados dum estudo preliminar
"Biblos", Vol. LX, Coimbra, Fac. Letras, p. 71-89

ARAÚJO, M. A.
(1985-a) -
O estudo do litoral norte de Portugal (região do Porto); alguns problemas metodológicos
Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico, Vol. I, Lisboa, Grupo de Trabalho Português para o Estudo do Quaternário, p. 269-279

ARAÚJO, M. A.
(1985-b) -
Linhas gerais duma nova metodologia do estudo do litoral. Exemplo da plataforma litoral da região do Porto
"Revista da Faculdade de Letras - Geografia", 1ª Série, Vol. I, Porto, p. 75-85

ARAÚJO, M. A.
(1986) -
Depósitos eólicos e lagunares fósseis na região de Esmoriz
"Revista da Faculdade de Letras da Universidade do Porto",
Geografia, 1ª Série, Vol. II, Porto, p. 53-63

ASENCIO AMOR, I. & GOMEZ MIRANDA, M. J.
(1982) -
Acumulaciones detriticas periglaciares del occidente asturiano
Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico, Vol. II, Lisboa, Grupo de Trabalho Português para o Estudo do Quaternário, p. 229-239

AZEVEDO, T. M.
(1985) -
As formações plio-quaternárias da península de Setúbal

I Reunião do Quaternário Ibérico, Livro guia duma excursão, Lisboa, Grupo de Trabalho Português para o Estudo do Quaternário, polic., 58 p.

BARBOSA, B. P.
(1981) -
Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000: notícia explicativa da folha 16-C (VAGOS)
Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 60 p.

BERTHOIS, L.
(1949) -
Contribution à l'étude des limons de la région Nord du Portugal
"Com. Serv. Geol. de Portugal", T. XXIX, Lisboa, p. 121-176

BIROT, P.
(1949) -
Les surfaces d'érosion du Portugal Central et Septentrional
Rel. Com. sobre as Superfícies de Aplanamento, Lovaina, U. G. I., p. 9-116

BIROT, P.
(1950) -
Portugal
Col. Horizonte, nº 31, Lisboa, Livros Horizonte, 229 p.

BOILLOT, G. *et al.*
(1975) -
Carte géologique du plateau continental nord-portugais
"Bol. Soc. Géol. de France", 7ª série, Vol. XVII, 4º fasc. p. 462-480

BOILLOT, G., MALOD, J. A. & MOUGENOT, D.
(1979) -
Evolution géologique de la marge ouest-ibérique
"Ciências da Terra", V. 5, Lisboa, Universidade Nova, p. 215-222

BORGES, F. S., MARQUES, M. & NORONHA, F.
(1985) -
Excursão geológica no complexo gneissico da foz do Douro
Livro guia das excursões a realizar em Portugal - IX Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Mus. e Lab. Min. e Geol., Porto, polic.

BOURCART, J.
(1936) -
Résultats d'ensemble d'une étude du Quaternaire et du Pliocène marin du littoral atlantique du Maroc et du Portugal
"Comptes rendus" do IV congresso dos Geógrafos e Etnógrafos eslavos, Sófia, p. 57-69

BRAGA, M. A. C. SEQUEIRA
(1988) -

Arenas e depósitos associados da bacia de drenagem do rio Cávado (Portugal). Contribuição para o estudo da arenização
Tese de doutoramento, policopiado, Universidade do Minho, Braga, 325 p.

CABRAL, J.
(1986-a) -
A neotectónica de Portugal continental - estado actual dos conhecimentos
"Maleo" Vol. 2, nº 14, p. 1-5

CABRAL, J.
(1986-b) -
A depressão tectónica da Vilariça e a movimentação da falha Manteigas-Bragança no Cenozóico
"Maleo", Vol. 2, nº 13, Soc. Geol. Portugal, Lisboa, p. 13

CABRAL, J.& RIBEIRO, A.
(1986-c) -
Evidências de actividade neotectónica na falha de Ferrel (Peniche)
"Maleo", Vol. 2, nº 13, Soc. Geol. Portugal, Lisboa, p. 14

CABRAL, J.
(1988) -
Introdução à Neotectónica
"Geonovas", Vol. 10, Lisboa, p. 55-65

CABRAL, J & RIBEIRO, A.
(1989) -
Carta neotectónica de Portugal de escala 1: 1.000.000. Nota explicativa
Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 10 p.

CABRAL, V. P.
(1881) -
Estudo de depósitos superficiaes da bacia do Douro
Lisboa, Secção dos Trabalhos Geológicos de Portugal, 87 p.

CARVALHO, A. M. G. & RIBEIRO, A.
(1962) -
Geologia dos depósitos post-würmianos da foz do Leça
"Bol. Mus. e Lab. Min. e Geol. da Fac. Ciências", Lisboa, Vol. 9, Fasc. 1, p. 53-74

CARVALHO, G. S.
(1951) -
Os depósitos detríticos e a morfologia da região de Aveiro
"Mem. e Not.", nº 31, Coimbra, Museu e Lab. Mineral. e Geol. da Univ., p. 5-46

CARVALHO, G. S.
(1953) -
Les époques d'éolisation du Pleistocène dans la Bordure Occidentale Méso-cenozoïque du Portugal

"Revista da Faculdade de Ciências da Universidade de Coimbra", Vol. XXII, p. 5-10

CARVALHO, G. S.
(1954) -
Nouvelles observations sur la sedimentologie des dépôts plio-quaternaires de l'embouchure du Mondego (Portugal)
"Rev. Fac. Ciências", Coimbra, nº 23, p. 72-84

CARVALHO, G. S.
(1955) -
Nouvelles observations sur la sédimentologie des dépots plio-quaternaires de l'embouchure du Mondego (Portugal)
"Rev. Fac. Ciencias", Coimbra, nº 23, p. 72-84

CARVALHO, G. S.
(1964) -
Areias da Gândara (Portugal) - uma formação eólica quaternária
"Pub. Mus. e Lab. Min. e Geol. Fac. Ciências Univ. Porto", nº LXXXI, 4ª série, p. 7-32

CARVALHO, G. S.
(1981) -
Uma metodologia para o estudo dos depósitos do Quaternário
"Arqueologia", nº 4, Grupo de Estudos Arqueológicos do Porto (GEAP), Porto, p. 50-63

CARVALHO, G. S.
(1982) -
Notícia sobre eolização durante o Quaternário no litoral minhoto (Portugal)
"Cadernos de Arqueologia", nº 2: Estudos do Quaternário do litoral minhoto, Braga, p. 5-20.

CARVALHO, G. S.
(1983) -
Consequências do frio durante o quaternário na faixa litoral do Minho (Portugal)
Cuadernos do Laboratório Xeolóxico de Laxe, nº 5, VI Reunion do Grupo Español de Traballo de Quaternário, A Coruña, p. 365-379

CARVALHO, G. S.
(1985-a) -
Novos índices de ambiente periglaciar no litoral do Minho (Portugal)
Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico, Vol. I, Lisboa, Grupo de Trabalho Português para o Estudo do Quaternário, p. 27-36

CARVALHO, G. S.
(1985-b) -
A evolução do litoral (conceito e aplicações)
"Geonovas", 8/9, Lisboa, p. 3-15

CARVALHO, G. S.
(1988) -

Problemas das formações quaternárias do Minho (Portugal)
"Geonovas", Vol. 10, Lisboa, p. 107-112

CARVALHO, G. S., ALVES, A. C., GRANJA, H.
(1986) -
A evolução e ordenamento do litoral do Minho
Secretaria de Estado do Ambiente e recursos naturais, Serviço Nacional de Parques, reservas e conservação da Natureza, Braga, 33p.

CARVALHO, G. S., LEMOS, F. S. & MEIRELES, J.
(1982) -
Estratigrafia do Quaternário e o Paleolítico do litoral minhoto (Portugal)
"Cadernos de Arqueologia", nº 2: Estudos do Quaternário do litoral minhoto, Braga, p. 75-91

CASTANHO, J. P. *et al.*
(1974) -
Means of controlling littoral drift to protect beaches, dunes, estuaries and harbour entrances. Establishment of artificial beaches
Memória 448, Lisboa, Lab. Nac. Eng. Civil, 26 p.

CASTELO-BRANCO, F.,
(1979) -
Litoral português, in "Dicionário de História de Portugal", Vol. IV, direcção de J. Serrão, Iniciativas Editoriais, Lisboa, p. 39-43

CHOFFAT, P.
(1904 - 1907) -
Preuves du déplacement de la ligne de rivage de l'océan
"Com. Comissão Serv. Geol. de Portugal", T. 6, Lisboa p. 174-177

CHOFFAT, P. & DOLLFUS, G. F.
(1904 - 1907) -
Quelques cordons littoraux marins du Pléistocène du Portugal
"Com. Comissão Serv. Geol. de Portugal, T. 6, Lisboa, p. 158-173

CORDEIRO, A. M. R
(1985) -
Formas e formações crio-nivais na Serra da Freita
Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico, Vol. I, Lisboa, Grupo de Trabalho Português para o Estudo do Quaternário, p. 61-74

COSTA, J. C. & TEIXEIRA, C.
(1957) -
Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50000, notícia explicativa da folha 9-C (PORTO)
Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 38 p.

COUDÉ, A., COUDÉ-GAUSSEN, G. & DAVEAU, S.

(1983) -
Nouvelles observations sur la glaciation des montagnes du Nord-ouest du Portugal
Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, nº 5, VI Reunion do
Grupo Español de Traballo de Quaternário, A Coruña, p. 381-393

COUDÉ-GAUSSEN, G.
(1981) -
Les serras da Peneda et do Gerês
"Mem. C. E. G.", nº 5, Lisboa, 254 p., 42 fotog.

