

Pasta 2

PAULA MARIA DE SANTOS FREIRE

**EVOLUÇÃO MORFO-SEDIMENTAR DE MARGENS
ESTUARINAS (ESTUÁRIO DO TEJO, PORTUGAL)**

Dissertação elaborada no Laboratório Nacional de Engenharia Civil
apresentada à Universidade de Lisboa para obtenção do grau
de Doutor em Geologia, na especialidade de Geologia
Económica e do Ambiente

Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa
Departamento de Geologia
Centro de Geologia

Lisboa, 1999

Paula Maria de Santos Freire

**Evolução Morfo-Sedimentar de Margens Estuarinas
(Estuário do Tejo, Portugal)**

*Dissertação elaborada no Laboratório Nacional de Engenharia Civil
apresentada à Universidade de Lisboa para obtenção do grau de Doutor em Geologia,
na especialidade de Geologia Económica e do Ambiente*

Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa
Departamento de Geologia
Centro de Geologia

Lisboa, 1999



Resumo

As margens estuarinas são constituídas por diversos elementos morfo-sedimentares, interdependentes entre si através de processos hidrodinâmicos, sedimentares, morfológicos e ecológicos. Estas características conferem à zona marginal do estuário uma sensibilidade particular a desequilíbrios entre o suporte morfológico e sedimentar e a acção dos agentes hidrodinâmicos, climáticos e antrópicos. A presente tese contempla o estudo da evolução morfo-sedimentar de margens estuarinas, procurando identificar as condições genéticas, caracterizar e quantificar os processos evolutivos actuais e passados. A área em estudo situa-se na margem sul do estuário interno do Tejo, entre Alcochete e Cacilhas, incluindo a restinga do Alfeite e a baía do Seixal. Efectuou-se a caracterização hidrodinâmica, morfológica e sedimentar da região em estudo e a avaliação dos padrões evolutivos à mesoescala e microescala.

O estuário do Tejo é caracterizado por extensas zonas intertidais constituídas por rasos de maré e sapais. Estas áreas são alimentadas por sedimento em suspensão de origem fluvial, redistribuído pelas correntes de maré. Contrastando com o predomínio da sedimentação essencialmente silto-argilosa, surgem na margem sul praias e restingas de natureza arenosa que indicam a actividade de ondas de geração local. A morfologia da restinga do Alfeite evidencia a actividade de ondas, quer na sua formação, quer na sua evolução temporal. A sua instalação, há cerca de 500 anos atrás, terá correspondido a um episódio de mobilização considerável de material grosseiro proveniente de fontes sedimentares próximas - as rochas detríticas miocénicas e pliocénicas. A instalação da restinga proporcionou a manutenção de um ambiente de baixa energia, constituído por rasos de maré e sapais (baía do Seixal). O clima de agitação local está sobretudo relacionado com as nortadas, devido às maiores distâncias de *fetch* associadas e à intensidade mais elevada dos ventos daquele quadrante. O clima de agitação médio, obtido através de um modelo de previsão da agitação, caracteriza-se por alturas significativas de onda entre 0,2 e 0,4 m e por períodos de zero ascendente de 2 s. Em condições extremas a altura significativa de onda pode atingir 1,3 m. As ondas de geração local no estuário interno têm capacidade para causar a ressuspensão, transporte e acumulação de areias na margem sul, virada às direcções de *fetch* mais longo. Identificaram-se dois domínios principais de transporte longitudinal, envolvendo um caudal sólido semelhante de 20 000 - 30 000 m³/ano. Estes resultados concordam com as direcções de desenvolvimento e de progradação das restingas de areia. O padrão de dispersão de material sedimentar concorda também com a localização de fontes sedimentares potenciais.

A restinga do Alfeite mostra uma variação morfológica evidente nos últimos 150 anos, dominada pelos processos de erosão e envolvendo a redução da área da praia em cerca de 15 ha. As modificações mais importantes ocorreram no período 1930-1979, com uma taxa de erosão média de 0,3 ha/ano, que coincidiu com intensa intervenção antrópica no sistema envolvendo alteração dos balanços sedimentares locais. As taxas de erosão obtidas através da análise evolutiva à mesoescala concordam com os volumes sedimentares avaliados para a deriva litoral local. O padrão evolutivo à microescala da praia do Alfeite mostra igualmente um comportamento particular de resposta a alterações hidrodinâmicas locais e à acção antrópica. O padrão de evolução à mesoescala e microescala da baía do Seixal sugere uma diferença acentuada entre o comportamento das zonas subtidal e intertidal inferior, com alguma dominância dos processos erosivos (com uma taxa de erosão média de 1-2 cm/ano), e o da zona supratidal com taxas de sedimentação relativamente elevadas (1cm/ano). O modelo morfo-sedimentar proposto para a baía do Seixal é essencialmente um modelo de redistribuição de sedimentos entre os rasos de maré superiores e sapais e os canais; resulta a selecção natural entre siltes grosseiros e areia e uma fracção mais fina com componente orgânica importante. À macroescala, o modelo evolutivo proposto será interrompido por episódios de entrada excepcional de material, principalmente através da rede hidrográfica local, associados a eventos extremos.

As margens estuarinas são particularmente sensíveis a alterações extremas dos balanços sedimentares locais, sendo clara a interdependência entre a evolução morfológica e a interferência antrópica no sistema.

Abstract

Estuarine shores are composed by different morphodynamic units, closely linked by hydrological, morpho-sedimentary and ecological processes. This complexity gives to the estuarine shoreline a particular sensitivity to the unbalance that can be created between the morphological and sedimentary contents and the hydrodynamic, climatic and human factors.

The aim of this thesis was to study the morphological and sedimentary evolution of estuarine shores in order to identify their genetic conditions and to characterise and evaluate their evolutionary processes. The study area is located in the southern shore of the Tagus inner estuary, between Alcochete and Cacilhas, including the Alfeite sand spit and the Seixal bay. Several studies were developed, such as the morphological and sedimentary characterisation of intertidal areas, an evaluation of the main hydrodynamic settings and a short-term and medium-term evolution analysis.

The inner Tagus estuary is characterised by extensive mudflats and salt marshes nourished by significant fluvial inputs of suspended sediments, redistributed by tidal currents. The southern shore presents several active sand beaches and spits that indicate the activity of local generated waves.

The morphological framework of Alfeite sand spit reveals the wave influence on its development. Its formation was initiated *circa* 500 years ago and corresponds to an intense coarse grained sediment mobilisation episode, probably as result of adjacent miocene and pliocene outcrops erosion. Spit development promoted the maintenance, on the southern shore, of a sheltered bay composed by muddy tidal flats and salt marshes (Seixal bay). Local wave climate is mainly associated with northerly winds due to fetch distances and higher intensity. The average wave climate, obtained by applying a wave forecasting numerical model, is characterised by a significant wave heights between 0.2 and 0.4 m and a zero up-crossing period of 2 sec. During extreme wind events, the maximum significant wave height is of 1.3 m. The locally generated waves are largely responsible for coarse sand resuspension, transport and accumulation at the southern marginal zones of the inner estuary facing the longest effective fetch. It was possible to identify two main domains of longshore transport in the inner Tagus estuary with a similar annual gross amount of sediment transport of 20,000-30,000 m³/yr. These results are in agreement with morphological features, such as the development directions of sand spits. The pattern of material dispersion is also compatible with the potencial sediment sources.

The evaluation of morphological changes in Alfeite sand spit shows a clear erosion of the coastline during the last hundred and fifty years involving a reduction of the beach area of about 15 ha. The more important changes occurred between 1930 and 1979, with an erosion rate of 0.3 ha/yr, when the system responded quite sharply to human activities that interfered with the longshore sediment transport and the available sediment sources. The erosion rates obtained by medium-term evolution analysis agree with the annual net drift amount. The short-term evolution pattern of Alfeite beach profile shows also a particular behaviour in response to local hydrodynamic changes and human activities. The medium-term and short-term evolution analysis of the Seixal bay suggests a contrasting evolution of the subtidal and low intertidal areas and the supratidal flats. The erosional behaviour is dominant in the former while the salt marshes show high sedimentation rates (approximately 1cm/year). The results achieved for the last decade suggest an erosion rate of 1-2 cm/year of the channels and low intertidal areas. The proposed model reveals that a redistribution of sediments between the tidal flats and salt marshes and the channels promotes natural selection of inorganic coarse silt fraction and organic finer fraction. In the long-term analysis this pattern of evolution is interrupted by extreme local fluvial discharges that bring important amount of fine sediment to the system.

The medium and short-term morphodynamic evolution of the inner Tagus estuarine shores is clearly dependent of extreme events, mainly related with climatic conditions, and of the human intervention in the system.

Agradecimentos

Desejo expressar o meu reconhecimento e gratidão a todos aqueles que de algum modo contribuíram para a realização deste trabalho.

Ao Prof. Doutor César Freire de Andrade quero manifestar o meu agradecimento pela orientação científica e possibilidade de efectivação desta dissertação, e pelo apoio e interesse amigo com que sempre acompanhou os trabalhos.

À Junta Nacional de Investigação Científica e Tecnológica agradeço a concessão da Bolsa de Doutoramento, no âmbito do Programa Ciência e Programa Praxis XXI, que viabilizou a concretização deste estudo.

Ao Laboratório Nacional de Engenharia Civil, através do chefe do Departamento de Hidráulica, Eng. Jaime Melo Baptista, e do chefe do Núcleo de Estuários, Eng. Eduardo Oliveira, pelas condições de trabalho facultadas, necessárias ao desenvolvimento desta dissertação.

Ao Departamento de Geologia e Centro de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa pela cedência de meios humanos e técnicos indispensáveis à realização dos estudos, nomeadamente trabalhos de campo e laboratoriais.

Gostaria igualmente agradecer ao Instituto Hidrográfico, Divisão de Oceanografia, a pronta realização das campanhas de campo na baía do Seixal, e principalmente ao Tenente Luís Bessa Pacheco pelo empenhamento pessoal que a elas dedicou.

À Administração do Porto de Lisboa, nas pessoas da Eng.^a Maria Teresa Sá Pereira e Eng. João Bicudo, agradeço a disponibilização de documentação. O meu reconhecimento vai também para o Eng. Mário Teles e Dr.^a Andreia Barata da HIDROPROJECTO, S.A. pela aplicação de modelos de propagação da maré e propagação de ondas ao caso de estudo. À GEOSUB agradeço o apoio dado nos levantamentos topográficos.

Gostaria de expressar o meu particular agradecimento ao Dr. Rui Taborda pela indispensável ajuda na realização da campanha de medição de ondas, no tratamento dos resultados, e ainda pelas sugestões que em muito contribuíram para a interpretação dos resultados. Ao Museu Nacional de História Natural e ao DISEPLA agradeço a disponibilização do equipamento de campo utilizado nessa campanha.

À Eng.^a Conceição Fortes do Núcleo de Portos e Praias do Laboratório Nacional de Engenharia Civil, a minha gratidão pela aplicação do modelo SMB89 à área em estudo e pela

disponibilidade que sempre demonstrou para a discussão dos resultados. Ao Eng. Afonso Covas agradeço a disponibilização do modelo REFRAC.

O meu apreço aos colegas do Núcleo de Estuários do LNEC pelo apoio manifestado, salientando a Eng.^a Filipa Oliveira e o Eng. Luís Portela pelo incentivo e amizade, e pelas discussões enriquecedoras sobre alguns aspectos do trabalho. Ao último agradeço ainda a colaboração prestada nos ensaios de sedimentos coesivos. O meu reconhecimento às colegas Eng.^a Paula Antão pelo constante encorajamento, e Eng.^a Elsa Alves pela pesquisa de dados.

Aos meus colegas e amigos, Doutora Isabel Dias, Dr. Manuel Oliveira, Doutor Frederico Sobreira e Dr. Luís Duarte quero expressar o meu sincero agradecimento pelo incentivo e apoio permanentes ao longo destes anos, e ajuda preciosa principalmente na execução de trabalhos de campo. À Isabel, ainda o meu muito obrigado pela análise dos difractogramas de raios-X.

No Departamento de Geologia e Centro de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa quero salientar a preciosa colaboração dos Técnicos Sandra Pereira no tratamento laboratorial de amostras e Helder Borges na pronta execução dos difractogramas de raios-X. No Laboratório Nacional de Engenharia Civil gostaria de referir e agradecer ao Técnico Profissional Principal Fernando Brito a realização da comparação da evolução dos fundos e preparação cuidada de figuras, ao Técnico Especialista Principal Franklim Carvalho as aplicações com o modelo REFRAC, e à secretária do Núcleo de Estuários, Cláudia Garção, a preciosa ajuda na preparação final da dissertação.

Finalmente, quero expressar o meu sincero e especial reconhecimento à minha mãe e à minha avó, que me acompanharam ao longo destes últimos 5 anos com todo o seu carinho, e ao Ulrich cujo apoio e incentivo constantes foram decisivos para o bom termo deste trabalho. A eles, o dedico.

Índice de Texto

Capítulo I - Introdução	1
1. <i>Enquadramento Geral</i>	1
2. <i>Objectivos</i>	3
3. <i>Organização do Trabalho</i>	4
Capítulo II - Enquadramento da Área em Estudo	5
1. <i>Notas Introdutórias</i>	5
2. <i>O Estuário do Tejo</i>	5
2.1. <i>Localização e Enquadramento Geográfico</i>	5
2.2. <i>Enquadramento Geológico</i>	6
2.2.1. <i>Litologia Enquadrante</i>	7
2.2.2. <i>Neotectónica</i>	11
2.2.3. <i>Evolução Paleogeográfica</i>	12
2.3. <i>Fisiografia e Sedimentação Estuarina</i>	15
2.3.1. <i>Unidades Fisiográficas</i>	15
2.3.2. <i>Distribuição dos Sedimentos Superficiais</i>	21
2.3.3. <i>Sedimentos em Suspensão</i>	24
3. <i>Factores Modeladores Estuarinos</i>	26
3.1. <i>Agentes Climáticos</i>	26
3.1.1. <i>Precipitação</i>	26
3.1.2. <i>Vento</i>	28
3.1.3. <i>Temperatura</i>	29
3.1.4. <i>Pressão Atmosférica</i>	30
3.2. <i>Agentes Hidrodinâmicos</i>	31
3.2.1. <i>Maré</i>	31
3.2.2. <i>Regime Fluvial</i>	35
3.2.3. <i>Salinidade</i>	36
3.2.4. <i>Regime de Agitação Marítima</i>	37
3.3. <i>Variação do Nível Médio do Mar</i>	38
3.4. <i>Factores Antrópicos</i>	39
4. <i>Síntese</i>	40
Capítulo III - Margens Estuarinas. Caracterização Morfo-Sedimentar e Aspectos Evolutivos	41
1. <i>Notas Introdutórias</i>	41
2. <i>Elementos Morfo-Sedimentares</i>	42
2.1. <i>Considerações Gerais</i>	42
2.2. <i>Praias Estuarinas</i>	49
2.2.1. <i>Caracterização Geral e Distribuição</i>	49
2.2.2. <i>Morfologia e Conteúdo Sedimentar</i>	52
2.2.3. <i>Proveniência de Material</i>	57
2.3. <i>Rasos de Maré</i>	61
2.3.1. <i>Génese e Evolução</i>	61
2.3.2. <i>Morfologia e Conteúdo Sedimentar</i>	63
2.4. <i>Sapais</i>	68
2.4.1. <i>Génese e Evolução</i>	68
2.4.2. <i>Morfologia e Conteúdo Sedimentar</i>	70
2.4.3. <i>Características da Vegetação</i>	74
3. <i>A Área em Estudo: Restinga do Alfeite e Baía do Seixal</i>	76

3.1. Caracterização Geral	76
3.2. Génese e Evolução da Restinga	77
3.3. Praia do Alfeite	80
3.3.1. Morfologia	81
3.3.2. Conteúdo Sedimentar	85
3.4. Baía do Seixal	89
3.4.1. Caracterização Sedimentar	89
3.4.2. Sapal de Corroios	94
3.5. Intervenção Antrópica	96
4. <i>Aspectos Evolutivos à Mesoescala</i>	97
4.1. Considerações Gerais	97
4.2. Evolução dos Fundos Estuarinos	97
4.2.1. Distribuição das Áreas de Erosão e Assoreamento	97
4.2.2. Taxas de Erosão e Assoreamento	100
4.3. Evolução da Restinga do Alfeite	102
4.3.1. Aspectos Gerais	102
4.3.2. Variação da Posição da Linha de Costa	104
4.3.3. Variação em Área da Restinga e Taxas Evolutivas	107
4.4. Evolução da Baía do Seixal	109
4.4.1. Evolução dos Rasos de Maré e Canais	109
4.4.2. Evolução do Sapal de Corroios	111
5. <i>Aspectos Evolutivos à Microescala</i>	114
5.1. Considerações Gerais	114
5.2. Evolução da Praia do Alfeite	115
5.2.1. Padrão de Evolução do Perfil Transversal	115
5.2.2. Tendências Evolutivas e Taxas de Variação	122
6. <i>Síntese</i>	124
Capítulo IV - Génese e Dinâmica Morfo-Sedimentar das Praias Estuarinas	127
1. <i>Notas Introdutórias</i>	127
2. <i>Ondas de Geração Local no Estuário Interno</i>	128
2.1. Previsão do Clima de Agitação	128
2.1.1. Algumas Considerações sobre a Geração das Ondas e Previsão da Agitação	128
2.1.2. Definição do Regime de Ventos Local	133
2.1.3. Aplicação do Modelo de Previsão da Agitação	136
2.1.4. Discussão dos Resultados de Previsão da Agitação Marítima	138
2.1.5. Definição do Clima de Agitação Local	143
2.2. Dados de Agitação Obtidos na Praia do Alfeite	150
2.2.1. Objectivos	150
2.2.2. Considerações Gerais sobre Análise de Séries Temporais de Ondulação	150
2.2.3. Tratamento das Séries Temporais de Ondulação obtidas na Praia do Alfeite	152
2.2.4. Discussão dos Resultados	153
2.3. Propagação das Ondas e Características na Rebentação	161
2.3.1. Elementos da Teoria das Ondas	161
2.3.2. Parâmetros das Ondas na Rebentação. Aplicação de um Modelo de Refracção ao Estuário Interno	167
2.3.3. Discussão dos Resultados	171
3. <i>Acção das Ondas de Geração Local na Dinâmica Sedimentar do Estuário Interno</i>	176
3.1. Considerações Gerais	176
3.2. Entrada em Movimento dos Sedimentos de Fundo	179
3.2.1. Características do Fundo do Estuário Interno	179
3.2.2. Limiar de Entrada em Movimento das Partículas em Escoamentos Oscilatórios	180
3.2.3. Condições de Ressuspensão Induzidas pelas Ondas no Estuário Interno	184

3.2.4. Acção das Correntes de Maré.....	189
3.3. Transporte Longitudinal no Estuário Interno.....	193
3.3.1. Modelo Teórico.....	193
3.3.2. Cálculo da Deriva Litoral e Análise de Sensibilidade.....	199
3.3.3. Taxas e Direcções de Transporte Longitudinal.....	203
3.3.4. Análise do Transporte Longitudinal Através da Aplicação de um Modelo Numérico de Evolução da Linha de Costa.....	208
4. Síntese.....	211
Capítulo V - Dinâmica Morfo-Sedimentar de um Sistema de Sapal e Rasos de Maré.....	213
1. <i>Notas Introdutórias</i>	213
2. <i>Comportamento dos Sedimentos Coesivos em Meio Estuarino</i>	214
2.1. O que são Sedimentos Coesivos.....	214
2.2. Processos na Coluna de Água.....	216
2.2.1. Floculação.....	216
2.2.2. Velocidade de Queda das Partículas em Suspensão.....	218
2.3. Processos no Leito.....	221
2.3.1. Consolidação.....	221
2.4. Trocas entre a Coluna de Água e o Leito.....	223
2.4.1. Tensão de Corte no Fundo.....	223
2.4.2. Deposição.....	225
2.4.3. Erosão.....	226
2.4.4. Lodo Fluido.....	228
3. <i>Comportamento Experimental de Sedimentos Coesivos da Baía do Seixal</i>	230
3.1. Considerações Gerais.....	230
3.2. Ensaio em Coluna de Sedimentação.....	230
3.2.1. Condições de Ensaio.....	230
3.2.2. Tratamento e Interpretação dos Resultados.....	231
3.3. Ensaio em Canal Anular.....	237
3.3.1. Condições de Ensaio.....	237
3.3.2. Ensaio de Deposição.....	238
3.3.3. Ensaio de Erosão.....	240
4. <i>Dinâmica Sedimentar na Baía do Seixal</i>	242
4.1. Considerações Gerais.....	242
4.2. Fisiografia.....	243
4.3. Hidrodinâmica.....	246
4.3.1. Características da Maré.....	246
4.3.2. Correntes de Maré.....	250
4.3.3. Prismas de Maré.....	256
4.3.4. Caudal Fluvial.....	260
4.3.5. Vento.....	260
4.4. Propriedades Físico-Químicas da Água.....	262
4.4.1. Salinidade.....	262
4.4.2. Temperatura.....	264
4.5. Sedimentos.....	265
4.5.1. Condições de Ressuspensão dos Sedimentos de Fundo.....	265
4.5.2. Concentração de Sedimentos em Suspensão.....	271
4.5.3. Composição dos Sedimentos em Suspensão.....	280
4.5.4. Distribuição Granulométrica dos Sedimentos em Suspensão.....	283
4.5.5. Velocidade de Queda das Partículas em Suspensão.....	288
4.6. Fluxos Sedimentares.....	290
4.6.1. Caudal Sólido em Suspensão.....	290

4.6.2. Balanço Sedimentar	292
4.7. Modelo Morfodinâmico	295
5. Síntese	296
Capítulo VI - Conclusões	297
Referências Bibliográficas	305
Anexo I - Metodologias e Técnicas Utilizadas	AI-1
1. <i>Elementos Bibliográficos</i>	AI-3
1.1. Análise Histórica	AI-3
1.2. Comparação Cartográfica	AI-3
1.3. Fotointerpretação	AI-5
2. <i>Campanhas de Campo</i>	AI-5
2.1. Amostragem de Sedimentos	AI-5
2.1.1. Objectivos	AI-5
2.1.2. Amostras Superficiais (Regiões Supratidais e Intertidais)	AI-6
2.1.3. Amostras de Fundo (Regiões Intertidais e Subtidais)	AI-6
2.2. Sondagens de Reconhecimento	AI-6
2.3. Monitorização de Perfis de Praia	AI-7
2.4. Recolha de Séries Temporais de Agitação Marítima	AI-7
2.5. Monitorização de Rasos de Maré e Canais	AI-9
2.5.1. Considerações Gerais	AI-9
2.5.2. Correntes	AI-9
2.5.3. Turbidez e Sedimentos em Suspensão	AI-10
2.5.4. Parâmetros Físico-Químicos da Água	AI-10
3. <i>Ensaio Experimentais de Sedimentos Coesivos</i>	AI-11
3.1. Objectivos	AI-11
3.2. Ensaio em Coluna de Sedimentação	AI-11
3.2.1. Objectivos	AI-11
3.2.2. Equipamento	AI-11
3.2.3. Metodologia de Ensaio	AI-12
3.2.4. Determinação da Concentração de Sedimentos em Suspensão	AI-12
3.3. Ensaio em Canal Anular	AI-12
3.3.1. Objectivos	AI-12
3.3.2. Equipamento	AI-13
3.3.3. Metodologia de Ensaio de Deposição	AI-13
3.3.4. Metodologia de Ensaio de Erosão	AI-14
4. <i>Análise Laboratorial dos Sedimentos</i>	AI-14
4.1. Considerações Gerais	AI-14
4.2. Sedimentos Superficiais	AI-14
4.2.1. Classificação	AI-15
4.2.2. Mineralogia	AI-16
4.2.3. Granulometria	AI-17
4.3. Sedimentos em Suspensão	AI-17
Anexo II - Modelos Numéricos Aplicados	AII-1
1. <i>Considerações Gerais</i>	AII-3
2. <i>Modelo de Propagação de Maré</i>	AII-3
3. <i>Modelo de Geração de Ondas pelo Vento (SMB89)</i>	AII-3
4. <i>Modelo de Propagação de Ondas (REFRAC)</i>	AII-4
5. <i>Modelo de Evolução da Linha de Costa (LITPACK)</i>	AII-4
Anexo III - Quadros	AIII-1
Anexo IV - Fotografias	AIV-1

Índice de Figuras e Fotografias

Figura II.2-1	Localização do Estuário do Tejo.....	6
Figura II.2-2	Enquadramento geológico simplificado da bacia hidrográfica do Tejo (adapt. Carta Geológica de Portugal, escala 1:1 000 000, Serviços Geológicos de Portugal, 1968 e Instituto da Água, 1995).	9
Figura II.2-3	Enquadramento geológico do estuário do Tejo (adapt. Carta Geológica de Portugal, escala 1: 500 000, Serviços Geológicos de Portugal, 1992).	10
Figura II.2-4	Unidades fisiográficas do estuário do Tejo.	15
Figura II.2-5	Variação da forma dos fundos no estuário do Tejo.	19
Figura II.2-6	Distribuição dos sedimentos superficiais no estuário (baseado em Oliveira, 1967; AGPL, 1978; Calvário, 1982; Gaudêncio <i>et al.</i> , 1991; Freire, 1993; Garcia <i>et al.</i> , 1995).	23
Figura II.2-7	Distribuição dos sedimentos superficiais na plataforma continental adjacente aos estuários do Tejo e Sado (adapt. Garcia <i>et al.</i> , 1995).	24
Figura II.3-1	Isolinhas de escoamento médio anual na bacia do Tejo (adapt. Loureiro e Macedo, 1986).	28
Figura II.3-2	Variação diurna da intensidade das correntes de maré durante maré viva e maré morta, à superfície (•) e junto ao fundo (o) (adapt. Vale e Sundby, 1987).	33
Figura II.3-3	Padrão de circulação das correntes de maré no estuário interno do Tejo.	34
Figura III.2-1	Localização da área em estudo.	44
Figura III.2-2	Localização da amostragem no estuário interno.....	45
Figura III.2-3	Localização da amostragem na restinga do Alfeite e na baía do Seixal.....	46
Figura III.2-4	Elementos morfo-sedimentares da margem esquerda do estuário interno.	48
Figura III.2-5	Perfil típico de praia estuarina.	52
Figura III.2-6	Variação do diâmetro médio (média da distribuição) das areias das praias estuarinas.....	54
Figura III.2-7	Variação do grau de selecção (desvio padrão da distribuição) das areias das praias estuarinas	54
Figura III.2-8	Variação da assimetria das areias (baseado no 3º momento) das praias estuarinas.....	55
Figura III.2-9	Distribuições granulométricas das areias das praias estuarinas.	56
Figura III.2-10	Projectão do desvio padrão e 3º momento da distribuição granulométrica das areias das praias estuarinas.	57
Figura III.2-11	Composição mineralógica das areias das praias estuarinas e formações enquadantes.	59
Figura III.2-12	Variação da ferruginização dos grãos de quartzo das amostras de praias estuarinas.....	60
Figura III.2-13	Perfil típico de uma margem estuarina com raso de maré e sapal.	64
Figura III.2-14	Projectão do diâmetro médio e desvio padrão da fracção silto-argilosa das amostras de rasos de maré.	66
Figura III.2-15	Histogramas da fracção silto-argilosa dos sedimentos de rasos de maré e sapal.	67
Figura III.2-16	Projectão dos sedimentos de sapal e rasos de maré segundo os critérios de Pejrup.	73
Figura III.3-1	Esboço geomorfológico simplificado da restinga do Alfeite e baía do Seixal.	76
Figura III.3-2	Esquema da instalação da restinga do Alfeite e evolução da baía do Seixal.	77
Figura III.3-3	Esquema das unidades litológicas encontradas em sondagens de reconhecimento efectuadas na restinga do Alfeite e na baía do Seixal.	79
Figura III.3-4	Localização dos perfis transversais estudados na praia do Alfeite.	82
Figura III.3-5	Perfis transversais da praia do Alfeite.	82
Figura III.3-6	Esquema de evolução do sector leste da praia do Alfeite.....	83

Figura III.3-7	Evolução dos bancos do delta de vazante no sector leste da praia do Alfeite (perfil C).....	84
Figura III.3-8	Distribuição do diâmetro médio das areias na zona em estudo.	85
Figura III.3-9	Características granulométricas do perfil da praia do Alfeite em 12 Junho de 1994.	86
Figura III.3-10	Variação do desvio padrão e assimetria das areias do perfil da praia do Alfeite em 12 Junho de 1994.	87
Figura III.3-11	Variação do diâmetro médio e desvio padrão nas areias do perfil da praia do Alfeite entre Maio de 1994 e Junho de 1996.	89
Figura III.3-12	Percentagem da fracção silto-argilosa nos sedimentos da região em estudo.	90
Figura III.3-13	Diâmetro médio da fracção silto-argilosa nos sedimentos da região em estudo. .	91
Figura III.3-14	Projectão do diâmetro médio e desvio padrão da fracção silto-argilosa dos sedimentos da baía do Seixal.	92
Figura III.3-15	Teor das fracções silto-argilosa e argilosa nos sedimentos da baía do Seixal.	92
Figura III.3-16	Teor em matéria orgânica particulada e em carbonatos nos sedimentos da região em estudo.	93
Figura III.3-17	Variação dos principais minerais das argilas presentes nos sedimentos da baía do Seixal.	94
Figura III.4-1	Evolução batimétrica dos fundos do estuário interno, entre 1928 e 1991 (entre Vila Franca e Alcochete).	98
Figura III.4-2	Evolução batimétrica dos fundos do estuário interno, entre 1930/32 e 1991 (entre Alcochete e Cacilhas).	99
Figura III.4-3	Representações da área em estudo datadas de 1792 e de 1811 (Baldaque da Silva, 1893).	103
Figura III.4-4	Posição da linha de costa da restinga do Alfeite em 1849 e 1993.	106
Figura III.4-5	Evolução da linha de costa da restinga do Alfeite entre 1849 e 1930.	106
Figura III.4-6	Evolução da linha de costa da restinga do Alfeite entre 1930 e 1993.	107
Figura III.4-7	Variação da superfície da restinga do Alfeite.	108
Figura III.4-8	Evolução dos fundos da baía do Seixal entre 1981 e 1998.	110
Figura III.4-9	Esboço morfológico da zona em estudo baseado na fotointerpretação de 1958 (escala 1: 8000).	112
Figura III.4-10	Esboço morfológico da zona em estudo baseado na fotointerpretação de 1991 (escala 1: 8000).	113
Figura III.5-1	Evolução dos perfis transversais A e B da praia do Alfeite entre 12 de Maio de 1994 e 16 de Junho de 1996.	116
Figura III.5-2	Evolução do perfil transversal A da praia do Alfeite entre 26 de Julho e 23 de Agosto de 1994.	117
Figura III.5-3	Evolução do topo da face da praia entre 26 de Julho e 23 de Agosto de 1994.	118
Figura III.5-4	Médias móveis dos valores diários da intensidade e direcção do vento, na estação meteorológica de Lisboa (período compreendido entre 1 de Maio de 1994 e 30 Junho 1996).	119
Figura III.5-5	Evolução dos perfis da praia do Alfeite entre Janeiro e Fevereiro de 1996.	120
Figura III.5-6	Variação da posição do ponto de intercepção entre a face e o nível médio dos perfis da praia do Alfeite.	121
Figura III.5-7	Perfis da praia do Alfeite entre 1994 e 1996.	123
Figura IV.2-1	Crescimento da agitação ao longo da área de geração.	130
Figura IV.2-2	Tipos de espectros correspondentes à área de geração (a), propagação em águas profundas (b), propagação em águas pouco profundas e rebentação (c) (adapt. Komar, 1976).	130
Figura IV.2-3	Domínios de estudo e pontos de referência. (*) Localização da estação meteorológica Lisboa/Portela (38°47' N e 9°8' W).	133
Figura IV.2-4	Regime de ventos local para os domínios considerados.	136

Figura IV.2-5	Resultados do modelo de previsão da agitação para os domínios considerados.	140
Figura IV.2-6	Testes de sensibilidade aos resultados do modelo de previsão	142
Figura IV.2-7	Distribuição das alturas de onda significativas obtidas através do modelo de previsão da agitação.	146
Figura IV.2-8	Distribuição dos períodos de zero ascendente obtidos através do modelo de previsão da agitação.	147
Figura IV.2-9	Correlação entre os valores de H_s e T_z obtidos pelo modelo de previsão da agitação.	148
Figura IV.2-10	Registos de pressão obtidos para a praia do Alfeite.	154
Figura IV.2-11	Relação entre os resultados dos dois transdutores para cada série temporal.	155
Figura IV.2-12	Espectros de energia obtidos na praia do Alfeite.	156
Figura IV.2-12	Espectros de energia obtidos na praia do Alfeite (continuação).	157
Figura IV.2-13	Relação entre os valores de altura significativa da onda (H_s) e período de zero ascendente (T_z) obtidos para o estuário interno do Tejo.	160
Figura IV.2-14	Conservação do fluxo de energia entre duas cristas de onda (adapt. Komar, 1979).	163
Figura IV.2-15	Classificação da rebentação seg. Galvin (1968) (adapt. Carter, 1988).	165
Figura IV.2-16	Características de uma praia estuarina mesotidal. (A) na baixa mar, (B) perto do nível médio de maré (adapt. Nordstrom, 1992).	166
Figura IV.2-17	Malhas batimétricas usadas na aplicação do modelo de refração das ondas.	170
Figura IV.2-18	Exemplos dos diagramas de refração obtidos para os domínios em estudo.	173
Figura IV.2-19	Variação dos parâmetros das ondas na rebentação.	174
Figura IV.2-20	Variação do fluxo de energia das ondas (PI) nos domínios em estudo (fluxo +: no Alfeite de W para E; restantes áreas de S para N).	175
Figura IV.3-1	Movimentos orbitais das partículas de água durante a propagação das ondas, de águas profundas para águas pouco profundas (adapt. Martinez, 1987).	177
Figura IV.3-2	Transporte selectivo das partículas devido à assimetria do movimento orbital das ondas (adapt. Komar, 1979 e Carter, 1988).	178
Figura IV.3-3	Variação do limiar de entrada em movimento de partículas arenosas, induzido por um escoamento oscilatório.	181
Figura IV.3-4	Características das formas de fundo em função da velocidade orbital máxima junto ao fundo ($U_{max.}$), do diâmetro médio das partículas (D), e do diâmetro orbital junto ao fundo (d_o) (in Allen, 1985).	184
Figura IV.3-5	Condições de ressuspensão de sedimento de fundo induzidas pela propagação de ondas de geração local (EM-eventos máximos).	186
Figura IV.3-6	Transporte de sedimentos total para condições de não rebentação e ausência de correntes.	188
Figura IV.3-7	Transporte em suspensão e por carga de fundo durante as condições de não rebentação e ausência de correntes.	189
Figura IV.3-8	Influência das correntes no transporte de sedimentos em condições de agitação média e de não rebentação (s/c - sem correntes; c/c - com correntes).	193
Figura IV.3-9	Definição dos termos da equação da velocidade na rebentação, segundo Galvin (1967).	196
Figura IV.3-10	Relação entre a taxa de transporte longitudinal e o fluxo longitudinal de energia (in CERC, 1984).	200
Figura IV.3-11	Evolução do caudal sólido instantâneo com a variação do ângulo de incidência na rebentação.	201
Figura IV.3-12	Variação do caudal sólido instantâneo e anual para diferentes ângulos de incidência na rebentação.	202
Figura IV.3-13	Taxas de transporte longitudinal anual no estuário interno do Tejo para regime de agitação médio.	205

Figura IV.3-14	Relação entre as distâncias de <i>fetch</i> e taxas de transporte longitudinal para regime médio.....	207
Figura IV.3-15	Relação entre as taxas de transporte longitudinal, altura significativa de onda e período de zero ascendente.....	208
Figura IV.3-16	Crescimento do caudal sólido longitudinal com a intensidade das correntes não geradas pela rebentação.....	210
Figura IV.3-17	Relação entre o caudal sólido longitudinal e o diâmetro médio das partículas.....	211
Figura V.2-1	Processos físicos característicos da dinâmica de sedimentos coesivos (adapt. Mehta, 1989).....	216
Figura V.2-2	Variação da velocidade de queda com a concentração de sedimentos em suspensão (adapt. Mehta, 1989).....	219
Figura V.2-3	Variação da velocidade de queda de minerais das argilas com o aumento da salinidade (adapt. Van Leussen, 1988).....	221
Figura V.2-4	Variação da massa volúmica natural e da tensão efectiva de uma suspensão de sedimentos coesivos, ao longo de um ensaio de consolidação (adapt. Berlamont <i>et al.</i> , 1993).....	223
Figura V.2-5	Concentração de sedimento em suspensão para diferentes tensões de corte no fundo ao longo de um ensaio de deposição (adapt. Berlamont <i>et al.</i> , 1993).....	226
Figura V.3-1	Distribuição granulométrica do sedimento usado nos ensaios com coluna de sedimentação e canal anular.....	231
Figura V.3-2	Variação da concentração de sedimentos em suspensão ao longo do ensaio de coluna de sedimentação, para os sedimentos da baía do Seixal.....	233
Figura V.3-3	Relação entre a velocidade de queda e a concentração de sedimentos em suspensão, para os sedimentos da baía do Seixal.....	233
Figura V.3-4	Variação da concentração de sedimento em suspensão e da velocidade de queda durante os ensaios de sedimentação.....	235
Figura V.3-5	Variação do diâmetro médio equivalente durante o ensaio de sedimentação.....	236
Figura V.3-6	Séries temporais de valores obtidos pelo OSLIM durante o ensaio de deposição com sedimentos da baía do Seixal.....	239
Figura V.3-7	Série temporal de valores do OSLIM durante o ensaio de erosão com sedimentos da baía do Seixal.....	241
Figura V.3-8	Valores médios do OSLIM durante o ensaio de erosão com sedimentos da baía do Seixal.....	241
Figura V.4-1	Localização das estações de monitorização.....	243
Figura V.4-2	Perfis batimétricos do canal e rasos de maré adjacentes no local das estações de monitorização.....	244
Figura V.4-3	Distribuição dos sedimentos na baía do Seixal.....	244
Figura V.4-4	Comparação dos perfis batimétricos de 1981 e 1998 no local das estações de monitorização (--- 1981 — 1998).....	245
Figura V.4-5	Curvas de maré observadas no Seixal.....	247
Figura V.4-6	Curvas de maré observadas e previstas no Seixal.....	248
Figura V.4-7	Comparação das curvas de maré observadas no Seixal e no Terreiro do Paço.....	249
Figura V.4-8	Intensidade das correntes de maré medidas na baía do Seixal, em situação de maré viva (11.02.98).....	251
Figura V.4-9	Intensidade das correntes de maré medidas na baía do Seixal, em situação de maré morta (23.03.98).....	252
Figura V.4-10	Direcção das correntes de maré medidas na Baía do Seixal, em situação de maré viva (11.02.98).....	255
Figura V.4-11	Direcção das correntes de maré medidas na Baía do Seixal, em situação de maré morta (23.03.98).....	256
Figura V.4-12	Volume cumulativo de água nas secções da estação 1 e estação 2, em situação de maré viva (11.02.98) e maré morta (23.03.98).....	258

Figura V.4-13	Variação do caudal nas secções da estação 1 e estação 2, em situação de maré viva (11.02.98) e maré morta (23.03.98).....	259
Figura V.4-14	Variação da salinidade na baía do Seixal, em situação de maré viva (11.02.98) e maré morta (23.03.98).....	263
Figura V.4-15	Variação da temperatura da água na Baía do Seixal, em situação de maré viva (11.02.98) e maré morta (23.03.98).....	265
Figura V.4-16	Variação da tensão de corte no fundo na estação 1, em situação de maré viva (11.02.98) e maré morta (23.03.98).....	267
Figura V.4-17	Variação da tensão de corte no fundo na estação 2, em situação de maré viva (11.02.98) e maré morta (23.03.98).....	268
Figura V.4-18	Condições de entrada em movimento dos sedimentos de fundo da baía do Seixal.	269
Figura V.4-19	Relação entre o diâmetro médio e a tensão de corte no fundo necessária à entrada em movimento de partículas, com densidade do quartzo em água a 20° (adapt. Miller <i>et al.</i> , 1977).	270
Figura V.4-20	Variação da turbidez na estação 1, em situação de maré viva (11.02.98) e maré morta (23.03.98).....	272
Figura V.4-21	Variação da concentração de sedimentos em suspensão (CSS) na estação 2, em situação de maré viva (11.02.98) e maré morta (23.03.98).....	273
Figura V.4-22	Correlação entre a concentração de sedimentos em suspensão e a turbidez (estação 1).	274
Figura V.4-23	Variação da concentração de sedimentos em suspensão na Baía do Seixal, em situação de maré viva (11.02.98).....	275
Figura V.4-24	Variação da concentração de sedimentos em suspensão na Baía do Seixal, em situação de maré morta (23.03.98).....	276
Figura V.4-25	Variação da intensidade da corrente e da CSS na baía do Seixal, em situação de maré viva (11.02.98).....	278
Figura V.4-26	Variação da intensidade da corrente e da CSS na baía do Seixal, em situação de maré morta (23.03.98).....	279
Figura V.4-27	Relação entre os teores em matéria orgânica particulada e a concentração dos sedimentos em suspensão.....	281
Figura V. 4-28	Variação da concentração em matéria orgânica particulada dos sedimentos em suspensão, em situação de maré viva (11.02.98) e maré morta (23.03.98).	282
Figura V.4-29	Variação do diâmetro médio dos sedimentos em suspensão na Baía do Seixal, em situação de maré viva (11.02.98) e maré morta (23.03.98).....	285
Figura V.4-30	Correlação entre o diâmetro médio do sedimento em suspensão e a CSS na baía do Seixal.....	286
Figura V.4-31	Distribuição granulométrica dos sedimentos em suspensão e de fundo da baía do Seixal.	287
Figura V.4-32	Relação entre a velocidade de queda e a concentração de sedimentos em suspensão na baía do Seixal.	289
Figura V.4-33	Variação do caudal sólido em suspensão na baía do Seixal, em situação de maré viva (11.02.98) e em situação de maré morta (23.03.98).	291
Figura V.4-34	Correlações entre o caudal sólido e a concentração de sedimentos em suspensão e o caudal.....	292
Figura V.4-35	Quantidade de sedimento transportado em suspensão na Baía do Seixal, durante um ciclo de maré viva (11.02.98) e um ciclo de maré morta (23.03.98).	294
Fotografia I	Aspecto da margem estuarina no Sapal das Hortas, Alcochete, Fev. 1995 (vista para sul).	AIV-3
Fotografia II	Aspecto da margem estuarina em Cardieiras, Alcochete, Fev. 1995 (vista para oeste).	AIV-4
Fotografia III	Aspecto da margem estuarina em Alcochete, Fev. 1995 (vista para norte). ..	AIV-5

Fotografia IV	Aspecto da margem estuarina a sul do Samouco, Fev. 1995 (vista para norte).....	AIV-5
Fotografia V	Aspecto da margem estuarina no Rosário - Gaio (Montijo), Jan. 1995 (vista para sul).....	AIV-6
Fotografia VI	Aspecto da praia estuarina no Barreiro, Jan. 1995 (vista para sudoeste).....	AIV-6
Fotografia VII	Aspecto da margem estuarina em S. André (Barreiro), Jan. 1995 (vista para sul).....	AIV-7
Fotografia VIII	Praia estuarina no Talaminho, Baía do Seixal, Dez. 1994 (vista para sul)....	AIV-7
Fotografia IX	Praia do Alfeite, Dez. 1994 (vista para leste).....	AIV-8
Fotografia X	Aspecto do raso de maré na Praia do Alfeite, Jul. 1995 (vista para nordeste).	AIV-8
Fotografia XI	Aspecto do raso de maré e sapal na Baía do Seixal, Out. 1997 (vista para sudeste).....	AIV-9
Fotografia XII	Aspecto do Sapal de Corroios, Mar. 1994 (vista para norte).....	AIV-9
Fotografia XIII	Praia do Alfeite, Mar. 1995 (vista para leste).....	AIV-10
Fotografia XIV	Aspecto do delta de vazante do canal do Seixal, Nov. 1994 (vista para nordeste).....	AIV-10
Fotografia XV	Aspecto do delta de vazante do canal do Seixal, Fev. 1995 (vista para nordeste).....	AIV-11
Fotografia XVI	Aspecto das formas de fundo no raso de maré da Praia do Alfeite, Mar. 1994 (vista para norte).....	AIV-11
Fotografia XVII	Aspecto da vegetação do Sapal de Corroios, Mar. 1994 (vista para nordeste).....	AIV-12
Fotografia XVIII	Aspecto do raso de maré na baía do Seixal, Fev. 1998 (vista para norte)...	AIV-12
Fotografia XIX	Aspecto das margens de um canal de maré no Sapal de Corroios, Maio 1995 (vista para oeste).....	AIV-13
Fotografia XX	Aspecto da erosão na margem norte da restinga do Alfeite, Dez. 1996 (vista para leste).....	AIV-14
Fotografia XXI	Aspecto da erosão na margem norte da restinga do Alfeite, Out. 1997 (vista para leste).....	AIV-14
Fotografia XXII	Aspecto da praia do Alfeite, Dez. 1994 (vista para noroeste).....	AIV-15
Fotografia XXIII	Aspecto da acção antrópica na praia do Alfeite, Out. 1997 (vista para noroeste).....	AIV-15
Fotografia XXIV	Aspecto da acção antrópica no Sapal de Corroios, Out. 1997 (vista para oeste).....	AIV-16
Fotografia XXV	Aspecto da erosão do extremo leste da restinga do Alfeite, Jun. 1997 (vista para sudoeste).....	AIV-17
Fotografia XXVI	Aspecto da erosão do extremo leste da restinga do Alfeite, Out. 1997 (vista para sudoeste).....	AIV-17
Fotografia XXVII	Aspecto do galgamento da restinga do Alfeite, Jan. 1996 (vista para sudoeste).....	AIV-18
Fotografia XXVIII	Aspecto da erosão do topo da face da praia do Alfeite, Jan. 1996 (vista para noroeste).....	AIV-18
Fotografia XXIX	Evidências do galgamento da praia do Alfeite e formação de um depósito de areia no raso de maré, Fev. 1996 (vista para noroeste).....	AIV-19
Fotografia XXX	Aspecto do depósito de areia no raso de maré, Praia do Alfeite, Mar. 1996 (vista para noroeste).....	AIV-19
Fotografia XXXI	Aspecto da coluna de sedimentação da Estação Experimental de Sedimentos Coesivos do LNEC.....	AIV-20
Fotografia XXXII	Aspecto do canal anular da Estação Experimental de Sedimentos Coesivos do LNEC.....	AIV-21

Índice de Quadros

Quadro II.2-1	Principais características físicas do estuário do Tejo (condições hidrológicas médias).....	16
Quadro III.2-1	Elementos de marés em águas vivas (AV) e águas mortas (AM) (alturas em metros acima do zero hidrográfico (ZH), seg. Instituto Hidrográfico, 1989, 1990a, 1990b).....	43
Quadro III.2-2	Domínios altimétricos da região em estudo (metros acima do ZH).....	44
Quadro III.2-3	Características dos sedimentos de rasos de maré.....	65
Quadro III.2-4	Características dos sedimentos de sapal.....	72
Quadro III.2-5	Zonação do estuário em função das características dos sapais (baseado em Caçador, 1986).....	75
Quadro III.4-1	Resultados volumétricos obtidos através da comparação de levantamentos hidrográficos do estuário interno.....	101
Quadro III.4-2	Elementos cartográficos usados no estudo da evolução da restinga do Alfeite.....	104
Quadro III.4-3	Variação da área total da restinga do Alfeite entre 1849 e 1993.....	108
Quadro III.4-4	Resultados volumétricos obtidos através da comparação de levantamentos hidrográficos da baía do Seixal.....	111
Quadro III.5-1	Resultados volumétricos da evolução dos perfis transversais da praia do Alfeite no período de 1994 a 1996.....	124
Quadro IV.2-1	Comparação das características de ondas para várias velocidades de vento e distâncias de fetch, através de diferentes métodos de previsão (in Komar, 1976).....	132
Quadro IV.2-2	Localização dos pontos de referência e rumos de ventos efectivos para cada domínio.....	134
Quadro IV.2-3	Regime de ventos na Estação Meteorológica Lisboa/Portela (Mendes e Coelho, 1989).....	135
Quadro IV.2-4	Dados de entrada no modelo de previsão da agitação marítima.....	138
Quadro IV.2-5	Previsão do clima de agitação no domínio Alfeite.....	143
Quadro IV.2-6	Previsão do clima de agitação no domínio Base Aérea.....	144
Quadro IV.2-7	Previsão do clima de agitação no domínio Samouco.....	144
Quadro IV.2-8	Previsão do clima de agitação médio e eventos máximos.....	149
Quadro IV.2-9	Dados de vento na Estação Meteorológica Lisboa/Portela (17.06.1997), Instituto Meteorológico.....	153
Quadro IV.2-10	Resultados da análise espectral das séries temporais de ondulação na praia do Alfeite (17.06.1997).....	159
Quadro IV.2-11	Comparação entre os valores de H_s e T_z observados e obtidos através do modelo de previsão de agitação para a praia do Alfeite.....	160
Quadro IV.2-12	Amplitude da maré média e altura significativa máxima das ondas nos domínios estudados.....	167
Quadro IV.2-13	Condições de aplicação do modelo REFRAÇ para a zona em estudo.....	169
Quadro IV.3-1	Limiar de entrada em movimento de partículas arenosas induzido por um escoamento oscilatório (in Van Rijn, 1982).....	181
Quadro IV.3-2	Velocidade orbital máxima de pico junto ao fundo (U_{om}) para as condições médias de agitação e eventos máximos (cinzento) no estuário interno.....	182
Quadro IV.3-3	Características da maré no estuário interno do Tejo, obtidas através de um modelo hidrodinâmico de propagação de maré.....	190
Quadro IV.3-4	Modificação do período de zero ascendente induzida pela presença de correntes de maré.....	191
Quadro IV.3-5	Velocidade orbital máxima de pico junto ao fundo (U_{om}) para as condições de agitação médias e eventos máximos (cinzento) com correntes.....	192

Quadro IV.3-6	Erros associados ao cálculo do transporte longitudinal devido às incertezas do ângulo de incidência na rebentação.	203
Quadro IV.3-7	Taxas de transporte longitudinal instantâneo $Q_s \times 10^{-3}$ (m ³ /s) (+ deriva em Alfeite para SE; + deriva na Base Aérea e Samouco para NE).	204
Quadro IV.3-8	Taxas de transporte longitudinal anual $Q_s/\text{ano} \times 10^3$ (m ³ /ano) (+ deriva em Alfeite para SE; + deriva na Base Aérea e Samouco para NE).	205
Quadro IV.3-9	Taxas de transporte longitudinal instantâneo $Q_s \times 10^{-3}$ (m ³ /s) obtidos para o Alfeite através do modelo LITPACK (+ deriva em Alfeite para SE).	209
Quadro V.3-1	Velocidades de queda médias para os sedimentos da Baía do Seixal.	234
Quadro V.3-2	Variação dos valores no OSLIM e da concentração de sedimentos em suspensão durante o ensaio de deposição.	239
Quadro V.4-1	Resultados de assoreamento e erosão dos perfis batimétricos no local das estações 1 e 2.	245
Quadro V.4-2	Características da maré observada na Baía do Seixal.	246
Quadro V.4-3	Atraso na ocorrência das estofas de maré no Seixal, em relação ao Terreiro do Paço.	249
Quadro V.4-4	Intensidades máximas e médias das correntes de maré observadas durante a vazante e enchente na baía do Seixal.	252
Quadro V.4-5	Caudal médio observado na estação hidrométrica de Santarém-Ómnias, nos 5 dias que antecederam a campanha (Instituto da Água).	260
Quadro V.4-6	Valores usados na correlação entre a concentração de sedimentos em suspensão e a turbidez da água.	274
Quadro V.4-7	Resultados da quantificação da matéria orgânica particulada nos sedimentos em suspensão da Baía do Seixal.	281
Quadro V.4-8	Resultados da análise granulométrica dos sedimentos em suspensão da Baía do Seixal.	284
Quadro V.4-9	Resultados volumétricos residuais do transporte em suspensão na baía do Seixal durante 1 ano (- transp. na enchente; + transp. na vazante).	295
Quadro AI-1	Levantamentos hidrográficos utilizados na comparação cartográfica.	AI-4
Quadro AI-2	Fotografias áreas utilizadas na elaboração do mapa morfológico.	AI-5
Quadro AI-3	Classificação dos sedimentos seg. Larsonneur (1977).	AI-15
Quadro AI-4	Classificação das areias.	AI-15
Quadro AIII-1	Referência e localização das amostras.	AIII-3
Quadro AIII-1	Referência e localização das amostras (cont.).	AIII-4
Quadro AIII-1	Referência e localização das amostras (cont.).	AIII-5
Quadro AIII-1	Referência e localização das amostras (cont.).	AIII-6
Quadro AIII-1	Referência e localização das amostras (cont.).	AIII-7
Quadro AIII-2	Resultados do modelo de previsão de agitação marítima no domínio Alfeite.	AIII-8
Quadro AIII-3	Resultados do modelo de previsão de agitação marítima no domínio Base Aérea.	AIII-8
Quadro AIII-4	Resultados do modelo de previsão de agitação marítima no domínio Samouco.	AIII-9
Quadro AIII-5	Condições para a entrada em movimento dos sedimentos de fundo no domínio Alfeite.	AIII-10
Quadro AIII-6	Condições para a entrada em movimento dos sedimentos de fundo no domínio Base Aérea.	AIII-11
Quadro AIII-7	Condições para a entrada em movimento dos sedimentos de fundo no domínio Samouco.	AIII-12
Quadro AIII-8	Condições climáticas na Estação Meteorológica de Lisboa (Instituto de Meteorologia) (valores às 0:00, 6:00, 12:00 e 18:00).	AIII-13

Lista de Símbolos

a	amplitude da onda [m]
a'	razão entre o volume de sólidos e o volume total do sedimento [-]
a_k	coeficiente de Fourier [-]
A	área [m ²]
b_k	coeficiente de Fourier [-]
c_f	coeficiente empírico de atrito [-]
C	velocidade de fase das ondas em águas pouco profundas [m/s]
C_b	velocidade de fase das ondas na rebentação [m/s]
C_g	velocidade de grupo das ondas [m/s]
C_o	velocidade de fase das ondas em águas profundas [m/s]
C ; CSS	concentração de sedimentos em suspensão [kg/l]
C_b	concentração de sedimento junto ao fundo [kg/l]
C_o	concentração inicial de sedimentos em suspensão [kg/l]
C_{bi}	concentração junto ao fundo da classe i do sedimento [kg/l]
C_n, C_{n+1}	valores médios da concentração de sedimento em suspensão nos instantes n e $n+1$ [kg/l]
d_o	diâmetro orbital junto ao fundo [m]
D	diâmetro médio das partículas [m]; taxa de deposição por unidade de área [kg/m ² /s]
E	energia das ondas por unidade de área [kg. m ² /s ²]; taxa de erosão superficial [kg/m ² /s]
$E(f)$	espectro de onda [m ² /Hz]
$E_p(f)$	espectro de pressão [m ² /Hz]
f	factor de atrito da onda [-]
g	aceleração gravítica [m/s ²]
h	profundidade [m]
h_b	profundidade na rebentação [m]
H	altura de onda em águas pouco profundas [m]
\overline{H}	altura de onda média [m]

H_b	altura de onda na rebentação [m]
H_g	altura dos transdutores acima do fundo [m]
H_{max}	altura de onda máxima [m]
H_{min}	altura de onda mínima necessária ao início de movimento das partículas [m]
H^n	altura de água na coluna de sedimentação no instante n [m]
H_0	altura de onda em águas profundas [m]
H_{rms}	raiz da média dos quadrados da altura de onda [m]
H_s	altura de onda significativa [m]
H_{sb}	altura de onda significativa na rebentação [m]
$H_{1/10}$	média do decil das ondas mais altas [m]
I_l	taxa de transporte longitudinal expressa em peso imerso por unidade de tempo [kg.m.s ⁻³]
k	número de onda [1/m]; permeabilidade [m/s]; constante de von Karman [-]
K, K'	coeficientes empíricos de proporcionalidade [-]
$K(f)$	factor de atenuação de profundidade [-]
K_p	função de resposta do sensor de pressão [-]
K_s	coeficiente de redução de profundidade [-]
K_r	coeficiente de refração [-]
L	comprimento de onda em águas pouco profundas [m]; espessura média do sedimento numa coluna de consolidação [m]
L_0	comprimento de onda em águas profundas [m]
M	parâmetro empírico [-]
n	número inteiro de 0 a $N-1$ [-]; factor de Manning [-]
N	número de amostras [-]
O_v	voltagem de saída do OSLIM [V]
p	porosidade do material de fundo [-], pressão de água intersticial [N/m ²]
P	pressão medida no transdutor [N/m ²]
P_a	pressão atmosférica à superfície [N/m ²]
P_l	componente longitudinal do fluxo de energia das ondas por unidade de comprimento da praia [J/m.s]
q	fluxo de sedimento [m ² /s/m]
Q	taxa média do fluxo de água intersticial [m ³ /s]
Q_s	taxa instantânea de volume de sedimento transportado longitudinalmente [m ³ /s]
Q_{sa}	taxa anual de volume de sedimento transportado [m ³ /ano]

r	raio do canal anular [m]
R_t	factor de ajustamento para a diferença de temperatura ar-água [-]
S	espaçamento entre as ortogonais em águas pouco profundas [m]
S_0	espaçamento entre as ortogonais em águas profundas [m]
t	tempo [s]
T	período da onda [s]; turbidez média da água [NTU]
T_m	período médio da onda [s]
T_p	período de pico da onda [s]
T_s	período significativo da onda [s]
T_z	período de zero ascendente da onda [s]
T_z'	período de zero ascendente da onda sob acção das correntes [s]
u, U	velocidade da corrente [m/s]
u_m	velocidade média do movimento da onda relativo ao fundo [m/s]
u^*	velocidade de corte [m/s]
U_{max}	limiar de início de movimento das partículas induzido por um fluxo oscilatório junto ao fundo [m/s]
U_{om}	velocidade orbital de pico junto ao fundo [m/s]
$\overline{v_l}$	velocidade média da corrente longitudinal [m/s]
V	intensidade do vento [m/s]; velocidade do canal anular [m/s]
V_a	factor de tensão do vento [-]
$V_{(10)}$	média horária da velocidade do vento 10 m acima do nível médio [m/s]
w_k	frequência de Fourier [rad]
w_s	velocidade de queda de partículas em suspensão [m/s]
w_{si}	velocidade de queda da classe i do sedimento [m/s]
w_{s0}	velocidade inicial de queda das partículas em suspensão [m/s]
w_r	velocidade angular da tampa do canal anular [rad/s]
w_t	velocidade angular da base do canal anular [rad/s]
z	coordenada vertical [m]
z_0	rugosidade do fundo [m]
α	ângulo de incidência das ondas em águas pouco profundas [graus]
α_2	coeficiente empírico [-]
α_0	ângulo de incidência das ondas em águas profundas [graus]
α_b	ângulo de incidência das ondas na rebentação [graus]

δ	altura das rugas de fundo [m]; coeficiente empírico [-]
γ_b	razão entre a altura da onda na rebentação e a profundidade da água [-]
ε	taxa de erosão superficial [kg/m ² /s]
ε_f	taxa de erosão do floco [kg/m ² /s]
Δh	diferença entre a pressão medida no fundo da coluna de consolidação e a pressão hidrostática [N/m ²]
Δt	intervalo de tempo [s]
η	elevação da superfície líquida [m]
λ	comprimento de onda das rugas de fundo [m]
μ	viscosidade dinâmica do fluido [N.s/m ²]
θ	ângulo entre a direcção de propagação das ondas e a direcção do vento (graus)
ρ	massa volúmica da água [kg/m ³]
ρ_s	massa volúmica das partículas [kg/m ³]
ρ_{sd}	massa volúmica seca do sedimento [kg/m ³]
σ	tensão total no sedimento [N/m ²]
σ'	tensão efectiva [N/m ²]
τ	tensão de corte no fundo [N/m ²]
τ_{cd}	tensão crítica de deposição [N/m ²]
τ_{ce}	tensão crítica de erosão [N/m ²]
ξ	parâmetro da largura espectral [-]
ζ	elevação da onda no tempo [m]; coeficiente empírico [-]

Capítulo I

Introdução

1. Enquadramento Geral

As margens estuarinas estendem-se desde as zonas subtidais até ao limite máximo de inundação atingido pelas tempestades, constituindo a interface entre o suporte terrestre e o meio hídrico estuarino. São constituídas por diversos elementos morfo-sedimentares, interdependentes entre si através de processos hidrodinâmicos, sedimentares, morfológicos e ecológicos. Estas características conferem às margens estuarinas uma sensibilidade particular a desequilíbrios entre o suporte morfológico, o conteúdo ou dinâmica sedimentares e a acção dos agentes modeladores. Além da sua importância ecológica, o interesse das margens estuarinas relaciona-se com o facto de terem constituído, desde sempre, zonas de intensa atracção para o Homem. A ocupação antrópica das margens estuarinas, ligada a actividades agrícolas, industriais ou portuárias e de lazer, nem sempre tem sido efectuada de forma adequada de modo a preservar, tanto quanto possível, as características naturais das margens. Assiste-se frequentemente a uma evolução influenciada e, muitas vezes, unicamente determinada por factores antrópicos que mascaram, obliteram ou distorcem a relação entre a evolução natural e os conteúdos morfo-sedimentares.

A investigação sobre a morfodinâmica de ambientes estuarinos actuais tem focado principalmente as zonas subtidais, em resposta às preocupações relacionadas com a crescente actividade portuária e industrial. Os sapais constituem o tipo de conteúdo marginal que tem despertado mais interesse aos investigadores, principalmente sob a perspectiva ecológica e/ou em relação aos efeitos da subida do nível médio do mar. A par do desenvolvimento sócio-económico das áreas estuarinas assiste-se actualmente à necessidade de conhecer melhor os efeitos de alterações ambientais de origem natural ou

antrópica nas margens dos estuários. Nesta perspectiva, e considerando os usos e impactos associados, o conhecimento destas áreas passa pela identificação e avaliação adequada dos processos actuais e dos factores intervenientes na sua evolução passada. Este será o ponto de partida para a possível previsão de evolução destes sistemas em vários cenários de ocupação, fornecendo bases sólidas para o seu planeamento de uma forma integrada e sustentável.

O estuário do Tejo apresenta características morfológicas e sedimentares particulares, resultantes da sua história geológica recente, que têm condicionado a resposta do sistema à acção dos agentes modeladores. Os contrastes morfológicos e sedimentares das suas margens resultam de uma diversidade de processos de sedimentação coesiva e não coesiva e de morfodinâmica diferenciada, associados à acção de correntes de maré e de ondas de vento. Devido à variedade de formas e de conteúdos sedimentares, e influência antrópica que se fez sentir, directa ou indirectamente, principalmente a partir do século XIX, o estuário constitui um excelente campo de trabalho para a análise dos processos morfogenéticos e sedimentares das margens estuarinas, no contexto da sua evolução recente.

Neste enquadramento, e na sequência da Dissertação de Mestrado em que se perspectivaram alguns dos aspectos de investigação agora desenvolvidos, surge a presente Dissertação de Doutoramento. Este trabalho, de investigação aplicada, contempla o estudo de margens estuarinas, procurando identificar as condições genéticas, caracterizar e quantificar os processos evolutivos actuais e passados, face aos factores hidrodinâmicos, climáticos e antrópicos. Escolheu-se como área de trabalho o estuário interno do Tejo, nomeadamente um troço da margem sul, entre Alcochete e Cacilhas. Deste troço, definiu-se uma área piloto para o desenvolvimento de estudos de pormenor, constituída pela restinga do Alfeite e baía do Seixal.

O trabalho efectuado desenvolveu-se no Núcleo de Estuários do Departamento de Hidráulica do Laboratório Nacional de Engenharia Civil, no âmbito do projecto “Processos Morfo-Sedimentares em Estuários”, com o apoio do Centro de Geologia da Universidade de Lisboa. As actividades realizadas foram ainda financiadas pelos Programas CIÊNCIA e PRAXIS XXI da Fundação para a Ciência e Tecnologia, e pelo projecto EV-0445 “Climate

Change and Coastal Evolution in Europe” da União Europeia que decorreu no Centro Geologia e no Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa.

2. Objectivos

O objectivo geral desta tese consiste no desenvolvimento de modelos morfodinâmicos de evolução de margens estuarinas, fundamentados no conhecimento dos processos actuais e na análise evolutiva dos sistemas num passado recente. O trabalho incidiu em dois tipos particulares de margens: praias estuarinas, caracterizadas por conteúdo sedimentar não coesivo e pela preponderância da acção das ondas de vento na sua génese e evolução; rasos de maré e sapais, com conteúdo sedimentar coesivo e cuja dinâmica depende essencialmente das correntes de maré.

Para alcançar este objectivo geral, definiu-se um conjunto de actividades específicas, desenvolvidas numa perspectiva multidisciplinar, que incluíram trabalhos de campo, análise laboratorial, ensaios experimentais no protótipo e no laboratório, e aplicação de modelos numéricos:

- Definição, cartografia e caracterização morfológica e sedimentar da zona em estudo; avaliação das tendências evolutivas à escala de décadas (mesoescala) e de anos ou dias (microescala) e determinação das taxas de evolução correspondentes;
- Determinação do regime de agitação local e análise da sua acção no padrão de distribuição dos sedimentos arenosos do estuário; quantificação da capacidade de ressuspensão dos sedimentos arenosos nos fundos estuarinos e do transporte longitudinal ao longo da margem;
- Análise experimental do comportamento de sedimentos coesivos provenientes da área em estudo, face aos processos de sedimentação e de transporte;
- Caracterização e avaliação da sedimentação coesiva num sistema condicionado por correntes de maré; elaboração de um modelo morfodinâmico de evolução.

O carácter inovador deste trabalho prende-se sobretudo com a metodologia multidisciplinar seguida, baseada na necessidade do conhecimento do suporte geológico e da evolução passada dos ambientes em estudo, numa perspectiva de evolução futura a

curto prazo. Deste modo, tenta-se efectuar a articulação entre os métodos, resultados e conclusões sobre a dinâmica sedimentar e morfologia de uma margem estuarina quando encarada a escalas temporais distintas.

3. Organização do Trabalho

Inicia-se a presente dissertação com a caracterização geral do estuário do Tejo nos seus aspectos morfológicos e sedimentares mais notórios. Segue-se a apresentação dos factores modeladores estuarinos, com maior relevância para os factores hidrodinâmicos, climáticos e antrópicos.

No capítulo III apresenta-se o resultado da cartografia dos elementos morfo-sedimentares que constituem as margens do estuário interno do Tejo, procedendo-se à sua caracterização morfológica e sedimentar. Tecem-se algumas considerações sobre a organização de perfis típicos das margens, modelo genético e evolutivo, e aspectos da sua ocupação antrópica. Discute-se a génese e evolução da restinga do Alfeite e baía do Seixal e caracteriza-se a zona do ponto de vista sedimentar e morfológico. Finalmente, apresentam-se as tendências evolutivas à mesoescala e microescala, e determinam-se taxas de evolução.

No capítulo IV aborda-se a geração de ondas induzidas pelo vento no estuário interno, e a sua importância no padrão de distribuição dos sedimentos arenosos nas zonas marginais do estuário. A abordagem destes problemas é feita considerando a capacidade de ressuspensão dos sedimentos arenosos dos fundos estuarinos e a sua acção no transporte longitudinal de areias ao longo da margem.

O capítulo V é dedicado à dinâmica morfo-sedimentar do sistema de sapal e rasos de maré que constitui a baía do Seixal. Apresentam-se e discutem-se os aspectos da dinâmica sedimentar do sistema, face às condições hidrodinâmicas, parâmetros físico-químicos da água e características dos sedimentos.

No capítulo V apresentam-se as conclusões e perspectivas para trabalho futuro.

As metodologias e técnicas utilizadas, bem como a descrição sumária dos modelos numéricos aplicados constituem os anexos I e II, respectivamente.

Capítulo II

Enquadramento da Área em Estudo

1. Notas Introdutórias

Neste capítulo caracteriza-se o estuário do Tejo, nos seus aspectos morfológicos e sedimentares mais notórios, e discutem-se os factores que condicionam a sua evolução. Apresentam-se as principais características físicas do estuário, enquadrando-o nos contextos geográfico e geológico; referem-se os aspectos mais marcantes da sedimentação estuarina; apresentam-se e discutem-se os factores que, de algum modo, interferem no sistema estuarino, controlando os processos nele actuantes. Incluem-se naqueles os factores de natureza antrópica que por vezes, de modo drástico e irreversível, modificam as tendências evolutivas naturais do sistema.

2. O Estuário do Tejo

2.1. Localização e Enquadramento Geográfico

O estuário do Tejo situa-se na costa ocidental portuguesa, na Estremadura e Ribatejo meridionais, sendo limitado pelos paralelos 38°40'N e 39°05'N e pelos meridianos 9°20'W e 8°45'W (Figura II.2-1).

O estuário desenvolve-se segundo duas direcções principais: NNE-SSW e ENE-WSW. Apresenta morfologia particular caracterizada por uma região interior extensa e pouco profunda, com larguras que podem atingir os 15 km, e um canal de embocadura, estreito e profundo, com largura mínima de 1,6 km. É um dos maiores estuários da Europa e ocupa uma superfície aproximada de 320 km², desde a embocadura até Vila Franca de Xira, limite montante da intrusão salina em condições hidrológicas normais.

Considerando os critérios de Fairbridge (1980) o estuário do Tejo tem o seu limite montante perto de Muge, a cerca de 80 km da embocadura, termo da propagação normal

da maré dinâmica. O limite jusante, mais difuso, pode ser considerado como o limite da pluma túrbida nas águas oceânicas que depende fundamentalmente do caudal fluvial.

O enquadramento orográfico do estuário faz-se a norte pela Serra de Sintra e relevos do sistema montanhoso Candeeiros-Montejuento-Aire, com altitudes que variam entre 400 m e 700 m; a sul pelos relevos da Cadeia da Arrábida, com o seu ponto mais elevado a cerca de 500 m; a leste e sudeste pelas planícies ribatejanas com cotas inferiores a 100 m.

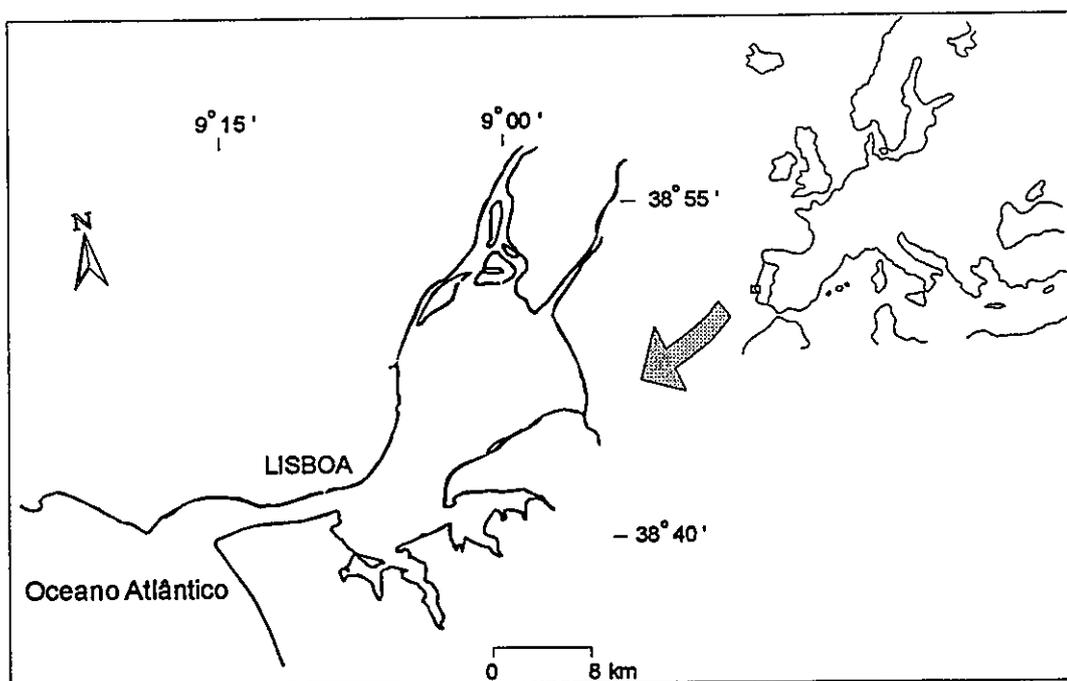


Figura II.2-1 - Localização do Estuário do Tejo.

2.2. Enquadramento Geológico

A bacia hidrográfica do rio Tejo em Portugal (Figura II.2-2), desenvolve-se em grande parte no Maciço Hespérico atravessando, a norte e a nordeste, afloramentos de xistos, grauvaques, quartzitos e granitos da Zona Centro-Ibérica, e a sudeste e leste rochas pelíticas, carbonatadas e granitóides da Ossa Morena. A noroeste e a oeste, corta as séries sedimentares essencialmente carbonatadas e detríticas da Orla Mesozóica Ocidental. Desenvolve uma extensa planície aluvial quando atravessa as formações terciárias e quaternárias da chamada “Bacia Cenozóica do Baixo-Tejo” e Sado. Esta constitui uma depressão tectónica, alongada segundo a direcção NE-SW, marginada a oeste e norte pelas

formações mesozóicas da orla ocidental e a nordeste e leste pelo substrato hercínico. Apresenta uma estrutura sub-horizontal, cujos bordos coincidem com falhas normais que rejogaram durante a subsidência da bacia ao longo do Cenozóico; no bordo noroeste, a cobertura mesozóica da bordadura ocidental cavalga o cenozóico da bacia (Ribeiro *et al.*, 1979).

2.2.1. *Litologia Enquadrante*

A descrição das formações litológicas que marginam o estuário, aqui apresentada de forma sumária, baseou-se essencialmente nos trabalhos de Carvalho, 1968; Ramalho *et al.*, 1981; Ribeiro *et al.*, 1979; Zbyszewski, 1963, 1964; Zbyszewski e Torre de Assunção, 1965; Zbyszewski *et al.*, 1965; Zbyszewski e Veiga Ferreira, 1968a, 1968b, 1969; Serviços Geológicos de Portugal, 1992.

Ao longo da margem direita do estuário, a sul de Santarém, afloram formações do Miocénico constituídas pelas “Argilas e Linhitos da Póvoa de Santarém” (M_o) e pelos “Calcários de Santarém e de Almoester” (M_{ST}), e formações do Pliocénico, os “Arenitos de Ulme” (P_U) (Figura II.2-3). Entre Vila Franca de Xira e Alhandra, surgem formações do Jurássico superior (J^3 e J_F^3), representadas fundamentalmente por arenitos, argilitos, margas e calcários fossilíferos, cortadas por importantes acidentes de direcção NE-SW. A sul, afloram as formações areno-margosas e carbonatadas do Cretácico inferior (C^1 e C_B^1), calcários com rudistas do Cretácico superior (C^2), o “Complexo Vulcânico de Lisboa” (C^3) constituído por uma sucessão de derrames lávicos e piroclastos, e as formações paleogénicas do “Complexo de Benfica” (O_B) representadas principalmente por margas, argilas vermelhas, arenitos, conglomerados e calcários. O Cretácico da região de Lisboa é constituído por calcários, margas e calcários margosos fossilíferos, estando bem representado na estrutura anticlinal de Monsanto. O Miocénico (M_L) nesta região é constituído por extensos afloramentos mostrando alternância de formações de fácies marinha e continental. Compreende arenitos com intercalações conglomeráticas e argilosas, e calcários lacustres que inclinam suavemente para SE, originando, na região de Lisboa, um relevo de costeiras com orientação NE-SW.

Ao longo da margem esquerda do estuário (Figura II.2-3), a sul de Almeirim, encontram-se formações detríticas sub-horizontais miocénicas e pliocénicas, constituindo um relevo planáltico para o interior. Estas formações são constituídas fundamentalmente

por areias e arenitos com leitos conglomeráticos e lenticulas argilosas, incluindo as “Argilas de Tomar” (M_T), “Arenitos de Ulme” (P_U) e os “Conglomerados de Almeirim” (P_{AI}). Acompanhando o percurso do estuário até à Península de Setúbal, encontram-se importantes depósitos de terraços fluviais pliocénicos (Q) constituídos por areias, calhaus rolados e formações siltosas e argilosas. Entre Cacilhas e Trafaria aflora o Miocénico de fácies marinha (M_L) que forma uma crista fortemente entalhada por vales suspensos sobre o canal actual do Tejo. A sul, na Península de Setúbal, encontram-se as formações detríticas terciárias e quaternárias do Sinclinal de Albufeira. Esta pequena bacia sedimentar subsidente apresenta uma zona axial ampla, orientada aproximadamente ENE-WSW, centrada na zona da Lagoa de Albufeira. O flanco norte liga-se à estrutura anticlinal de Lisboa e o flanco sul está associado aos dobramentos da cadeia da Arrábida (Cabral *et al.*, 1984). O Pliocénico nesta região está representado pelas “Camadas de Alfeite” (P_{AF}) constituídas fundamentalmente por duas unidades. Uma série inferior de fácies estuarina atribuída ao Pliocénico inferior, representada por arenitos avermelhados com intercalações conglomeráticas; no topo desta unidade ocorrem localmente intercalações argilosas com abundantes fósseis indicativos de ambiente marinho litoral e de idade pliocénica superior. Segue-se uma unidade superior constituída por um conjunto arenoso cuja espessura máxima é de 325 m na região de Pinhal Novo; é constituído por areias finas, contendo leitos de calhaus de quartzo, bem rolados, e ainda intercalações de argilas, diatomitos e lenhitos. Pelo menos em parte, a unidade superior é considerada por alguns autores de idade quaternária (Azevedo e Cabral, 1986). O Quaternário inferior (Q) está representado por uma formação grosseira, o “Conglomerado de Belverde”, constituída essencialmente por calhaus de quartzito e quartzos filoneano de origem continental, mas evidenciando remobilização marinha (Azevedo, 1982). Em algumas zonas observa-se uma formação conglomerática de matriz areno-argilosa vermelha de fácies torrencial, posterior ao “Conglomerado de Belverde”, conhecida por “Formação do Marco Furado” (Azevedo, 1982).