DAVEAU, S.
(1969-a) -
Structure et relief de la Serra da Estrela (primeira parte)
"Finisterra", Vol. IV, nº 7, C. E. G., Lisboa, p. 31-63

DAVEAU, S.
(1969-b) -
Structure et relief de la Serra da Estrela (segunda parte)
"Finisterra", Vol. IV, nº 8, C. E. G., Lisboa, p. 159-197

DAVEAU, S.
(1973) -
Quelques exemples d'évolution quaternaire des versants au Portugal
"Finisterra", Vol. VIII, nº 15, C. E. G., Lisboa, p. 5-47

DAVEAU, S.
(1976) -
Le bassin de Lousã - évolution sédimentologique, tectonique et morphologique
"Memorias e Notícias", Coimbra, Pub. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ., nº 82, p. 95-115

DAVEAU, S.
(1977) -
L'évolution géomorphologique quaternaire au Portugal
Supl. Bol. AFEQ, nº 50, INQUA

DAVEAU, S.
(1980) -
Espaço e tempo - evolução do ambiente geográfico de Portugal ao longo dos tempos pré-históricos
"Clio", Vol. 2, Lisboa, Centro de História da Universidade
de Lisboa, p. 13-37

DAVEAU, S.
(1984) -
L'époque glaciaire au Portugal - problemes méthodologiques
Actas das Primeiras Jornadas de Estudo Norte de Portugal -Aquitânia, CENPA,
Universidade do Porto, p. 183-191

DAVEAU, S.
(1985) -
Glaciação da Serra da Estrela. Aspectos do Quaternário da orla atlântica
I Reunião do Quaternário Ibérico, Livro guia da pré-reunião, Lisboa, Grupo de Trabalho Português para o Estudo do Quaternário, polic. 102 p.

DAVEAU, S.
(1985) -
Les bassins de Lousã et d'Arganil
Memórias do C. E. G., nº 8, 2 Vols., Lisboa, 450 p.

DAVEAU, S. *et al.*
(1977) -
Répartition et rytme des précipitations au Portugal
Memórias do C. E. G., nº 3, Lisboa, 189 p.

DIAS, J. M. ALVEIRINHO
(1985) -
Registos da migração da linha de costa nos últimos 18.000 anos na plataforma continental portuguesa setentrional
Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico, Vol. I, Lisboa, Grupo de Trabalho Português para o Estudo do Quaternário, p. 281-295

DIAS, J. M. ALVEIRINHO *et al.*.
(1986) -
Distribuição dos sedimentos das plataformas galega e minhota
"Maleo", Vol. 2, nº 13, Soc. Geol. Portugal, Lisboa, p. 18

DIAS, J. M. ALVEIRINHO
(1987) -
Dinâmica sedimentar e evolução recente da plataforma continental portuguesa setentrional
Lisboa, tese policop., 384 p.

DIAS, J. M. ALVEIRINHO
(1988) -
Aspectos geológicos do litoral Algarvio
"Geonovas", Vol. 10, Lisboa, p. 113-128

DIAS, M. H.
(1980) -
A plataforma litoral a Norte de Sintra: estudo dos depósitos de cobertura
Linha de Acção de Geografia Física, relatório nº 11, C. E. G., Lisboa, polic., 59 p.

DINIZ, F.
(1986-a) -
O Pliocénico da orla ocidental a norte do Tejo - palinologia e estratigrafia
"Maleo", Vol. 2, nº 13, Soc. Geol. Portugal, Lisboa, p. 19

DINIZ, F.
(1986-b) -
Paleoambiente vegetal do depósito de S. Torpes
"Maleo", Vol. 2, nº 13, Soc. Geol. Portugal, Lisboa, p. 19

ELHAI, H.
(1964) -
Analyse pollinique de sédiments Post-Glaciaires de l'embouchure du Leça près de Porto
"Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências", 10-1, Porto, p. 45-50

FEIO, M.
(1951) -
Notas geomorfológicas
Vol. I, Lisboa, Inst. Alta Cultura, C. E. G., 46 p.

FEIO, M.
(1983) -
Le bas Alentejo et l'Algarve
Reedição do livro guia do Congresso de Geografia de Lisboa, Inst. Nac. de Invest. Científica, C. Ecologia Aplicada, Univ. Évora, 207 p.

FEIO, M. & BRITO, R. S.
(1950) -
Les vallées de fracture dans le modelé granitique portugais
Comptes Rendus du Congrès International de Géographie, T. II, Lisboa, U. G. I., P. 254-262

FERREIRA, A. B.
(1978) -
Erosão diferencial e modelado das regiões graníticas do Norte de Portugal
Linha de Acção de Geografia Física, Relat. nº 7, C. E. G., Lisboa, polic. 88 p.

FERREIRA, A. B.
(1978) -
Planaltos e montanhas do norte da Beira
"Mem. C. E. G.", nº 4, Lisboa, 374 p.

FERREIRA, A. B.
(1983) -
Problemas de evolução geomorfológica quaternária do noroeste de Portugal
Cuadernos do Laboratório Xeolóxico de Laxe, nº 5, VI Reunion do Grupo Español de Traballo de Quaternário, A Coruña, p. 311-3

FERREIRA, A. B.
(1985) -
Influência de climas frios na morfogénese quaternária da região a norte de Lisboa
Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico, Vol. I, Lisboa, Grupo de Trabalho Português para o Estudo do Quaternário, p. 85-103

FERREIRA, A. B. *et al.*
(1983) -
Ambiência atmosférica e recreio ao ar livre: duas tentativas de classificação e sua aplicação a estações litorais portuguesas
Linha de Acção de Geografia Física, Relat. nº 17, C. E. G., Lisboa, polic. 68 p.

FERREIRA, D. B.
(1981) -
Notice de la carte géomorphologique du Portugal
Memórias do C. E. G., nº 6, Univ. Lisboa., 53 p.

FERREIRA, D. B.
(1984) -
Le Système climatique de l'upwelling Ouest Ibérique
Linha de Acção de Geografia Física, Relat. nº 19, C. E. G. Lisboa, 91p.

FIRTION, F. & CARVALHO, G. S.
(1952) -
Les formations détritiques quaternaires de S. Pedro de Moel - Leiria (Portugal)
"Memórias e notícias" nº32, Coimbra, p. 1-14

FLOOR, G.
(1985) -
El perfil costero del NO de la Peninsula Ibérica
Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico, Vol. I, Lisboa, Grupo de Trabalho Português para o Estudo do Quaternário, p. 205-217

HERNANDEZ-PACHECO, F.
(1950) -
Las rasas litorales de la costa cantábrica en su segmento asturiano
Comptes Rendus du Congrès International de Géographie, T. II, U. G. I., Lisboa, p. 29-83

LAPA, A. J. R.
(1969) -
O caulino de Telheira (Vila Nova de Gaia)
"Estudos, Notas e Trabalhos do Serv. de Fomento Min.", Vol XIX, Fasc. 1-2, Porto, p. 171-197

MACEDO, A. R.
(1972) -
Posição estratigráfica dos granitos portugueses
Coimbra, Museu e Lab. Min. e Geol., policop., 18 p.

MACHADO, F. F.
(1934) -
As fossas da plataforma continental portuguesa
"A Terra", Fasc. 13, 6 p.

MACHADO, F. F.
(1935) -
O teclado minhoto
"Alto Minho", nº 1, 6 p.

MARTINS, A. F.
(1947) -
A configuração do litoral Português no último quartel do século XIV; apostila a um mapa
"Biblos", Coimbra, Vol. XXII, p. 1-35

MARTINS, A. F
(1949) -
Le Centre littoral et le massif calcaire d'Estremadura
Livro guia da excursão "B" do Congresso Internacional de Geografia de Lisboa, U. G. I., 109 p.

MARY, G.
(1979) -
Evolution de la bordure cotière asturienne (Espagne) du Neogène à l'actuel
Tese Dout. Estado, Univ. Caën, 288 p., 99 fig., 42 fotog.

MARY, G.
(1985) -
Les éboulis périglaciaires le long du littoral asturien et galicien
Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico, Vol. I, Lisboa, Grupo de Trabalho Português para o Estudo do Quaternário, p. 119-126

MARY, G.
(1985) -
Niveaux marins du littoral asturien et galicien entre San Vicente de la Barquera et Foz
Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico, Vol. I, Lisboa, Grupo de Trabalho Português para o Estudo do Quaternário, p. 219-228

MATEUS, J. E.
(1985) -
The coastal lagoon region near Carvalhal during the Holocene: some geomorphological aspects derived from a paleoecological study at Lagoa Travessa
Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico, Vol. II, Lisboa, Grupo de Trabalho Português para o Estudo do Quaternário, p. 237-249

MEDEIROS, A. C.
(1946) -
Alguns depósitos modernos dos arredores do Porto
"Estudos, Notas e Trabalhos do Serv. Fomento Mineiro", Vol. II, Fasc. I, Porto, p. 22-29

MEDEIROS, A. C., PEREIRA, E., & MOREIRA, A.
(1980) -

Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50000: notícia explicativa da folha 9-D (PENAFIEL)
Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 46 p.

MEDEIROS, A. C., PILAR, L. & FERNANDES, A. P.
(1964) -
Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000: notícia explicativa da folha 13-B (CASTELO DE PAIVA)
Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 61 p.

MENDES, A. S.
(1969) -
Notícia àcerca do sismo de 28 de Fevereiro de 1969 em Portugal Continental
"Finisterra", Vol. IV, nº 8, C. E. G., Lisboa, p. 273-277

MENDES, J. C. & BETTENCOURT, M. L.
(1980) -
O clima de Portugal: contribuição para o estudo do balanço climatológico de água no solo e da classificação climática de Portugal continental
O clima de Portugal, Fasc. XXIV, Lisboa, Inst. Nac. Met. e Geofísica

MENEZES SEQUEIRA, E; VIEIRA E SILVA, J. M.
(1988) -
O material originário. Sua importância nas propriedades dos solos do Noroeste de Portugal
"Geonovas", Vol. 10, Lisboa, p. 73-78

MORAIS, C. C. & ABECASIS, F.
(1978) -
Storm surge effects at Leixões
Mem. nº 503, L. N. E. C., Lisboa, 22 p.

MOREIRA, M. E. S. A.
(1985) -
A evolução do litoral a partir da análise da rede hidrográfica. O exemplo da ribeira da Comporta
Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico, Vol. I, Lisboa, Grupo de Trabalho Português para o Estudo do Quaternário, p. 297-309

NONN, H.
(1966) -
Les régions cotières de Galice (Espagne) - Etude géomorphologique
Pub. Fac. Letras Univ. Estrasburgo, 584 p.