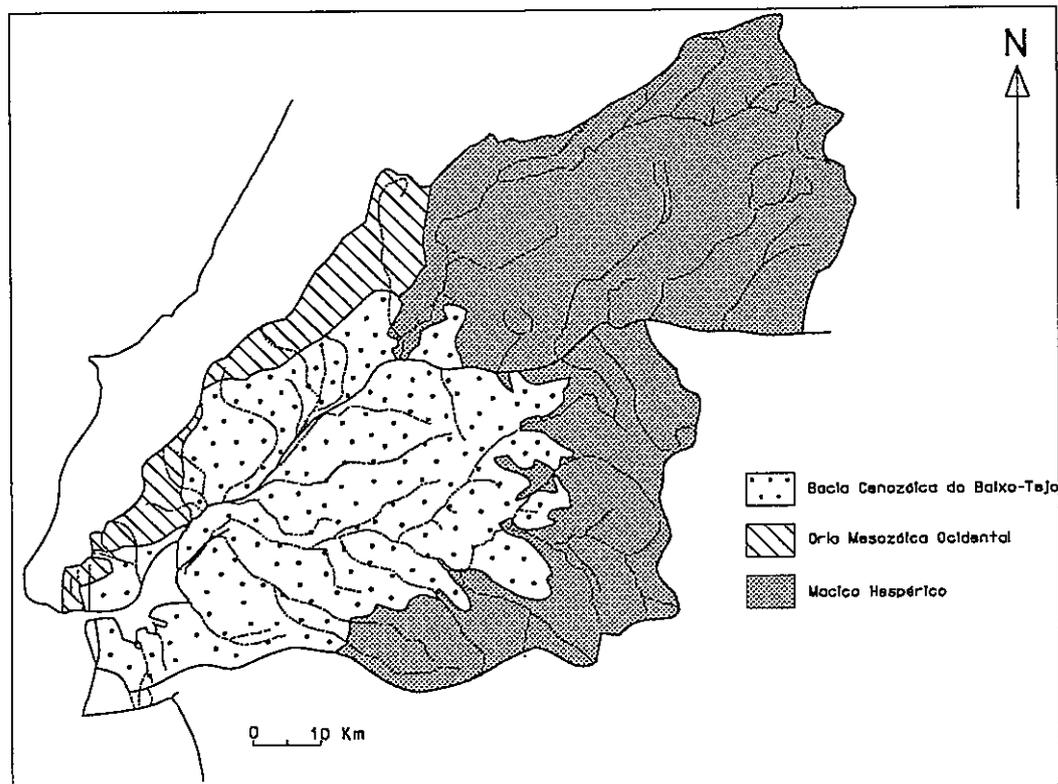


Figura II.2-2 - Enquadramento geológico simplificado da bacia hidrográfica do Tejo (adapt. Carta Geológica de Portugal, escala 1:1 000 000, Serviços Geológicos de Portugal, 1968 e Instituto da Água, 1995).

O Holocénico está representado pelas aluviões (a) que formam uma extensa planície ao longo do estuário, melhor desenvolvida na margem esquerda, e por areias superficiais (A¹). As aluviões são constituídas genericamente por alternâncias de areias e lodos, com um depósito basal de areias com seixos e calhaus que pode atingir 40 m. A espessura máxima das aluviões do Tejo aproxima-se dos 70 m (Mendonça, 1990). As areias superficiais acumuladas a partir do final do Plistocénico, e que cobrem extensas zonas da margem esquerda do estuário, poderão, segundo aquele autor, ter várias origens: areias transportadas e depositadas pelas antigas cheias do Tejo e seus afluentes; areias provenientes das formações detríticas enquadrantes; areias depositadas por transporte eólico, com origem em depósitos fluviais.

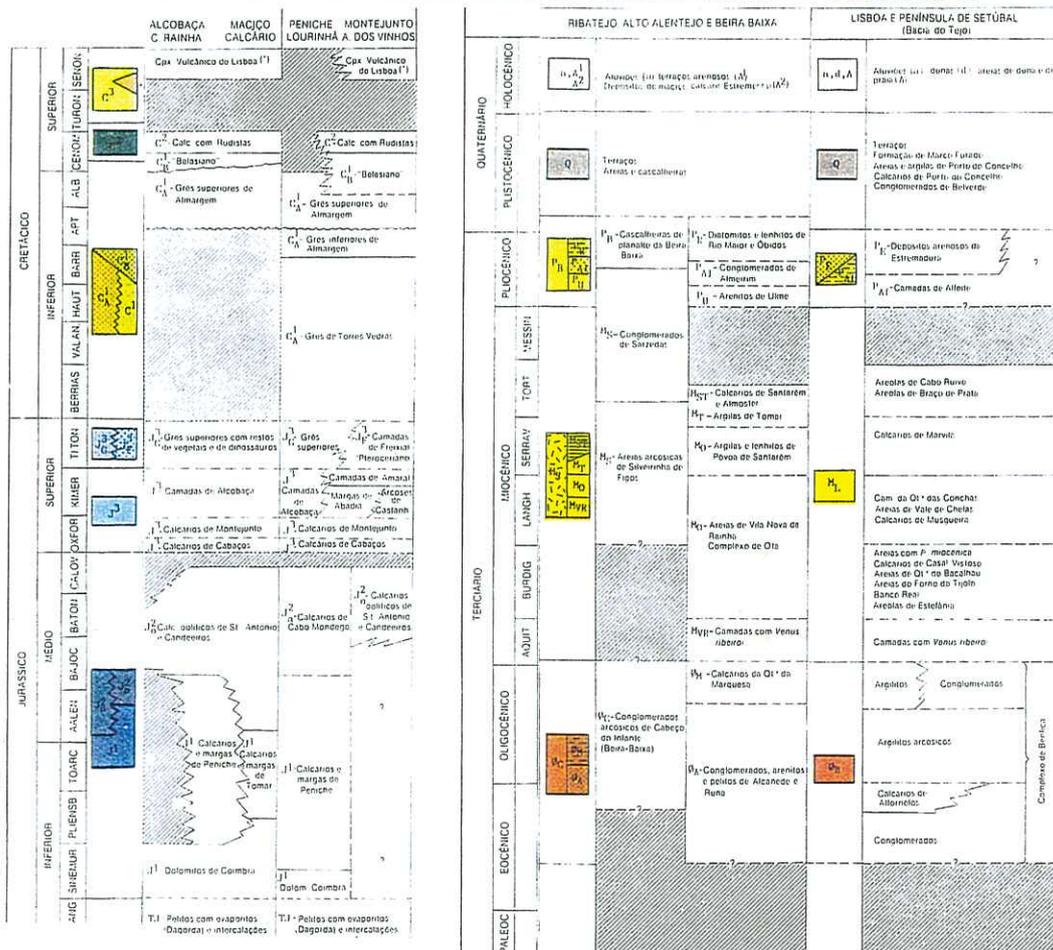
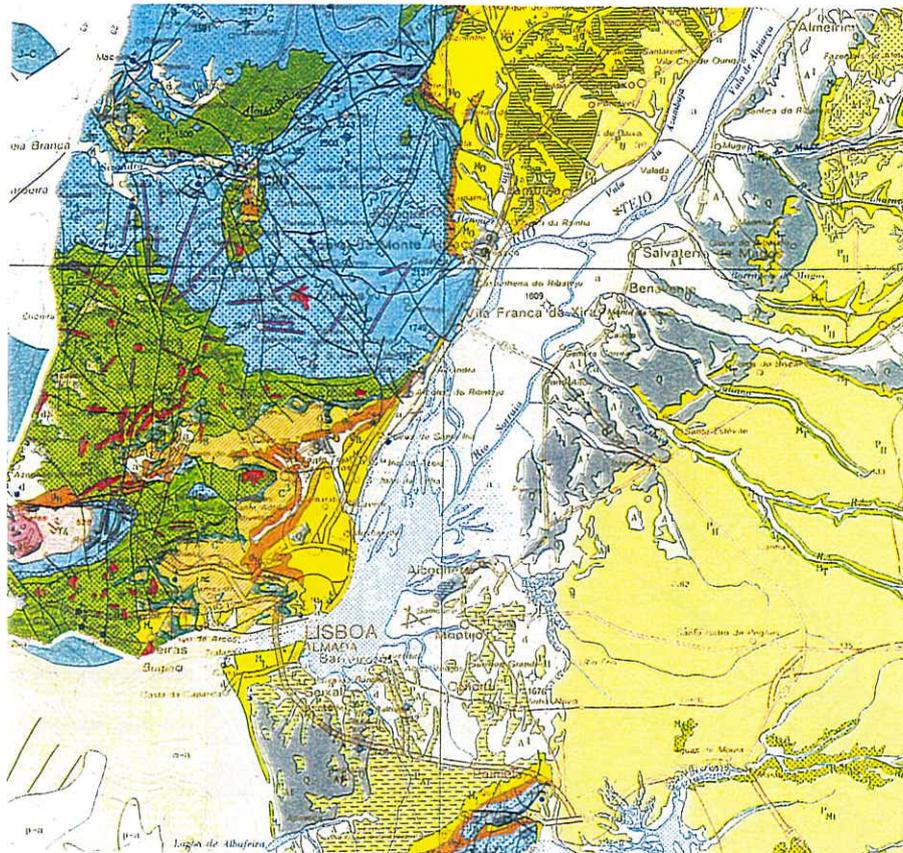


Figura II.2-3 - Enquadramento geológico do estuário do Tejo (adapt. Carta Geológica de Portugal, escala 1: 500 000, Serviços Geológicos de Portugal, 1992).

2.2.2. Neotectónica

A “Bacia do Baixo-Tejo” sofreu subsidência ao longo do Cenozóico, controlada por importantes acidentes tectónicos cujos movimentos condicionaram a sua evolução. A espessura de 300 m das areias pliocénicas na área do Pinhal Novo é justificada, segundo Azevedo (1982), pela reactivação da subsidência na área vestibular da bacia do Tejo ter sido mais intensa na região oriental da Península de Setúbal, durante o Pliocénico. Este facto poderá estar associado, segundo Cabral (1993), a halocinése na estrutura diapírica profunda aí existente. Esta subsidência intensa é de igual modo sugerida pela convergência centrípeta da rede hidrográfica em relação a um centro comum, a nordeste do Barreiro (Azevedo, 1982).

A ocorrência de actividade tectónica na bacia do Tejo durante o Quaternário e a sua continuidade para a actualidade, manifestada por deformações verticais, aparece referida nos trabalhos de Zbyszewski (1943), Carvalho (1968) e Daveau (1977, 1982). A sismicidade histórica e instrumental intensa na região a nordeste de Lisboa, evidenciada pela ocorrência de eventos sísmicos de magnitude entre 6 e 7, mostra a presença de importantes acidentes activos na área. Dados geofísicos obtidos a partir da execução de perfis sísmicos e de medições gravimétricas apontam também para a existência de importantes acidentes tectónicos profundos na região (Cabral, 1993).

Uma dessas estruturas geológicas profundas é o acidente tectónico provável denominado lineamento ou “falha do vale inferior do Tejo”, referido inicialmente por Andrade (1933). Corresponde a uma falha provável de orientação N30E, seguida pelo traçado do Tejo entre Vila Nova da Barquinha e o Barreiro. O alinhamento morfológico correspondente ao vale do rio Tejo, a jusante de Vila Nova da Barquinha, e a assimetria do troço do vale do Tejo, no qual os terraços escalonados sugerem ocorrência de movimentações diferenciais, são evidências geomorfológicas deste acidente (Cabral, 1993). Aquele autor refere também evidências da expressão superficial da falha ou zona de falha obtidas por detecção remota. Em relação aos deslocamentos verticais no Quaternário produzidos pela “falha do vale inferior do Tejo”, Cabral (1993) utiliza como referência a superfície de erosão regional que trunca as formações pliocénicas, constituindo o planalto ribatejano, de idade provável pliocénica superior ou inferior. O autor correlaciona aquela superfície com a superfície de erosão conservada a cerca de 100-120 m no topo das colinas

de Almada-Trafaria e na região de Lisboa, considerando que a morfologia aplanada que se observa no bordo oriental do Mar da Palha (Alcochete-Montijo-Moita-Barreiro) corresponde àquele nível de erosão mas a cotas mais baixas. Assim, Cabral (1993) infere uma separação vertical da ordem dos 100 m entre as margens direita e esquerda do estuário no seu troço vestibular, imediatamente a montante de Almada, ocorrida desde o Pliocénico superior ou inferior. Este deslocamento traduzirá uma taxa de actividade do acidente da ordem de 0,05 mm/ano e 0,1 mm/ano, consoante se atribuam as idades de 2 M.a. (milhões de anos) ou de 1 M.a. à superfície de referência. Esta taxa será, segundo o autor, relativamente baixa em relação à importante actividade sísmica histórica e instrumental registada na área, o que sugere um incremento recente da actividade tectónica.

Dados geofísicos evidenciaram a presença de outro acidente tectónico em profundidade, oblíquo à “falha do vale inferior do Tejo”, de direcção ENE-WSW a E-W (Cabral, 1993). Este acidente, denominado por “falha do gargalo do Tejo”, pertence a um sistema de falhas subparalelas ao troço vestibular do rio, cujas únicas evidências superficiais consistem em microfalhas num pequeno areeiro perto de Sobreda (Cabral, 1993).

A evolução quaternária da “Bacia do Baixo Tejo” esteve associada à resposta da rede hidrográfica a uma descida relativa do nível do mar relacionada com o levantamento regional do continente, a que se sobrepuseram os efeitos das oscilações glacio-eustáticas Cabral (1993). Segundo este autor, embora tenha havido modificação na evolução tectónica regional, com inversão da subsidência para levantamento em quase toda a área da bacia, na parte vestibular do rio Tejo, a sul de Vila Franca de Xira, terão prevalecido os movimentos subsidentes até à actualidade.

2.2.3. Evolução Paleogeográfica

No final do Miocénico, após a deposição das últimas camadas francamente marinhas na bacia do Tejo e Sado, iniciou-se uma regressão traduzida pela substituição do regime marinho por um regime salobro de tipo fluvio-estuarino. A regressão culminou com a formação de uma vasta planície entre Lisboa e a Serra da Arrábida, onde se instalou, há cerca de 3 M.a., um sistema fluvial considerado o precursor do Tejo actual (Azevedo, 1982, 1987). Este sistema do tipo anastomosado teria, segundo a autora, grande envergadura, migrando lateralmente numa vasta planície aluvial. O clima na altura seria subtropical, quente e húmido e o rio teria competência para transportar todo o material

resultante da erosão dos relevos a montante. Uma das embocaduras principais deste sistema situar-se-ia, segundo Zbyszewski (1943), na região da Lagoa de Albufeira. No entanto, o estuário ou delta poder-se-ia prolongar para sul da Cadeia da Arrábida, juntando-se ao estuário do Sado como referido por Andrade (1933).

O aumento da subsidência na bacia sedimentar em direcção a nordeste, que ocorreu há cerca de 1.5 - 1.7 M.a., terá originado o balanceamento da superfície em sentido contrário ao do escoamento, provocando a inversão e reorganização da rede hidrográfica (Azevedo, 1982, 1987). A presença da “falha do gargalo do Tejo” terá favorecido o desvio do curso do rio, com instalação do eixo de escoamento principal no percurso actual do rio Tejo. O controlo imposto por esta estrutura na mudança do percurso do rio não implica necessariamente, segundo Azevedo e Cabral (1986), movimentação tectónica. Os autores consideram que poderá tratar-se apenas de um fenómeno de erosão diferencial por aproveitamento de uma zona de fraqueza estrutural; admitindo contudo que deslocamentos nesta falha, durante o Quaternário inferior, teriam facilitado o processo por deformação da plataforma onde o rio se instalou.

A evolução do sistema fluvial durante o Plistocénico caracterizou-se por uma passagem da sedimentogénese do Pliocénico a gliptogénese no Quaternário, resultante da resposta da rede hidrográfica às oscilações glacio-eustáticas (Cabral, 1993). Durante o Würm, último máximo glacial que ocorreu há cerca de 18 mil anos, o nível relativo do mar estaria, segundo Dias (1987), 120 m abaixo do nível médio actual, favorecendo o intenso escavamento dos vales inferiores dos rios. O escavamento do baixo Tejo terá alcançado, perto de Santarém, valores na ordem de 30 m abaixo do nível médio actual (Daveau, 1982). Quando da transgressão flandriana, definitivamente instalada há cerca de 10 mil anos, as águas penetraram nos vales profundamente escavados dando origem às chamadas “rias flandrianas”. Com a estabilização do nível do mar próximo do nível médio actual, há cerca de 5 a 3 mil anos (Dias, 1987), estas formas foram sendo progressivamente colmatadas por depósitos fluviais, principalmente os afluentes menos encaixados, dando origem às extensas áreas de planície aluvial frequentemente inundadas quando do aumento do caudal na bacia hidrográfica.

A relativa estabilização do nível do mar nos últimos milhares de anos, apenas com flutuações decimétricas e métricas, contribuiu para um certo equilíbrio do litoral,

verificando-se o assoreamento das estruturas estuarinas e crescimento de restingas arenosas (Dias, 1987). Segundo este autor, grande parte das modificações da linha de costa, tendentes a reequilibrá-la às condições climáticas, oceanográficas e sedimentológicas actuais, terão ocorrido no último milhar de anos. Estas alterações terão tido lugar na sequência de períodos mais frios e de possíveis abaixamentos do nível do mar, como o que ocorreu na Idade Média e mais recentemente na Pequena Idade do Gelo. Esta foi a última oscilação climática importante, com expressão global e consequências na evolução dos sistemas costeiros. Segundo Tullot (1986), este episódio climático estabeleceu-se bruscamente na Península Ibérica na passagem entre os séculos XV e XVI e terminou no início do século XVIII. Alguns autores consideram que se prolongou até ao final do século passado, tendo os séculos XVI e XVII sido os mais rigorosos (Dias, 1987). Para além do comportamento regressivo bem marcado, terá ocorrido igualmente sedimentogénese intensa com elevado acarreo de sedimento para o litoral, como resposta ao abaixamento da temperatura e à distribuição sazonal das chuvas, muito diferente da actual (Dias, 1990).

No final do século passado verificou-se a transição para uma fase climática mais quente, com variabilidade e contrastes climáticos mais acentuados que em épocas anteriores (Tullot, 1986). Alterações globais no clima, como consequência da acção antrópica, têm vindo a verificar-se, principalmente devido ao aumento dos níveis de CO₂ e outros gases na atmosfera e conseqüente incremento do “efeito de estufa”. Como resultado, para além do aumento da temperatura do ar e dos oceanos, têm sido observadas alterações no ciclo hidrológico (Bradley *et al.*, 1987). Uma das consequências deste aquecimento global é a elevação do nível médio do mar devido à expansão térmica dos oceanos, e à diminuição da massa de água retida nos glaciares.

Assim, desde o final do século passado a evolução global do estuário do Tejo, tal como dos outros sistemas costeiros, estará relacionada em parte com a elevação do nível médio do mar em relação ao continente (ver II.3.3.). Este enquadramento transgressivo e a persistência da subsidência na bacia do Tejo desde o Pliocénico favorecerá o funcionamento do estuário como meio receptor de sedimentos a montante. Neste contexto haverá défice de material exportado para o exterior, nomeadamente no que diz respeito aos sedimentos arenosos. Essa deficiência de material é agravada pela acção antrópica no estuário e bacia hidrográfica, como será discutido em II.3.4..

2.3. Fisiografia e Sedimentação Estuarina

2.3.1. Unidades Fisiográficas

O estuário do Tejo pode ser dividido em várias unidades fisiográficas (Figura II.2-4): zona fluvio-marítima, zona interior, canal de embocadura e embocadura. As principais características físicas do estuário estão resumidas no Quadro II.2-1.

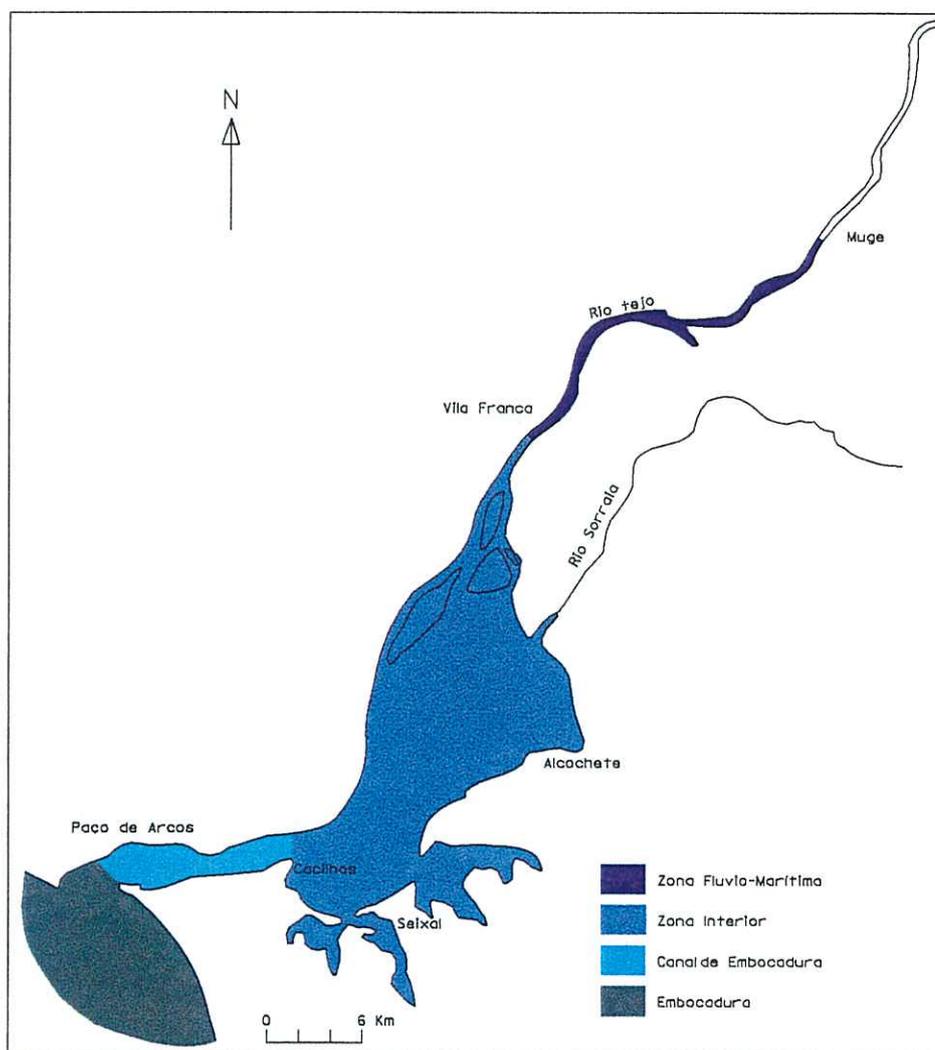


Figura II.2-4 - Unidades fisiográficas do estuário do Tejo.

Zona Fluvio - Marítima

A zona fluvio-marítima (Lemos, 1972; Lobo, 1977; Martins, *et al.*, 1984; Rodrigues *et al.*, 1988) corresponde ao troço do estuário, entre Vila Franca de Xira e Muge, onde, embora não se faça sentir a presença de salinidade na água, sentem-se ainda os efeitos da propagação da maré. Esta zona prolonga-se por cerca de 30 km e é constituída por um canal com características fluviais, cuja largura varia entre 0,5 km e 1,5 km. O canal é acompanhado por extensa planície aluvial, frequentemente inundada quando ocorrem situações de cheia. Barras arenosas longitudinais têm vindo a depositar-se neste troço, favorecendo a migração lateral do canal. Neste sector do estuário, as margens estão fortemente regularizadas pela edificação de diques e portos (Freire, 1989).

Quadro II.2-1

Principais características físicas do estuário do Tejo (condições hidrológicas médias).

Extensão até ao termo da propagação da maré dinâmica	80 km (até Muge)
Extensão até limite montante da intrusão salina	50 km (até Vila F. Xira)
Área total	320 km ² (até Vila F. Xira)
Área intertidal	130 km ²
Largura máxima	15 km
Largura média	4 km
Profundidade máxima	32 m
Profundidade média	10,6 m
Volume total médio	1887x10 ⁶ m ³

Uma vez que, no presente trabalho, pretende-se analisar as zonas marginais estuarinas, a zona fluvio-marítima não foi incluída no estudo devido à sua morfologia essencialmente fluvial. Segundo o critério de Dalrymple *et al.* (1992), o limite montante dos sedimentos com características estuarinas situa-se ligeiramente a montante do limite superior da intrusão salina. Deste modo, considerou-se Vila Franca de Xira o limite montante da área com características morfo-sedimentares estuarinas.

Zona Interior

Considerou-se como zona interior do estuário a região extensa, pouco profunda, que se estende por cerca de 35 km desde Vila Franca de Xira até à transversal Cacilhas-Cais do Sodré. Ocupa cerca de 48% da área total do estuário, apresentando uma elevada

razão área/volume. A profundidade média é inferior a 10 m e a largura varia entre 0,5 km em Vila Franca de Xira e 15 km na transversal Olivais-Alcochete (Figura II.2-5). Os principais canais de maré longitudinais são a Cala das Barcas (profundidade máxima de 8 m), a Cala do Norte (profundidade máxima de 5 m), a Cala de Samora e o Canal de Cabo Ruivo (profundidades máximas de 10 m).

A zona interior do estuário desenvolve-se a montante, desde Vila Franca de Xira até à região de Alhandra, por um canal único que alarga bruscamente a partir de Alverca para dar lugar a uma morfologia de tipo deltaica que se estende até à transversal Olivais-Alcochete. Esta morfologia é caracterizada por formas de acumulação longitudinais (mouchões e barras submersas), cortadas por canais de maré, e extensas zonas de espriados junto à margem esquerda, possibilitando o desenvolvimento de importantes áreas de sapal. O delta interior que o rio Tejo está a construir a jusante de Vila Franca mostra progressão para jusante, confirmada por resultados de comparação cartográfica apresentados por Freire (1993).

A jusante de Alcochete, a margem esquerda é caracterizada pela presença de enseadas (Montijo, Barreiro e Seixal), formadas em zonas terminais de afluentes, com importante sedimentação vasosa que implica dragagens frequentes para manter a navegabilidade dos canais de maré. Esta zona é geralmente denominada por “Mar da Palha” devido à flutuação de grandes quantidades de fragmentos vegetais quando as correntes são fracas (Ribeiro e Lautensach, 1987). Outro aspecto importante nesta região do estuário é a presença de praias e restingas de areia ao longo da margem esquerda, limitadas por extensos rastos de maré areno-vasosos.

Com base na grande riqueza avifaunística desta região do estuário foi criada em 1976, a Reserva Natural do Estuário do Tejo ocupando 14 500 ha. No interior da reserva natural foram definidas duas reservas integrais: a Reserva Integral do Mouchão do Lombo do Tejo e a Reserva Natural de Pancas. Em 1995 criou-se a Zona de Protecção Especial (ZPE) do Estuário do Tejo segundo directiva comunitária relativa à Conservação de Aves Selvagens. A ZPE ocupa 45 020 ha, e os seus limites actuais foram definidos em 1997. Inclui a totalidade da área estuarina localizada a montante da transversal Trancão-Montijo, uma pequena área localizada entre o Rosário e Sarilhos Pequenos e ainda terrenos envolventes de lezíria, montado, charneca e zonas húmidas de água doce.

Canal de Embocadura

O canal de embocadura, também denominado “Corredor”, desenvolve-se a partir do estrangulamento da região interior do estuário, em Cacilhas, tendo o seu limite jusante na transversal Cova do Vapor-Paço de Arcos. Constitui um canal com cerca de 11 km de comprimento, estreito (largura mínima de 1,8 km entre Cacilhas e Alcântara, e máxima de 4 km no alargamento para a embocadura) e profundo (profundidades máximas de 46 m). O canal apresenta dissimetria batimétrica, com as profundidades maiores junto à margem esquerda (Figura II.2-5) entre Cacilhas e Trafaria; na passagem para a embocadura a zona mais profunda desenvolve-se junto à margem direita.

Embocadura

Considerou-se a embocadura do estuário definida entre a transversal Cova do Vapor-Paço de Arcos e o limite da pluma turbida na zona costeira adjacente. Este, segundo Garcia e Dias (1998), considerando caudais fluviais da ordem de 300 a 800 m³/s, desenvolve-se preferencialmente para oeste paralelamente à costa do Estoril até sensivelmente à batimétrica dos 200 m. A extensão e concentração dos sedimentos em suspensão na pluma não depende apenas da quantidade de material transportado através dos caudais fluviais mas também da ressuspensão local por correntes de maré e ondas.

A jusante de S. Julião-Cova do Vapor, o troço final do estuário alarga, com diminuição das profundidades para o exterior em direcção ao cone de dejectão submerso (Figura II.2-5). A embocadura exterior do estuário encontra-se numa ampla baía entre o Cabo da Roca e o Cabo Espichel. Considerando os aspectos geomorfológicos e de circulação, a região da embocadura pode assemelhar-se a um delta de vazante, resultado da interacção das ondas e correntes de maré. Tal como descrito por Hayes (1975) para os deltas de vazante, a morfologia da embocadura do estuário do Tejo é caracterizada por um canal principal de vazante ao centro, utilizado pela navegação (“Canal da Barra Sul ou Grande”), e canais de enchente laterais (“Canal da Barra Norte” e a Golada, este último entre a Cova do Vapor e o Forte do Bugio).

A embocadura inclui também formas aluvionares submersas que surgem dispostas paralelamente ao canal de vazante: barras lineares marginais denominadas por “Cabeça do Pato” e “Cachopo do Sul”; barras de rebentação como o chamado “Banco do Bugio”. Para o largo da embocadura, refere-se o importante derrame deltaico que forma um cone aluvial

em frente ao estuário, constituído essencialmente por material de proveniência fluvial. Este cone apresenta um raio de aproximadamente 10 km, terminando num talude convexo semi-circular, a frente prodeltaica (Ferreira, 1981; Vanney e Mougenot, 1981).

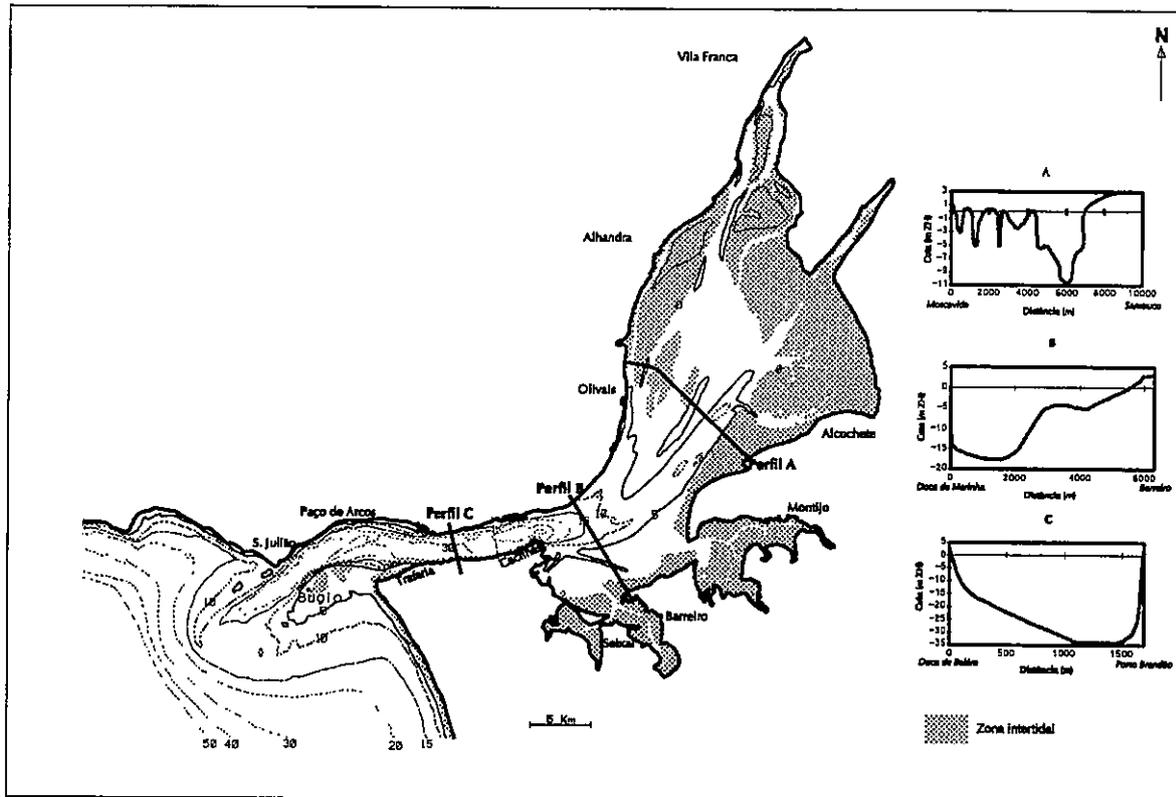


Figura II.2-5 - Variação da forma dos fundos no estuário do Tejo.

A interferência entre a acção das ondas oceânicas e as correntes de maré na remobilização dos sedimentos, quer marinhos, quer estuarinos, dá origem a uma evolução complexa desta zona, abordada por diversos autores (Oliveira, 1973; Abecasis, 1987; Teixeira, 1990). Os movimentos aluvionares são locais, não havendo transferências significativas da margem norte da embocadura para a margem sul. Deste facto resulta um saldo quase nulo do transporte longitudinal, com excepção da região da Cova do Vapor (Abecasis, 1987). Segundo este autor, as condições geradas pela refacção das ondas favorecem o transporte aluvionar de sudeste para noroeste, ao longo das praias da Cova do Vapor, e de sul para norte, nos fundos adjacentes em direcção ao canal de vazante. O autor compara a circulação sedimentar na zona sul do delta de vazante ao avanço de uma macro duna (“Banco do Bugio”) com declives muito suaves na vertente meridional, e uma frente setentrional abrupta no contacto com o canal exterior de vazante. Esta estrutura, em progradação para norte, tem o seu avanço interrompido pela acção das correntes de vazante que transportam os sedimentos para fora do sistema; estes são posteriormente remobilizados pela ondulação em direcção à frente de avanço. Este esquema de transporte de sedimentos junto à embocadura originaria um circuito aluvionar fechado, descrito por Oliveira (1973), com intensa mobilização de material que alimentaria os bancos da zona do Bugio. Teixeira (1990) refere o carácter episódico da evolução desta zona, com fases de retenção de material que originam o reforço dos bancos do Bugio, intercalados por fases de remobilização. Estes episódios, além de estarem relacionados com alterações no regime hidrodinâmico dos canais de maré, como refere Teixeira (1990), deverão reflectir também as condições do regime de agitação local e alterações no prisma de maré devido à evolução morfológica dos fundos estuarinos.

A embocadura do estuário tem sofrido alterações morfológicas evidentes desde longa data, traduzidas pela instabilidade e migração das barras de rebentação da zona do Bugio e erosão das praias a sul. O estudo de comparação cartográfica realizado por Freire (1989) mostra que nos últimos 40 anos, após a abertura do canal da Golada, a evolução do litoral a norte da Costa da Caparica foi muito rápida. O rompimento da ligação entre a Trafaria e o Bugio originou relativa instabilidade do canal da Barra Sul e das praias da Costa da Caparica, com conseqüente alteração dos campos de correntes. Segundo aquela autora, entre 1954 e 1958 houve um recuo de 200 m no litoral da Costa da Caparica, o que levou à construção, no início dos anos 60, de obras de protecção costeira. Após 1966, a

evolução das praias da Costa da Caparica parece ter estabilizado, mantendo-se, no entanto, alterações importantes no sector da embocadura. Freire (1989) aponta a redução de material disponível na região, consequência da acção antrópica, como uma das causas destas alterações. São também consideradas pela autora causas naturais, como a passagem consecutiva de depressões excepcionalmente cavadas num período relativamente curto, acompanhadas de ventos muito fortes traduzidos por ondulação muito cavada junto à costa. Os temporais de SW, ocorridos entre Novembro de 1995 e Fevereiro de 1996, deram origem à movimentação do “banco do Bugio” para o interior do canal de embocadura, acentuando a exposição do Forte do Bugio à rebentação. Vários estudos têm sido feitos, estando em desenvolvimento obras de protecção à fortaleza.

Plataforma Continental

Nesta região, o bordo da plataforma continental encontra-se bem definido entre as batimétricas 130 m e 180 m. A sua largura diminui para sul, sendo cerca de 30 km em frente do Cabo Raso e de apenas 5 km ao largo do Cabo Espichel. A partir do bordo da plataforma para o exterior, a vertente continental estende-se até aos 4000 m (Monteiro e Moita, 1971). Ao largo da embocadura do estuário, a 20 km e 15 km, encontram-se dois importantes acidentes morfológicos do fundo marinho, bem marcados na batimetria, que afectam a plataforma continental a ocidente da península de Setúbal. São denominados, respectivamente, por canhão submarino de Cascais e de Lisboa, cujas cabeceiras encontram-se orientadas sensivelmente NNE-SSW. O Canhão de Lisboa penetra cerca de 18 km na plataforma, entre as isobatas dos 100 m e 1000 m, sendo paralelo à Costa da Caparica a uma distância de 5 km. O canhão de Cascais, com 8 km de comprimento, é mais declivoso que o de Lisboa, prolongando-se entre as isobatas dos 150 m e 2000 m. Embora o canhão de Lisboa se encontre no prolongamento do alinhamento da “falha do vale inferior do Tejo”, não foi evidenciado nenhum acidente tectónico (Vanney e Mougnot, 1981). Mougnot (1988) atribui a este canhão submarino uma evolução por recuo de cabeceira, controlada pelo rejogo de uma falha antiga possivelmente correspondente ao lineamento do Tejo.

2.3.2. Distribuição dos Sedimentos Superficiais

Os sedimentos superficiais encontrados no interior do estuário são na maior parte vasas, ou seja, sedimentos cuja percentagem de fracção silto-argilosa é superior a

75% (Figura II.2-6). No fundo dos canais da zona interior (Cala das Barcas, Cala de Samora, Canal de Cabo Ruivo) e no canal de embocadura surgem importantes manchas de areia, areia vasosa e depósitos de balastros onde os bioclastos são frequentes. Nas margens estuarinas, as extensas zonas intertidais e supratidais são constituídas, na sua maioria, por sedimentos vasosos e vaso-arenosos. No entanto, importantes formas arenosas surgem na margem esquerda da zona interior, entre Alcochete e Cacilhas, formando restingas e praias sempre limitadas inferiormente por extensos rasos areno-vasosos. Nas margens do canal de embocadura encontram-se pequenas praias de areia, muito circunscritas.

Os sedimentos encontrados no interior do estuário são na sua maioria de proveniência fluvial, estando os de origem marinha restritos à zona do canal de embocadura e embocadura. Estudos que decorreram ao longo deste trabalho (Lousada, 1995) e que serão discutidos no cap. III, apontam Cacilhas como o limite montante de penetração dos sedimentos marinhos dentro do estuário. O estudo das associações de minerais pesados de sedimentos arenosos confirma a sua origem fluvial, proveniente da erosão das rochas detriticas da Orla Mesocenozóica Ocidental e das formações xisto-grauváquicas e graníticas do Maçico Hespérico (Oliveira, 1967). O sedimento que chega ao estuário através do rio Tejo e seus afluentes é fundamentalmente de natureza silto-argilosa, sendo transportado em suspensão. Este facto deve-se sobretudo à retenção do material arenoso a montante. Os sedimentos finos que entram no estuário são redistribuídos no seu interior pelas correntes de maré, depositando-se preferencialmente a montante, junto às margens e nas pequenas enseadas. As vasas estuarinas apresentam geralmente uma componente orgânica importante que resulta do acarreio de material vegetal das zonas marginais, da acumulação de material orgânico autóctone e com origem nos efluentes urbanos e industriais.

Os sedimentos fluviais encontram no estuário condições propícias à deposição. No entanto, em situações de cheias podem ser injectados directamente no oceano, indo depositar-se principalmente na plataforma continental. Como se pode observar na Figura II.2-7, há grande concentração de sedimentos finos na plataforma continental frente ao Tejo. Os canhões submarinos de Cascais e de Lisboa poderão provocar a dispersão dos sedimentos para profundidades maiores (Monteiro e Moita, 1971).

Os sedimentos arenosos encontrados no interior do estuário terão, na sua maior parte, origem local, resultando da erosão pluvial e hidrográfica dos afloramentos miocénicos, pliocénicos e quaternários que constituem as formações geológicas enquadrantes (ver III.2). A sua distribuição no interior do estuário é feita através da acção das ondas de geração local e correntes de maré.

As taxas de sedimentação obtidas para as áreas intertidais e subtidais da zona montante, entre Vila Franca e Alcochete, considerando o período 1928 - 1986 apontam para um valor de 1,2 cm/ano (Freire, 1993). O assoreamento dá-se preferencialmente nas zonas pouco profundas. Os canais mantêm as profundidades constantes, provavelmente como resultado das operações de dragagem que se estimam em cerca de 10^6 m³/ano para a totalidade do estuário (Vale *et al.*, 1989) e 10^4 m³/ano apenas para a zona montante (Freire, 1993). Este assunto será retomado no cap. III.

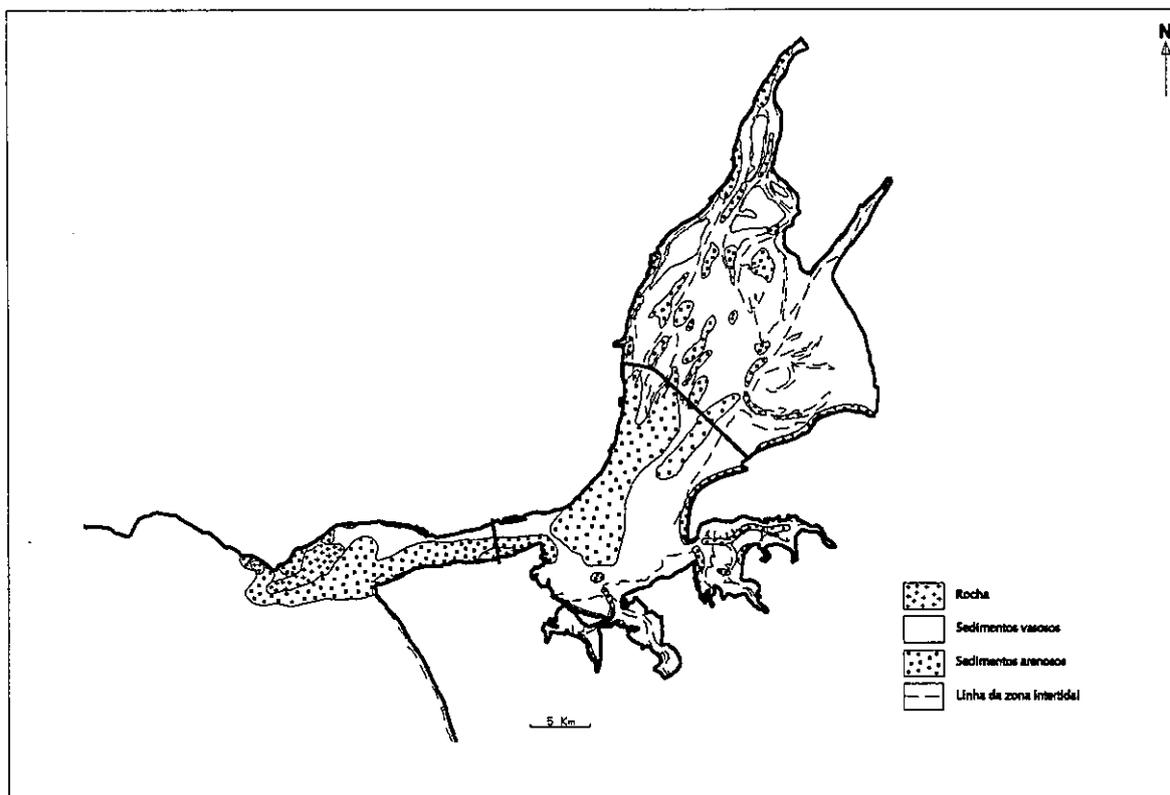


Figura II.2-6 - Distribuição dos sedimentos superficiais no estuário (baseado em Oliveira, 1967; AGPL, 1978; Calvário, 1982; Gaudêncio *et al.*, 1991; Freire, 1993; Garcia *et al.*, 1995).

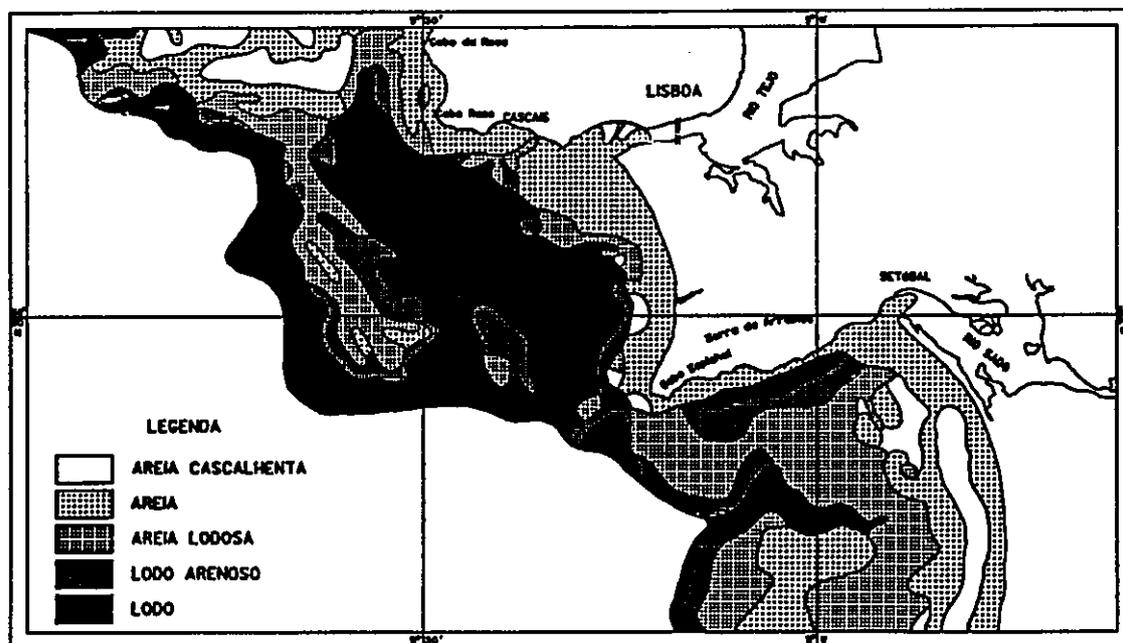


Figura II.2-7 - Distribuição dos sedimentos superficiais na plataforma continental adjacente aos estuários do Tejo e Sado (adapt. Garcia *et al.*, 1995).

2.3.3. Sedimentos em Suspensão

O rio Tejo é a maior fonte de material em suspensão que atinge o estuário, com uma descarga anual média de sólidos em suspensão estimada por Vale e Sundby (1987) em 400×10^6 kg/ano. O acarreio de material sólido em suspensão proveniente do rio Tejo depende não só da intensidade do escoamento médio do rio, como também da concentração de sólidos em suspensão. Esta apresenta grande variação sazonal e interanual que, segundo Vale (1990), varia de 4 mg/l a 300 mg/l, respectivamente, para caudal reduzido e condições de cheia. Embora o regime natural do Tejo tenha vindo a ser alterado com a implantação de aproveitamentos hídricos, estas alterações não mostraram grande efeito regularizador no acarreio de sedimentos para o estuário (Vale, 1990). Por exemplo, nas cheias de 1979, em apenas 10 dias houve uma descarga de sedimentos da ordem de 10^6 t, correspondendo aproximadamente a 85% do total anual (Vale, 1981).

No estuário do Tejo, as variações longitudinais e transversais da concentração de sedimentos em suspensão dependem fundamentalmente das variações da amplitude regional da maré e da capacidade das correntes em ressuspender o sedimento. As flutuações da

concentração dos sedimentos em suspensão podem ser interpretadas como resultado de ciclos quinzenais de geração e degeneração da zona de turbidez máxima, ao qual se sobrepõem os ciclos semidiurnos com a acção das correntes de enchente e vazante. Nestes, durante marés de grande amplitude, podem ocorrer variações da mesma ordem de grandeza que durante os ciclos quinzenais (Vale e Sundby, 1987). Os resultados de uma campanha de medições em 1981 apresentados por Castanheiro e Crespo (1983) mostram que, tal como seria de esperar, os valores mais elevados de concentração de sedimentos em suspensão ocorrem após as intensidades máximas das correntes de enchente e vazante.

A zona de turbidez máxima centra-se geralmente na região montante do estuário interno, podendo estar ausente durante marés mortas e ocupar quase todo o estuário em marés vivas (Vale, 1990). Os resultados de observações sinópticas realizadas em 1980 (Vale e Sundby, 1987; Vale, 1990) mostram alguma estratificação da concentração de sedimentos em suspensão ao longo da coluna de água, com valores máximos junto ao fundo (50 mg/l em marés mortas e 1100 mg/l em marés vivas). À superfície, os valores de concentração variam entre 2-20 mg/l e 20-130 mg/l, respectivamente, para marés de fraca e elevada amplitude.

A quantidade de material envolvida no ciclo quinzenal de maré foi estimada por Castanheiro (1985) e Vale e Sundby (1987) em $0,3 \times 10^5$ t e 4×10^5 t, respectivamente, em marés mortas e marés vivas, correspondendo praticamente ao acarreo de sólidos em suspensão num ano, em condições de fluxo fluvial normal. Assim, o material em suspensão no estuário pode ser decomposto num *background* relativamente baixo, da ordem de 5 a 25 mg/l (Castanheiro, 1985), que se mantém em permanente suspensão; e uma fracção que se sobrepõe àquela, ocorrendo em suspensão temporariamente por acção das correntes de maré. Às variações de concentração de sedimentos em suspensão impostas pela acção das correntes de maré poder-se-á sobrepor o efeito da acção das ondas de geração local na ressuspensão de sedimentos finos das zonas intertidais (ver cap. IV).

Na plataforma adjacente ao estuário, os valores de concentração de sedimentos em suspensão variam entre 5-7 mg/l no Verão e 3-5 mg/l no Inverno (Garcia *et al.*, 1995). Segundo estes autores, a pluma túrbida superficial é mais extensa, enquanto a de fundo apresenta valores de concentração mais significativos; a pluma superficial mostra-se

geralmente mais desenvolvida no Verão, o que poderá resultar do aumento de produtividade causado pelo *bloom* de fitoplâncton na Primavera.

3. Factores Modeladores Estuarinos

3.1. Agentes Climáticos

O vale do Tejo constitui um limite climático entre a região com características atlânticas e pré-atlânticas, a norte, e as áreas com características mediterrâneas, a sul e sudeste (Alcoforado *et al.*, 1982). O clima é temperado (temperatura média anual do ar entre 10°C e 20°C), oceânico na faixa litoral até 10 km da costa e moderado (amplitude média de variação anual da temperatura do ar entre 10°C e 20°C) na restante área, húmido (humidade relativa do ar às 9 h entre 75-90%) e moderadamente chuvoso (precipitação média entre 500 mm e 1000 mm) (Reis e Gonçalves, 1981).

As características climáticas da região do estuário são determinadas pela sua localização na fronteira leste do oceano Atlântico, a latitudes intermédias, por aspectos fisiográficos da área envolvente (a presença dos relevos Sintra-Montejuento a norte e noroeste, e a planície ribatejana a leste e sudeste), e pela presença da extensa massa de água estuarina. A região é caracterizada pela influência de massas de ar associadas a circulações anticiclónicas e ciclónicas e pela passagem de superfícies frontais. Os agentes climáticos da região introduzem alterações periódicas nos factores hidrodinâmicos estuarinos, exercendo, directa ou indirectamente, influência determinante na evolução do sistema.

3.1.1. Precipitação

O caudal que chega ao estuário através da rede hidrográfica depende da quantidade de precipitação na bacia, da infiltração e da evapo-transpiração. A precipitação média anual na bacia do Tejo, em território português, apresenta grande variabilidade entre as duas margens, sendo cerca de 900 mm na margem direita e 600 mm na margem esquerda (Loureiro e Macedo, 1986). As médias anuais mais elevadas correspondem à zona da Serra da Estrela (2500 mm) e à bacia hidrográfica do rio Zêzere (1500 mm); a região de Lisboa mostra valores de precipitação mais baixos (600 mm), juntamente com a região junto à

fronteira. Em toda a bacia hidrográfica do Tejo, a distribuição sazonal da precipitação é acentuada centrando-se num período húmido de Outubro a Março, com cerca de 75 % da precipitação anual. Os meses mais secos são Julho e Agosto com precipitação mensal inferior a 5 mm (Reis e Gonçalves, 1981).

Analisando as isolinhas do escoamento médio anual na bacia do Tejo, apresentadas por Loureiro e Macedo (1986), verifica-se que os valores mais elevados ocorrem na margem direita ao longo da bacia do Zêzere (Figura II.3-1). Este facto está ligado, não só à maior intensidade da precipitação, mas também à declividade do terreno. Considerando a distribuição das isolinhas de escoamento e o enquadramento geológico da região, as formações do soco (quartzitos ordovícicos, Complexo Xisto-Graváquico, granitos hercínicos) serão as fontes potenciais de sedimentos a serem transportados na bacia do Tejo. A retenção do material detrítico grosseiro nas albufeiras provoca que aquelas formações contribuam fundamentalmente com o material fino que chega a jusante. As formações mesozóicas e cenozóicas serão as fontes principais do material arenoso que atinge a zona imediatamente a montante do estuário.

Para além de condicionar o caudal que chega ao estuário, o tipo e volume de material sólido, a precipitação é também um agente importante de erosão local das formações que marginam o estuário. Como exemplo aponta-se a erosão pluvial das formações miocénicas e pliocénicas da região do canal de embocadura e do Seixal, que contribui directamente para a formação de praias de areia na base de antigas arribas. Este assunto será tratado em III.4.4.



Figura II.3-1 - Isolinhas de escoamento médio anual na bacia do Tejo
(adapt. Loureiro e Macedo, 1986).

3.1.2 Vento

Nesta secção faz-se apenas a caracterização sumária dos aspectos regionais do vento, uma vez que no cap. IV será apresentada uma análise detalhada do regime de ventos local.

O regime de ventos na região do vale do Tejo e costa adjacente está condicionado pela distribuição regional do campo de pressão atmosférica e por factores fisiográficos regionais e locais. Os rumos mais frequentes são de N ou NW com frequência de ocorrência de 20-26% e 17-26%, respectivamente. À aproximação dos sistemas frontais, o vento roda para SW, virando mais a S à passagem da frente fria. Os ventos mais fortes são geralmente de SW associados a depressões muito cavadas. Em condições meteorológicas dominantes, com o anticiclone dos Açores originando na região vento de NW, estabelece-se na faixa costeira o regime de nortada, característico da época de Verão e

particularmente intenso, por efeito orográfico, próximo dos cabos da Roca e Espichel (Instituto Hidrográfico, 1990). A intensidade média anual do vento é fraca a moderada, com valores de 8 a 13 km/h. Os meses de Julho e Agosto são caracterizados por intensidades médias mensais superiores, frequentemente ultrapassando 40 km/h, associadas ao regime de nortada. De Dezembro a Maio ocorrem as frequências mais elevadas de dias com vento forte (intensidade superior a 36 km/h), associadas a ventos de SW devido à passagem de superfícies frontais. As situações de calma (intensidade inferior a 2 km/h) são frequentes, variando entre 6 e 20 % em função de condições locais (Reis e Gonçalves, 1981; Hidroprojecto e Berin, 1991).

O vento é um dos agentes climáticos que mais interfere na hidrodinâmica do estuário interno, quer através da formação de correntes de superfície e da agitação (vaga), quer através da indução compensatória de correntes de retorno junto ao fundo. Para além destes efeitos, o vento tem igualmente uma acção directa importante como agente modelador das margens do estuário, nomeadamente provocando erosão do topo da face das praias (ver III.5). Devido às suas características fisiográficas e relevo local, o estuário apresenta condições relativamente distintas de exposição ao vento; o canal de embocadura está sujeito preferencialmente à acção de ventos de oeste, enquanto a zona interior é mais afectada por ventos de sudoeste e do quadrante norte.

3.1.3. Temperatura

Num estuário com as características do Tejo, a temperatura das águas estuarinas depende essencialmente da temperatura das águas oceânicas e fluviais, e dos processos de mistura que sobre elas actuam; as trocas de calor entre a superfície da água e a atmosfera são importantes principalmente nas zonas pouco profundas.

A temperatura média anual do ar no vale do Tejo varia entre 16°C e 17,5°C, associada a valores de insolação elevados, sendo inferior a 15°C numa faixa que compreende as Serras de Aire, Candeeiros, Montejunto, Sintra e Arrábida (Reis e Gonçalves, 1981). No Inverno, a temperatura média é cerca de 11°C e no Verão cerca de 19°C (Instituto Hidrográfico, 1990). A temperatura da água do mar varia substancialmente, quer à superfície, quer em profundidade. A distribuição média anual das isotérmicas, apresentadas pelo Instituto Hidrográfico (1990) para a zona costeira que abrange a embocadura do estuário, mostra valores de temperatura da água entre 14°C e 15°C no

primeiro trimestre, entre 16°C e 17°C nos segundo e quarto trimestre, e entre 18°C e 19°C no terceiro trimestre.

A partir da análise de resultados de medições da temperatura da água no estuário, desenvolvidos no âmbito do projecto “Estudo Ambiental do Estuário do Tejo” na década de 80, verifica-se que a temperatura da água varia entre 12°C em Janeiro-Fevereiro e 19°C em Julho-Agosto na embocadura do estuário, enquanto na zona montante varia entre 10°C e 26°C nos mesmos períodos (Portela, 1996). A análise do comportamento térmico do estuário a partir de diagramas de variação da temperatura da água e da salinidade, apresentado por Hidroprojecto e Drena (1979), mostra igualmente o aumento da amplitude térmica em direcção a montante, reflectindo a menor capacidade térmica do estuário em relação ao oceano. Segundo estes autores, os valores máximos de amplitude térmica ocorrem em Vila Franca de Xira e os maiores gradientes longitudinais manifestam-se durante a estiagem.

Embora a influência da temperatura nas características hidrodinâmicas do estuário não seja relevante, as alterações que provoca na densidade, viscosidade e condutividade da água (Hidroprojecto e Drena, 1979) podem afectar indirectamente os mecanismos fisico-químicos que regulam as trocas entre o sedimento e a fase líquida. As variações de temperatura nas águas estuarinas são também importantes por actuarem sobre as comunidades estuarinas e estarem directamente relacionadas com as concentrações de oxigénio dissolvido e a solubilidade de certos poluentes (Calvário, 1982).

3.1.4. Pressão Atmosférica

A existência de condições meteorológicas locais anómalas, nomeadamente variações no campo da pressão atmosférica e a acção de ventos fortes e prolongados, pode provocar a sobrelevação do nível do mar. Esta sobrelevação, associada geralmente a condições de tempestade, é conhecida na literatura anglo-saxónica por “storm surge”.

A ocorrência de sobrelevação do nível do mar na costa portuguesa foi analisada por Gama *et al.* (1994), para um conjunto de 15 temporais ocorridos entre Junho de 1986 e Maio de 1988. Os valores de sobrelevação máxima registados durante esse período para Cascais e Lisboa foram de 0,4 m e 0,5 m, respectivamente. Esses resultados são idênticos aos verificados por Taborda e Dias (1992) para temporais ocorridos em 1978 e 1981.

Embora não haja dados disponíveis sobre a ocorrência e acção deste fenómeno no interior do estuário, a montante de Lisboa, a sobreelevação poderá ser importante nesta zona devido à sua área extensa e profundidade média reduzida. Galgamentos da orla marginal, com consequente erosão de áreas de sapal ou de praias, injeção de sedimentos grosseiros no interior das zonas marginais, poderão ser algumas das consequências deste fenómeno.

3.2. Agentes Hidrodinâmicos

3.2.1. Maré

O estuário do Tejo está sujeito a uma maré do tipo semidiurno, com um ciclo de duração média de 12 horas 25 minutos. Segundo os critérios apresentados por Hayes (1979), o estuário pode ser classificado como mesotidal elevado. A amplitude média em Paço de Arcos, no limite do corredor com a embocadura, é de 3,2 m em maré viva e 1,5 m em maré morta, aumentando para montante cerca de 12 % em Lisboa-Terreiro do Paço (a 14 km a montante da foz) e 30% na Ponta de Erva (36 km a montante) (Portela e Neves, 1994); a amplitude máxima é atingida em Alverca, a 40 km da foz, com um valor de cerca de 4,8 m em marés vivas (Lemos, 1972). A amplitude de maré anula-se em Muge, a 80 km da foz. O aumento da amplitude da maré em direcção a montante deve-se sobretudo à diminuição da secção dos canais, havendo um aumento relativo do efeito de convergência das margens em relação ao efeito do atrito do fundo na onda de maré. A montante de Alverca, a diminuição da profundidade aumenta o efeito do atrito provocando a diminuição da amplitude. Embora não existam medições recentes que o confirmem, o valor da amplitude da maré ao longo do estuário pode ter sofrido alterações como resultado do assoreamento que se verifica na zona, referido por Castanheiro (1983) e Freire (1993).

A onda de maré no estuário do Tejo, principalmente ao longo do canal de embocadura, apresenta uma assimetria traduzida por períodos de vazante persistentemente mais curtos que os de enchente. Esta assimetria na evolução da altura da maré afecta a distribuição dos valores máximos das correntes, sendo estes mais elevados durante a vazante. Este aspecto será discutido no cap. V.

Em relação às correntes de maré, resultados de medições efectuadas em vários pontos do estuário e apresentadas por Vale e Sundby (1987) (Figura II.3-2) mostram que a intensidade das correntes na região interior é geralmente superior à superfície (valores máximos entre 0,8 m/s e 1,2 m/s). No entanto, em marés vivas as correntes de fundo apresentam intensidades semelhantes às de superfície, com valores máximos na ordem de 0,6 m/s e 1 m/s. Durante as marés mortas, a intensidade das correntes é semelhante à observada em marés vivas à superfície; junto ao fundo, os valores são inferiores, ultrapassando raramente 0,2 m/s. No corredor, as correntes de maré são mais intensas com valores, em maré viva, de 2 m/s à superfície e 1,3 m/s no fundo; durante as marés de baixa amplitude, a intensidade diminui, embora junto ao fundo mantenham geralmente valores superiores a 0,2 m/s.

Na Figura II.3-3 mostra-se o padrão de circulação das correntes de maré no estuário interno obtido através de um modelo hidrodinâmico bidimensional de propagação da maré (Hidroprojecto e Berin, 1992), descrito sumariamente no Anexo II. Os resultados apresentados referem-se a condições de caudal fluvial médio (340 m³/s), e amplitude de maré em Almada de 2,2 m (maré morta) e de 3,6 m (maré viva).

Devido aos seus aspectos morfológicos particulares, a zona interior do estuário caracteriza-se por capacidade notável de armazenamento, traduzida num prisma de maré elevado. O prisma de enchente é sensivelmente semelhante ao de vazante, excluindo o prisma fluvial, sendo o seu valor estimado entre 6x10⁸ m³ (Hidroprojecto e Drena, 1979) e 7,5x10⁸ m³ (Lemos, 1972), para um volume subtidal de 19x10⁸ m³ (Vale, 1990). O tempo de residência é de 23 dias para um caudal fluvial médio (300 m³/s), variando entre 6 e 140 dias, respectivamente, para condições de caudal de cheia (2 000 m³/s) e caudal de estio (50 m³/s) (Rodrigues *et al.*, 1988).

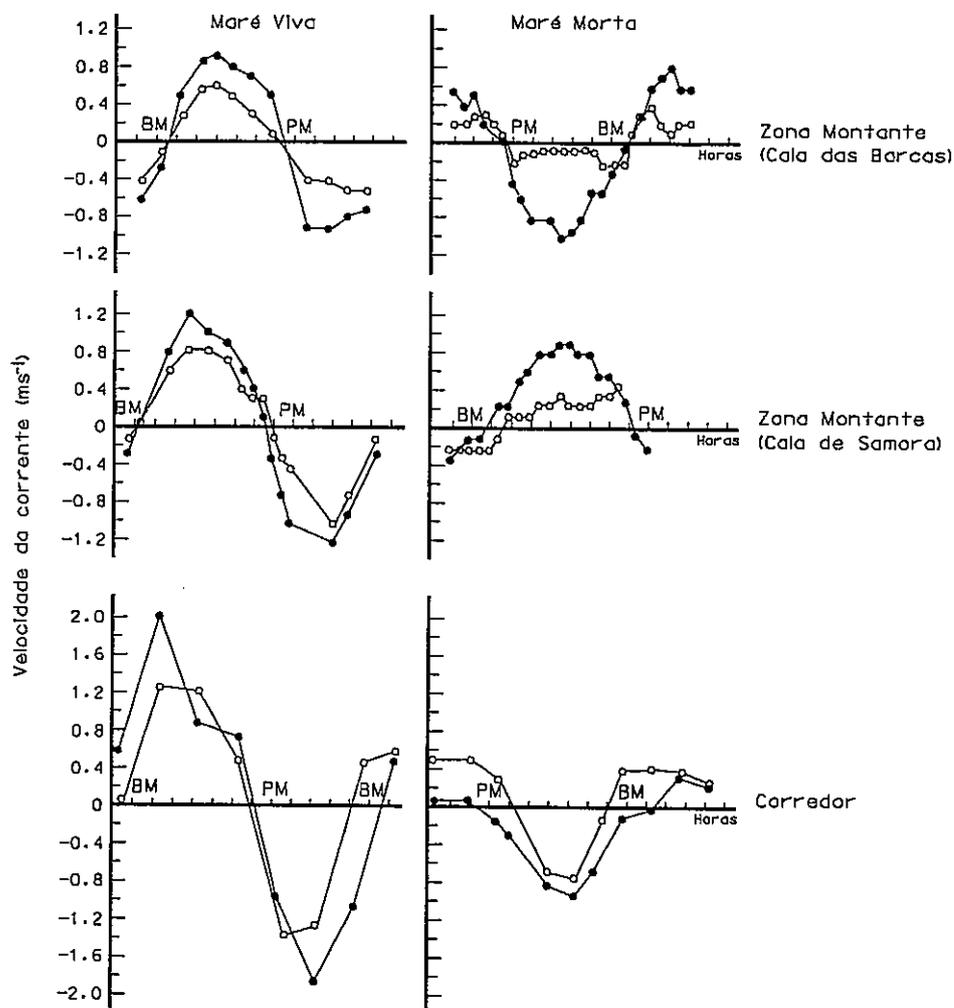


Figura II.3-2 - Variação diurna da intensidade das correntes de maré durante maré viva e maré morta, à superfície (●) e junto ao fundo (○) (adapt. Vale e Sundby, 1987).

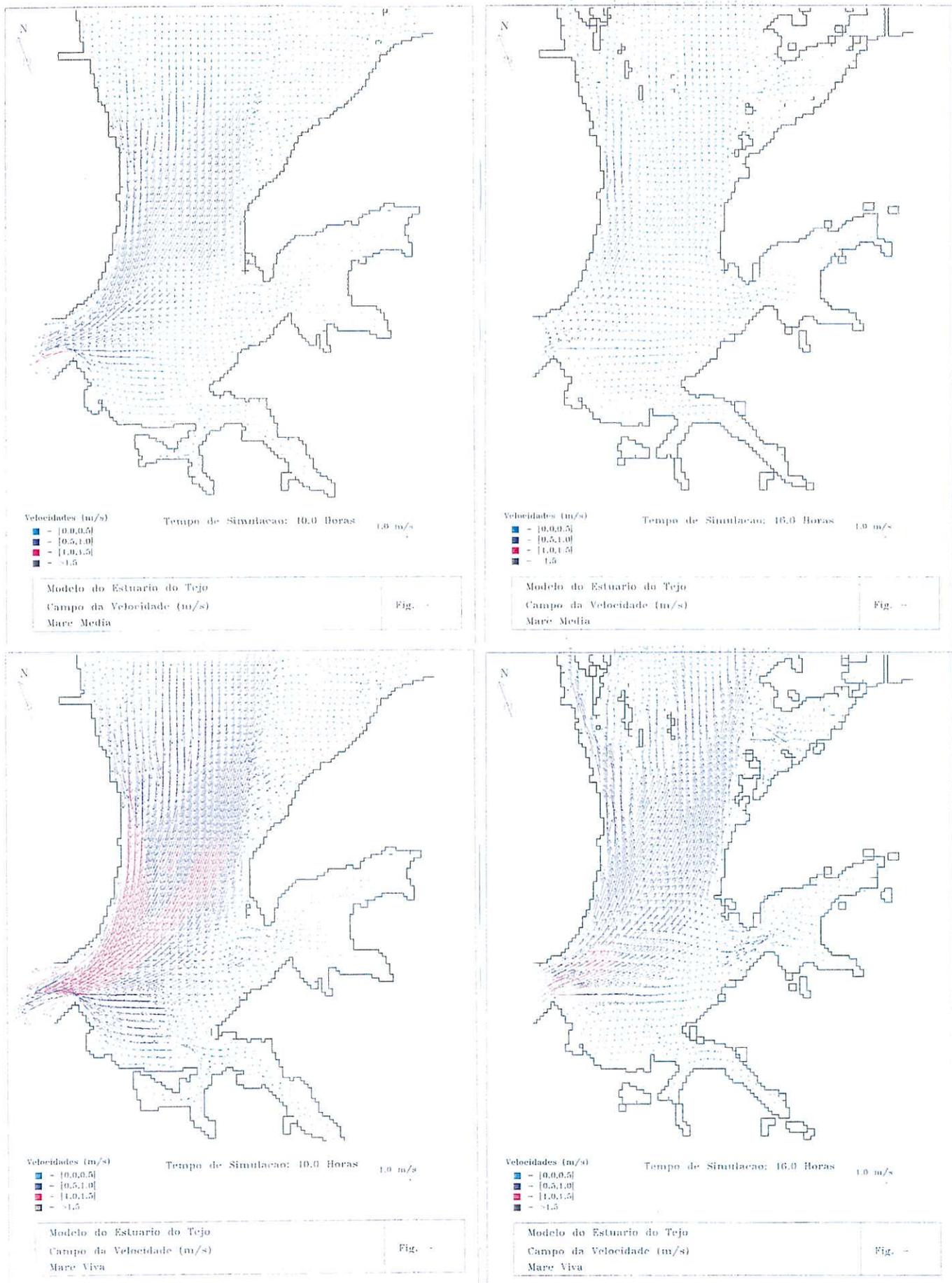


Figura II.3-3 - Padrão de circulação das correntes de maré no estuário interno do Tejo.

3.2.2. Regime Fluvial

A componente fluvial do sistema estuarino deve-se quase exclusivamente à contribuição do rio Tejo. A área de drenagem da bacia hidrográfica do rio Tejo está avaliada em cerca de $80,6 \times 10^3 \text{ km}^2$, dos quais 31% ocupam território nacional. O rio Tejo nasce na serra de Albarracim, na província espanhola de Teruel; apresenta um curso de cerca de 1100 km, em que 230 km são em Portugal, sendo o rio mais extenso na Península Ibérica. Um afluente importante do estuário é o rio Sorraia, na margem esquerda, com um caudal médio anual de 8,5% do caudal do Tejo em Ómnias-Santarém. Os restantes afluentes do estuário (p. ex. Trancão, Enguias, Moita, Coina, Judeu, Jamor, Barcarena, Lage) apresentam caudais pouco importantes.

O caudal médio em Santarém (que corresponde a cerca de 85 % da área total da bacia), calculado a partir da análise da série histórica de 1943-44 a 1976-77, é de $392,9 \text{ m}^3/\text{s}$, sendo o escoamento médio anual de $12\,390 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Loureiro, 1979). Lemos (1972) e Gaudêncio *et al.* (1991) apresentam como caudais extremos, em Santarém, os valores de $30 \text{ m}^3/\text{s}$ no estio e $18\,000 \text{ m}^3/\text{s}$ em cheias excepcionais.

Desde há muito que o Homem procurou diminuir o efeito das cheias na planície aluvial através da construção de valos de pedra ou de terra fixados por vegetação. As obras de rectificação do Tejo no século XVIII tornaram ainda mais violentas as inundações, uma vez que encurtaram o percurso do leito (Ribeiro, 1986). No entanto, a partir da década de 50 o regime hidrológico do rio Tejo tem sido profundamente alterado devido às barragens e aproveitamentos hidráulicos construídos, quer no seu curso principal, quer no dos seus afluentes. O efeito regularizador desta intervenção no regime do rio, traduz-se, segundo Loureiro e Macedo (1986), na melhoria quantitativa acentuada da duração dos caudais de estiagem e diminuição significativa da duração de caudais de águas altas. No entanto, situações de cheia continuam a ocorrer quando há períodos de precipitação intensa e concentrada na bacia, geralmente ligados à passagem de depressões sobre a Península, com a agravante do descarregamento de barragens a montante. Esta foi a principal causa dos níveis verificados em 1979, a maior cheia dos últimos 100 anos. A água atingiu a cota de 11,78 m na estação hidrométrica de Ómnias (Santarém), sendo a cota correspondente ao módulo plurianual um pouco superior a 5m; o caudal máximo instantâneo ocorreu em 11/02/79 e foi de $13\,855,2 \text{ m}^3/\text{s}$ (Loureiro e Macedo, 1986).

As flutuações do caudal fluvial têm implicações principalmente na zona montante do estuário. Resultados de ensaios em modelo físico mostram que a alteração de um caudal médio para um caudal de cheia ($2\ 000\ \text{m}^3/\text{s}$) provoca uma subida dos níveis médios em Lisboa da ordem dos 0,03 m, enquanto em Vila Franca sobem cerca de 0,20 m (Elias, 1992). O aumento do nível da água no estuário interno provoca galgamentos das zonas marginais, implicando forte erosão das praias e sapais como foi observado após a cheia de Janeiro de 1996; acarreio de material grosseiro para o interior das zonas marginais foi também observado como consequência daquela situação de águas altas. Este aspecto será discutido em III.5.

3.2.3. Salinidade

Considerando as condições normais de descarga fluvial e amplitude média de maré, o estuário apresenta uma estratificação moderada da coluna de água podendo ser considerado como um estuário parcialmente estratificado (Oliveira, 1967; Hidroprojecto e Drena, 1979; Hidroprojecto e Berin, 1991). Durante as marés vivas, o estuário passa a apresentar-se bem misturado (Martins *et al.*, 1984; Vale e Sundby, 1987). Para além da variação temporal do grau de estratificação, o estuário poderá mostrar variação espacial nas condições de mistura das águas devido à presença de sistemas preferenciais de enchente e vazante.

Em condições médias, a salinidade varia no estuário interno entre 5‰ e 25‰. A distribuição dos gradientes de salinidade apresentados por Calvário (1982) mostra que, em condições de estio, os valores mais elevados deslocam-se para montante; em regime de cheia, a salinidade diminui fixando-se os valores máximos perto da embocadura. Variações idênticas surgem na sequência dos ciclos quinzenais e semidiurnos de maré.

A salinidade, através de gradientes de densidade e viscosidade, com ela estreitamente relacionados, tem um efeito importante nas correntes residuais e condiciona fisicamente a formação e migração da zona de turbidez máxima ao longo do estuário. Deste modo, tem um papel importante no processo de transporte de material em suspensão. A salinidade é igualmente uma condicionante da actividade química em meio estuarino, sobretudo nas variações de força iónica da água, que afectam o comportamento das partículas em suspensão.

3.2.4. Regime de Agitação Marítima

A importância do conhecimento do regime de geração marítima que caracteriza a região costeira adjacente ao estuário deve-se ao facto das ondas proporcionarem transporte longitudinal e transversal de sedimentos na embocadura do estuário e costa adjacente. A agitação marítima junto à costa depende do estado do mar ao largo, da batimetria e da geometria dos fundos dentro da zona de propagação.

Como a costa ocidental está exposta à ondulação gerada no Atlântico Norte, a agitação marítima é caracterizada pela influência dominante das componentes de geração distante, tendo em geral alturas e períodos superiores aos que ocorreriam por simples acção do vento local (Instituto Hidrográfico, 1990). Costa (1995), através de observações nas estações da Figueira da Foz e Sines, entre 1986 e 1993, apresenta valores médios de altura significativa entre 1,1 m e 2,6 m, respectivamente, para cada estação; os períodos médios obtidos variam entre 5 s e 9 s, e os períodos de pico entre 8 s e 13 s. A direcção média associada ao período de pico é do sector NW. Na Figueira da Foz, 90% das observações estão entre WNW e NNW, em quanto que em Sines estão concentradas entre WNW e NW. Os temporais mais frequentes são provenientes de NW e WNW, com alturas significativas inferiores a 6 m, que em casos excepcionais podem ultrapassar 8 m.

Na embocadura do Tejo, em consequência da refacção com forte rotação em torno do Cabo Raso e Cabo Espichel, mesmo ondas cujos rumos ao largo sejam para norte de W atingem a zona da Cova do Vapor com rumos de SW ou a sul deste rumo (Abecasis, 1987). Para além da rotação das direcções espectrais, o efeito da refacção provoca também que os valores de altura significativa e de altura máxima sejam inferiores na zona da embocadura em relação ao largo (Carvalho *et al.*, 1996). Estes autores determinaram as características da agitação marítima na zona do Bugio através da transferência do regime da Figueira da Foz; os resultados mostram que o regime médio na zona do Forte do Bugio é caracterizado por períodos de 5 s a 9 s, a que estão associadas direcções espectrais médias locais compreendidas entre WSW e WNW; os valores médios de altura da onda significativa variam entre 0,7 m e 2,6 m, e os valores de altura de onda máxima mensais variam entre 1,2 m e 4,1 m. Assim, conclui-se que a região é actuada por um regime de agitação que, em conjugação com a posição do troço terminal do estuário, provoca um transporte aluvionar singular, tal como já foi referido.