NONN, H.
(1967) -
Les terrasses du rio Miño inférieur. Localisation et étude sédimentologique
"Rev. Géom. Dyn.", XVII, Paris, p. 97-108

NONN, H.
(1971) -
Sur le problème de l'érosion différentielle en terrain granitique. Présentation de deux cas Galiciens
"Finisterra", Vol. VI, nº 12, C. E. G., Lisboa, p. 247-255

OLIVEIRA, J. M. S. & PEREIRA, E.
(1980) -
Geoquímica dos granitoídes da região de Penafiel-Oliveira de Azeméis. I- Elementos alcalinos e alcalino-terrosos
"Com. Serv. Geol. de Portugal", T. 66, Lisboa, p. 11-31

PERDIGÃO, F.
(1931) -
Defesa da costa marítima de Espinho
I Congresso Nacional de Engenharia, Lisboa, p. 3-31

PEREIRA, A. R.
(1982) -
A depressão da Granja do Marquês: problemas geomorfológicos
Linha de acção de Geografia Física, Relat. nº 15, C. E. G., Lisboa, polic., 73 p.

PEREIRA, A. R.
(1983) -
Enquadramento geomorfológico do sítio datado por C14 na praia de Magoito (Concelho de Sintra, Portugal)
Cuadernos do Laboratório Xeolóxico de Laxe, nº 5, VI Reunion do Grupo Español de Traballo de Quaternário, A Coruña, p. 551-563

PEREIRA, A. R. & CORREIA, E. B.
(1985-a) -
Duas gerações de dunas consolidadas em S. Julião, Ericeira (Portugal)
Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico, Vol. I, Lisboa, Grupo de Trabalho Português para o Estudo do Quaternário, p. 323-337

PEREIRA, A. R. & CORREIA, E. B.
(1985-b) -
Dunas consolidadas em Portugal
L. accão G. Física, rel. nº 22, C. E. G., Lisboa, 67 p., 3 fig., 13 quadros

PEREIRA, A. R.
(1987)
Acumulações eólicas consolidadas do litoral do Alentejo e Algarve Ocidental
Linha de acção de Geografia Física, relat. nº27 C. E. G., Lisboa, 113 p.

PEREIRA, E.
(1985) -
Ciclo Hercínico e o sector entre Douro e Minho (deduções baseadas na paleogeografia da Península Ibérica)

Prova complementar para doutoramento apresentada à Faculdade de Ciências de Lisboa, polic., 128 p.

PEREIRA, E.
(1988) -
Soco hercínico da zona Centro-Ibérica - evolução geodinâmica
"Geonovas", Vol. 10, Lisboa, p. 13-35

PEREIRA, E., GONÇALVES, L. S. M., MOREIRA, A.
(1980) -
Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000: notícia explicativa da folha 13-D (OLIVEIRA DE AZEMÉIS)
Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 68 p.

PEREIRA, V. & SERRANO, L.
(1986) -
Alguns dados sobre a natureza dos podzóis da região de Mira
"Maleo", Vol. 2, nº 13, Soc. Geol. Portugal, Lisboa, p. 34

PROENÇA, R. *ET. AL.*
(1985) -
Guia de Portugal - entre Douro e Minho: Douro litoral
2ª ed., Fundação Calouste Gulbenkian, Vol. IV, T. 1, 703 p.

PUREZA, F. G. & ARAÚJO, A. M.
(1956) -
Contribution á l'étude des sables des plages du Nord du Portugal
"Rev. Fac. Ciências Univ., Vol. XXV, Coimbra, p. 5-27

QUEIROZ, P. F.
(1985) -
Dados para a história da vegetação holocénica da região da lagoa de Albufeira - Sumário das conclusões do estudo paleoecológico da Estacada
Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico, Vol. II, Lisboa, Grupo de Trabalho Português para o Estudo do Quaternário, p. 251-259

REBELO, F.
(1975) -
Serras de Valongo - estudo de Geomorfologia
Suplementos de "Biblos", nº 9, Univ. Coimbra, 194 p.

REBELO, F.
(1985) -
Contribuição para o conhecimento do modelado periglaciar de baixa altitude em Portugal
Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico, Vol. I, Lisboa, Grupo de Trabalho Português para o Estudo do Quaternário, p. 141-151

REBELO, F., ANDRÉ, J. N.
(1986) -

Sobre a evolução actual das dunas da área de S. Pedro de Moel (distrito de Leiria)
Actas do IV Colóquio Ibérico de Geografia, Coimbra, p. 883-893

REIS, R. P
(1983) -
A sedimentologia de depósitos continentais. Dois exemplos do Cretácico Superior-Miocénico de Portugal
Museu e Lab, Min. e Geol, Univ. Coimbra, 403 p. + 8 estampas

REIS, R. P.
(1986) -
A organização sedimentológica e litostratigráfica do enchimento detrítico basal da bacia da Lousã (Portugal)
"Maleo", Vol. 2, nº 13, Soc. Geol. Portugal, Lisboa, p. 37

RIBEIRO, A.
(1984) -
Néotectonique du Portugal
Livro de homenagem a O. Ribeiro, Lisboa, C. E. G.,
p. 173-182

RIBEIRO, A.
(1988) -
A tectónica alpina em Portugal
"Geonovas", Vol. 10, Lisboa, p. 9-11

RIBEIRO, A. *et al.*
(1979) -
Introduction à la Géologie générale du Portugal
Serviços Geol. Portugal, Lisboa, 114 p.

RIBEIRO, A. *et al.*
(1980) -
Análise da deformação da zona de cisalhamento Porto-Tomar na transversal de Oliveira de Azeméis
"Com. Serv. Geol. de Portugal", T. 66, Lisboa, p.3-9

RIBEIRO, A. & CABRAL, J.
(1986) -
The neotectonic regime of the West Iberia continental margin: a transition from passive to active?
"Maleo", Vol. 2, nº 13, Soc. Geol. Portugal, Lisboa, p. 38

RIBEIRO, A. & PEREIRA, E.
(1986) -
Flake tectonics in the NW Iberia variscides
"Maleo", Vol. 2, nº 13, Soc. Geol. Portugal, Lisboa, p. 38

RIBEIRO, O.

(1982) -
Le Portugal Central
Livro guia da excursão "C" do Congresso de Geografia de Lisboa, U. G. I., (reimpressão), Lisboa, 180 p.

RIBEIRO, O. & FEIO, M.
(1950) -
Les dépôts de type "raña" au Portugal
"Comptes Rendus du Congrès de Géographie", T. II, Lisboa, U. G. I., p. 152-159

RIBEIRO, O. *et al.*
(1943-a)-
Depósitos e níveis pliocénicos e quaternários dos arredores do Porto
"Bol. Soc. Geol. Port.", Vol. 3, Fasc. 1-2, Porto, p. 95-101

RIBEIRO, O. ET AL.
(1943-b)-
Depósitos detríticos da bacia do Cávado (nota preliminar)
"Bol. Soc. Geol. Port.", Vol. 3, Fasc. 1-2, Porto, p. 87-94

RIBEIRO, O., LAUTENSACH, H., DAVEAU, S.
(1987) -
Geografia de Portugal. I. A posição geográfica e o território
Lisboa, Ed. Sá da Costa, p. 1-334

RIBEIRO, O., LAUTENSACH, H., DAVEAU, S.
(1988) -
Geografia de Portugal. II. O ritmo climático e a paisagem
Lisboa, Ed. Sá da Costa, p. 335-623

ROCHA, R. & SOARES, A. F.
(1981) -
Livro-guia da excursão nº 3 do II encontro Nacional de Geociências
Policopiado, Coimbra, Centro de Geociências, Fac. Ciências, 43 p.

ROMARIZ, C. *et al.*
(1973) -
Dunas consolidadas da região de Sines-Porto Covo
"Finisterra", Vol. VIII, nº 15, C. E. G., Lisboa, p. 109-112

SERVIÇO METEOROLÓGICO NACIONAL
(1970) -
O clima de Portugal (normais climatológicas do continente, Açores e Madeira correspondentes a 1931-1960)
2ª ed., Fasc. XIII, Lisboa, 207 p.

SILVA, F. A. P.
(1984) -
A pré-história na zona urbana do Porto: contribuição para uma analise crítica

"Arqueologia", nº 10, Porto, G. E. A. P., p. 5-11

SOARES, A. F. & REIS, R. P.
(1984) -
Considerações sobre as unidades litostratigráficas post-jurássicas na região do baixo Mondego
Livro de homenagem a O. Ribeiro, Lisboa, C. E. G., p. 183-202

SOARES, A. F. *et al.*
(1986) -
Evolução sedimentológica das plataformas litorais entre o Mondego e o Vouga. A margem direita do baixo Mondego
"Maleo", vol. 2, nº 13, Soc. Geol. Portugal, Lisboa, p. 42

TEIXEIRA, C.
(1943) -
A expansão do Pinus Silvestris L. no sudoeste da Europa e a mudança climática dos fins do Pliocénico
"Anais da Fac. de Ciências do Porto", T. XXIX, Fasc. 1, p. 5-11

TEIXEIRA, C.
(1944-a) -
Tectónica plio-pleistocénica do Noroeste peninsular
"Bol. Soc. Geol. de Portugal", Vol. IV, Fasc. I e II, Porto, p. 1-25

TEIXEIRA, C.
(1944-b) -
Subsídios para a história evolutiva do pinheiro dentro da flora portuguesa
"Bol. Soc. Broteriana", Vol. 19, p. 209-221

TEIXEIRA, C.
(1946) -
Essai sur la paléogéographie du littoral portugais au nord du Vouga
"Petrus Nonius", Vol. 6, Fasc. 3-4, Lisboa, p. 141-164

TEIXEIRA, C.
(1949) -
Plages anciennes et terrasses fluviatiles du littoral du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique
"Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências", Lisboa, 5ª série, nº 17, p. 33-48

TEIXEIRA, C.
(1952-a) -
Significado geológico dos blocos pseudo-erráticos dispersos na orla litoral do centro do país
"Memórias" da Acad. de Ciências de Lisboa, classe de ciências, T. VI, p. 1-20

TEIXEIRA, C.
(1952-b) -
Os terraços da parte portuguesa do rio Minho

"Com. Serv. Geol. de Portugal", Lisboa, T. XXXIII, p. 221-245

TEIXEIRA, C.
(1957) -
A estrutura geológica da serra de Bougado, Santo Tirso
"Com. Serv. Geol. de Portugal", Lisboa, T. XXXVIII, p. 445-458

TEIXEIRA, C.
(1962) -
Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000: notícia explicativa da folha 13-A (ESPINHO)
Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 28 p.