Devido à morfologia particular do estuário, não é possível a entrada de ondas oceânicas para a zona interior através do canal de embocadura. A forma e extensão do estuário interno, e a sua orientação face aos rumos dos ventos dominantes proporcionam condições favoráveis à formação de ondulação de geração local. Este assunto será desenvolvido no cap. IV.

3.3. Variação do Nível Médio do Mar

O nível das águas no estuário é condicionado por diversos factores locais já referidos, como a amplitude das marés, o caudal fluvial e causas meteorológicas ocasionais. No entanto, a nível regional, o nível das águas no estuário está condicionado pela variação do nível do mar. A elevação do nível médio do mar está relacionada com fenómenos de variabilidade climatológica e com perturbações induzidas por acções antrópicas. Tal como referido anteriormente, no final do século passado verificou-se a transição para a fase climática actual, caracterizada por um aumento da temperatura que tem vindo a ser progressivamente intensificado devido ao incremento do chamado “efeito de estufa”. Como consequência deste aquecimento, o nível médio do mar começou a elevar-se de forma sensível.

A análise de séries temporais de estações maregráficas do país (Dias e Taborda, 1988; 1992) mostra uma tendência para a subida do nível médio do mar, na ordem de 1,5 mm/ano. Os resultados da série temporal de 106 anos para Cascais indicam um valor de subida do nível médio de $1,3 \pm 0,1$ mm/ano, o que está em de acordo, segundo Dias e Taborda (1992), com as estimativas obtidas para a subida global do nível do mar neste século. Os autores apontam para a existência provável de dois domínios temporais com um ponto de inflexão situado perto dos anos de 1915 e 1920, que poderá marcar o final da “Pequena Idade do Gelo” (ver II.2.2.3). Considerando apenas o período entre 1920-1987, a subida do nível médio em Cascais seria de $1,7 \pm 0,2$ mm/ano. A comparação destes dados com a evolução da temperatura média no Atlântico norte sugere a Dias e Taborda (1992) que a subida do nível médio seja predominantemente eustática e provavelmente relacionada com a expansão térmica do oceano.

Os estuários respondem à subida do nível do mar reduzindo as exportações de material para a plataforma, convertendo-se em receptores de sedimentos (Dias, 1990). Assim, a subida do nível do mar e o déficit de material a ser exportado pelos estuários é

traduzida, não só por erosão das zonas costeiras adjacentes, mas também por alterações morfológicas nas margens do estuário: inundação de zonas intertidais; erosão de praias e sapais; substituição da morfologia plana intertidal com canais subtidais pouco profundos, por rasos de maré mais altos e canais subtidais mais profundos (Pethick, 1996).

3.4. Factores Antrópicos

Devido às particularidades morfológicas que originaram zonas preferenciais de abrigo, e à sua posição estratégica na frente atlântica, o estuário do Tejo teve desde sempre grande importância como porto oceânico, proporcionando a navegação para as zonas interiores e consequente desenvolvimento das áreas adjacentes. Os esteiros e braços nas suas margens fomentaram o aproveitamento intensivo de recursos económicos e a ocupação de toda a orla estuário - fluvial: instalação de núcleos piscatórios; construção de marinhas de sal e moinhos de maré; exploração agrícola; instalação de importantes centros urbanos e industriais (Nabais e Ramos, 1987). Assim, desde tempos históricos que o estuário do Tejo tem vindo a ser alterado, não apenas por factores naturais mas também pela acção humana, quer pela interferência directa no meio estuarino, quer através da intervenção na região envolvente, nomeadamente na sua bacia hidrográfica.

Registos históricos referem navegabilidade no Tejo até Toledo em 1588 (Cabral, 1790), o que mostra a importância do assoreamento do rio nos últimos 400 anos. Este assoreamento, relacionado não só com aspectos climáticos, mas também com a intensa erosão da bacia hidrográfica, agravada por desflorestamentos e expansão agrícola, tem vindo a provocar, entre outros fenómenos, frequentes inundações do troço aluvionar do rio. Para tentar evitar as consequências das cheias, o Homem defendeu-se das inundações construindo sistemas de diques que permitiram o aproveitamento agrícola de leitos de cheia e de zonas intertidais. A construção de obras de regularização fluvial e de aproveitamento hidroeléctrico no Tejo e seus afluentes, a partir dos anos 40, juntamente com alteração da cobertura vegetal e o reflorestamento de grandes zonas da bacia, tem provocado a redução no abastecimento de material ao estuário.

A partir do século passado, a expansão portuária e o desenvolvimento urbano e industrial originaram a explosão do processo de ocupação das margens do estuário e áreas envolventes, até então não ocupadas ou ocupadas por actividades primárias. A configuração actual do estuário e a sua tendência evolutiva reflecte essa ocupação das

zonas marginais, e acções antrópicas associadas. A construção de núcleos urbanos e industriais, a regularização das margens, a implantação de obras portuárias, a manutenção da navegabilidade de canais através de dragagens, a extracção de inertes das margens ou canais, têm dado origem à modificação e redução das fontes naturais de sedimentos e à alteração dos processos de transporte e circulação.

Os aspectos aqui referidos da acção antrópica na bacia hidrográfica e no meio estuarino traduzem-se em alterações morfológicas induzidas directamente ou indirectamente, através da alteração do balanço sedimentar e da dinâmica estuarina. Além dos aspectos físicos, tem-se assistido à degradação do ecossistema estuarino devido à contaminação bacteriológica e química das águas. Os poluentes chegam ao estuário através das águas fluviais que transportam efluentes urbanos, industriais e agrícolas, ou por injeção directa nas águas estuarinas, proveniente dos complexos urbanos envolventes e efluentes industriais. Vários exemplos da acção antrópica no estuário, e suas consequências na área em estudo serão apresentados e discutidos no cap. III.

4. Síntese

A história geológica recente da bacia do Tejo e a resposta da rede hidrográfica às oscilações do nível do mar no Quaternário imprimiram ao estuário características morfológicas e sedimentares particulares que têm condicionado a resposta do sistema à acção dos agentes modeladores. A influência antrópica que se fez sentir no estuário directa ou indirectamente, principalmente a partir do século XIX, tem condicionado e alterado os padrões evolutivos naturais.

As margens estuarinas, para além da grande importância socioeconómica e interesse ecológico dentro do estuário, são particularmente sensíveis aos desequilíbrios entre as características morfo-sedimentares e a acção dos agentes modeladores. Neste contexto, a identificação e avaliação dos factores intervenientes na sua evolução actual e passada é o ponto de partida para a possível previsão de evolução destes sistemas.

Capítulo III

Margens Estuarinas

Caracterização Morfo-Sedimentar e Aspectos Evolutivos

1. Notas Introdutórias

As margens estuarinas fazem a transição entre o meio terrestre e o meio hídrico, constituindo as zonas do estuário onde a evolução morfológica é mais evidente, nomeadamente quando há desequilíbrio entre as características morfosedimentares e a acção dos agentes modeladores. A sua importância sócio-económica e seu interesse ecológico fazem com que as margens estuarinas sejam zonas particularmente sensíveis à pressão antrópica.

Neste capítulo apresenta-se o resultado da cartografia dos elementos morfo-sedimentares que constituem as margens do estuário interno do Tejo, procedendo-se à sua caracterização morfológica e sedimentar. Tecem-se algumas considerações sobre a organização de perfis típicos das margens, modelo genético e evolutivo, e aspectos da sua ocupação antrópica. Segue-se a apresentação da área geográfica piloto onde o estudo dos processos evolutivos das margens estuarinas se desenvolveu. A área é caracterizada do ponto de vista morfológico e sedimentar. Finalmente, apresentam-se os aspectos evolutivos mais relevantes da área de estudo e zona envolvente. Esta análise é efectuada considerando diferentes escalas temporais: décadas (mesoescala); anos ou dias (microescala).

2. Elementos Morfo-Sedimentares

2.1. Considerações Gerais

Neste trabalho foram consideradas margens estuarinas as zonas que se distribuem entre o limite subtidal superior (nível médio de baixa-mar de águas vivas) e o nível mais elevado de preia-mar de águas vivas, ou seja o limite de inundação das zonas supratidais. Os processos físicos são os determinantes primários do tipo, configuração e distribuição dos elementos morfológicos que ocorrem nas margens estuarinas, como sejam as marés, correntes, salinidade, vento, energia das ondas, etc. (Roman e Nordstrom, 1996). A estes factores primários deve-se acrescentar a natureza geológica do leito, das margens e do suporte terrestre adjacente ao estuário. Assim, as margens estuarinas não são sistemas discretos mas habitualmente constituídos por diversos elementos morfo-sedimentares com ligações muito estreitas entre si, através de processos hidrodinâmicos, morfológicos e ecológicos que ocorrem dentro do estuário e também fora dele. Estes elementos podem ser praias de areia, sapais, rasos de maré e uma grande variedade destas formas mais ou menos alteradas pelo Homem.

As praias estuarinas e os sapais apresentam características morfológicas e sedimentares muito distintas, sendo ambos de grande importância, não só ecológica, como de protecção da zona interior. As praias estuarinas são depósitos de sedimento não consolidado (areia, cascalho, bioclastos), trabalhados por ondas e correntes induzidas pelas ondas, frequentemente encontradas ao longo das margens onde a energia das ondas é suficiente para erodir materiais das formações costeiras (Roman e Nordstrom, 1996). Os sapais são ambientes acrecionários onde há a acumulação de sedimento silto-argiloso e matéria orgânica e que, pela sua localização altimétrica, permitem colonização por vegetação característica. Desenvolvem-se geralmente em zonas de baixa energia e são caracterizados pelo seu conteúdo em sedimentos finos, baixo gradiente de elevação e flora. Outros elementos morfo-sedimentares característicos das margens estuarinas são os rasos de maré, que geralmente limitam inferiormente as praias ou os sapais. Têm um papel muito importante na dissipação de energia das ondas, na modificação local das correntes de maré e na retenção de sedimento (Roman e Nordstrom, 1996).

A complexidade do estudo das margens estuarinas deve-se à interdependência entre os elementos morfo-sedimentares que as constituem e à intensa actividade antrópica que geralmente as caracteriza. As consequências desta actividade são visíveis através de alteração da configuração da margem, da topografia e batimetria adjacentes, do padrão de drenagem e dos regimes hidráulicos, da disponibilidade sedimentar, e dos processos ecológicos. Estas alterações obscurecem com frequência a ligação entre os processos naturais e as características morfo-sedimentares.

Para definição e caracterização morfo-sedimentar das margens do estuário interno do Tejo, escolheu-se um troço da sua margem esquerda, compreendida entre a transversal Olivais - Alcochete e o início do canal de embocadura. Nesse troço foi definida uma área piloto, para o desenvolvimento dos estudos de pormenor, que inclui a baía do Seixal e a restinga do Alfeite (Figura III.2-1). A escolha desta área baseou-se na diversidade das formas e do conteúdo sedimentar, e também nos aspectos de ocupação antrópica. A definição e caracterização da região em estudo, dos pontos de vista morfológico e sedimentológico teve por base a análise de fotografia aérea, reconhecimentos de campo, a colheita e tratamento de amostras (Figura III.2-2 e III.2-3). A metodologia seguida é apresentada no Anexo I. No Quadro III.2-1 apresentam-se os elementos de maré para as estações existentes no interior do estuário. No Quadro III.2-2 apresentam-se os limites altimétricos dos domínios estudados: o domínio intertidal situa-se entre a altura média da maré em baixa-mar de águas vivas (BMAV) e a altura média da maré em preia-mar de águas vivas (PMAV).

Quadro III.2-1

Elementos de marés em águas vivas (AV) e águas mortas (AM) (alturas em metros acima do zero hidrográfico (ZH), seg. Instituto Hidrográfico, 1989, 1990a, 1990b).

Local	Nível médio	PREIA-MAR			BAIXA-MAR		
		Altura máxima	Altura média AV	Altura média AM	Altura mínima	Altura média AV	Altura média AM
<i>Lisboa</i>	2,2	4,3	3,8	3,0	0,1	0,6	1,5
<i>Alfeite</i>	2,2	4,3	3,8	3,0	0,1	0,6	1,5
<i>Montijo</i>	2,2	4,4	3,8	3,0	0,0	0,6	1,4
<i>C. Ruivo</i>	2,3	4,4	4,0	3,1	0,1	0,5	1,5
<i>Alcochete</i>	2,3	4,6	4,1	3,1	0,1	0,5	1,5
<i>P. Sta. Iria</i>	2,3	4,5	4,0	3,1	0,1	0,6	1,5
<i>V. Franca</i>	2,5	4,5	4,0	3,3	0,4	0,9	1,6

Quadro III.2-2

Domínios altimétricos da região em estudo (metros acima do ZH).

	Supratidal	Intertidal	Subtidal
Alcochete	> 4,1	4,1 - 0,5	< 0,5
Alfeite	> 3,8	3,8 - 0,6	< 0,6

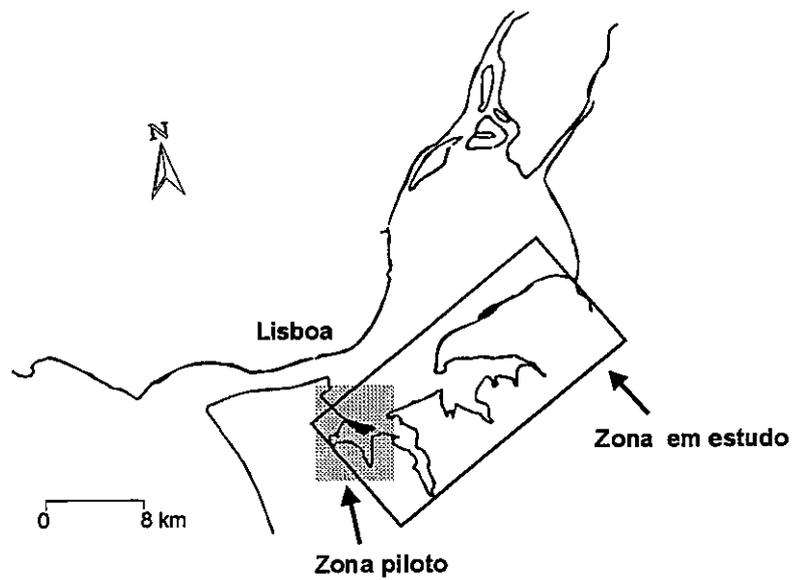


Figura III.2-1 - Localização da área em estudo.

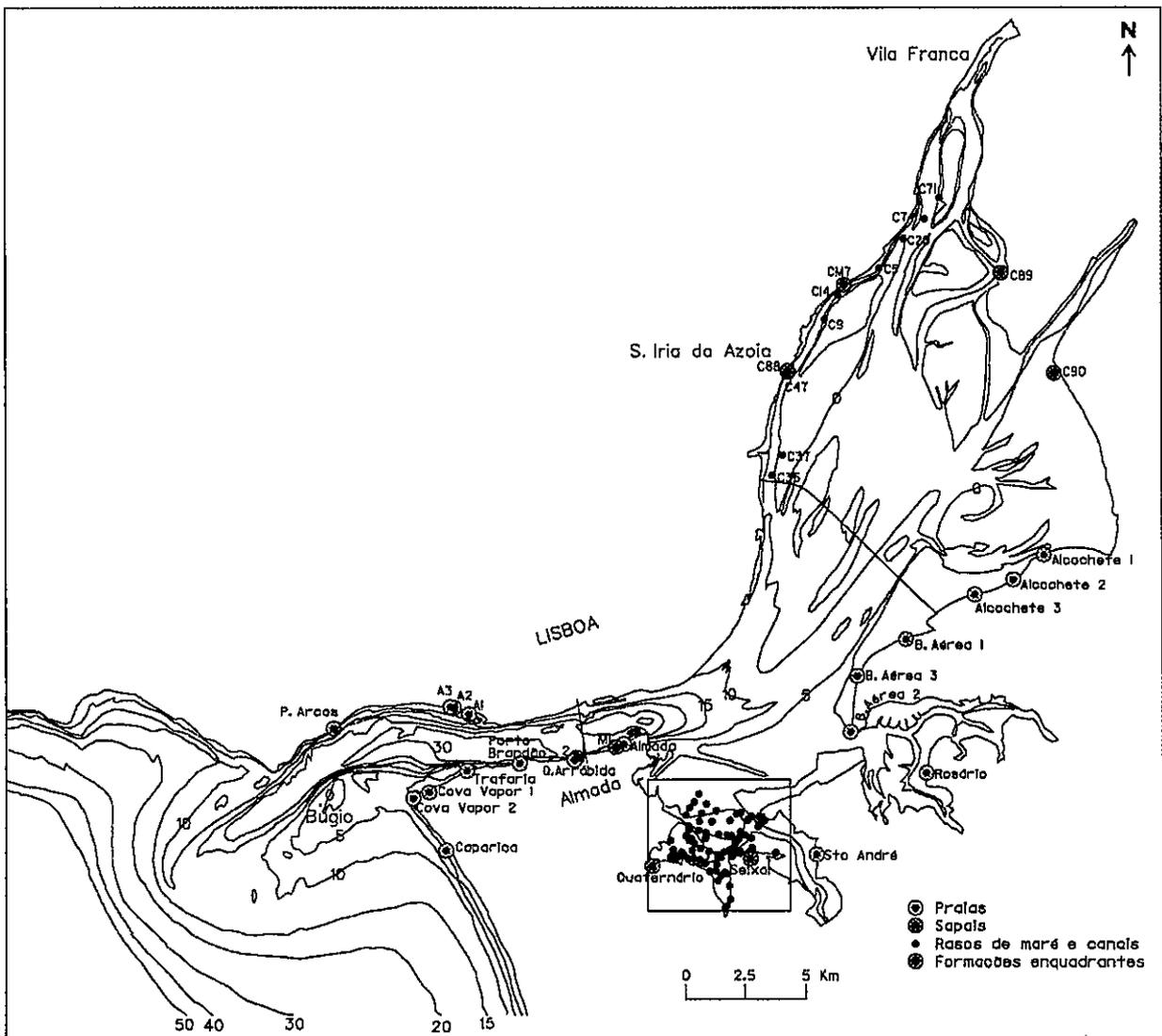


Figura III.2-2 - Localização da amostragem no estuário interno.

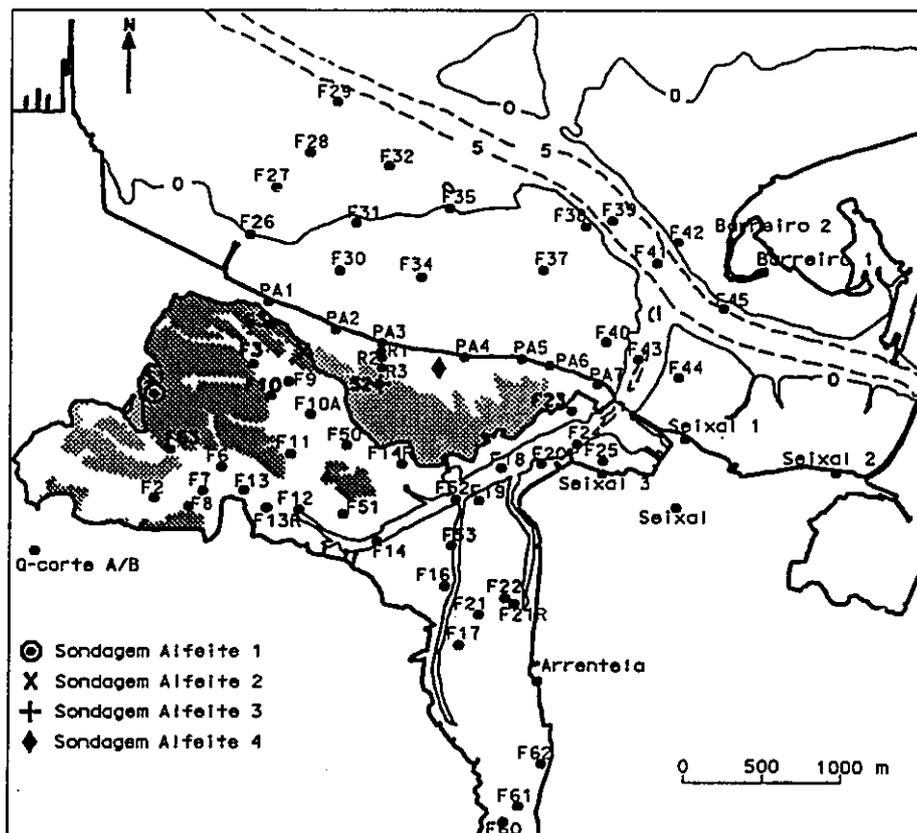


Figura III.2-3 - Localização da amostragem na restinga do Alfeite e na baía do Seixal.

A área estudada caracteriza-se, como já foi referido anteriormente, por extensos rasos de maré que invadem as enseadas dos canais de Alcochete, Montijo, Rio de Coia e Rio Judeu. (Figura III.2-4). A área de sapal é mais extensa a montante de Alcochete, estando na zona estudada praticamente restrita ao canal de Alcochete, canal do Montijo e a Corroios (baía do Seixal). As praias estuarinas distribuem-se desde Alcochete a Cacilhas, apresentando a sua maior extensão entre Samouco e Montijo. Encontram-se numerosos casos em que a acção antrópica modificou completamente a margem natural, através de aterros, despejos, edificação de zonas urbanas e industriais, etc. Noutros casos as margens apresentam evidências de intervenção humana, mas os elementos morfo-sedimentares ainda mantêm características que os identificam com a margem natural (p. ex. alguns aspectos do sapal de Corroios que serão analisados em III.3). A evolução natural da margem estuarina faz-se de uma forma articulada entre os elementos morfo-sedimentares que a constituem. A modificação antrópica das características das margens, muitas vezes incluindo supressão de uma ou mais dessas componentes, provoca desequilíbrios que poderão ter consequências para além da zona marginal.

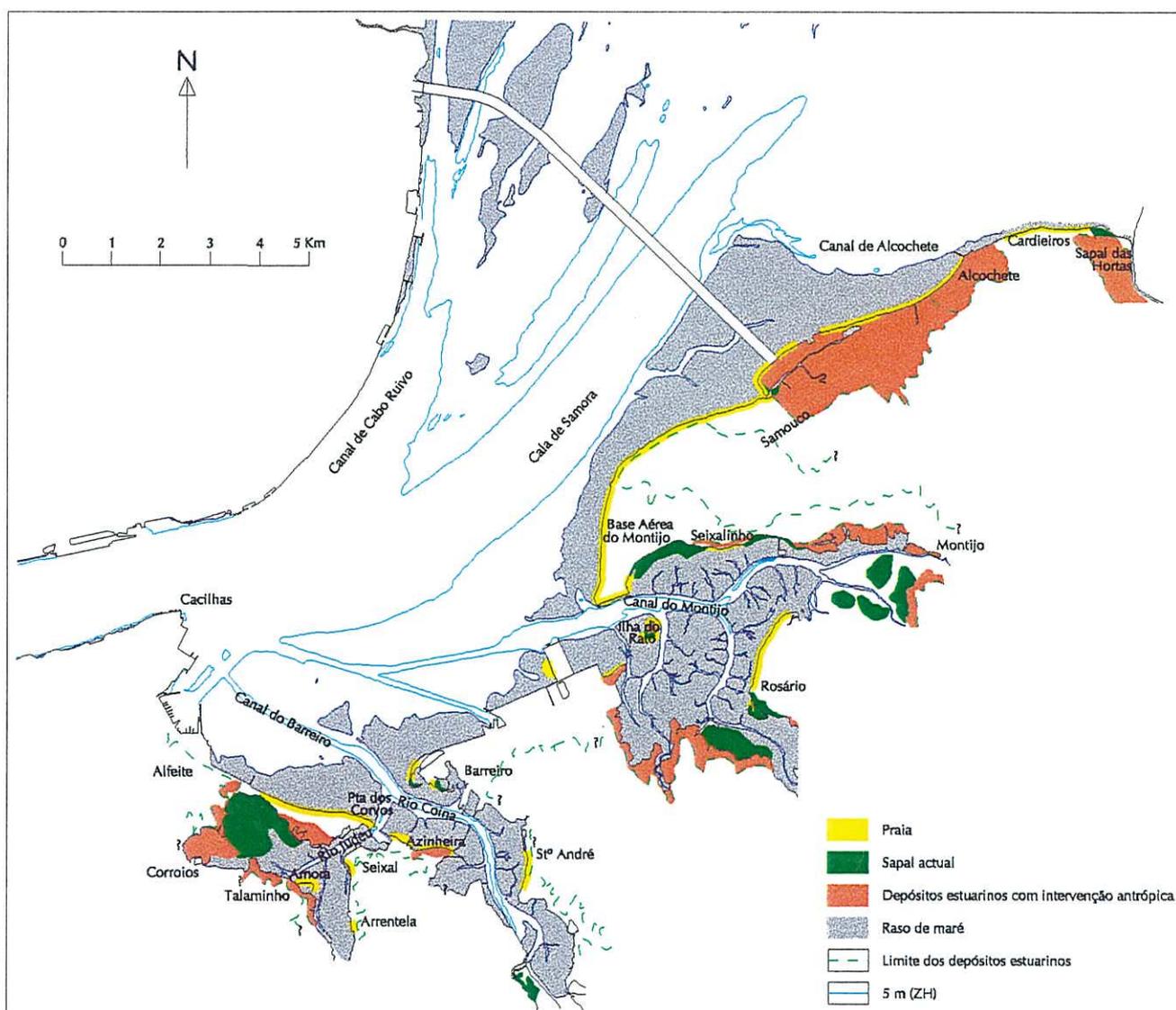


Figura III.2-4 - Elementos morfo-sedimentares da margem esquerda do estuário interno.

2.2. Praias Estuarinas

2.2.1. Caracterização Geral e Distribuição

Embora as praias estuarinas sejam elementos comuns a muitos estuários, raramente têm sido objecto de estudo. A crescente ocupação antrópica das zonas marginais dos estuários tem eliminado algumas praias naturais e, em alguns casos, originado a criação de praias artificiais. Simultaneamente, tem-se verificado uma procura crescente desses locais, principalmente para actividades de lazer. Assim, aumentou na última década a preocupação com a sua protecção contra a erosão, muitas vezes iniciada ou intensificada por acções antrópicas em áreas vizinhas (Nordstrom, 1992). As praias estuarinas são zonas de grande riqueza faunística e florística, constituindo também elementos de dissipação de energia das correntes e das ondas, oferecendo aos terrenos interiores protecção contra a erosão.

As praias estuarinas são geralmente alimentadas a partir de afloramentos de rochas brandas, costeiras, situadas nas imediações; acumulam-se em áreas onde há configuração fisiográfica favorável, sedimento disponível e suficiente energia das ondas e das correntes de maré para o trabalhar (Nordstrom, 1992). Deste modo, a formação e evolução de praias no interior de um estuário dependente da exposição à agitação, da morfologia dos fundos, da amplitude de maré e das fontes de material (Jackson e Nordstrom, 1992). As praias estuarinas têm geralmente características morfológicas distintas das praias oceânicas, fundamentalmente devido à importância da amplitude de maré. Esta condiciona a largura da praia e a morfologia de cada sector do perfil, devido à distribuição vertical da energia das ondas (ver IV.2).

Podem-se definir dois tipos de praias estuarinas: as que surgem devido à refração de ondas oceânicas no interior do estuário e as que se formam por acção de ondas de geração local. No estuário do Tejo, as praias da embocadura e do canal da embocadura, principalmente na margem direita entre S. Julião e Pedrouços, incluem-se no primeiro tipo; as praias situadas na margem esquerda da zona interior, que são o objecto deste estudo, são do segundo tipo (Figura III.2-4).

Na margem esquerda do estuário interno do Tejo, as praias ocorrem exclusivamente entre Alcochete e Cacilhas. Podem atingir extensões consideráveis, como no troço

Samouco - canal do Montijo, onde o areal se estende por cerca de 6 km; ou constituir apenas pequenos depósitos arenosos circunscritos, como no caso do Seixalinho, na margem direita do canal do Montijo. A orientação das praias dentro do estuário é variável, apresentando-se no entanto sempre expostas aos ventos do quadrante norte que são dominantes na zona, e às maiores extensões de *fetch*. A génese e dinâmica morfo-sedimentar das praias estuarinas será apresentada e discutida no cap. IV.

Definiram-se vários sectores da margem onde se encontram as principais praias estuarinas:

Alcochete - Samouco. Desde o Sapal das Hortas, a montante de Alcochete, até à zona do Samouco, a margem estuarina é caracterizada por uma praia de areia limitada inferiormente por um raso de maré vasoso (Figura III.2-4). A montante deste sector, a praia é limitada superiormente por sapal (Fotografia I - Anexo IV), enquanto a jusante contacta com zonas de ocupação antrópica. A praia é geralmente de areia grosseira, apresentando entre o Sapal das Hortas e Alcochete uma componente importante de elementos mais grosseiros (cascalho de quartzo e quartzito) que marcam os níveis de preia-mar de águas vivas e de águas mortas, e que também se podem encontrar no raso de maré. Em Cardieiras, a praia é totalmente constituída por cascalho e seixos que cobrem também o raso de maré (Fotografia II - Anexo IV). Em Alcochete essa componente grosseira pode incluir bioclastos. Entre Alcochete e Samouco a componente grosseira é reduzida, observando-se apenas níveis de bioclastos marcando os níveis da maré na face da praia (Fotografia III - Anexo IV). Na zona montante deste sector (entre o Sapal das Hortas e Alcochete) as praias apresentam evidências de substituição de sedimentação arenosa por sedimentação vasosa. Este facto parece traduzir, por um lado deficiência de material arenoso, por outro alteração local das condições de agitação.

Base Aérea do Montijo. Desde o Samouco ao canal do Montijo a praia estende-se continuamente por cerca de 6 km. A praia é de areia, encontrando-se por vezes níveis de bioclastos (Fotografia IV - Anexo IV). A componente lítica mais grosseira, que se encontrou no sector anterior, está ausente. A face da praia é limitada inferiormente por um raso de maré areno-vasoso. Neste sector da margem estuarina a praia apresenta-se estabilizada, havendo evidências de deriva litoral residual de sul para norte.

Canal do Montijo. No interior do canal do Montijo encontram-se algumas praias de areia, nomeadamente no Seixalinho e Rosário. No Seixalinho, pequenas praias limitam inferiormente bancos de sapal que se apresentam perturbados por intervenção antrópica. Na região do Rosário, observa-se uma praia de areia contactando com um raso de maré vasoso. A jusante do Rosário, no Gaio, surgem praias pequenas sobrepostas ao sapal que estão em progressão para o interior (Fotografia V - Anexo IV). Tal como Nordstrom (1992) refere, estas praias não são formas fósseis mas correspondem a praias intermitentemente activas durante eventos de alta energia. A jusante, observam-se pequenas escarpas no sapal que reflectem acção da agitação local. Embora situado no interior de um canal, este sector da margem estuarina apresenta algumas condições de exposição à agitação local.

Barreiro. Na região do Barreiro, observam-se bancos de areia que coalescem, formando duas restingas com crescimento para leste. As restingas são encurvadas e em parte artificializadas, apresentando na vertente interior pequenas manchas de sapal sobre substrato vasoso. Neste sector, as praias apresentam uma componente bioclástica importante, que marca a transição entre a face da praia e o raso de maré, e que resulta do desmonte de bancos de ostras (Fotografia VI - Anexo IV). As operações de dragagem para manutenção dos canais e o trânsito naval interferem activamente com a disponibilidade sedimentar, com o transporte de areias e com a evolução da forma dos depósitos arenosos resultantes.

Rio de Coina. Ao longo do Rio de Coina observam-se praias de areia na zona de Santo André, na margem direita (Fotografia VII - Anexo IV), e na Azinheira e Seixal, na margem esquerda. Estas praias apresentam frequentemente uma componente grosseira constituída por bioclastos e estão limitadas por rasos de maré areno-vasosos. Tal como no sector anterior, a margem estuarina ao longo do rio de Coina tem sido muito afectada por numerosas intervenções de origem antrópica que condicionam a distribuição dos sedimentos arenosos.

Baía do Seixal. Na baía do Seixal existem algumas praias de areia de pequena extensão. Algumas destas praias, como as de Arrentela e Talaminho (Fotografia VIII - Anexo IV), resultam da erosão pluvial de areeiros abandonados, escavados em afloramentos pliocénicos. Encontram-se também pequenas praias artificiais

formadas por aterros, como no caso da Amora, ou por despejos de dragagem como na margem sul da Ponta dos Corvos. Este assunto será retomado em III.3.

Alfeite. A praia do Alfeite prolonga-se por cerca de 1,6 km desde a Quinta do Alfeite (actualmente Base Naval) até à Ponta dos Corvos. Está instalada na vertente norte da restinga do Alfeite e é limitada por um raso areno-vasoso que se estende por cerca de 300 m para norte. Apresenta, no limite entre a face da praia e o raso de maré, um importante depósito de cascalho e seixos (Fotografia IX - Anexo IV). Os bioclastos são frequentes, tendo proveniência principal nos bancos de ostras que se encontram no interior do raso de maré. Na zona da Ponta dos Corvos encontram-se diversos bancos arenosos, que coalescem entre si, e que correspondem a um delta de vazante da embocadura da baía do Seixal. Este sector da margem será descrito em pormenor em III.3.

2.2.2. *Morfologia e Conteúdo Sedimentar*

As praias do estuário interno do Tejo são praias mesotidais, caracterizadas por uma face de praia inclinada (cerca de 6° a 7°), articulada inferiormente num raso de maré extenso e sub-horizontal que atinge geralmente centenas de metros de extensão transversal (Figura III.2-5). A face da praia pode contactar superiormente com uma berma estreita, de poucos metros, ou ligar-se directamente ao raso de barreira ou sapal adjacente. Frequentemente as praias confinam superiormente com zonas de intervenção antrópica.

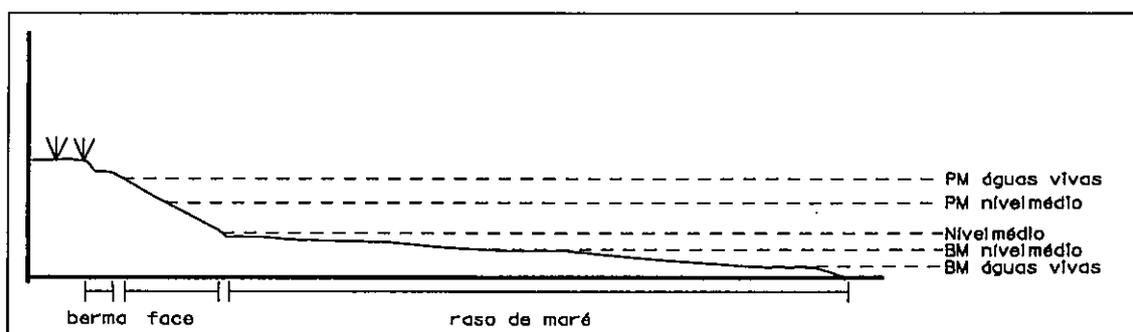


Figura III.2-5 - Perfil típico de praia estuarina.

A face das praias estuarinas é constituída por areia média a grosseira, quártzica, que pode apresentar uma componente bioclástica reduzida (até cerca de 3% da amostra total). O raso de maré adjacente contém geralmente uma componente silto-argilosa importante, nunca inferior a 25% do sedimento total. A proporção de areia nos sedimentos do raso de maré reflecte essencialmente as trocas sedimentares transversais com a face da praia (este aspecto será discutido em III.4). O contacto entre a face da praia e o raso de maré está marcado geralmente por um depósito residual de cascalho, que pode conter uma componente bioclástica importante.

Analisaram-se as características texturais de amostras colhidas no ponto médio da face das praias estuarinas, incluindo as praias que se situam no canal da embocadura do estuário. Determinaram-se os parâmetros granulométricos propostos por Friedman (1961, 1967 e 1979) utilizando o método dos momentos (ver Anexo I e Figura III.2-2 e III.2-3 para a localização das amostras). Esta análise é necessariamente simplificada por considerar que uma amostra única é representativa da totalidade da praia.

As areias das praias do estuário interno, entre Alcochete e Cacilhas, apresentam diâmetro médio muito variável (entre 0,4 mm e 1,2 mm), sendo geralmente areias grosseiras a muito grosseiras (Figura III.2-6). São excepção as praias de S. André, Base Aérea do Montijo e Rosário onde ocorrem areias médias. Verifica-se diminuição do diâmetro médio das areias de montante para jusante, desde Alcochete ao Montijo. As areias das praias do canal da embocadura (Trafaria à Cova do Vapor na margem esquerda, e Paço de Arcos a Algés na margem direita) mostram grande homogeneidade nos diâmetros médios, sendo geralmente areias médias a finas.

Na classificação de Folk e Ward (1957), as areias das praias do estuário interno são de um modo geral moderadamente seleccionadas (Figura III.2-7). Na Base Aérea as areias apresentam-se muito bem seleccionadas, mostrando condições mais favoráveis ao transporte. As areias com grau de selecção mais fraco correspondem a praias de pequena extensão com condições de remobilização restritas, como no caso de Arrentela e Rosário. As areias do canal de embocadura até à Trafaria apresentam-se bem seleccionadas, o que está relacionado com a sua proveniência e remobilização a partir de ambiente marinho.

A variação da assimetria da distribuição granulométrica (Figura III.2-8) mostra que as areias das praias do estuário interno apresentam em geral assimetria negativa, ou seja

uma distribuição com excesso de elementos grosseiros, de acordo com Folk e Ward (1957). As amostras que correspondem às praias a montante da Base Aérea apresentam distribuições granulométricas praticamente simétricas. As areias do canal da embocadura apresentam assimetria positiva indicando desvio da distribuição normal para dimensões mais finas.

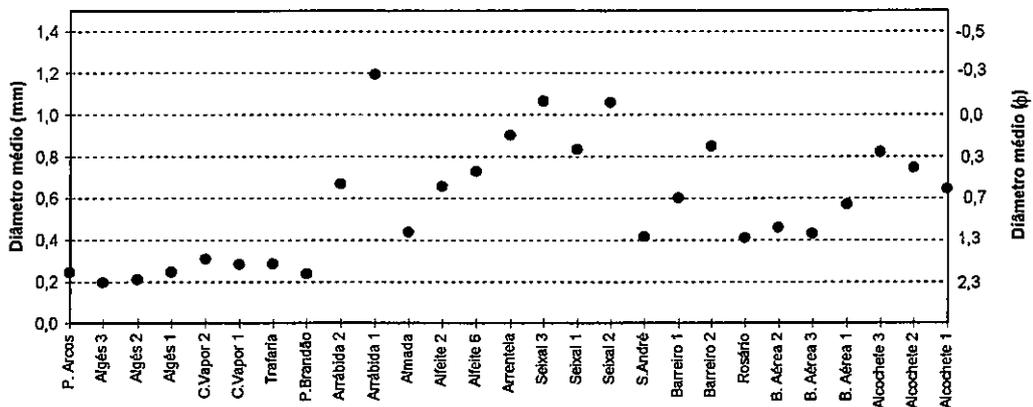


Figura III.2-6 - Variação do diâmetro médio (média da distribuição) das areias das praias estuarinas.

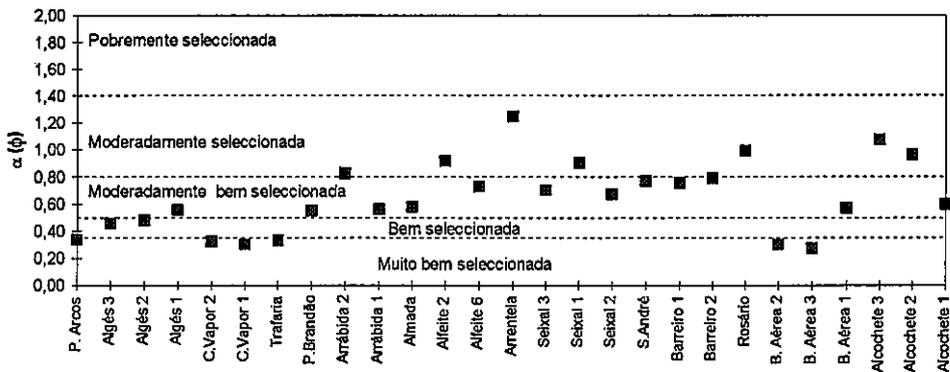


Figura III.2-7 - Variação do grau de seleção (desvio padrão da distribuição) das areias das praias estuarinas .

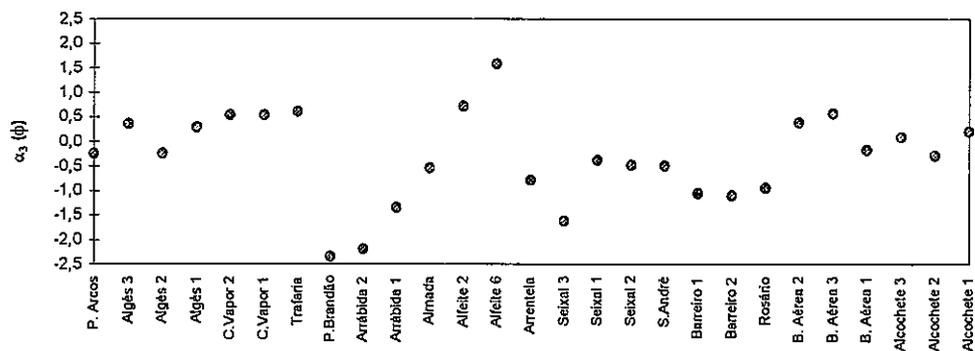
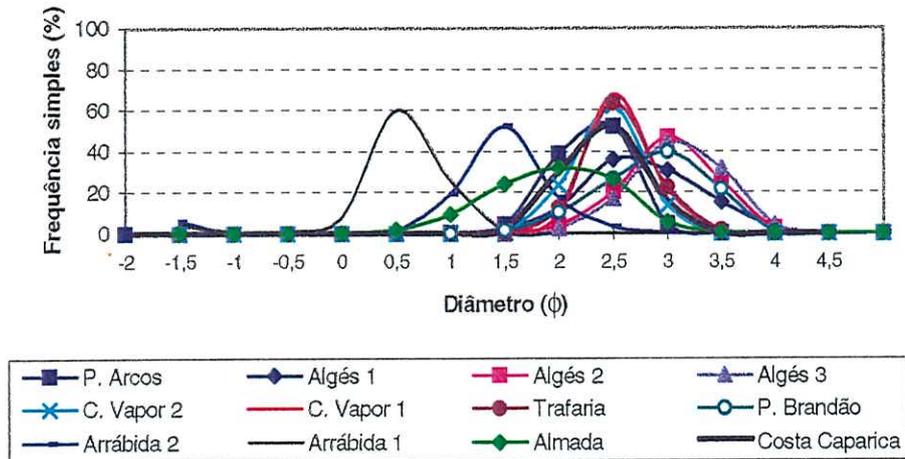


Figura III.2-8 - Variação da assimetria das areias (baseado no 3º momento) das praias estuarinas.

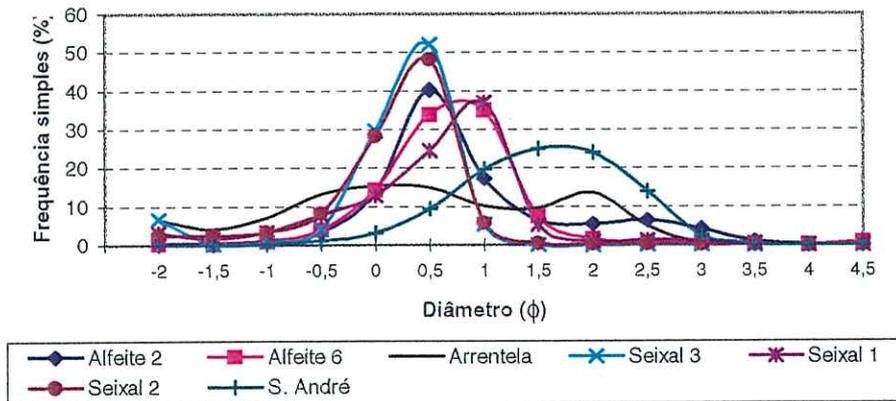
As distribuições granulométricas das areias das praias do interior do estuário apresentam-se geralmente unimodais, com modas entre 0,5 e 1,5 ϕ (0,3-0,7 mm) (Figura III.2-9). São excepção as amostras Arrentela, Rosário e Alcochete 3 com distribuições bimodais; uma das modas está contida nos limites referidos e a outra perto de 2 ϕ (0,25 mm), ou seja numa classe dimensional mais fina. As areias das praias do canal de embocadura mostram distribuições unimodais, com modas no intervalo 2 - 2,5 ϕ (0,17-0,25 mm). As amostras Almada, Arrábida 1 e Arrábida 2 apresentam modas sucessivamente mais grosseiras. A distribuição granulométrica da amostra Paço de Arcos assemelha-se consideravelmente à distribuição da areia marinha colhida na Costa da Caparica. As características granulométricas das amostras colhidas nas praias do interior do estuário mostram que os sedimentos apresentam algum grau de remobilização, com principal incidência para as areias do sector Base Aérea. As areias do troço jusante do canal de embocadura mostram claramente características marinhas.

Na Figura III.2-10 representa-se a projecção do desvio padrão e 3º momento da distribuição granulométrica das areias das praias estuarinas; estão também representadas uma areia marinha (Costa da Caparica) e outra com características marcadamente fluviais (Cala das Barcas). Esta projecção é, segundo Friedman (1967), sensível ao ambiente de deposição, diferenciando as areias com características de ambiente de praia das com características de ambiente fluvial. Verifica-se que, do conjunto das amostras há diferenciação daquelas que apresentavam distribuições bimodais e menor grau de selecção (Arrentela, Alcochete 3, Alfeite 2 e Alfeite 6). Estas correspondem a sedimentos fracamente remobilizados, quer pela proximidade da fonte de material, quer pelas características da agitação local.

Praias do canal de embocadura



Praias do estuário interno (Seixal a Barreiro)



Praias do estuário interno (Barreiro a Alcochete)

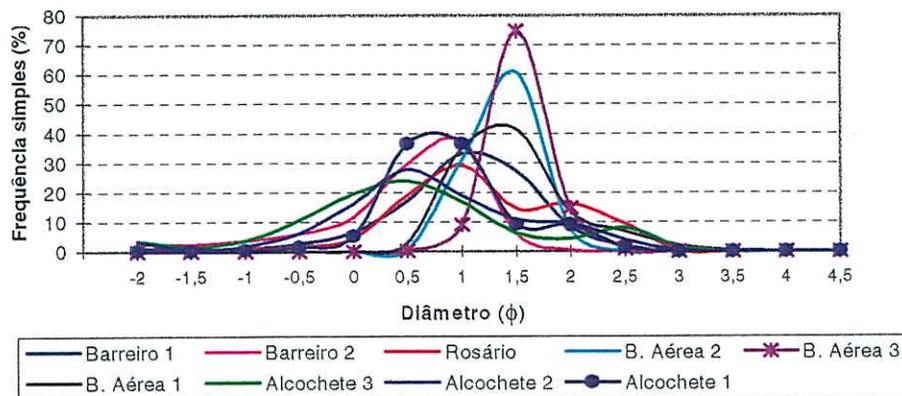


Figura III.2-9 - Distribuições granulométricas das areias das praias estuarinas.

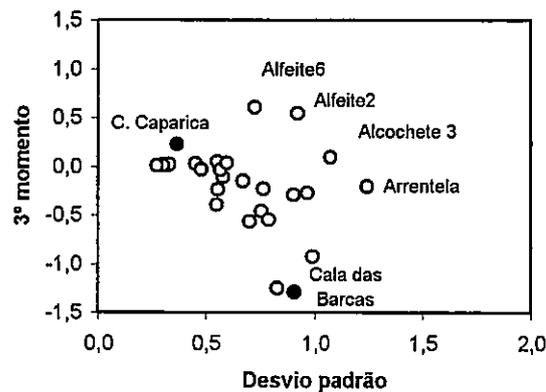


Figura III.2-10 - Projecção do desvio padrão e 3º momento da distribuição granulométrica (escala ϕ) das areias das praias estuarinas.

2.2.3. Proveniência do Material

A incursão máxima das areias marinhas para o interior do estuário do Tejo não deverá ultrapassar o canal de embocadura. Oliveira (1967) indica Belém como o limite montante das areias marinhas mobilizadas pelas ondas oceânicas de SW a NW, com base no estudo do cortejo de minerais pesados. Na cartografia de sedimentos de fundo apresentada por Gaudêncio *et al.* (1991), as areias de proveniência marinha encontram-se junto à margem direita até perto de Sacavém. Com o objectivo de definir o limite montante da incursão máxima das areias marinhas ao longo da margem esquerda, Lousada (1995) estudou a dispersão da glaucónia no interior do estuário. Este estudo foi efectuado nas fracções granulométricas inferiores a 2ϕ (0,25 mm), e estendeu para o interior do estuário a metodologia apresentada por Freitas *et al.* (1993) para o arco Espichel-Caparica. Os resultados indicam que os sedimentos com glaucónia (de proveniência marinha) não se encontram a montante da Quinta da Arrábida (ver Figura III.2-4), ou seja que os sedimentos de proveniência marinha retidos nas praias estuarinas, estão apenas circunscritos à margem sul do canal da embocadura.

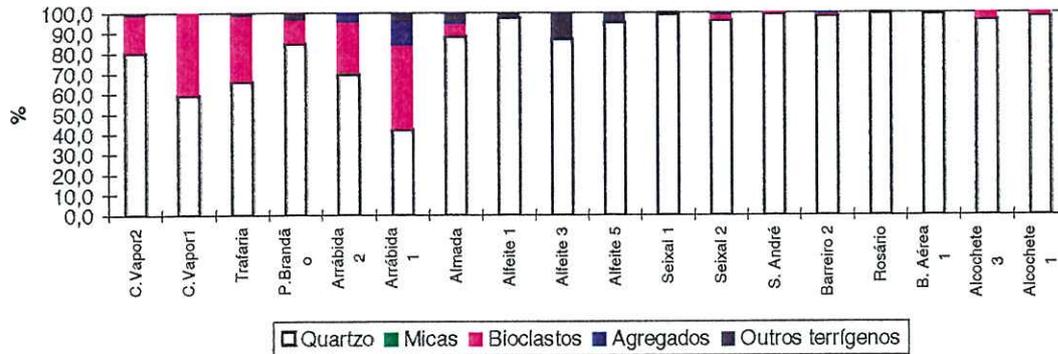
A restrição da ocorrência de areias marinhas ao canal de embocadura e o facto de a maior parte dos sedimentos arenosos de origem fluvial não alcançarem o estuário, pelo menos para jusante de Vila Franca, sugere que a grande maioria das areias que constituem as praias estuarinas na sua região interior terão origem local nas formações detríticas

encaixantes do estuário. Destas formações, as da margem esquerda constituirão as melhores fontes potenciais devido à sua erodibilidade e condições de exposição à agitação local; a que acresce o perfil assimétrico do canal do Tejo e a elevada instabilidade que caracteriza as arribas naquela região. Oliveira (1967) chega a conclusão idêntica comparando os cortejos de minerais pesados dos sedimentos actuais e das fontes potenciais (afloramentos pliocénicos e plistocénicos da margem sul). O mesmo autor refere ainda que estes sedimentos deverão ser transportados para o estuário por pequenas ribeiras, estando sujeitos a transporte restrito. As observações de campo e os resultados da análise sedimentológica efectuada neste trabalho mostraram que a alimentação de, pelo menos algumas das praias estuarinas, se deve, em parte, à lavagem directa das formações encaixantes, através da erosão pluvial das arribas e transporte pela rede hidrográfica. São exemplos, as praias da Quinta da Arrábida no canal de embocadura, e da Arrentela na zona interior.

A partir da caracterização mineralógica, morfoscópica e do aspecto superficial dos grãos de quartzo das praias estuarinas da margem esquerda do estuário, apresentada por Lousada (1995), é possível obter dados sobre a proveniência dos sedimentos arenosos das praias da margem esquerda. A caracterização da mineralogia e da superfície dos grãos foi efectuada nas fracções 0,5-1 ϕ e 1,5-2 ϕ . Quanto à mineralogia (Figura III.2-11), o quartzo é o mineral dominante na quase totalidade das amostras. Ao longo do canal de embocadura os bioclastos, essencialmente constituídos por fragmentos de bivalves, apresentam uma percentagem importante, diminuindo para montante. Os agregados estão presentes nas amostras entre o Porto Brandão e Almada, e são constituídos geralmente por agregados monominerálicos de quartzo com cimento carbonatado. No canal da embocadura e na zona do Alfeite, outros terrígenos são importantes, geralmente constituídos por feldspato, ilmenite ou magnetite. A mica tem apenas alguma expressão nas amostras da Quinta da Arrábida 2 e Almada. A análise da composição mineralógica das formações encaixantes (Figura III.2-11)¹, indica que a fracção arenosa dos sedimentos miocénicos da margem esquerda do canal de embocadura apresenta na sua composição quartzo e mica, enquanto a do Pliocénico da região do Seixal é constituída apenas por quartzo.

¹ As amostras do Miocénico foram colhidas na arriba perto do Cristo-Rei, sendo M1 da base e M2 do topo. As amostras das formações pliocénicas foram colhidas em Arrentela e na zona do Seixal (Lousada, 1995).

Praias estuarinas



Formações enquadrantes

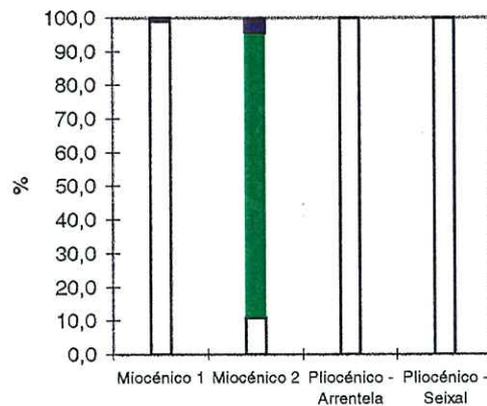


Figura III.2-11 - Composição mineralógica das areias das praias estuarinas e formações enquadrantes.

Quanto ao aspecto da superfície dos grãos de quartzo, deu-se particular atenção à ferruginização (Figura III.2-12). No entanto, a variação do grau de ferruginização dos grãos de areia de praia (obtido através da soma das percentagens das ocorrências de grãos ferruginizados) é semelhante à observada nos sedimentos das formações encaixantes, não fornecendo informação sobre a proveniência do material. Uma vez que grãos completamente ferruginizados (Figura III.2-12) estão presentes nas formações pliocénicas (entre 2 e 7%) e não nas miocénicas estudadas, a sua ocorrência pode fornecer informações sobre a proveniência do material arenoso (Lousada, 1995). A distribuição de grãos completamente ferruginizados sugere que nas praias do canal de embocadura haja influência de outras fontes sedimentares para além das arribas talhadas em rochas miocénicas. Este facto indica circulação de material proveniente

de outras formações encaixantes vizinhas. Em relação à forma dos grãos, Lousada (1995) conclui que os valores de maior rolamento e esfericidade correspondem às praias junto à embocadura, o que traduz necessariamente influência marinha.

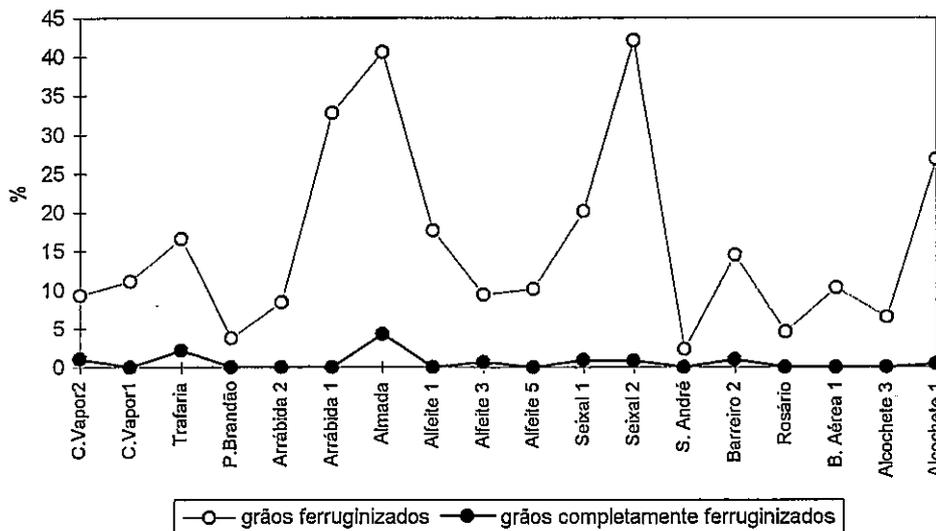


Figura III.2-12 - Variação da ferruginização dos grãos de quartzo das amostras de praias estuarinas.

Os resultados atrás referidos indicam que as praias do canal de embocadura são alimentadas por areias marinhas, ou com influência marinha, e também pelos afloramentos miocénicos de Almada, talhados em arriba, e pelos afloramentos de idade pliocénica, mais interiores. As praias do estuário interno entre o Alfeite e Barreiro terão como fontes privilegiadas as formações pliocénicas e as miocénicas da zona de Almada. Quanto às praias localizadas entre o Barreiro e Alcochete, os sedimentos terão origem principal em afloramentos pliocénicos e (provavelmente) em material vindo de montante, nomeadamente afloramentos plistocénicos que se encontram nos fundos das calas do Norte e das Barcas (Freire, 1993).

Para além destas fontes primárias de material, há que referir que as condições hidrodinâmicas no interior do estuário favorecem a remobilização de sedimentos arenosos de canais e rasos de maré em direcção às praias estuarinas (este assunto será analisado no cap. IV). Em qualquer dos casos, os sedimentos arenosos das praias interiores têm origem em fontes locais, e sofrem transporte curto. Apenas na porção exterior da embocadura se observa mistura com materiais de fácies marinha, cuja contribuição cresce para o exterior do estuário.

2.3. Rasos de Maré

2.3.1. Génese e Evolução

Os rasos de maré (*tidal flats*) são plataformas construídas, de declive e relevo suaves (geralmente entre 0,01% e 0,3%), formadas por substrato vasoso ou vasoarenoso e desprovidas de vegetação halófitas. Distribuem-se geralmente em zonas intertidais de baixa energia, caracterizadas pela deposição de sedimentos finos (Pethick, 1992). A evolução destas formas é complexa e incompletamente conhecida; ao contrário dos sapais, os rasos de maré são raramente objecto de análise pormenorizada na literatura.

Os rasos de maré são elementos das margens estuarinas que constituem, por um lado, as zonas marginais de canais onde a acção da maré é importante, e por outro, o limite inferior de praias ou de sapais onde a acção das ondas já pode ser notória. Assim, estes elementos podem experimentar transformações morfológicas repentinas em resposta a modificações locais da hidrodinâmica e/ou da alimentação sedimentar.

A retenção de sedimentos silto-argilosos em zonas intertidais resulta de um mecanismo de transporte selectivo, descrito inicialmente por Postma (1967), que se baseia nos efeitos de retardamento (*lag effects*) entre a evolução da velocidade das correntes de maré e a distribuição temporal da concentração dos sedimentos em suspensão. Estes efeitos devem-se ao intervalo de tempo que medeia entre a erosão de uma partícula e a sua mobilização em suspensão, por uma corrente em aceleração (*scour lag*); e, por outro lado, ao tempo necessário para que uma partícula em suspensão, transportada por uma corrente em desaceleração, se deposite no fundo (*settling lag*). A eficácia deste mecanismo na determinação do transporte residual em direcção a montante (ou para regiões mais elevadas) está associada à assimetria da maré. Esta é comum em zonas com extensas áreas intertidais, devido à interacção entre a onda de maré e o fundo, caracterizada geralmente por uma estofa mais longa em preia-mar do que em baixa-mar (Pethick, 1992; Eisma, 1998).

A ressuspensão do sedimento por acção das correntes de maré e/ou das ondas, e o seu transporte para as zonas superiores do perfil intertidal, deve-se fundamentalmente às correntes de enchente de maior intensidade. Geralmente, forma-se uma zona de forte turbulência na base do perfil intertidal devido ao atrito entre a água e a superfície do raso de maré. Para além de provocar forte ressuspensão do sedimento, o atrito retarda a

corrente de enchente cuja velocidade decresce, em média, para o interior. Parte do sedimento transportado na enchente fica retido nas zonas mais elevadas do domínio intertidal, durante a estofa de preia-mar, quando as intensidades das correntes permitem deposição e permanência de partículas finas (Allen e Pye, 1992). O limite superior da deposição de sedimento no raso depende da tensão de corte no fundo provocada pela acção das correntes de maré e das ondas. À medida que a superfície do raso se eleva e a profundidade diminui, a tensão de corte no fundo aumenta, atingindo-se um valor crítico que define uma elevação estável para determinadas condições hidrodinâmicas (Pethick, 1996). Um dos factores importantes na evolução morfológica de longo período de um raso de maré é o facto de, para o mesmo sedimento coesivo, a tensão crítica de erosão ser superior à de deposição. Esta diferença deve-se, não só ao efeito de Postma, mas também às modificações biológicas, químicas e físicas a que os sedimentos coesivos estão sujeitos após a deposição.

Em marés simétricas, a acumulação preferencial de sedimento em zonas intertidais pode também ocorrer devido à submersão de extensas zonas pouco profundas durante a preia-mar, enquanto em baixa-mar a submersão reduz-se aos canais (Postma, 1980); a diferença de profundidades favorece maior deposição em preia-mar, logo nas regiões mais elevadas ou periféricas do estuário. Em caso de assimetria, com tempos de vazante mais curtos que os de enchente, deverá ocorrer perda de sedimento do sistema intertidal em vez de retenção (Eisma, 1998). A evolução morfológica das zonas intertidais pode induzir modificações na forma de propagação da maré, o que poderá inverter, em retroacção, a tendência evolutiva da zona.

À medida que a deposição decorre no raso de maré e o substrato se eleva, é possível a colonização da superfície por vegetação halófitas. A vegetação pioneira tem grande importância na retenção do sedimento, permitindo a elevação localizada do substrato e a colonização sucessiva pela mancha de vegetação em crescimento e expansão lateral (Ranwell, 1972; Pomeroy e Weiger, 1981).

A evolução do perfil intertidal está sujeita a perturbações induzidas por eventos de alta energia, como tempestades ou níveis excepcionais de águas altas. Estes eventos podem também favorecer a deposição, através de acarreio de material para as zonas superiores do perfil, ou a erosão por acção de ondas de alta declividade. As ondas podem ter um papel

importante no transporte de sedimentos, principalmente promovendo a sua ressuspensão de zonas pouco profundas, sendo também um importante factor de erosão das margens (Christie *et al.*, 1995, 1997). A acção das ondas nos rasos de maré, embora correspondendo geralmente a eventos de baixa frequência, é potencialmente mais activa na erosão dos fundos do que as correntes de maré, devido à elevada tensão de corte no fundo resultante.

A evolução do raso de maré está interligada à presença dos outros elementos da margem estuarina. Uma margem estuarina constituída por um raso de maré e um sapal é geralmente mais estável do que uma margem que apenas contenha um destes elementos (Pethick, 1996). A erosão da zona alta do raso de maré durante um evento de alta energia pode facilitar a erosão marginal do sapal, libertando-se grandes volumes de sedimento que se depositam na zona inferior do raso; a instabilidade assim criada provoca o rebaixamento do perfil intertidal, que aumenta a sua extensão superior e inferior. Os sedimentos depositados na parte inferior do perfil serão devolvidos gradualmente à zona superior, em condições subsequentes de baixa energia, favorecendo a possibilidade de recuperação do sistema.

2.3.2. Morfologia e Conteúdo Sedimentar

Os rasos de maré distribuem-se geralmente entre a zona inferior do domínio intertidal e parte do domínio subtidal (Figura III.2-13). Na região em estudo situam-se entre o nível médio e o de baixa-mar de águas vivas: no Alfeite entre 0,6 e 2,2 m (ZH) e em Alcochete entre 0,5 e 2,3 m (ZH) (ver Quadro III.2-1). Os rasos estão sujeitos á submersão em todos os ciclos de maré, emergindo na sua quase totalidade apenas durante a baixa-mar de águas vivas.

Ao longo da margem esquerda do estuário interno, os rasos de maré atingem a sua largura máxima (cerca de 6 km) na região de Alcochete (Figura III.2-4). Podem ser limitados superiormente por praias de areia, como no caso do Alfeite (Fotografia X - Anexo IV), ou por sapais, como em Alcochete e na baía do Seixal (Fotografia XI - Anexo IV). Noutros casos, contactam directamente com depósitos estuarinos que resultam de intervenção antrópica, como no troço de margem situado entre o canal do Montijo e o rio de Coina.

Os rasos de maré do estuário do Tejo foram descritos por Moreira (1987) como “...parcialmente cobertos por colónias de algas verdes microscópicas e por conchas de ostras e de amêijoas, nas quais se fixam algas castanhas (*Fucus sp.*) e verdes (*Ulva lactuca* e *Enteromorpha sp.*)”. Na sua periferia exterior, e elevando-se cerca de 1 m acima da superfície adjacente (Moreira, 1987), encontram-se antigos bancos de ostras, cuja erosão fornece grande parte dos bioclastos encontrados nas zonas intertidais.

A evolução morfo-sedimentar dos rasos de maré face aos agentes hidrodinâmicos mostra aspectos variados. No Rosário, observam-se rebordos de erosão, no contacto entre o raso e o sapal, que evoluem para taludes no sapal. Estas formas reflectem a acção de ondas que também favorecem a presença de areia no perfil intertidal. A acção das ondas escava a base do escarpado marginal, no contacto entre o raso e o sapal, provocando instabilidade do perfil; a margem evolui por escorregamento de blocos instáveis de sapal. Aspectos deste tipo de evolução encontram-se também na baía do Seixal ao longo de canais de maré. No Alfeite, como será discutido em III.5, o raso de maré evolui como resultado de trocas transversais de sedimento com a praia. Os eventos extremos, como cheias ou tempestades, podem provocar a erosão da face da praia com a formação de uma barra arenosa no raso de maré.

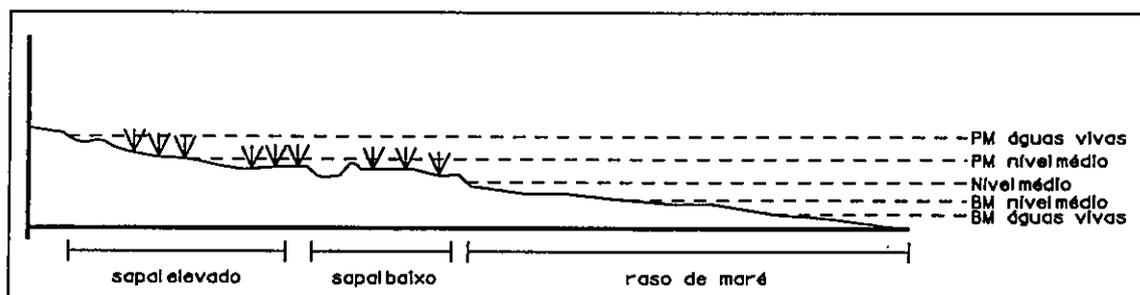


Figura III.2-13 - Perfil típico de uma margem estuarina com raso de maré e sapal.

Com vista à caracterização sedimentar do material que constitui os rasos de maré do estuário interno, escolheram-se amostras representativas cuja localização se encontra na Figura III.2-2 e Figura III.2-3. A metodologia utilizada na amostragem e análise laboratorial é apresentada no Anexo I.

Os sedimentos que constituem os rasos de maré são na sua maioria vasas, segundo a classificação de Larssonneur (1977), ou seja apresentam uma fracção silto-argilosa superior a 75% da amostra total (Quadro III.2-3). Em alguns casos os sedimentos dos rasos de maré incluem uma componente grosseira importante, que pode atingir cerca de 70%. A fracção grosseira é geralmente constituída por areia e areão com uma componente bioclástica importante (até cerca de 23%). Essa componente grosseira, lítica ou bioclástica, que se encontra nos rasos de maré, provém de fontes próximas, ou seja das praias de areia que limitam superiormente os rasos e dos bancos de ostras que estão em permanente exumação pela erosão.

Quadro III.2-3

Características dos sedimentos de rasos de maré.

Amostra	Classif.	Fracção <63µm (%)	Mat. Orgânica particulada (%)	Fracção carbonatada(%)	Mínerais das argilas (%)
C71	vasa	97,6	n.d.	16,5	n.d.
C20	vasa	98,5	4,1	19,2	n.d.
C5	vasa	93,4	9,4	19,3	n.d.
C14	vasa	99,6	4,6	20,5	I-50; K-31; Sm-19
C9	vasa	99,5	4,7	26,3	I-42; K-35; Sm-23
C47	vasa	98,4	n.d.	21,2	n.d.
C37	vasa	89,3	n.d.	11,7	n.d.
C35	vasa	99,3	n.d.	12,9	n.d.
F34	vasa arenosa	55,4	1,3	20,7	I-39; Sm-35; K-26
F26	vasa arenosa	73,3	1,9	22,8	I-41; K-32; Sm-27
F25	vasa arenosa	32,9	n.d.	n.d.	n.d.
F50	vasa arenosa	49,5	n.d.	n.d.	n.d.
F11	vasa	94,5	3,7	22,5	n.d.
F16	vasa	94,3	3,6	18,2	n.d.
F7	vasa	94,9	5,5	16,8	n.d.
F3	vasa	97,4	3,7	24,6	n.d.
n.d. - não determinado					I - illite; K - caulinite; Sm - esmectite

Os sedimentos dos rasos de maré apresentam fracção carbonatada (carbonato de cálcio) que pode atingir cerca de 26% do peso total da amostra (Quadro III.2-3). A percentagem de carbonatos na composição destes sedimentos reflecte a presença de uma componente biogénica importante que se concentra essencialmente na fracção grosseira.

O teor em matéria orgânica particulada (ver V.4.5 para definição) dos sedimentos de rasos de maré é da ordem de 4-5%, podendo atingir cerca de 9%. Esta componente provém essencialmente de material orgânico carregado das zonas de sapal.

Em relação aos minerais argilosos presentes nos sedimentos dos rasos de maré verifica-se que a ilite é o mineral preponderante, embora sempre associado a esmectite e caulinite, por vezes em proporções idênticas. A clorite e/ou vermiculite está sempre presente, embora vestigial.

A fracção silto-argilosa dos sedimentos do raso de maré apresenta diâmetro médio entre 4 e 12 μm , o que corresponde a silte fino a médio (Figura III.2-14). As amostras com diâmetro médio inferior, e que se diferenciam do resto da população (amostras F11, F3), apresentam histogramas de frequência simples caracterizados pela ausência da classe dimensional 63-30 μm (Figura III.2-15). A generalidade das amostras apresenta uma moda perto dos 15 μm , mas com distribuições granulométricas assimétricas sugerindo excesso de finos. A percentagem de fracção argilosa (inferior a 2 μm) nos sedimentos de rasos de maré é sempre superior a 10%, mesmo no caso das vasas arenosas. Esta presença imprime características coesivas aos sedimentos (ver cap. V).

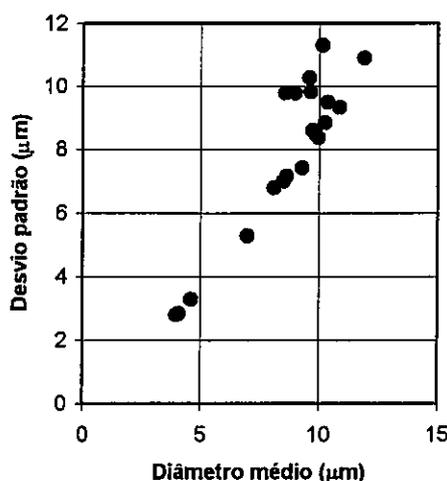
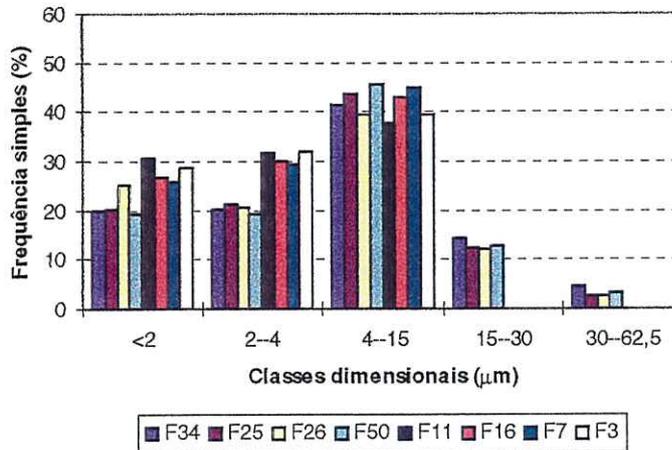


Figura III.2-14 - Projecção do diâmetro médio e desvio padrão da fracção silto-argilosa das amostras de rasos de maré.

Rasos de maré



Sapal

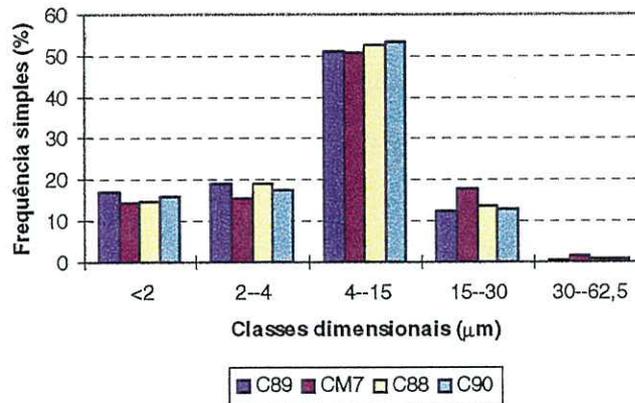


Figura III.2-15 - Histogramas da fracção silto-argilosa dos sedimentos de rasos de maré e sapal.

A fracção grosseira (superior a $63 \mu\text{m}$) dos sedimentos dos rasos apresenta diâmetros médios entre 0,3 e 0,9 mm, correspondendo a areias médias a grosseiras. Os parâmetros granulométricos mostram que são areias moderadamente a pobremente seleccionadas, apresentando assimetrias variáveis. Tal como Freire (1993) refere para a Cala do Norte, os sedimentos dos rasos de maré são constituídos por duas populações granulométricas distintas que reflectem condições hidrodinâmicas diferentes: uma resultante de sedimentação essencialmente silto-argilosa por acção das correntes de maré, com diâmetros médios na classe dos siltes médios; outra, constituída por areias grosseiras, que reflecte trocas transversais entre os rasos e outros elementos da margem (p. ex. praias) por acção de agitação local. Este aspecto será abordado em detalhe em III.3.

2.4. Sapais

2.4.1. Génese e Evolução

Os sapais (*salt marshes*) são geralmente considerados como estádios evolutivos terminais dos rasos de maré. Diferenciam-se destes pela presença de vegetação halófitas e posição altimétrica superior. A sua distribuição é variável na margem estuarina, desenvolvendo-se na parte superior do domínio intertidal e no domínio supratidal, sendo inundados totalmente apenas em marés vivas (Allen e Pye, 1992). Apresentam geralmente substrato vasoso com características coesivas (Dyer, 1998), mas que pode incluir fracção arenosa importante. Vários factores condicionam a localização, características e comportamento dinâmico dos sapais: disponibilidade de sedimento, regime das marés e da agitação marítima, e movimento relativo do nível médio do mar (Allen e Pye, 1992).

Quando a superfície do raso de maré atinge determinado nível altimétrico e ocorre a colonização pela vegetação, a taxa de sedimentação aumenta. Este aumento deve-se ao estabelecimento de condições mais favoráveis à deposição sedimentar, à redução da possibilidade de ressuspensão e à adição de matéria orgânica ao sistema. O incremento da capacidade de retenção sedimentar, associada à expansão da vegetação, deve-se à sua interferência com a velocidade das correntes (que é diminuída) e ao aumento de superfícies de adesão, a que se adicionam os efeitos de agregação que as raízes produzem no sedimento (Frey e Basan, 1978; Strumpf, 1983, Boorman *et al.*, 1998). O facto de o sapal permanecer emerso durante uma parte do ciclo de maré, faz também com que as características do substrato sejam diferentes das de um sedimento depositado e mantido em constante imersão. Este facto favorece a consolidação, aumentando a tensão crítica de erosão do sedimento.

Embora os sapais sejam geralmente áreas de sedimentação mais intensa, o afluxo sedimentar que podem receber é limitado pelo tempo de imersão. Assim, a sua taxa de crescimento vertical pode diminuir com o tempo, relativamente aos rasos de maré, devido à evolução da altimetria. A partir de determinada cota, o crescimento vertical dos sapais resulta principalmente da acumulação *in situ* de detritos orgânicos, em vez da retenção de sedimento em suspensão (Jordan *et al.*, 1986). A diminuição de entrada de sedimento no sistema pode provocar a deterioração da vegetação levando a um rebaixamento da superfície (Allen e Pye, 1992). Stoddart *et al.* (1989) considera não haver relação clara

entre a altura do sapal e a sua taxa de crescimento vertical. Os dados estudados por aquele autor sugerem que, pelo menos num período curto, a variação espacial elevada da taxa de crescimento depende mais de factores locais, como a distância aos canais mais importantes, e das fontes sedimentares. Para além da introdução de material no sistema através da acção da maré, há que considerar os eventos extremos, que embora de baixa frequência, podem ser responsáveis por acarreio importante de material grosseiro .