TEIXEIRA, C.
(1966) -
A evolução do território Português no decurso dos tempos geológicos
"Palestra" Rev. Ped. Cult., Vol. 28, Lisboa, p. 111-157

TEIXEIRA, C.
(1968) -
Aspectos geológicos da orla litoral do Porto e de V. N. de Gaia
"Naturalia", Lisboa, p. 13-29

TEIXEIRA, C.
(1979) -
Plio-Plistocénico de Portugal
"Com. Serv. Geol. Portugal", T. 65, Lisboa, p. 35-46

TEIXEIRA, C.
(1981) -
Geologia de Portugal: Vol. I - Precâmbrico, Paleozóico.
Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian, 629 p

TEIXEIRA, C.
(1982) -
Algumas formas de erosão em granitos portugueses
Col. "Natura", Soc. Port. de Ciências Naturais, Lisboa, p.1-62

TEIXEIRA, C.
(1984) -
Étude de la flore fossile d'Obidos. Quelques considérations stratigraphiques et paléogéographiques sur le Pliocène portugais
Livro de homenagem a O. Ribeiro, Lisboa, C. E. G., p. 203-211

TEIXEIRA, C. & ASSUNÇÃO, C. T.
(1963) -
Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000: notícia explicativa da folha 13-C (OVAR)
Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 18 p.

TEIXEIRA, C. & ASSUNÇÃO, C. T.
(1961) -
Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000: notícia explicativa da folha 1-C (CAMINHA)
Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 39 p.

TEIXEIRA, C. & GONCALVES, F.
(1980) -
Introdução à Geologia de Portugal
Lisboa, Inst. Nac. Invest. Científica, 475 p.

TEIXEIRA, C. & ZBYSZEWSKI, G.
(1951) -
Note sur le Pliocène de la région à l'Ouest de Pombal
"Com. Serv. Geol. de Portugal", Lisboa, T. XXXII, p. 5-12

TEIXEIRA, C. & ZBYSZEWSKI, G.
(1954) -
Contribution à l'étude du littoral pliocène au Portugal
Cong. Intern. Géol., Comptes Rendus XIX sessão, Alger, p. 275-284

TEIXEIRA, C. & ZBYSZEWSKI, G.
(1976) -
Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000: notícia explicativa da folha 16-A (AVEIRO)
Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 39 p.

TEIXEIRA, C., MEDEIROS, A. C. & ASSUNÇÃO, C. T.
(1965) -
Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000: notícia explicativa da folha 9-A (POVOA DE VARZIM)
Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 50 p.

TEIXEIRA, C., MEDEIROS, A. C. & COELHO, A. P.
(1972) -
Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000: notícia explicativa da folha 5-A (VIANA DO CASTELO)
Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 43 p.

TRICART, J.
(1960) -
Quelques aspects des phénomènes périglaciaires quaternaires dans la Péninsule Ibérique
"Builetyn Peryglacjalny", nº 15, p. 313-327

VANNEY, J. R. & MOUGENOT, D.
(1981) -
La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes
"Mem. Serv. Geol. Port.", nº 28, Lisboa, 86 p., 41 fig.

ZAZO, C. *et al.*
(1989) -
Guia da excursão B1 (Litoral Mediterrânico)
2ª Reunion del Quaternario Iberico, AEQUA, Madrid, 99 p.

ZBYSZEWSKI, G.
(1943) -
La classification du Paléolithique ancien et la chronologie du Quaternaire du Portugal en 1942
"Bol. Soc. Geol. Port.", Vol. 2, Fasc. 2/3, Porto, p. 3-111

ZBYSZEWSKI, G.
(1945) -
La notion classique de "flexure" et celle des deformations marginales
"Bol. Soc. Geol. de Portugal", Vol. IV, Fasc. 3, Porto, p. 175-188

ZBYSZEWSKI, G.
(1958) -
Le Quaternaire au Portugal
"Bol. Soc. Geol. Port.", Vol. 13, Fasc. 1-2, Porto, p. 3-227

ZBYSZEWSKI, G.
(1970) -
Apresentação da carta geológica do Quaternário de Portugal
Com. apresentada na secção de Pré-história da Assoc. dos Arqueólogos portugueses, Lisboa, p. 99-116

ZBYSZEWSKI, G.
(1971) -
Carta geológica do Quaternário de Portugal na escala 1/1 000 000: notícia explicativa
Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 39 p.

ZBYSZEWSKI, G. & TEIXEIRA, C.
(1949) -
Le niveau quaternaire marin de 5-8 mètres au Portugal
"Bol. Soc. Geol. Port.", Vol. VIII, Fasc. 1-2, Porto, p. 1-6

ZBYSZEWSKI, G.
(1985) -
Terraços quaternários da bacia inferior do Tejo
Livro Guia da Excursão da I Reunião do Quaternário Ibérico, Grupo de Trabalho Português para o estudo do Quaternário, polic., 19 p.

Cartografia utilizada

Cartas topográficas

Carta Militar de Portugal de escala 1:250.000, Lisboa, Serviços Cartográficos do Exército:
Folhas 1 e 3

Cartas Oro-Hidrográficas de Portugal, de escala 1:200.000, Lisboa, Centro de Estudos Geográficos:
Folhas 7 e 10

Carta de Portugal, de escala 1:100.000, Lisboa, Instituto Geográfico e Cadastral:
Folhas 9 e 13

Carta Corográfica de Portugal na escala de 1:50.000, Lisboa, Instituto Geográfico e Cadastral:
Folhas 9-A, 9-C, 9-D, 13-A, 13-B, 13-C

Carta Militar de Portugal de escala 1:25.000, Lisboa, Serviços Cartográficos do Exército:
Folhas 96, 97, 109, 110, 122, 133, 143, 153

Planta topográfica de escala 1:10.000, Direcção Geral do Planeamento Urbanístico:
Concelhos de Vila do Conde e Ovar

Planta topográfica de escala 1:5.000, Direcção Geral do Planeamento Urbanístico:
Concelhos de Matosinhos, Porto, V. N. Gaia e Espinho

Fotografias aéreas

Fotografia aéra de escala 1:26.000, Lisboa, Serviços Cartográficos do Exército, Junho de 1958

Fotografia aéra de escala 1:15.000, Lisboa, Direcção Geral dos Serviços Florestais e Aquícolas, Agosto de 1965

Cartas Geológicas e Geomorfológicas

Carta Geológica de Portugal de escala 1:1.000.000, Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal, 1968

Carta Geológica da Plataforma Continental Portuguesa, de escala 1:1.000.000, Lisboa, Instituto Hidrográfico, Serviço de Fomento Mineiro e Serviços Geológicos de Portugal, 1978

Carta Neotectónica de Portugal Continental, de escala 1:1.000.000, Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal, Faculdade de Ciências e Gabinete de Protecção e Segurança Nuclear, 1988

Carta Geológica de Portugal de escala 1:200.000, folha 1, Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal, 1989

Carta Geológica de Portugal de escala 1:500.000, Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal, 1972

Carte Géomorphologique du Portugal, Lisboa, Centro de Estudos Geográficos, 1981

Carta Geológica de Portugal de escala 1:50.000, Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal:
Folhas 9-A, 9-C, 13-A, 13-B, 13-C

Índice das figuras

Fig.		Pág.
	C a p í t u l o 1	
1.1	Desenvolvimento geral do "relevo marginal" na área estudada	10
	C a p í t u l o 2	
2.1	Localização da área estudada	17
	C a p í t u l o 3	
3.0	Localização dos perfis topográficos	22
3.1	Perfil topográfico à latitude do Mindelo (elaborado a partir da folha 9-A, escala 1:50.000)	22.A
3.2	Perfil topográfico à latitude da cidade do Porto (elaborado a partir da folha 9-C, escala 1:50.000)	22.A
3.3	Perfil topográfico à latitude da praia de Miramar (elaborado a partir da folha 13-A, escala 1:50.000)	22.A
3.4	Perfil topográfico à latitude de Grijó (elaborado a partir da folha 13-A, escala 1:50.000)	22.A
3.5	Perfil topográfico da área a oriente do relevo marginal (elaborado a partir da folha 13-B, escala 1:50.000)	22.A
3.6	Perfil topográfico partindo da praia da Árvore para a região de Crasto e Vairão (elaborado a partir das folhas 96 e 97 da carta 1.25.000)	22.A
3.7	Perfil topográfico na área de S. Paio-Modivas até ao vértice de Marão (elaborado a partir das folhas 109 e 97 da carta 1.25.000)	23.A
3.8	Perfil topográfico entre a Foz e as Antas (na área da cidade do Porto) e a Gandra (Gondomar). Elaborado a partir da folha 122 da carta 1:25.000	23.A
3.9	Perfil topográfico entre Lavadores e Stº Ovídio (V. N. Gaia); elaborado a partir da folha 122 da carta 1:25.000	23.A
3.10	Perfil topográfico entre a praia de Francelos e a região de Canelas; elaborado a partir da folha 133 da carta 1:25.000	23.A
3.11	Definição das classes de declive existentes na plataforma litoral e no "relevo marginal"	27
3.12	Distribuição dos declives na área estudada	29

3.13 Perfil longitudinal ao longo do Relevo Marginal, a partir do vértice de Facho (S. Mamede do Coronado), até à área de V. N. Gaia 30.A
3.14 Perfil longitudinal ao longo do Relevo Marginal, desde a área da cidade do Porto até Souto Redondo (S. João de Ver) 30.A
3.15 Relação entre o topo da plataforma litoral e o patamar mais alto e mais baixo do "relevo marginal" 32
3.16 Relações altimétricas entre a plataforma litoral e o "relevo marginal" 35