O crescimento altimétrico do sapal provoca a substituição gradual do tipo de vegetação consoante o tempo de imersão. Cria-se assim, uma diferenciação altimétrica e de vegetação que caracterizam o sapal alto e o sapal baixo (ver Figura III.3-13). O contraste entre as taxas de deposição no sapal e no raso de maré, e os limites estreitos da faixa de deposição de sedimento no raso, geram uma interface entre estes elementos da margem estuarina caracterizada por uma quebra de declive, que pode mesmo originar uma arriba vertical (Pethick, 1992). A posição e forma deste limite reflectem a tendência evolutiva da margem, como resposta às condições hidrodinâmicas.

Os sapais são geralmente muito sensíveis às variações do nível médio do mar, não só resultante de alterações globais (Finkelstein e Hardaway, 1988; Kearney e Stevenson, 1991; Kearney *et al.*, 1994; Stevenson e Kearney, 1996) como de variações locais (ondas, sobre-elevação meteorológica). Embora geralmente numa posição abrigada da agitação, pequenas ondas em águas altas podem provocar erosão mecânica no sapal e originar pequenas escarpas no perfil. Enquanto a agitação tem a sua maior influência no controle da extensão lateral das manchas de sapal, a variação do nível do mar induzida, por factores eustáticos ou regionais, tem efeitos principais no crescimento vertical (Allen e Pye, 1992).

Os sapais são elementos da margem estuarina que têm vindo a ser intensamente afectados pela acção antrópica. São frequentemente usados para actividades agrícolas, industriais, usos domésticos, lixeiras, etc.. A redução da sua extensão, a modificação do trajecto natural dos canais, o seu confinamento superior com zonas ocupadas, impossibilita a evolução natural do perfil, o que pode ter consequências a longo prazo em toda a margem estuarina. A impossibilidade da expansão ou migração do sapal para zonas superiores, o mais importante mecanismo de adaptação natural à subida do nível médio do mar, provoca o que os autores britânicos denominam por *coastal squeeze*: a redução

progressiva da extensão do sapal até ao seu desaparecimento completo, acompanhado por erosão do raso de maré, rebaixamento de todo o perfil intertidal e consequente aumento da intensidade dos processos erosivos da margem (Pethick, 1996; Doody, 1996).

Ciente da importância dos sapais, não só pelo seu valor no ecossistema estuarino mas também como áreas de protecção física da margem, a comunidade científica desenvolveu projectos, muitas vezes experimentais, de reabilitação de sapais. Exemplos desta preocupação são a restituição da influência da maré em zonas completamente modificadas pelo Homem, como em Hamburgo, no estuário do Elba (Garniel e Mierwald, 1996); alimentação artificial de sapais no estuário de Medway (Reino Unido) através da deposição de sedimento nos rasos de maré, em zonas onde o sapal apresenta fortes indícios de instabilidade devido a acções de dragagem (Pethick, 1997).

2.4.2. Morfologia e Conteúdo Sedimentar

Na zona em estudo os sapais distribuem-se geralmente entre o nível médio e o nível mais elevado de preia-mar de águas vivas; ou seja entre 2,2 e 4,3 m (ZH) no Alfeite e 2,3 e 4,6 m (ZH) em Alcochete.

A distribuição das manchas de sapal no estuário do Tejo é condicionada por vários factores: aspectos morfológicos, que promovem condições de abrigo à agitação local; hidrodinâmicos, que favorecem a disponibilidade de sedimento em suspensão e condicionam a distribuição da salinidade; sedimentares, que controlam as características do substrato; antrópicos, que condicionam o crescimento e extensão dos sapais. As maiores extensões de sapal encontram-se preferencialmente em zonas abrigadas da agitação local e onde os rasos de maré são mais extensos: ao longo da margem esquerda, principalmente a montante de Alcochete, e nas margens dos mouchões. Na região em estudo encontram-se manchas de sapal a montante de Alcochetè, na região do Sapal das Hortas, ao longo do canal do Montijo e do rio de Coina, e na baía do Seixal (sapal de Corroios) (ver Figura III.2-4).

Os sapais são geralmente limitados inferiormente por rasos de maré vasosos mas podem-se encontrar exemplos de sapais contactando inferiormente com praias de areia, como na zona do Seixalinho, e mesmo sapais com depósitos arenosos no seu limite superior (Rosário-Gaio). Estes exemplos mostram a importância local de eventos de maior

energia que, embora com baixa frequência, podem condicionar a evolução morfológica e sedimentar do sapal.

Ao longo da região em estudo há numerosos exemplos de intervenção antrópica nos sapais. Em certos casos o sapal natural foi totalmente ocupado e alterado, por exemplo por aterros e construção, estando as suas características iniciais praticamente irreconhecíveis. Este aspecto foi incluído na cartografia das unidades morfo-sedimentares (Figura III.2-4) na designação de depósitos estuarinos com ocupação antrópica (p. ex. a margem entre o canal do Montijo e o rio de Coina). Noutros casos, a acção antrópica não destruiu totalmente as características iniciais do sapal, incluindo-se neste tipo aproveitamentos agrícolas, salinas, etc., que foram designadas como sapais com intervenção antrópica. São exemplos, as zonas cultivadas do sapal de Corroios, e a zona das salinas do Samouco. Esta última constitui um aspecto particular da margem estuarina, onde a acção antrópica destruiu o sapal, mas criou um novo ecossistema natural.

Como foi referido antes, podem-se definir dois tipos de sapal (ver Figura III.2-13), com diferentes características altimétricas e de vegetação: sapal baixo e sapal elevado. O baixo sapal apresenta-se instalado em plataformas topograficamente inferiores, relativamente regulares, sendo inundado em todas as estofas de preia-mar. A deposição dá-se sobretudo nas motas marginais (*marsh levees*) que acompanham os canais (Andrade, 1990) (Fotografia XII - Anexo IV). O traçado dos bancos de sapal baixo é irregular, podendo reduzir-se aos núcleos de vegetação dispersos no raso (Freire, 1993). O seu substrato é menos compacto que o do sapal elevado e a cobertura vegetal é geralmente de gramíneas (Moreira, 1987). Exemplos de sapal baixo na região em estudo encontram-se em Alcochete e na baía do Seixal. O sapal elevado é submerso apenas em preia-mar de águas vivas e está instalado em solos mais evoluídos, onde a vegetação é essencialmente de quenopodiáceas (Moreira, 1987). Corresponde a situações de maior estabilidade e maturidade do sistema, desenvolvendo-se sobretudo em zonas onde o raso de maré não é muito extenso. A sua superfície é mais irregular que a do sapal baixo, apresentando-se recortada por canais de maré melhor definidos. Exemplos de sapal elevado encontram-se na região da baía do Seixal.

Relativamente ao conteúdo sedimentológico, o substrato dos sapais é caracterizado pela presença de sedimentos silto-argilosos com frequentes raízes e matéria orgânica. No

Quadro III.2-4 apresentam-se as principais características dos sedimentos de sapal da região em estudo (ver Figuras III.2-2 e III.2-3 para localização das amostras). Os resultados obtidos mostram que estes sedimentos são geralmente vasas, em que a percentagem da fracção grosseira (superior a 63 μm) é geralmente inferior a 3%. No entanto, encontram-se alguns casos em que a fracção grosseira pode atingir mais de 50% da amostra total. Esta fracção é constituída geralmente por areia que pode ou não incluir uma componente bioclástica importante, o que se reflecte na percentagem da fracção carbonatada. A componente arenosa pode surgir no sapal, quer constituindo níveis bem definidos no seu interior, como no Rosário, quer dispersa à superfície como se encontra no Sapal das Hortas. A importância da componente grosseira no sapal depende da proximidade das fontes de material, nomeadamente praias de areia ou aterros.

O teor em matéria orgânica particulada nos sedimentos de sapal estudados é inferior aos dos sedimentos de raso de maré (ver Quadros III.2-3 e III.2-4). Este facto pode resultar apenas da fraca representatividade das amostras de sapal analisadas. Geralmente os sedimentos de sapal apresentam enriquecimento em matéria orgânica em relação aos sedimentos não vegetados (Caçador *et al.*, 1996).

Os minerais argilosos presentes nos sedimentos de sapal são idênticos aos encontrados nos sedimentos de rasos de maré: a ilite é o mineral dominante, seguida de caulinite e esmectite, em proporções idênticas, e vestígios de clorite e/ou vermiculite.

Quadro III.2-4

Características dos sedimentos de sapal.

Amostra	Classif.	Fracção <63 μm (%)	Mat. Orgânica particulada (%)	Fracção carbonatada (%)	Minais das argilas (%)
C89	vasa	97,0	n.d.	3,9	n.d.
CM7	vasa	98,8	n.d.	11,5	n.d.
C88	vasa arenosa	70,9	1,2	24,6	n.d.
C90	vasa	97,7	n.d.	3,9	n.d.
S1	vasa arenosa	42,1	0,8	0	I-55; K-26; Sm-18
S2	turfa	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
S3	vasa	96,2	2,5	n.d.	n.d.

n.d. - não determinado

I - ilite; K - caulinite;
Sm - esmectite

Relativamente às características granulométricas, os sedimentos de sapal são semelhantes aos dos rasos de maré. Apresentam características coesivas (fracção argilosa superior a 10%) e diâmetros médios da fracção silto-argilosa entre 8 e 10 μm , o que corresponde à classe do silte médio. As distribuições granulométricas apresentam o mesmo padrão que as amostras dos rasos de maré, com moda principal a 15 μm (ver Figura III.2-15). A componente arenosa dos sedimentos de sapal apresenta diâmetro médio entre 0,3 e 0,7 mm. A composição granulométrica dos sedimentos estuarinos depende fundamentalmente das características hidrodinâmicas locais no momento da deposição e da proximidade das fontes sedimentares. No caso dos sedimentos coesivos há outros factores, como a floculação, que poderão ter um papel importante na distribuição granulométrica dos sedimentos. Este aspecto será analisado no capítulo V. Pejrup (1988c) propõe uma análise e sistematização das características granulométricas dos sedimentos estuarinos em função do conteúdo em areia ($> 63 \mu\text{m}$) e da proporção da componente argilosa ($< 2 \mu\text{m}$) na fracção fina ($< 63 \mu\text{m}$). O conteúdo em areia numa vasa será um bom indicador do ambiente de deposição, uma vez que dependente da energia do meio e da distância à fonte. Por outro lado, a percentagem de argila na fracção silto-argilosa pode ser usada como indicador das condições hidrodinâmicas na altura da deposição (velocidade média da corrente, turbulência gerada pelas ondas, profundidade). A distribuição dos sedimentos dos rasos de maré e sapal, segundo os critérios de Pejrup (Figura III.2-16), faz-se principalmente na classe III, o que sugere condições de energia moderada. Algumas amostras sugerem maior dinamismo (classe IV), correspondendo aos sedimentos dos rasos adjacentes às praias estuarinas sujeitos à acção das ondas locais.

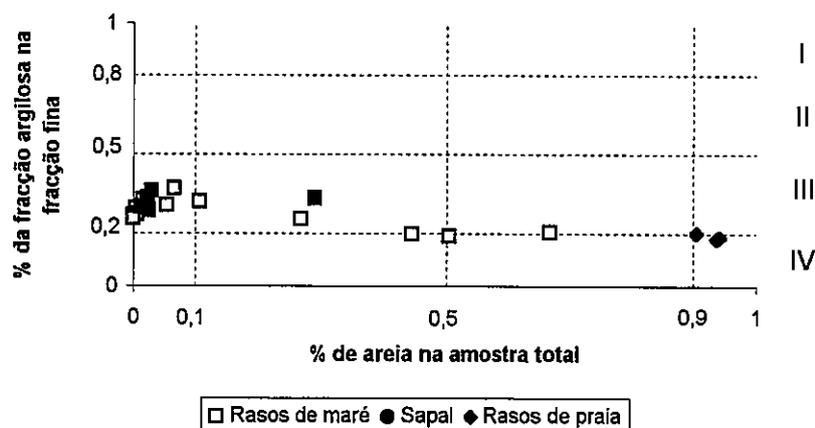


Figura III.2-16 - Projecção dos sedimentos de sapal e rasos de maré segundo os critérios de Pejrup.

2.4.3. Características da Vegetação

A composição e a estrutura da vegetação superior dos sapais do Tejo tem-se mantido praticamente inalterável nos últimos 30 anos, apesar da multiplicação e intensificação de factores externos (Catarino, 1980; Caçador, 1986). No entanto, no que diz respeito à distribuição das manchas de vegetação e ao seu alastramento, há evidências de modificações importantes, principalmente relacionados com a acção antrópica.

Vários trabalhos têm abordado os sapais do estuário do Tejo, nomeadamente em relação à sua cartografia (Moreira, 1987), estrutura (Caçador, 1986, 1987), produção (Caçador e Catarino, 1979; Ramos, 1980), presença de metais pesados (Vale *et al.*, 1990; Caçador *et al.*, 1996) e taxas de sedimentação (Caçador *et al.*, 1996), entre outros.

Pode-se definir no estuário uma zonação da vegetação de sapal, sobretudo em função da salinidade e do grau de encharcamento. Apresenta-se no Quadro III.2-5 um resumo das principais características das diferentes zonas de sapal da margem esquerda, segundo Caçador (1986).

Na zona montante predominam espécies dulçaquícolas que toleram apenas salinidades baixas. A jusante do Mouchão das Garças a vegetação evolui no sentido de espécies tipicamente halófitas. Um dos aspectos particulares da zonação da vegetação é a substituição da espécie pioneira *Scirpus maritimus*, dominante na zona montante do estuário, por *Spartina maritima*, a partir da zona da Ponta da Erva (Caçador, 1986). Verifica-se ao longo da margem o contraste nítido entre as espécies pioneiras e a vegetação característica de cotas superiores, resultado de diferentes graus de encharcamento. As espécies halosuculentas (*Arthrocnemum fruticosum*, *Arthrocnemum perene* e *Halimione portulacoides*) encontram-se nas cotas superiores, características de um regime de encharcamento mais espaçado, onde a salinidade pode atingir valores elevados.

Quadro III.2-5

Zonação do estuário em função das características dos sapais (baseado em Caçador, 1986).

Região	Salinidade	Espécies	Características
V. Franca de Xira - Mouchão das Garças	2-5‰	<i>Scirpus lacustris</i> ; <i>Phragmites communis</i>	Espécies dulçaquícolas, <i>Scirpus maritimus</i> aponta para a existência de alguma salinidade
Mouchão das Garças - Pancas	5-10‰	<i>Scirpus maritimus</i> ; <i>Aster tripolium</i> ; <i>Phragmites communis</i> ; <i>Puccinellia maritima</i>	Vegetação tipicamente halófitas, característica de sectores de fraca salinidade; diversidade é menor mostrando condições adversas, mas com aumento dos índices de cobertura.
Ponta da Erva - Alcochete	10-15‰	<i>Spartina maritima</i> ; <i>Aster tripolium</i> <i>Arthrocnemum fruticosum</i> ; <i>A. perene</i> ; <i>Halimione portulacoides</i>	Diversidade bastante elevada; sistema de drenagem bem desenvolvido; ilhas de vegetação pioneira de contornos arredondados dispersos nos rasos de maré.
Montijo - Corroios	15-20‰	<i>Spartina maritima</i> ; <i>Arthrocnemum fruticosum</i> ; <i>Halimione portulacoides</i>	Espécies tolerantes ao sal; o declive do substrato tende a ser mais acentuado; a componente arenosa da camada superior dos solos aumenta

3. A Área em Estudo: Restinga do Alfeite e Baía do Seixal

3.1. Caracterização Geral

A área em estudo localiza-se na margem esquerda do estuário interno, entre o rio de Coima e Cacilhas. Nesta zona, a margem estuarina é constituída por uma restinga de areia (a restinga do Alfeite), com enraizamento nas arribas talhadas em rochas miocénicas localizadas perto de Cacilhas, e desenvolvimento para leste. A restinga do Alfeite estende-se por cerca de 2,5 km de comprimento e tem uma altitude máxima da ordem dos 4 m acima do nível médio, ou seja 6,2 m acima do Zero Hidrográfico. Apresenta na vertente norte uma praia activa (praia do Alfeite), originada e mantida pela agitação local, limitada inferiormente por um raso de maré areno-vasoso que se estende por cerca de 300 m. A restinga é constituída por uma série de cristas arenosas encurvadas, que representam diferentes episódios de crescimento (Figura III.3-1). As cristas estão separadas entre si por zonas deprimidas (cavas), preenchidas por material vasoso. Estas cavas estão cobertas por vegetação de sapal que tem vindo a ser gradualmente substituída por vegetação terrestre dulçaquícola nos pontos mais elevados. A instalação da restinga favoreceu, na sua vertente sul, a manutenção de uma zona protegida, de baixa energia, a baía do Seixal. Esta é constituída por um sistema de canais que alimentam rasos de maré e bancos de sapal (sapal de Corroios), de substrato essencialmente vasoso.

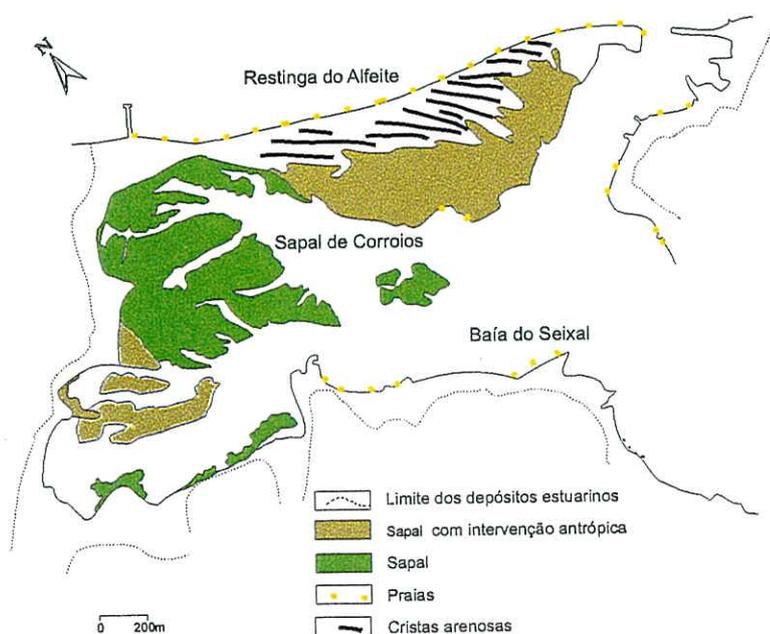


Figura III.3-1 - Esboço geomorfológico simplificado da restinga do Alfeite e baía do Seixal.

3.2. Génese e Evolução da Restinga

A morfologia da restinga do Alfeite evidencia a actividade de ondas, quer na sua formação, quer na sua evolução temporal. Uma vez que o estuário interno não está sujeito à acção de ondas oceânicas, a origem e evolução da restinga do Alfeite deve ser associada à acção de ondas de geração local. O regime de agitação local será caracterizado no capítulo IV. A instalação da restinga terá correspondido a um episódio de mobilização considerável de material grosseiro, proveniente de fontes sedimentares próximas, tal como foi discutido em III.2.2.3; possivelmente as rochas detríticas miocénicas e pliocénicas que afloram perto do canal de embocadura do estuário.

O padrão geométrico definido pelas cristas de areia da restinga sugere que a sua instalação e crescimento se fez por episódios sucessivos de crescimento para leste, com alguma rotação para norte dos ganchos arenosos terminais. Esta poderá ter estado associada, quer a alteração do rumo das ondas prevalecentes, quer à variação da quantidade de sedimento disponível. A instalação progressiva da barreira arenosa proporcionou a manutenção a sul de um ambiente de baixa energia, com sedimentação vasosa dominante, e conseqüente desenvolvimento de zonas de sapal (Figura III.3-2).

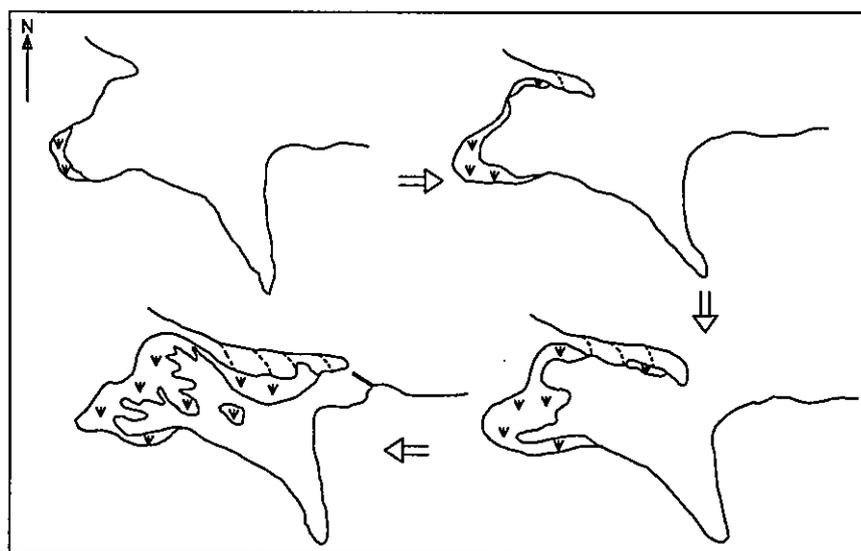


Figura III.3-2 - Esquema da instalação da restinga do Alfeite e evolução da baía do Seixal.

Em profundidade podem-se identificar várias unidades litológicas que correspondem aos episódios de instalação da restinga e de sedimentação vasosa. Na Figura III.3-3 apresenta-se esquematicamente a variação litológica ao longo de sondagens de reconhecimento efectuadas na região (ver Figura III.2-3 para a sua localização). A descrição dos testemunhos de sondagem foi efectuada no campo, baseada na textura, litologia e cor. A metodologia seguida nas sondagens apresenta-se no Anexo I. De referir que esta análise tem por objectivo apenas a descrição litológica dos principais episódios de sedimentação na região e sua relação com os aspectos de evolução morfológica. A interpretação litoestratigráfica de várias sondagens efectuadas na região foi apresentada por Andrade e Freitas (1998).

Identificaram-se 3 unidades litológicas principais, correspondentes a episódios distintos de sedimentação:

Unidade A. Reflecte ambiente de baixa energia, com episódios de sedimentação essencialmente vasosa. Corresponde à instalação dos rasos de maré e sapal na margem sul da restinga (sondagens Alfeite 1 e Alfeite 2) e ao preenchimento vasoso entre as cristas de crescimento da restinga (sondagem Alfeite 3).

Ao longo da sondagem Alfeite 1, efectuada num banco de sapal elevado, encontra-se na zona superior (0-0,85 m) uma vasa cinzenta homogénea, apresentando raízes no topo (0-0,20 m) e vestígios de ferruginização. Segue-se (0,85-2,80 m) uma vasa cinzenta escura homogénea, apresentando alguns fragmentos de conchas, que pode conter níveis siltíticos. Na base (2,80-3,30 m) a componente arenosa predomina. Outras sondagens efectuadas na região mostraram que a unidade A pode apresentar espessuras da ordem de 5 m.

Na sondagem Alfeite 2, efectuada numa zona de sapal baixo, a unidade A é constituída por uma sequência homogénea de vasas argilosas orgânicas, de cor negra. No topo, as vasas apresentam vestígios de raízes (0-0,10 m), tornando-se para a base (2,30-3,0 m) mais compactas.

A sondagem Alfeite 3 foi efectuada numa mancha de sapal, entre as cristas arenosas da restinga, que apresenta aspectos de intervenção antrópica. A unidade A é constituída na zona superior (0-0,17 m) por uma turfa castanha com alguma vasa, que adquire um

carácter mais arenoso na base. Segue-se (0,17-0,80 m) uma vasa cinzenta acastanhada com raízes que pode apresentar elementos grosseiros dispersos.

Unidade B. Esta unidade litológica traduz um ambiente sedimentar de energia elevada que corresponde episódios de instalação da restinga. Quer ao longo da sondagem Alfeite 3 (0,80 - 1,86 m), quer na sondagem Alfeite 4 (0-3,0 m) esta unidade é constituída fundamentalmente por areias quártzicas lavadas, de grão médio a grosseiro, organizadas geralmente em sequências positivas. Na base encontram-se níveis de areão grosseiro e cascalho. As suas características são semelhantes às da areia de praia actual, com excepção da ausência de bioclastos.

Unidade C. Esta unidade é constituída por um silte arenoso micáceo, de cor cinzenta e com níveis de areia lavada. Nas sondagens Alfeite 3 e Alfeite 4 apresenta um contacto bem marcado com a unidade B, respectivamente, a 2,6 e 3,0 m. Na base pode incluir elementos mais grosseiros dispersos, podendo mesmo passar a um areão grosseiro. Esta unidade, cuja espessura varia entre poucos centímetros a mais de 1 metro, constitui um importante nível de referência uma vez que faz a passagem entre as areias da restinga (unidade A) e uma unidade inferior que, segundo Andrade e Freitas (1998), corresponde a sedimentos de antigo canal e raso de maré. A interpretação das condições de deposição da unidade C é problemática. Segundo aqueles autores, as suas características texturais sugerem afinidades com a fácies das areolas do Miocénico superior que afloram na região e que devem constituir a sua fonte mais provável.

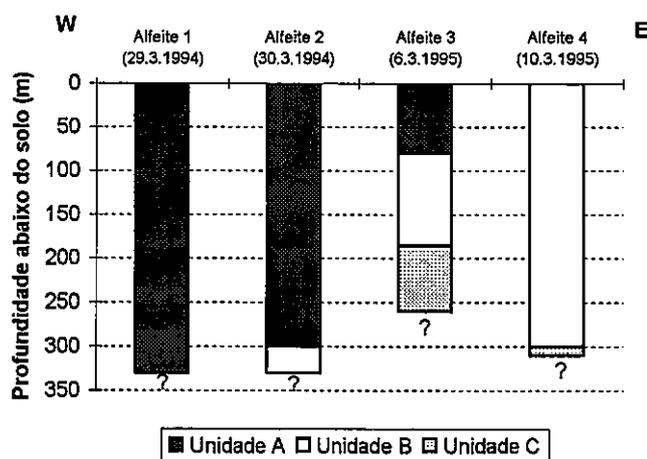


Figura III.3-3 - Esquema das unidades litológicas encontradas em sondagens de reconhecimento efectuadas na restinga do Alfeite e na baía do Seixal.

Os resultados da datação radiométrica de uma concha de *Cerastoderma edule*, colhida no sapal de Corroios, forneceu uma estimativa de 0,7 cm/ano para a taxa de sedimentação das áreas intertidais da baía do Seixal (Freitas *et al.*, em publicação). Estes valores são compatíveis com os apresentados por Caçador *et al.* (1996) também para o sapal de Corroios, baseados no teor em chumbo dos sedimentos (0,6 a 1,3 cm/ano). Com base na taxa de sedimentação média obtida, Freitas *et al.* (em publicação) sugerem que a instalação da restinga do Alfeite ocorreu há cerca de 500 anos. Uma idade semelhante para a formação da restinga é sugerida através da análise polínica que foi efectuada no testemunho da sondagem Alfeite 1 (Queiroz, 1995). No entanto, o facto de registos históricos do século XIV, referidos por Nabais (1993), indicarem que nessa altura a baía do Seixal já teria condições de abrigo para embarcações, sugere que, pelo menos, uma restinga inicial já estaria formada.

Considerando que a instalação definitiva da restinga terá ocorrido cerca de 500 anos atrás, esse episódio parece coincidir aproximadamente com o estabelecimento na Península Ibérica da Pequena Idade do Gelo, caracterizada por condições frias e áridas (ver II.2.2.3). Evidências de variações nas condições climáticas durante a instalação da restinga, possivelmente atribuídas a esse evento, foram encontradas em testemunhos de sondagens efectuadas na região através de indicadores biológicos e geoquímicos (Queiroz, 1995; Andrade e Freitas, 1996 e Freitas *et al.*, em publicação).

3.3. Praia do Alfeite

A praia do Alfeite está exposta à acção de agitação local, originada principalmente por ventos do quadrante N com *fetch* da ordem de 13 km. O regime de agitação local é caracterizado por ondas com altura significativa média de 0,2 - 0,4 m, que promovem transporte longitudinal residual para leste ao longo da restinga. Estes aspectos serão analisados pormenorizadamente no cap. IV. A praia do Alfeite está sujeita a uma maré média, cuja amplitude local varia entre 3,2 e 1,5 m (ZH), respectivamente, em marés vivas e mortas; o nível máximo da maré é de 4,3 m acima do ZH.

3.3.1. *Morfologia*

Longitudinalmente, a praia do Alfeite apresenta um traçado ligeiramente arqueado no centro, sendo a orientação da praia praticamente constante nos extremos (aproximadamente N105°) (Fotografia XIII - Anexo IV). Superiormente, a praia está limitada por uma série de cristas arenosas e cavas vasosas vegetadas; no extremo leste, a praia contacta directamente com estruturas de intervenção antrópica (aterros, muros de protecção). Inferiormente, a praia está limitada por um extenso raso de maré sub-horizontal, que se estende por cerca de 300 m até ao canal do Barreiro (Fotografia IX - Anexo IV). O raso apresenta no seu limite exterior alguns bancos de ostras em desmantelamento que lhe imprimem irregularidade morfológica e constituem fonte importante de material para a praia.

A face da praia situa-se geralmente entre 2,2 e 4,3 m (ZH), ou seja entre o nível médio e a altura máxima da preia-mar de águas vivas. O raso de maré estende-se até cerca de 0,6 m (ZH), ou seja o nível médio de baixa-mar de águas vivas. O perfil transversal da praia do Alfeite é geralmente reflectivo. Caracteriza-se por uma face de praia cuja inclinação varia entre 5 a 10° e um raso de maré de inclinação inferior a 0,5°, que funciona como um terraço de baixa-mar. A face da praia e o terraço estão separados por um degrau estreito marcado por um depósito de material muito grosseiro. A presença de uma face de praia inclinada e um extenso raso sub-horizontal é comum em estuários onde a amplitude de maré é relativamente mais importante do que a altura das ondas (Nordstrom, 1992). A face da praia apresenta geralmente no topo uma berma estreita, apenas activa em alturas de preia-mar de águas vivas.

Na Figura III.3-5 estão representados dois perfis transversais da praia do Alfeite: o perfil A na zona leste, e o perfil B a oeste (ver Figura III.3-4 para localização). Verifica-se que, longitudinalmente, a forma da praia não varia significativamente; em ambos perfis a inclinação da face é cerca de 7° e do raso 0,3°. Ao longo do período de monitorização da praia do Alfeite (Maio de 1994 a Junho de 1996), a inclinação da face da praia nos perfis estudados manteve-se praticamente constante. As alterações mais evidentes observadas, e que serão analisadas em III.5, dizem respeito à supressão da berma em condições extremas do nível da maré.

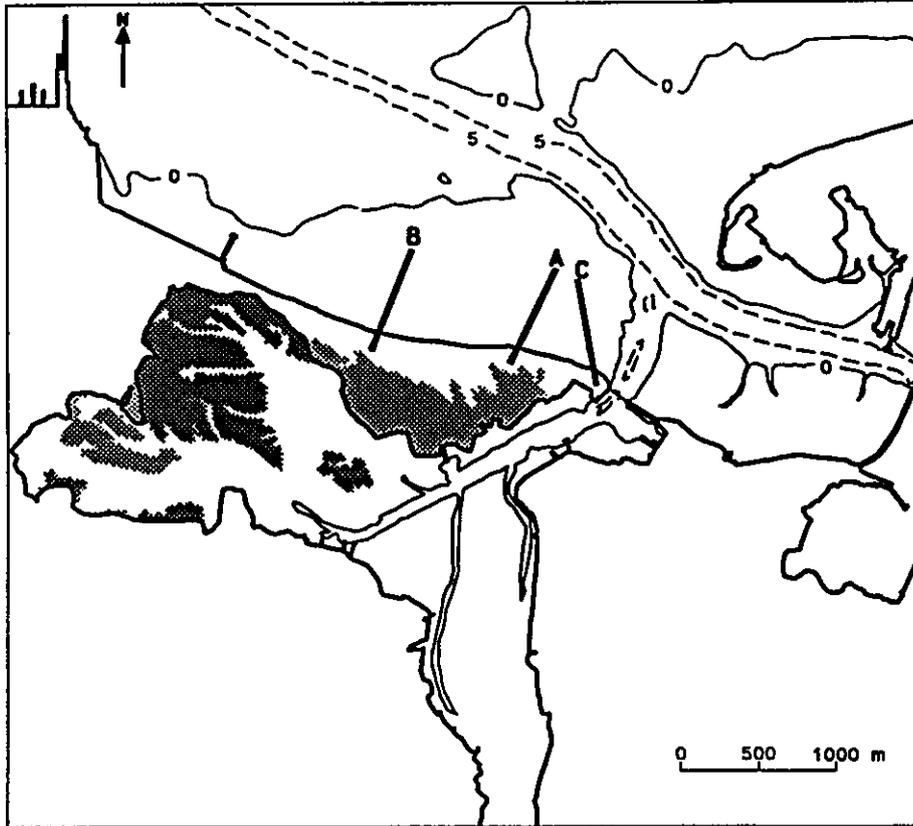


Figura III.3-4 - Localização dos perfis transversais estudados na praia do Alfeite.

Praia do Alfeite (12 Junho 1994)

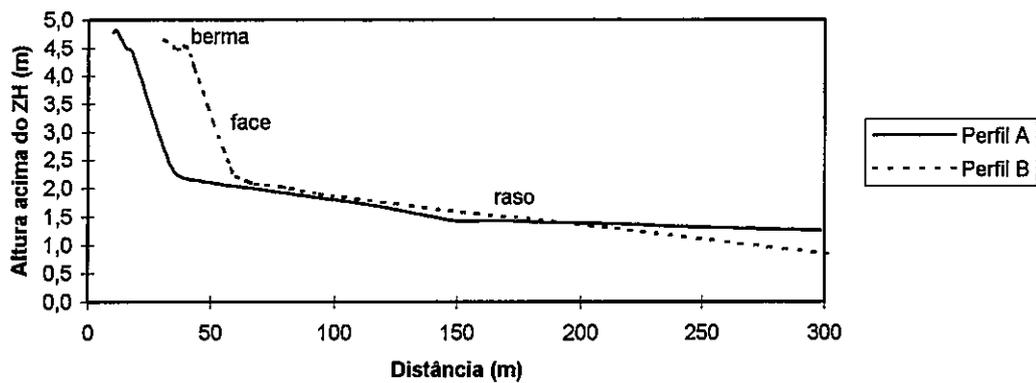


Figura III.3-5 - Perfis transversais da praia do Alfeite.

Na extremidade leste da praia do Alfeite, na zona da Ponta dos Corvos, encontram-se numerosos bancos de areia pertencentes ao delta de vazante da embocadura da baía do Seixal (Fotografias XIV e XV - Anexo IV). Estes bancos são alimentados sobretudo através da deriva longitudinal, que se faz para leste ao longo da praia do Alfeite (ver cap. IV). A morfologia particular desta zona resulta da interacção entre as correntes de maré, particularmente as de vazante (da ordem de 0,4 m/s), e as ondas de geração local. Os bancos de areia estão sobrepostos ao substrato areno-vasoso do raso de maré e migram para oeste, perpendicularmente à praia, pela acção de correntes de vazante; por outro lado, a acção das ondas, principalmente do quadrante norte, promove o movimento em direcção à praia (Figura III.3-6). O resultado desta dinâmica traduz-se na evolução morfológica extremamente complexa evidenciada na Figura III.3-7 através da análise da evolução do perfil C (ver Figura III.3-4 para localização do perfil C). Verifica-se que em Fevereiro de 1996 houve movimentação evidente dos bancos em direcção à praia, sendo retomada posteriormente, em Maio de 1996, a posição inicial encontrada em Agosto de 1995. Esta evolução traduz de algum modo condições extremas de temporal (cheias e ventos fortes do quadrante SW) observadas no início de 1996 e que serão analisadas em III.5. A evolução morfológica desta zona sugere que, em certas condições hidrodinâmicas, o delta de vazante constitui uma importante fonte de material arenoso para o raso de maré, principalmente no sector leste da praia do Alfeite.

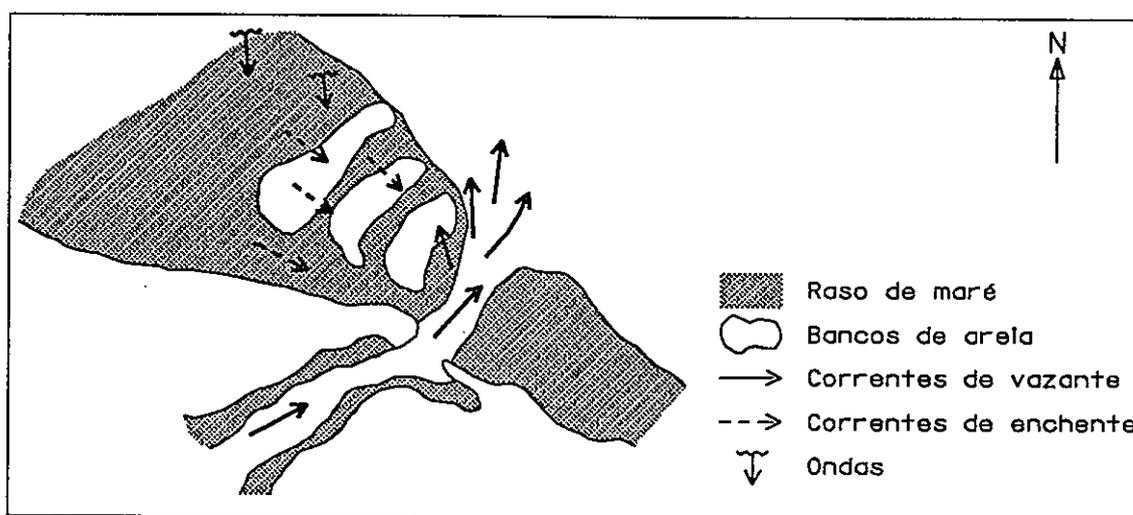


Figura III.3-6 - Esquema de evolução do sector leste da praia do Alfeite.

Ao longo do perfil transversal, as características granulométricas dos sedimentos da praia do Alfeite variam consoante a zona considerada. Na Figura III.3-9 apresenta-se, ao longo dos perfis A e B, a variação do teor da fracção silto-argilosa (inferior a 63 μm) e o diâmetro médio da fracção grosseira (superior a 63 μm). Verifica-se que no raso de maré a percentagem da fracção silto-argilosa aumenta, embora sem grande expressão, principalmente no perfil A. O diâmetro médio da fracção grosseira é menor nos sedimentos da berma e superior nos sedimentos que se encontram na zona de contacto entre a face e o raso, com valores médios máximos entre 2 e 3 mm. No perfil A, os sedimentos da zona mais alta da face apresentam diâmetro médio superior aos da zona média, correspondendo a faixas de sedimento mais grosseiro que marcam o nível da preia-mar.