C a p í t u l o 4
4.1 Diagrama termo-pluviométrico da estação de Stº Tirso 39
4.2 Diagrama termo-pluviométrico da estação de S. Gens 39
4.3 Diagrama termo-pluviométrico da estação da S. Pilar 40
4.4 Temperaturas médias mensais nas três estações estudadas 41
4.5 Variação das médias das temperaturas máximas e mínimas nas três estações estudadas 42
4.6 Diferença entre a média mensal das máximas e das mínimas nas três estações estudadas 43
4.7 Frequência das calmas e dos diferentes rumos de ventos nas três estações estudadas 44
4.8 Relação entre a frequência dos ventos de sul e de norte e a variação mensal da precipitação na estação de Stº Tirso 45
4.9 Frequência dos ventos de norte e noroeste, ao longo do ano, na estação de S. Gens 46
4.10 Frequência de alguns dos rumos de ventos na estação da S. do Pilar 46
4.11 Variação da velocidade média dos diferentes rumos de ventos para as três estações estudadas 47
4.12 Frequência relativa dos diferentes rumos de ventos na estação de Stº Tirso 48
4.13 Frequência relativa dos diferentes rumos de ventos na estação de S. Gens 49
4.14 Frequência relativa dos diferentes rumos de ventos na estação da S. Pilar 49
4.15 Variação da precipitação média mensal nas três estações estudadas 50
4.16 Relação entre a precipitação e a evapotranspiração potencial em Esposende 51
4.17 Relação entre a precipitação e a evapotranspiração potencial em Leça da Palmeira 51
4.18 Relação entre a precipitação e a evapotranspiração potencial em Aveiro 52
4.19 Variação da precipitação e a evapotranspiração potencial em vários postos do litoral 53
4.20 Variação da precipitação média anual e da evapotranspiração potencial com a latitude 53
4.21 Distribuição da precipitação média anual na fachada ocidental do norte e centro de Portugal (segundo S. Daveau *et al.*, 1988, adaptado) 54.A
4.22 Relação entre a intensidade diária da precipitação e a precipitação média anual nas três estações estudadas 56
4.23 Direcção de rectificação da linha de costa correspondente aos ventos da estação de S. Gens 58
4.24 Direcção de rectificação da linha de costa correspondente aos ventos da estação da S. Pilar 59
4.25 A importância do controle estrutural na orientação da linha de costa 60

C a p í t u l o 5
5.1 A compartimentação do relevo no noroeste da Península Ibérica (segundo C. Teixeira, 1944) 69

C a p í t u l o 6
6.1 Zonas paleogeográficas e tectónicas do Maciço Hespérico 84
6.2 Mapa geológico do Noroeste de Portugal 85
6.3 Mapa geológico da área estudada 86.A

C a p í t u l o 8
8.1 A margem atlântica da Península Ibérica (segundo S.Daveau *et al.*, 1987) 107.A

8.2 Trajectória das tensões no Miocénico superior e no Quaternário (segundo A. Ribeiro, 1984) 114

C a p í t u l o 9

9.1 Oscilações glacio-eustáticas e da temperatura dos mares tropicais (segundo Fairbridge, 1961) 126
9.2 Curva da variação eustática para o Flandriano (segundo Jelgersma, 1966) 127
9.3 Amplitude dos diversos métodos de datação disponíveis para o Quaternário 131

C a p í t u l o 1 0

10.1 As diversas situações consideradas no esboço geomorfológico 151

C a p í t u l o 1 1

11.1 Localização das amostras 160
11.2 Localização dos diversos tipos de depósitos analisados 161
11.3 Relação entre a Mediana e o Desvio dos Quartis nos depósitos eólicos, marinhos e fluviais actuais 165
11.4 Mediana e Desvio dos Quartis nos depósitos vasosos e na formação de cobertura 166
11.5 Mediana e Desvio dos Quartis no conjunto dos depósitos eólicos e marinhos 167
11.6 Mediana e Desvio dos Quartis no conjunto dos depósitos fluviais e marinhos 167
11.7 Correlação entre a Mediana e Desvio dos Quartis nos diferentes tipos de depósitos estudados 168
11.8 Comparação entre os valores mínimos, médios e máximos do QDØ para os diferentes grupos de depósitos 169
11.9 Comparação entre os valores médios e extremos do DQØ apresentados em A. Cailleux e J. Tricart (1959) e os valores definidos através das análises efectuadas 170
11.10 Arredondamento médio e aspectos de superfície nos depósitos fluviais, marinhos e eólicos actuais 175
11.11 Valores médios e extremos do RM nos depósitos actuais e fósseis 180
11.12 Valores médios e extremos do RM para os diferentes grupos de depósitos considerados 181
11.13 RM e aspecto de superfície nos vários grupos de depósitos considerados (valores médios) 181

C a p í t u l o 1 2

12.1 Mecanismos de evolução dos minerais argilosos na hidrosfera (segundo J, Lucas, 1962) 187
12.2 Comparação entre a frequência da caulinite no material integral e na fracção <2µ 197
12.3 Relação entre a frequência da caulinite e da ilite nas amostras estudadas 198
12.4 Relação entre a percentagem da caulinite e as percentagens de quartzo, feldspato e interestratificados 199
12.5 Relação entre a frequência da gibsite e da goetite e a percentagem da caulinite 200
12.6 Relação entre a frequência da ilite e caulinite nas amostras estudadas 201
12.7 Relação entre a frequência da ilite goetite e gibsite nas amostras estudadas 202
12.8 Relação entre a frequência da ilite e interestratificados nas amostras estudadas 202
12.9 Relação entre as frequência da ilite, quartzo e feldspato 203
12.10 Relação entre a frequência da caulinite e a respectiva cristalinidade 204
12.11 Relação entre a frequência de ilite e a respectiva cristalinidade 204
12.12 Comparação entre os valores da resistência química e mecânica para os diferentes minerais pesados 210
12.13 Comparação entre os valores da resistência química e a frequência dos minerais pesados das areias do rio Douro 214

12.14 Comparação entre os valores da resistência química e a frequência dos minerais pesados das areias da praia de Miramar 214
12.15 Frequência dos diferentes minerais pesados nas areias do rio Douro e na praia de Miramar 215
12.16 Diferença entre a frequência dos minerais pesados nas areias do rio Douro e na praia de Miramar 215
12.17 Variação do conteúdo em minerais pesados nas praias situadas entre o Furadouro e Caxinas (dados de F. G. Pureza e A. M. Araújo, 1956) 218

C a p í t u l o 1 3

13.1 Comparação do QDØ para os depósitos fluviais e marinhos fósseis 224
13.2 Comparação entre o RM dos depósitos fluviais e marinhos fósseis 224
13.3 Comparação entre o QDØ dos depósitos fluviais e marinhos fósseis 225
13.4 Comparação do RM nos depósitos fluviais e marinhos fósseis 226
13.5 Variação do RM nos depósitos fluviais e marinhos fósseis 227
13.6 Aspectos de superfície dos grãos de quartzo dos depósitos fluviais fósseis 228
13.7 Aspectos de superfície dos grãos de quartzo dos depósitos marinhos fósseis 228
13.8 Comparação dos aspectos de superfície dos grãos de quartzo dos depósitos fluviais e marinhos fósseis 229
13.9 Comparação da percentagem da fracção grosseira, arenosa e fina nos depósitos fluviais e marinhos fósseis 230
13.10 Escalonamento altimétrico dos depósitos de que se conhece a composição mineralógica da fracção fina 231
13.11 Variação do conteúdo em materiais finos das amostras de que se conhece a composição mineralógica da fracção fina 232
13.12 Percentagem média da fracção fina nos diferentes sectores definidos segundo critérios altimétricos 232
13.13 Variação da composição mineralógica da fracção fina (valores médios para os diferentes sectores altimétricos considerados) 237
13.14 Relação entre a percentagem de caulinite e a respectiva cristalinidade 237
13.15 Correlação entre a cota e a percentagem de caulinite existente nos depósitos 238
13.16 Correlação entre a cota e a cristalinidade da caulinite (material integral) 238
13.17 Relação entre a cota e a percentagem de gibsite e goetite nas amostras estudadas 239
13.18 Relação entre a cota e a percentagem de interestratificados nas amostras estudadas 239
13.19 Relação entre a cota e a percentagem de quartzo, feldspato e ilite nas amostras estudadas 240
13.20 Composição mineralógica da fracção fina (material integral) 241
13.21 Comparação entre a frequência dos diversos minerais pesados nos depósitos marinhos e fluviais fósseis e actuais 246
13.22 Diferença entre a frequência dos minerais pesados na areia do rio Douro e os valores médios para os depósitos fluviais fósseis 247
13.23 Diferença entre a frequência dos minerais pesados na areia da praia de Miramar e os valores médios para os depósitos marinhos fósseis 247
13.24 Relação entre a cota e o grau de arredondamento dos grãos dos minerais pesados das amostras estudadas 249
13.25 Relação entre a cota dos depósitos e o respectivo conteúdo em granadas 250
13.26 Relação entre a cota dos depósitos e o respectivo conteúdo em zircão 251
13.27 Relação entre a cota dos depósitos e o respectivo conteúdo em andaluzite e quiastolite 252

C a p í t u l o 1 4

14.1 Esboço de localização das principais manchas de depósitos referidas no texto 255
14.2 Variação do RM nos depósitos da região do Carregal 256
14.3 Mineralogia da fracção fina e cristalinidade da caulinite nos depósitos fluviais fósseis 260

14.4 Evolução do "relevo marginal" e depósitos correlativos 266
14.5 Variação do conteúdo em minerais de argila nos diferentes conjuntos de depósitos considerados 275
14.6 RM e aspectos de superfície dos depósitos fluviais fósseis com RM≥0.35 278
14.7 a
14.11 Espectro morfoscópico das amostras nº166, 131, 256, 259 e 34 279-285
14.12 Valor médio do RM dos depósitos das proximidades do vale do Douro 286
14.13 Desenvolvimento e evolução das plataformas marinhas (segundo V. P. Zenkovitch, 1967) 294
14.14 Direcções da rede de fracturação: litoral entre Vila Chã e Lavadores 307
14.15 Distribuição dos pendores das fracturas do litoral entre Vila Chã e Lavadores 308
14.16 Direcção das fracturas observadas nas rochas expostas das praias situadas entre Vila Chã e Lavadores 309
14.17 Importância relativa das orientações estruturais identificadas nas folhas 96, 97, 109, 110, 122, 133 e 143 da carta 1:25.000 309
14.18 Somatório do comprimento das fracturas deduzidas da análise das cartas 1:25.000 (folhas 96, 97, 109, 110, 122, 133 e 143) 310
14.19 RM e aspectos de superfície nas areias dos depósitos marinhos fósseis 313
14.20 a
14.23 Espectro morfoscópico das amostras nº297, 261, 239 e 57 317-319
14.24 Frequência dos elementos grosseiros, areias e finos dos diferentes níveis dos depósitos marinhos fósseis 328
14.25 Caracterização morfoscópica dos depósitos marinhos fósseis 330
14.26 Composição e grau de cristalinidade dos minerais da fracção argilosa dos depósitos marinhos fósseis 331
14.27 Frequência relativa dos minerais pesados nos diferentes níveis de depósitos marinhos fósseis 332
14.28 Variação das cotas-limite dos depósitos marinhos fósseis (nível III) 335
14.29 Variação em latitude da cota média dos três níveis de depósitos marinhos considerados 338
14.30 Evolução do RM nos diferentes grupos de depósitos considerados 340
14.31 Composição mineralógica da fracção fina dos diferentes grupos de depósitos considerados 342

C a p í t u l o 1 5

15.1 Posições da frente polar nas diferentes fases referidas no texto (segundo Ruddiman e McIntyre, 1981) 258
15.2 Frequência dos elementos grosseiros, areias e finos da formação de cobertura (valores médios) 360
15.3 Composição granulométrica dos depósitos de cobertura mais ricos em elementos grosseiros, areias e finos 360
15.4 Variação da frequência da fracção grosseira na formação de cobertura 361
15.5 Variação do conteúdo em areias nas amostras da formação de cobertura 361
15.6 Variação do conteúdo em finos nas amostras da formação de cobertura 362
15.7 Variação do conteúdo em materiais rosseiros, areias e finos nas amostras da formação de cobertura 362
15.8 Variação da composição granulométrica da formação de cobertura entre a base e o topo dos cortes 364
15.9 A composição granulométrica e a classificação das amostras da formação de cobertura 365
15.10 Variação do Desvio dos Quartis nas amostras dsa formação de cobertura 366
15.11 Correlação entre o QDØ e a percentagem correspondente a cada uma das fracções da formação de cobertura 366
15.12 Correlação entre o RM e a frequência das areias da formação de cobertura 367
15.13 a
15.20 Histogramas das amostras nº 17, 18, 85, 243, 272, 237, 260 e 24 369
15.21 Curvas cumulativas para as amostras representadas nas figs 15.13 a 15.20 370
15.22 Variação do RM na formação de cobertura 376

15.23 Valores médios e extremos para o RM dos depósitos de diferentes origens (actuais+fósseis) 376
15.24 Correlação entre o RM e a frequência de grãos picotados e esquirolosos na formação de cobertura 377
15.25 Correlação entre o RM e a frequência de grãos foscos e picotados-brilhantes na formação de cobertura 378
15.26 Variação do RM e dos aspectos de superfície em algumas amostras da formação de cobertura 380
15.27 a 15.32 Espectros morfoscópicos das amostras nº11, 17, 89, 198, 199 e 240 380-384
15.33 Diagrama polínico de Mougas (segundo H. Nonn, 1966) 389
15.34 Espectro morfoscópico da amostra nº221 395
15.35 Relações entre os depósitos marinhos, solifluxivos e eólicos na praia de S. Paio 396
15.36 Espectro morfoscópico da amostra nº248 398
15.37 Espectro morfoscópico da amostra nº250 398
15.38 Curvas cumulativas dos depósitos recolhidos no nº5 da Rua de D. Hugo 400
15.39 Variação da composição granulométrica das amostras recolhidas no nº5 da Rua de D. Hugo 400
15.40 RM e aspecto de superfície das amostras recolhidas no nº5 da Rua de D. Hugo 401
15.41 a 15.45 Espectros morfoscópicos das amostras nº291, 188, 270, 208 e 40 405-409

C a p í t u l o 1 6

16.1 a 16.6 Espectros morfoscópicos das amostras nº52, 105, 43, 96, 47 e 48 420
16.7 a 16.12 Espectros morfoscópicos das amostras nº49, 98, 97, 99, 289 e 50 422
16.13 a 16.18 Espectros morfoscópicos das amostras nº51, 82, 104, 156, 113 100 424
16.19 a 16.21 Espectros morfoscópicos das amostras nº101, 102 e 103 429
16.22 Repartição dos horizontes Bh e Bs numa catena de podzóis hidromórficos (segundo P. Duchaufour, 1968) 431
16.23 Interpretação de base pedológica dos cortes da arriba de Cortegaça 433
16.24 Desenvolvimento sequencial das cristas dunares num sistema de dunas (segundo J. Pethick, 1984) 436
16.25.A Morfologia da área compreendida entre a lagoa de Esmoriz e a praia de Maceda: tentativa de aplicação do esquema proposto por J. Pethick (1984) 439
16.25-B Os diferentes sistemas eólicos na área compreendida entre as praias de Silvalde e do Furadouro 439.A
16.26 Correlação entre a distância à linha de costa e o RM nas dunas actuais e subactuais 442
16.27 Correlação entre o RM e a frequência de grãos foscos nos diversos grupos de depósitos eólicos estudados 444
16.28 Caracterização dos diferentes grupos de depósitos eólicos relativamente ao RM e frequência de grãos foscos 448
16.29 Diferentes hipóteses para a interpretação dos depósitos fini-plistocénicos ou holocénicos emergindo das areias da praia actual na região de Esmoriz e Cortegaça 452
16.30 Variações estacionais do perfil de uma praia (segundo R. Paskoff, 1985) 453
16.31 Comparação entre as curvas eustáticas obtidas por diversos autores para o Holocénico (segundo M. T. Morzadec-Kerfourn, 1974) 463
16.32 Variação da percentagem de O18 nas sondagens de Camp Century (segundo Dansgaard, 1969) 464
16.33 Variações eustáticas nos últimos 250 anos (segundo N. A. Mörner, 1973) 465

C a p í t u l o 1 7

17.1 Fragmento da carta neotectónica de Portugal (segundo J. Cabral e A. Ribeiro, 1989) 472
17.2 Cotas dos topos dos afloramentos rochosos das praias entre a foz do rio Ave e Espinho 481
17.3 Variação das cotas do topo e da base da sorraipa para sul de Esmoriz 488



Foto 14.1
Corte da barreira da Rasa (1973):
É bem visível a base, aplanada e completamente caulinizada, onde se dispõem blocos de granito apodrecidos (fase I-A). Sobre eles encontra-se uma camada de fácies bastante fino e de cor cinza esverdeada (fase I-B)

Foto 14.2
Nesta foto mais recente pode ver-se que a camada da fase I-B inclina para este





Foto 14.3
Estratificação entrecruzada na camada superior do depósito da Rasa (fase I-C)



Foto 14.4
Estratificação entrecruzada e ferruginização na barreira do Carregal (fase I-C?)



Foto 14.5
A camada inferior, com aspecto arcósico do depósito de Canelas (I-B?). Notar o carácter fino, a estratificação em leitos muito finos e o diaclasamento



Foto 14.6
O depósito do campo de futebol de Medas. Aspecto fanglomerático (fase I)



Foto 14.7
O depósito de 118m de Medas. Fase II-B?



Foto 14.8
Carácter fanglomerático da base do depósito de Aldeia Nova (fase I-A?)



Foto 14.9
Depósito do Padrão da Légua. Notar o aspecto pouco rolado dos calhaus e a existência de uma certa ferruginização. Fase I (?)



Foto 14.10
Fácies fino do depósito do campo de futebol de Medas. Fase I-B?



Foto 14.11
Aspecto fanglomerático da base do depósito da Pedrinha. Fase II-A



Foto 14.12
Parte superior do depósito da Pedrinha (II-A?)



Foto 14.13
Base do depósito de Coimbrões. Fase II-A



Foto 14.14
Barreira para a construção de um hipermercado (Euro-marché, V. N. Gaia).
Fase II-B

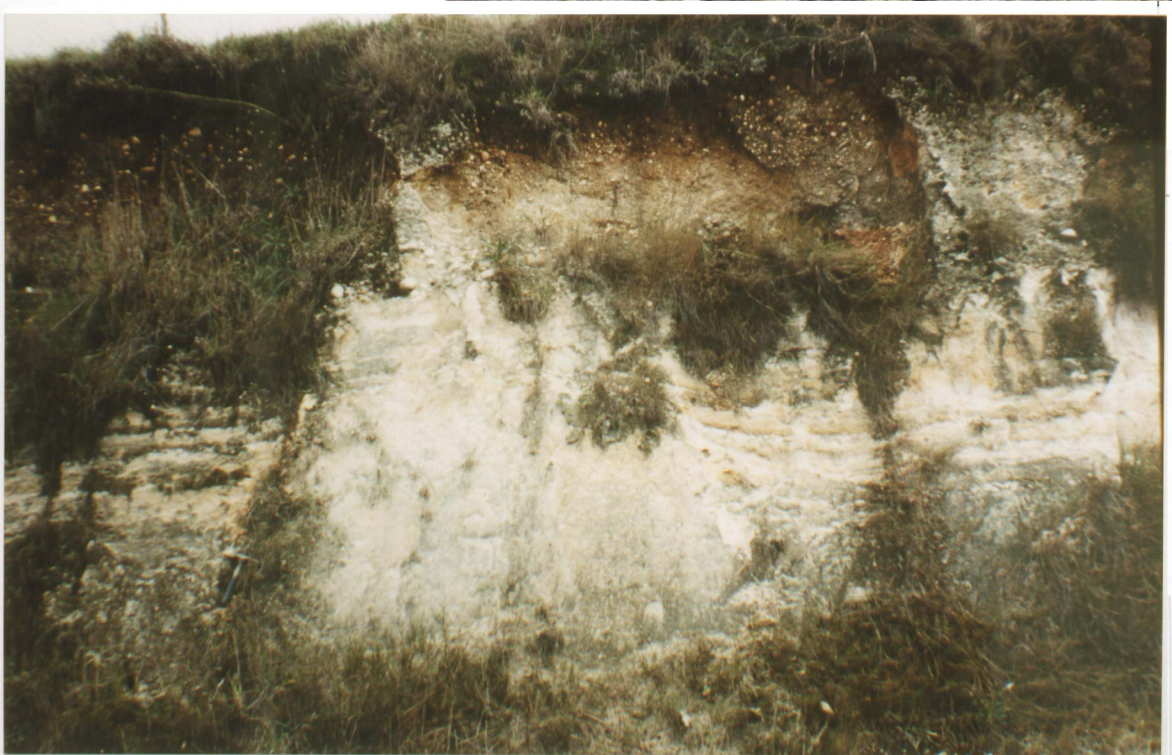


Foto 14.15
Recolha dos STCP de Ramalde:
Pequeno *horst* que afecta o depósito (fase II-B?)



Foto 14.16
Rates:
Couraça ferruginosa, (fase I-C?)



Foto 14.17
Gião:
Cavalgamento do *bed-rock* (à esquerda) sobre um depósito da fase II



Foto 14.18
Foz do Douro:
O aumento de declive das plataformas de erosão marinha quando se caminha para o interior. Notar a variação de cota dos entalhes basais correspondentes



Foto 14.19
Foz do Douro:
Aspecto da plataforma de erosão marinha actual. À esquerda pode ver-se um entalhe basal



Foto 14.20
Foz do Douro:
Entalhe basal muito desenvolvido (ao nível da maré baixa)



Foto 14.21
Praia da Circunvalação:
Plataforma de erosão marinha (as cotas situam-se à volta dos 3m). À esquerda pode ver-se, a cobrir a referida plataforma, um depósito do nível III



Foto 14.22
Praia do Marreco:
A importância da rede de fracturação no desenvolvimento das formas litorais



Foto 14.23
Praia do Marreco:
O local representado na foto anterior corresponde ao extremo ocidental do rochedo situado mais à esquerda. É de notar a existência de várias ilhotas com topos aplanados que se desenvolvem a cotas diversas



Foto 14.24
Praia da Boa Nova:
Notar a coincidência do abrupto (falsa arriba?) com os planos de fracturas subverticais. O rochedo que aparece em primeiro plano culmina a 16m (carta 1:25.000). Imediatamente a leste do vértice geodésico existe uma pequena plataforma a 12m



Foto 14.25
Praia de Lavadores:
Aspecto da plataforma de erosão marinha actual, talhada em granito porfiróide, com disjunção em bolas. Notar as pequenas irregularidades que resultam da exploração da rede de fracturação



Foto 14.26
Praia de Lavadores:
Notar a coincidência do ressalto que separa duas áreas aplanadas com o plano de uma fractura



Foto 14.27
Praia de Lavadores:
O bloco intermédio parece ter abatido, dando a impressão de se tratar de um pequeno *graben*



Foto 14.28
Praia do Cabo do Mundo.
O ressalto visível na figura, além de coincidir com uma fractura de direcção N48°E tem uma orientação oblíqua em relação à linha de costa. Por isso não é provável que corresponda a uma arriba.
A rocha corresponde a um granito muito esmagado, "ante a sin-tectónico relativamente à 1ª fase hercínica" (cf. carta Geológica 1:200.000, folha 1)



Foto 14.29
Praia do Cabo do Mundo:
A plataforma marinha parece estar cindida em duas ao longo dum fractura de direcção N40°W. O sector situado à esquerda da foto parece estar rebaixado em relação ao da direita, que é o que fica do lado do mar



Foto 14.30
Praia do Cabo do Mundo:
As superfícies de erosão marinha, aparentemente deformadas conservam, em certos locais, restos de um depósito marinho (tipo nível III) coberto, por sua vez, pela formação de cobertura



Foto 14.31
Praia da Madalena:
As superfícies estruturais patentes na foto, devido ao seu baixo pendor podem, em alguns casos, ser confundidas com plataformas de erosão marinha



Foto 14.32
Praia de Labruge:
Aspecto do depósito (nível III). A existência de blocos de grandes dimensões no seio do depósito sugere que o sector observado poderia situar-se próximo da arriba, de onde proviriam os blocos em questão. Sobre o depósito marinho observa-se a formação de cobertura



Foto 14.33
Lavadores:
Corte no sentido E-O, em que está patente um depósito marinho do nível II (cota do topo=18m). Notar a forma abrupta como o depósito desaparece e a aparente deformação em anticlinal dos leitos de calhaus junto do extremo ocidental do corte

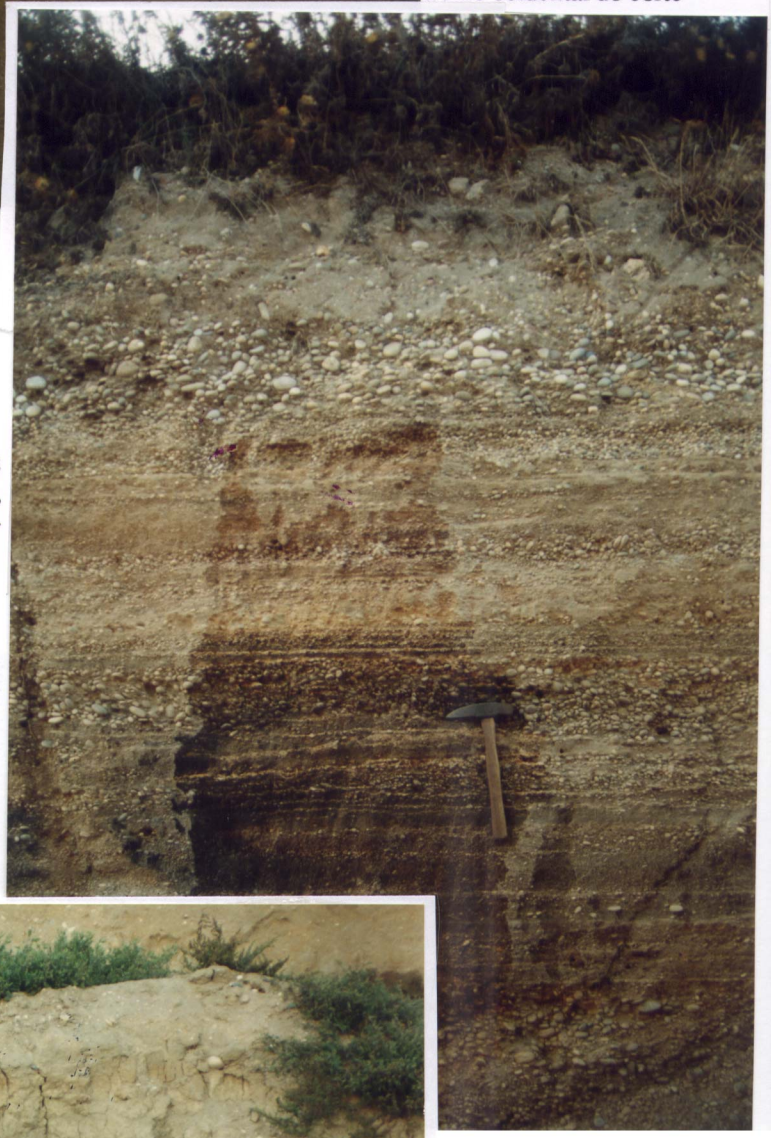


Foto 14.34
Lavadores:
Pormenor do corte da foto anterior. Notar a distribuição dos leitos de calhaus e a ferruginização que se pode observar, sobretudo, nas camadas inferiores. O topo do corte corresponde já à formação de cobertura.



Foto 14.35
Lavadores:
Muito próximo do local das duas fotos anteriores, a uma cota de cerca de 10m, encontrou-se, recentemente, um depósito que poderá corresponder ao nível III, correlativo do aplanamento dos topos dos blocos graníticos que emergem da praia actual (fotos 14.26 e 14.27



Foto 14.36
Praia de S. Paio (Moreiró):
Notar a sensação de um escalonamento de várias plataformas. O vértice geodésico apresenta uma cota de 21m e poderá representar um resto, da superfície de base dos depósitos do nível II. O retalho mais baixo corresponde à superfície desenvolvida na base do entalhe basal da foto 14.37, a uma cota de 8.9m

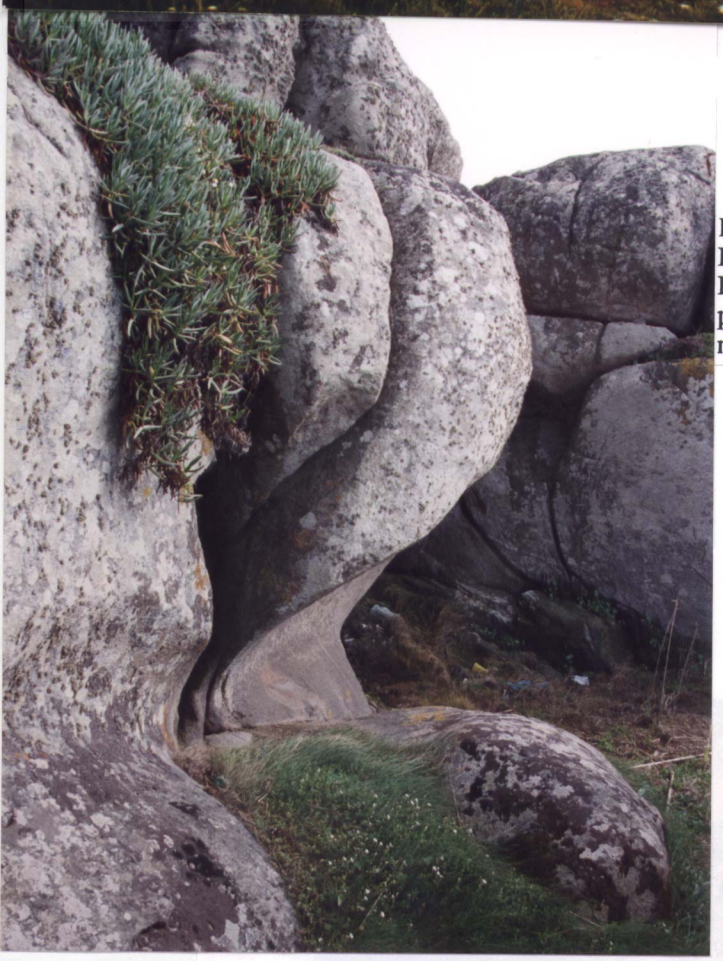


Foto 14.37
Praia de S. Paio:
Entalhe basal fóssil correspondente, aparentemente, ao nível III

Foto 14.38
Praia de S. Paio:
Depósito do nível III situado junto ao entalhe basal da foto 14.37 (amostra 244)





Foto 14.39
Praia de S. Paio:
Sequência de depósitos (marinho, solifluxivo, eólico) encontrada a uma cota de 6.1m. Cf fig. 15.35



Foto 14.40
Praia da Circunvalação:
Aspecto do depósito do nível III (cota=3.4m*). Notar a intensa ferruginização



Foto 14.41
Capela do Senhor da Pedra (Miramar):
A cota de 3.9m parecem existir restos de uma plataforma de erosão marinha



Foto 14.42
Praia da Granja:
Ao nível da maré baixa, entre os rochedos correspondentes a uma plataforma de erosão marinha encontram-se restos de um conglomerado ferruginoso, que corresponde a um depósito do nível III



Foto 14.43
Madalena:
O degrau corresponde a uma escarpa que separa os depósitos fluviais, a cotas compreendidas entre 60-80m, e os depósitos marinhos que se iniciam (foto 14.44) a 37m



Foto 14.44
Madalena:
Aspecto do depósito marinho do nível I que se encontra na superfície aplanada da foto 14.43 (cota=37m)



Foto 14.45
Granja:
Aspecto do depósito do nível I (cota =35m). Notar a rubefacção que atinge o depósito e que se estende, também, ao *bed-rock*.



Foto 15.1
Lavadores:
Corte na formação de cobertura (cota=12m) onde foram recolhidas as amostras nº28, 29 e 30



Foto 15.2
Praia de Labruge:
A formação de cobertura sobrepõe-se a um depósito marinho do nível III (cota=5m). Local onde forma recolhidas as amostras nº240 e 241



Foto 15.3
Junto da praia de Labruge:
Base de um depósito com características hidromórficas, contendo elementos rolados, pertencentes a antigos depósitos marinhos e calhaus eolizados



Foto 15.4
Pedras de Novais (próximo da Boa Nova):
Aspecto da formação de cobertura onde se pode observar o horizonte acastanhado (am. 232) e negro (am. 233)



Foto 15.5
Angeiras:
Aspecto da base da formação de cobertura, onde se podem observar os resultados da fragmentação do granito segundo diáclases paralelas à superfície topográfica



Foto 15.6
Praia de S. Paio:
Os afloramentos graníticos aparecem envolvidos pela formação de cobertura que contém elementos provenientes da desagregação granular da rocha



Foto 15.7
Praia da Madalena:
A formação de cobertura sobrepõe-se a um depósito marinho do nível III



Foto 15.8
Corte semelhante ao da Circunvalação (Foz do Douro):
Aspecto das formações hidromórficas contendo, na base, calhaus provenientes de depósitos marinhos desmantelados



Foto 15.9
Corte da estrada da Circunvalação:
Horizonte escuro da área deprimida do corte (am. 269). Sobre ele assentam areias provavelmente eólicas (am. 270)



Foto 15.10 Madalena:
Corte na duna de direcção N-S que assenta sobre um depósito marinho (nível II) coberto pela formação de cobertura (foto 15.11). A camada acinzentado corresponde ao horizonte B do solo desenvolvido nas areias eólicas (am. 93)



Foto 15.11
Aspecto da formação de cobertura sobreposta a um depósito marinho (cota=17m; nível II) na Madalena. Notar os calhaus levantados na base da formação de cobertura



Foto 15.12
Aspecto de um depósito, aparentemente de origem periglaciar, formado por plaquetas de xisto (junto da estrada 109, Maceda)

Foto 15.13
Estrada 109:
Aspectos de uma formação idêntica à da estrada da Circunvalação. Notar a cor esverdeada e alaranjada. Os calhaus provêm de um depósito fluvial desmantelado (cota=81m, am. 114 e 115)





Foto 15.14
Árvore:
Aspecto da duna situada sobre a formação de cobertura



Foto 16.1
Praia de Cortegaça:
Aspecto do corte da arriba situada a sul do esporão de Cortegaça. Pode observar-se a duna subactual sobrepondo-se a um depósito eólico fóssil. Os blocos visíveis na base da arriba são provenientes do horizonte B do depósito eólico fóssil (=arenito de Cortegaça)



Foto 16.2
Praia de Maceda:
Nas sequências argilo-arenosas subjacentes ao arenito de Cortegaça, a ferruginização acentua os leitos da estratificação entrecruzada



Foto 16.3
Praia de Cortegaça:
Entre o arenito de Cortegaça e o horizonte areno-argiloso a ele subjacente, encontra-se uma crosta ferruginosa bastante resistente que parece resultar da acumulação de ferro no contacto com um horizonte impermeável

Foto 16.4
Praia de Cortegaça:
Podem ver-se os vários horizontes do solo podzólico de Cortegaça, coberto pela duna subactual. Ao horizonte negro superior (A1) segue-se um horizonte lexivizado acinzentado (A2). O horizonte espódico apresenta estratificação entrecruzada. Ainde se pode ver um horizonte areno-argiloso esverdeado que aparece, quase sempre, sob o arenito de Cortegaça

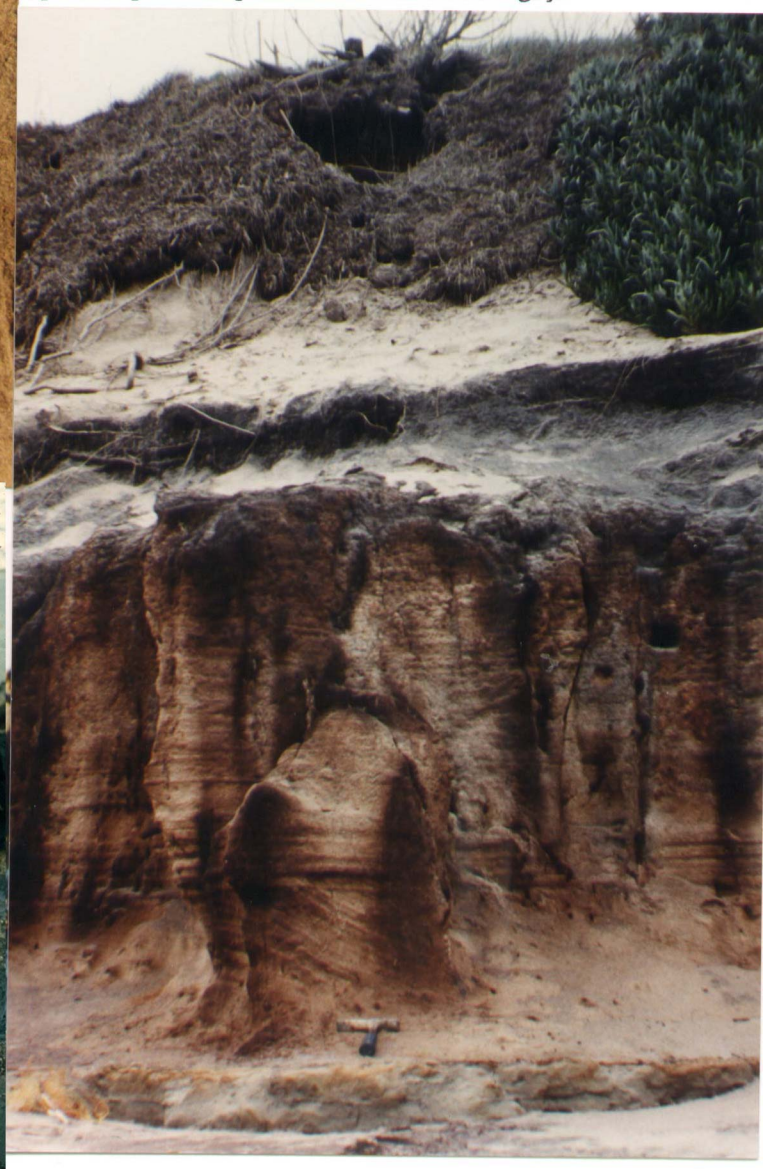




Foto 16.5
Praia de Esmoriz:
O arenito, que aqui se encontra ao nível da maré baixa, apresenta sulcos semelhantes ao que se observam no topo do arenito de Cortegaça. Sobre esses sulcos, no local onde se situa a tampa da lente pode ver-se um depósito turfoso



Foto
Praia de Silvalde:
Vasas com conchas situada ao nível da maré baixa (entre -0.7 e +0.4)



Foto 16.7
Praia de Silvalde:
Aspecto da turfa com troncos (cota=+1.3) que foram datados, pelo LNETI, de 1180±45 BP



Foto 16.8
Praia de Silvalde:
Pormenor da foto anterior, podendo ver-se que os troncos parecem estar na sua posição normal de crescimento



Foto 16.10
Praia de Cortegaça:
Bloco de arenito caído da arriba da foto 16.1 onde é possível observar os enigmáticos sulcos que parecem caracterizar o topo desta formação

Foto 16.9
Entre as praias de Esmoriz e de Cortegaça:
É possível, por vezes, observar troncos, aparentemente mais modernos que os das fotos anteriores, que podem testemunhar os fenómenos erosivos que se fazem sentir desde os finais do século passado, nomeadamente na área de Espinho





Foto 16.11
Estrada 109 (junto de Olho Marinho):
Aspecto do horizonte A2 (cinzento) e Bsh (castanho escuro), que corresponde à "sorraipa"



Foto 16.12
Praia de Maceda:
Neste corte é visível o arenito de Cortegaça sobrepondo-se a várias sequências de horizontes arenosos e areno-argilosos de cor alaranjada e esverdeada (ricos, respectivamente, em Fe férrico e ferroso). A base da arriba corresponde, aproximadamente, ao nível das marés altas. Comparar com as fotos 16.1 e 16.4



Foto 16.13
Praia de Maceda:
Aspecto dos três horizontes areno-argilosos anteriores ao arenito de Cortegaça



Foto 16.14
Fábrica Sojagado (a oeste da estrada 109, junto do cruzamento para o Furadouro):
Pode ver-se que um depósito do tipo da sorraipa está subjacente a uma duna mais recente, de direcção aproximadamente meridiana



Foto 16.15:
A sul da praia de Cortegaça:
As dunas actuais, avançando para o interior, invadem a área correspondente às dunas subactuais (cobertas de vegetação, na foto)



Foto 17.1
Praia de Silvalde:
Aspecto do nível vasoso inferior, de onde emergem estacas de madeira (datada de cerca de 2000 BP) que deverão ser o resto de uma estrutura de origem antrópica (armadilha? Tanque para criação de peixes?)