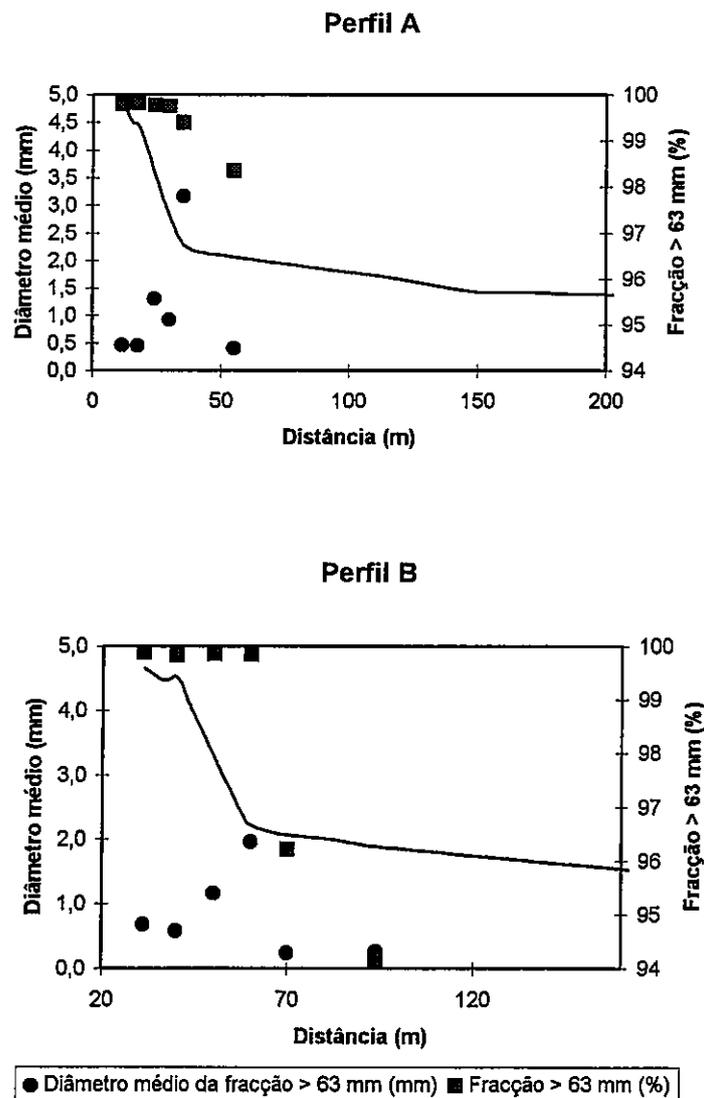


Figura III.3-9 - Características granulométricas do perfil da praia do Alfeite em 12 Junho de 1994.

Na Figura III.3-10 está apresentada a variação do desvio padrão e assimetria das areias ao longo dos perfis transversais à praia do Alfeite. Verifica-se que, em ambos perfis, o desvio padrão obtido corresponde a areias moderadamente a moderadamente bem seleccionadas. O grau de selecção é superior nos sedimentos do topo da face da praia. Em relação à assimetria, os sedimentos do perfil A mostram distribuições aproximadamente simétricas na parte superior da face da praia. Nos dois perfis, as areias do raso de maré apresentam assimetria negativa, ou seja excesso de classes dimensionais mais grosseiras. De um modo geral, os sedimentos do raso de maré são mais finos e com menor grau de selecção que os da face da praia, tal como referido por Nordstrom *et al.* (1996) para a generalidade das praias estuarinas.

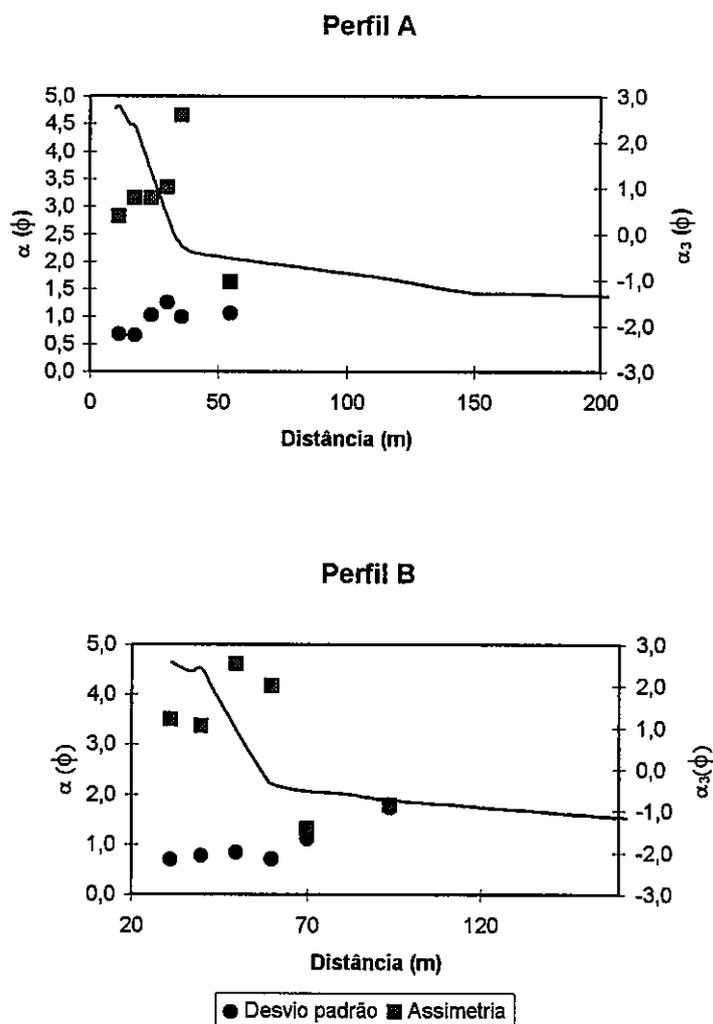


Figura III.3-10 - Variação do desvio padrão e assimetria das areias do perfil da praia do Alfeite em 12 Junho de 1994.

Os resultados obtidos mostram que os sedimentos da face da praia são geralmente areias grosseiras, moderadamente seleccionadas, e com distribuição granulométrica aproximadamente simétrica. Frequentemente encontram-se ao longo da face bandas de sedimento mais grosseiro com componente bioclástica importante, que marcam os níveis mais elevados da maré. Na berma, os sedimentos são mais finos e melhor seleccionados que os da face, sugerindo possivelmente a acção do vento. Na zona de contacto entre face e o raso, os sedimentos são muito grosseiros e mal seleccionados. Este depósito marca uma zona de concentração de energia resultante da permanência de condições de rebentação neste sector do perfil, quando o nível de maré se encontra entre o nível médio e a preia-mar. Os sedimentos do raso de maré mostram alguma gradação, com diminuição dos diâmetros médios para o exterior. Esta é mais evidente no perfil B, onde a fracção fina é superior. A gradação do sedimento no raso resulta, não só da variação na velocidade das correntes (Bao-can e Eisma, 1988), mas também da ressuspensão dos sedimentos mais finos pela acção das ondas, e transporte para zonas mais profundas da margem através das correntes de vazante. A conjugação da acção das ondas e correntes de maré no produto sedimentar é igualmente evidenciado através das características granulométricas dos sedimentos que constituem os bancos do delta de vazante já referido; estes são areias com características granulométricas semelhantes às da face da praia mas que apresentam ausência total de fracção fina, inclusive da fracção siltítica.

As características granulométricas da face da praia e do raso de maré estão dependentes dos aspectos hidrodinâmicos (regime de agitação, amplitude da maré, caudal fluvial) e climáticos (vento) da zona. No entanto, a posição que os sedimentos ocupam no perfil da margem estuarina confere-lhes características sedimentares próprias que os diferenciam entre si. Na Figura III.3-11 estão projectados o diâmetro médio e desvio padrão de sedimentos dos perfis transversais estudados entre Maio de 1994 e Junho de 1996. Pode-se concluir que a variação do conteúdo sedimentar em cada sector do perfil não foi significativa.

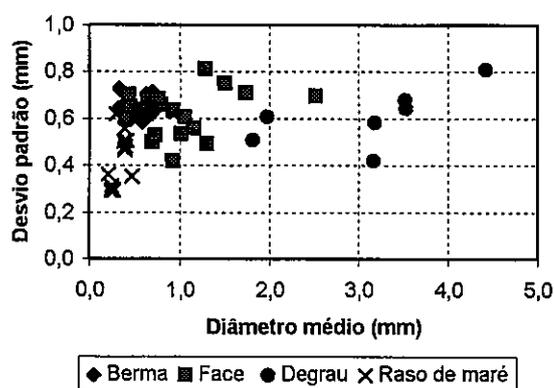


Figura III.3-11 - Variação do diâmetro médio e desvio padrão nas areias do perfil da praia do Alfeite entre Maio de 1994 e Junho de 1996.

3.4. Baía do Seixal

A baía do Seixal desenvolve-se numa área com cerca de 482 ha, sendo constituída fundamentalmente por rasos de maré recortados por canais pouco profundos. O canal de maré mais importante é o rio Judeu, com desenvolvimento aproximadamente N-S, que comunica com o exterior da baía através do canal do Seixal, no extremo leste da restinga do Alfeite. A baía apresenta uma mancha de sapal, bem desenvolvida nas margens norte e oeste, que ocupa cerca de 143 ha (Figura III.3-1). São visíveis algumas praias de areia de reduzidas dimensões nas margens da baía (Seixal, Arrentela, Amora e Talaminho), e bancos de ostras em algumas zonas dos rasos de maré.

3.4.1. Caracterização Sedimentar

Os sedimentos de fundo da baía do Seixal são essencialmente vasas, apresentando fracção silto-argilosa superior a 75% da amostra total (Figura II.3-12). Os sedimentos grosseiros, geralmente areias quártzicas angulosas a pouco roladas, ocorrem apenas nos canais mais profundos e em alguns locais dos rasos de maré, perto de praias de areia (amostra F13), ou nas proximidades dos bancos de ostras (amostra F53). Neste último caso, grande parte da componente grosseira do sedimento é constituída por bioclastos.

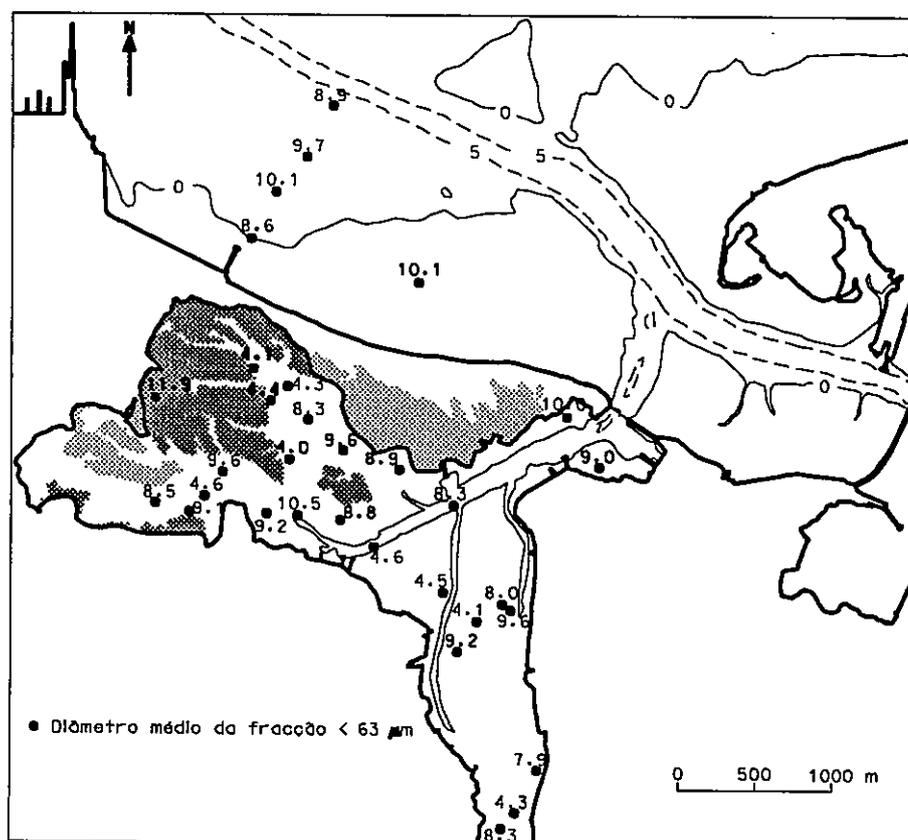


Figura III.3-13 - Diâmetro médio da fracção silto-argilosa nos sedimentos da região em estudo.

Projectando os valores do diâmetro médio e do desvio padrão da fracção silto-argilosa dos sedimentos do interior da baía (Figura III.3-14), encontram-se duas populações distintas: a principal, com diâmetro médio perto de $9 \mu\text{m}$; a secundária, com diâmetro médio na ordem de $4\text{-}5 \mu\text{m}$. Esta diferenciação já tinha sido referida em III.2.3 quando da análise geral dos sedimentos dos rasos de maré do estuário interno; no entanto, nas amostras da baía do Seixal as duas subpopulações estão melhor definidas. As amostras incluídas na população secundária (F61, F21, F16, F14, F7, F10, F9, F3) situam-se em zonas interiores da baía ao longo de rasos de maré (ver Figura III.2-3). A amostra F14 é excepção, uma vez que foi colhida num canal de maré e inclui na sua composição cerca de 47% de fracção superior a $63 \mu\text{m}$. A percentagem de fracção argilosa na componente silto-argilosa das amostras da baía do Seixal varia entre 10 e 30 %, mostrando que os sedimentos têm propriedades coesivas (Figura III.3-15).

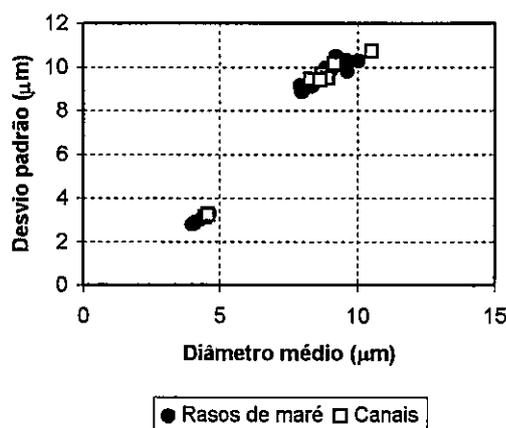


Figura III.3-14 - Projecção do diâmetro médio e desvio padrão da fracção silto-argilosa dos sedimentos da baía do Seixal.

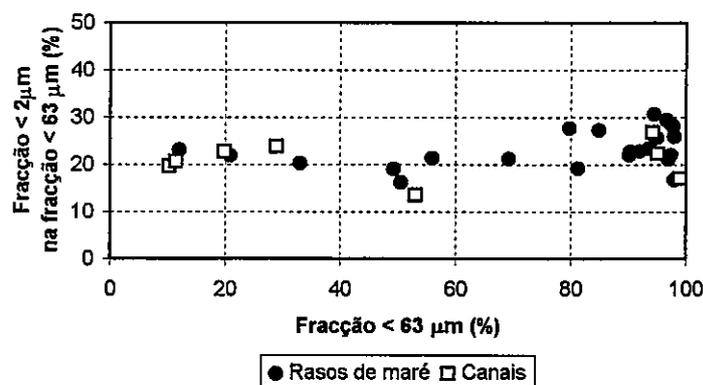


Figura III.3-15 - Teor das fracções silto-argilosa e argilosa nos sedimentos da baía do Seixal.

Os sedimentos no interior da baía apresentam um teor máximo em matéria orgânica particulada da ordem de 6% da amostra total (Figura III.3-16). A percentagem da fracção carbonatada nas amostras é geralmente superior a 10%, atingindo 28% em alguns pontos no interior da baía (Figura III.3-16). Estes teores elevados estão relacionados com a presença de bioclastos nos sedimentos, que provêm, na sua maior parte, da exumação dos bancos de ostras presentes no interior da baía.

Os minerais das argilas identificados nos sedimentos da baía do Seixal são essencialmente ilite, caulinite e esmectite. A clorite e vermiculite estão também presentes mas são pouco representativas. A ilite é o mineral argiloso predominante, surgindo associada à esmectite e caulinite, por vezes em proporções idênticas (Figura III.3-17). É

bem visível a relação inversa entre os teores de ilite e esmectite nos sedimentos, sendo a percentagem de caulite praticamente constante. Esta tendência foi igualmente referida por Freire (1993) para as amostras da Cala do Norte. Através da análise das características granulométricas das amostras estudadas, verifica-se que, à medida que a fracção grosseira aumenta, a percentagem de esmectite diminui. Esta diminuição é acompanhada por um aumento da ilite, mantendo-se o teor em caulinite praticamente constante.

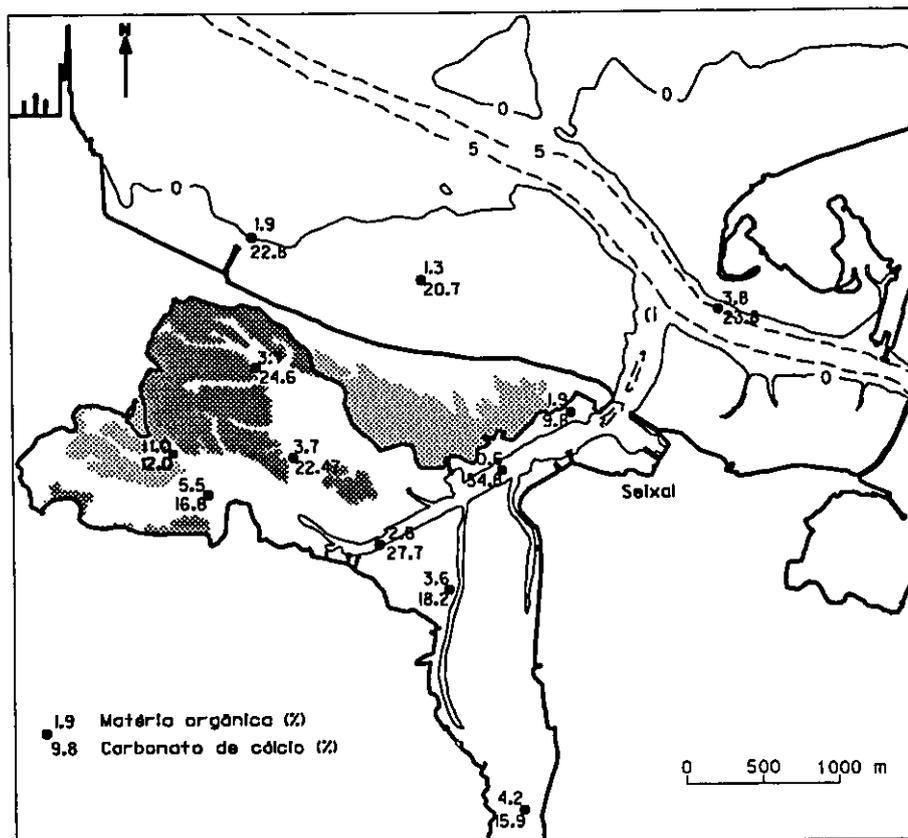


Figura III.3-16 - Teor em matéria orgânica particulada e em carbonatos nos sedimentos da região em estudo.

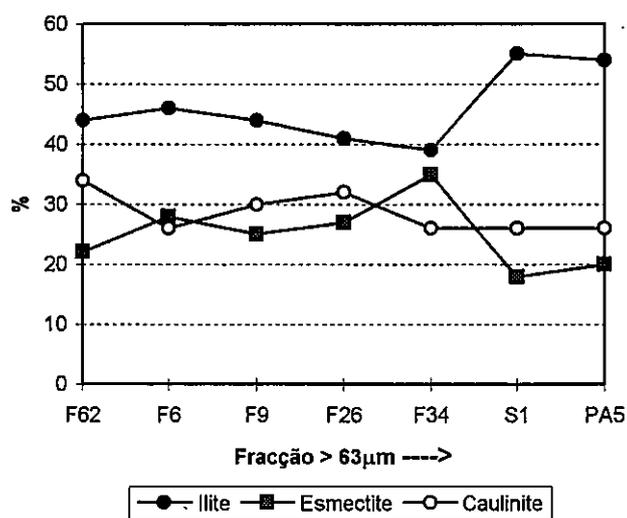


Figura III.3-17 - Variação dos principais minerais das argilas presentes nos sedimentos da baía do Seixal.

3.4.2. Sapal de Corroios

A zona de sapal no interior da baía do Seixal foi dividida em sapal actual e sapal com aspectos de intervenção antrópica (Figura III.3-1). O primeiro inclui uma zona central extensa de bancos de sapal, ao longo da margem oeste da baía, prolongando-se um pouco na margem norte, e uma faixa estreita na margem sul, a oeste do Talaminho. Recorde-se que foi considerado como sapal com intervenção antrópica, as manchas alteradas pelo Homem mas que ainda mantêm algumas das suas características iniciais; inclui a zona de sapal perto de Corroios, na margem oeste da baía, e uma extensão considerável na margem sul da restinga do Alfeite.

O sapal actual, na margem oeste da baía, situa-se numa faixa de terreno essencialmente plano e sobreelevado, limitado inferiormente por um pequeno talude vertical que marca a separação com os rasos vasosos da baía do Seixal. Superiormente, o sapal está limitado, a oeste, por um muro periférico que o separa das zonas ocupadas antrópicamente. A distribuição das espécies de vegetação de sapal revela alguma simetria entre si (Caçador, 1986) (Fotografia XVII - Anexo IV): nas zonas mais elevadas, nomeadamente ao longo da margem oeste da baía e perto do muro periférico, encontra-se uma faixa estreita de vegetação halosuculenta composta fundamentalmente por moitas de

Arthrocnemum fruticosum e por *Halimione portulacoides*; sucede-se uma zona de vegetação mais baixa, dominada ainda por espécies halosuculentas, de entre as quais se destacam *Halimione portulacoides* e *Arthrocnemum perenne*. A região central destes bancos de sapal compreende extensões planas onde o solo se apresenta quase permanentemente encharcado, mesmo durante períodos de águas baixas. Estas extensões estão dominadas por *Spatina maritima*, perfeitamente inserida nos sectores centrais da mancha de vegetação (Caçador, 1986). Em direcção à periferia dos bancos de sapal, a vegetação passa a ser novamente dominada por espécies halosuculentas (*Arthrocnemum fruticosum* e *Halimione portulacoides*), que ocupam as motas marginais, com densidade e altura relativamente elevadas em relação à zona central do banco de sapal.

Os bancos de sapal são cortados por uma rede de canais com diferentes hierarquias. Ao longo dos canais de 1ª ordem é comum observarem-se escarpas (Fotografia XVIII - Anexo IV) e marcas de escorregamentos (Fotografia XIX - Anexo IV) que evidenciam alguma instabilidade das vertentes, o que pode favorecer a erosão por recuo do perfil.

O substrato das zonas mais elevadas do sapal apresentou em alguns casos uma componente arenosa importante, que na amostra S1 (Figura III.2-3 e Figura III.3-12) atingiu quase 60%. A fracção grosseira é geralmente constituída por grãos de quartzo subangulosos, partículas vegetais e alguma mica nas fracções mais finas.

No sector norte, no contacto com a restinga, o sapal contacta directamente com uma estrada de terra que atravessa longitudinalmente a restinga. A faixa de sapal é relativamente estreita e baixa, encontrando-se os povoamentos de *Spatina maritima* nas zonas periféricas dos bancos em contacto com os rasos de maré e, em alguns casos, formando pequenos núcleos dispersos. Nesta zona, o substrato do sapal é constituído por vasa compacta, cuja fracção silto-argilosa é superior a 95% da amostra total (amostra S3). A componente grosseira inclui alguma areia, restos de vegetais e uma fracção considerável de malacofauna.

O sapal com intervenção antrópica (amostra S2) é constituído nas zonas mais elevadas por restos de vegetais (turfa), em que a fracção inorgânica está praticamente ausente.

3.5. Intervenção Antrópica

Situada numa zona próxima de importantes centros urbanos e industriais da margem esquerda do estuário, a região em estudo apresenta alguns aspectos de intervenção antrópica, directa ou indirecta. As consequências dessa intervenção nos balanços sedimentares locais e na conseqüente evolução morfológica do sistema serão discutidas em III.4 e III.5.

Na zona de enraizamento da restinga do Alfeite, a margem estuarina apresenta-se totalmente artificializada desde o início dos anos 30 devido à construção da Base do Alfeite e da Lisnave. O mesmo se verifica no extremo leste da praia do Alfeite, entre o local do perfil A e a Ponta dos Corvos. Nesta última zona, o muro de protecção e a estrada apresentam evidências crescentes de erosão (Fotografias XX e XI - Anexo IV). É frequente a praia ser utilizada para despejo de entulho (Fotografias XXII e XXIII - Anexo IV).

No interior da baía do Seixal são várias as intervenções antrópicas nas margens estuarinas. A zona do sapal é aquela que mostra maior evidência da acção do Homem; cerca de 46% da área total de sapal (143 ha) apresenta alteração das suas características naturais. Neste caso a intervenção antrópica deriva principalmente da ocupação agrícola, que incluiu, para além da ocupação dos terrenos, a construção de diques, regularização e desvio de canais afluentes do sapal. Em alguns casos, verifica-se o abandono dessas actividades havendo uma certa recuperação das características iniciais do sapal. Ao longo das margens da baía encontram-se outros exemplos de ocupação dos sapais, como na zona de Santa Marta de Corroios, em que o sapal foi aterrado, ou utilizado como lixeira (Fotografia XXIV - Anexo IV).

Um exemplo interessante de como a intervenção antrópica pode alterar indirectamente a organização dos elementos constituintes das margens é visível na zona do moinho de maré de Corroios. Naquele local, a elevada taxa de deposição na zona da caldeira tem originado o “afogamento” do sapal pelo raso de maré. Lima (1995) refere um assoreamento de cerca de 150 cm nos últimos 20 anos, o que equivale a uma taxa de sedimentação de 7,5 cm/ano. A causa da intensa deposição estará relacionada, segundo aquele autor, com o desvio artificial da chamada Vala Real para a referida caldeira.

4. Aspectos Evolutivos à Mesoescala

4.1. Considerações Gerais

Uma vez que as margens estuarinas são particularmente vulneráveis às variações dos balanços sedimentares locais, o estudo qualitativo e quantitativo da sua evolução fisiográfica tem um papel fundamental na identificação e na avaliação da actividade dos factores responsáveis e, porventura, na previsão da sua evolução futura.

A análise da evolução morfológica da zona em estudo incluiu: o estudo da evolução dos fundos estuarinos do estuário interno nos últimos 60 anos, através da comparação de levantamentos hidrográficos; a evolução da restinga do Alfeite desde 1849, com base na análise de mapas antigos; a definição de padrões evolutivos dos fundos dos canais e rasos de maré da baía do Seixal, através da comparação dos levantamentos hidrográficos de 1981 e 1998; o estudo da evolução do sapal de Corroios entre 1958 e 1991, baseado na interpretação de fotografia aérea. As metodologias utilizadas em cada caso estão descritas pormenorizadamente no Anexo 1.

4.2. Evolução dos Fundos Estuarinos

4.2.1. Distribuição das Áreas de Erosão e Assoreamento

A análise da evolução dos fundos estuarinos entre Vila Franca de Xira e Cacilhas, nas últimas décadas, incidiu sobre duas áreas distintas: a zona montante, entre Vila Franca de Xira e Alcochete; a zona média, entre Alcochete e Cacilhas. Neste estudo utilizaram-se os levantamentos hidrográficos de 1928 e 1991 para a zona montante, e de 1930/32 e 1991 para a zona média (ver Anexo I). A comparação dos levantamentos hidrográficos incluiu o domínio subtidal e parte do intertidal.

A análise comparativa dos levantamentos hidrográficos de 1928 e 1991, da zona montante do estuário interno, revela que a evolução morfológica dos fundos é dominada por processos de assoreamento. A erosão é importante apenas nos canais (Figura III.4-1).

Relativamente à zona média do estuário interno, a comparação dos levantamentos hidrográficos de 1930/32 e 1991 mostra igualmente uma tendência geral para o assoreamento dos fundos (Figura III.4-2). As zonas onde a erosão é dominante estão circunscritas, tal como na região a montante, aos canais de maré principais.

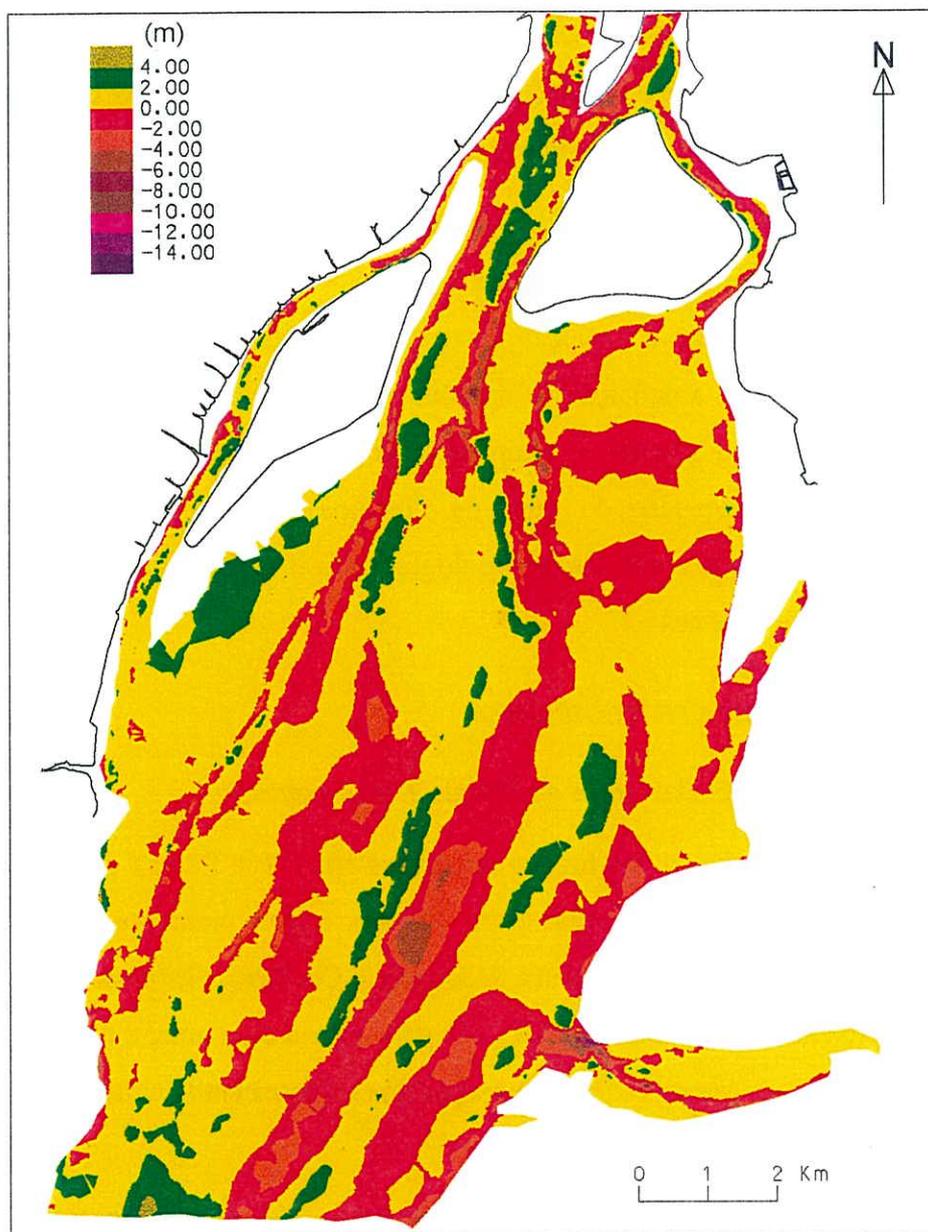


Figura III.4-1 - Evolução batimétrica dos fundos do estuário interno, entre 1928 e 1991 (entre Vila Franca e Alcochete).

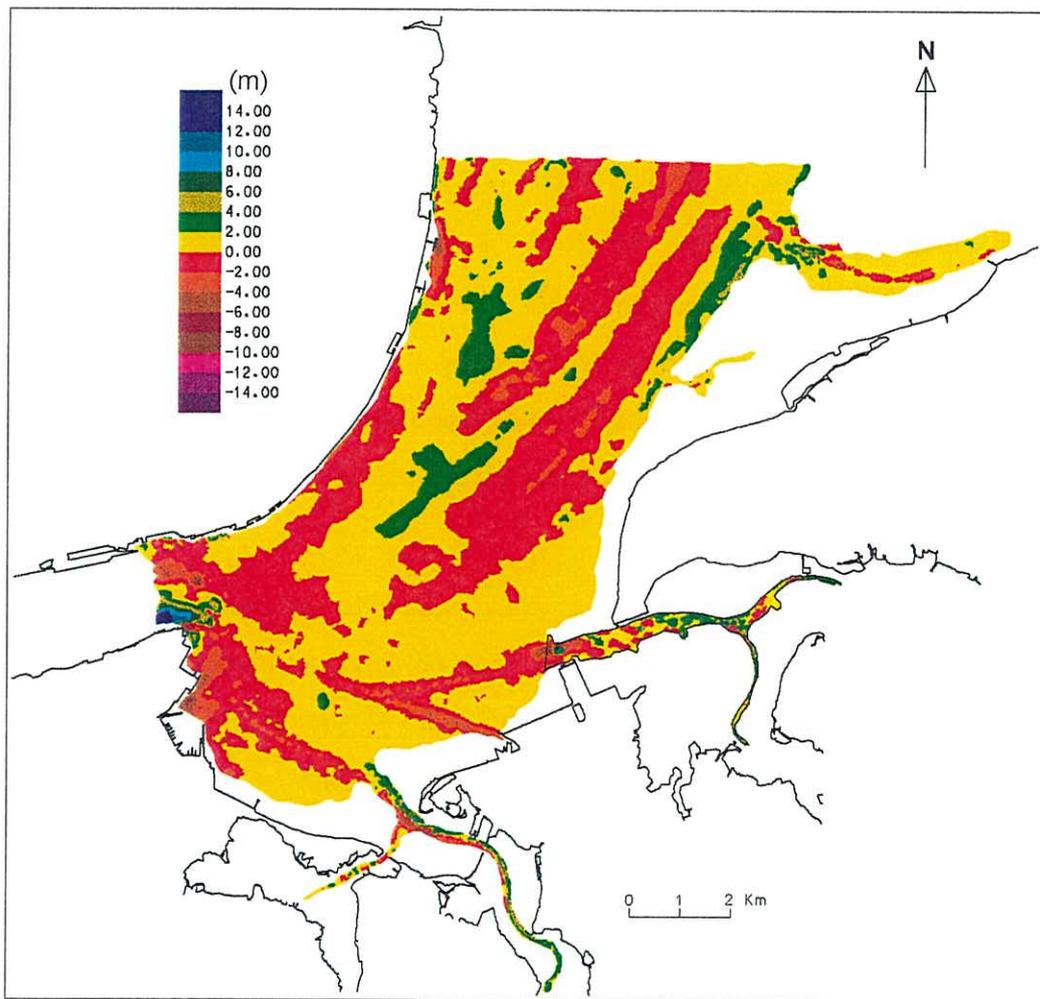


Figura III.4-2 - Evolução batimétrica dos fundos do estuário interno, entre 1930/32 e 1991 (entre Alcochete e Cacilhas).

4.2.2. Taxas de Erosão e Assoreamento

Antes de serem apresentadas as estimativas para as taxas de sedimentação da zona interna do estuário, convém referir alguns aspectos relevantes que devem ser considerados quando da análise dos balanços sedimentares. Além do grau de imprecisão destas estimativas, associado sobretudo a erros inerentes ao método de comparação e à precisão dos documentos originais, a análise efectuada está praticamente limitada aos fundos abaixo do ZH, uma vez que os levantamentos apresentam pouca informação nos rasos de maré. Deste modo, este estudo não inclui as zonas onde, segundo Freire (1993), a evolução morfológica é mais evidente. Além destes aspectos, os resultados volumétricos obtidos a partir da comparação hidrográfica devem ser analisados tendo em conta os volumes envolvidos em operações de dragagem. Estas, são frequentes no estuário interno com vista à melhoria das condições de navegabilidade dos canais. Em geral, estima-se o volume de material dragado anualmente em todo o estuário em cerca de 10^6 m³/ano (Vale *et al.*, 1989), sendo aproximadamente 10^4 m³/ano a fracção correspondente à zona montante do estuário interno, entre Vila Franca e Alcochete (Freire, 1993). Os dados disponíveis, embora muitas vezes insuficientes, apontam para que a rejeição dos materiais dragados no estuário interno seja efectuada, praticamente na sua totalidade, no interior do estuário.

Os resultados obtidos para a zona montante através da comparação dos levantamentos hidrográficos mostram que, nos 63 anos analisados, cerca de 48% do material depositado permaneceu, sem remobilização posterior (Quadro III.4-1). A taxa média de sedimentação obtida para esta zona é de 0,5 cm/ano.

Na zona média do estuário, a tendência evolutiva é semelhante, embora mostre maior equilíbrio entre os volumes de assoreamento e de erosão. Nos 60 anos estudados, cerca de 29% do material depositado permaneceu no sistema, obtendo-se uma taxa média de sedimentação de 0,3 cm/ano (ver Quadro III.4-1). Os resultados obtidos mostram um decréscimo da taxa média de sedimentação de montante para jusante.

Quadro III.4-1

Resultados volumétricos obtidos através da comparação de levantamentos hidrográficos do estuário interno.

	Zona montante (1928-1991) (Vila Franca-Alcochete)	Zona média (1931-1991) (Alcochete-Cacilhas)
Área de comparação (x10 ⁶ m ²)	104,33	86,07
Erosão (x10 ⁶ m ³)	-38,56	-36,51
Assoreamento (x10 ⁶ m ³)	+74,23	+51,59
A-E (x10 ⁶ m ³)	+35,67	+15,08
Taxa de evolução (cm/ano)	0,5	0,3

A taxa de sedimentação obtida para a zona montante concorda com os resultados apresentados por Freire (1993) para a mesma área do estuário, mas considerando uma área de comparação mais reduzida. Aquela autora obteve uma taxa de 1,2 cm/ano através da comparação dos levantamentos de 1928 e 1986, para a zona da Cala das Barcas e Cala do Norte.

O volume anual de material envolvido nos processos de erosão e assoreamento nas áreas em estudo é da ordem de 0,6 x 10⁶ m³/ano, para a zona montante, e de 0,3 x 10⁶ m³/ano para a zona a média. A soma destes valores é apenas ligeiramente superior ao volume de material envolvido anualmente nas dragagens que ocorrem no interior do estuário.

Do que foi exposto pode-se concluir que os processos de assoreamento são dominantes no domínio subtidal do estuário interno, principalmente na zona montante. As zonas onde os processos erosivos predominam encontram-se localizadas nos canais principais, onde a intensidade das correntes será suficiente para gerar condições de não deposição ou mesmo de remobilização. No entanto, os resultados obtidos sugerem que serão eventualmente as operações de dragagem ao longo dos principais canais que mantêm essa tendência. Uma vez que não há indícios do aumento significativo das necessidades de dragagem, e uma vez que os rejeitos são incluídos no próprio sistema, poder-se-á considerar que o sistema mantém um certo equilíbrio com as condições hidrodinâmicas. Embora seja difícil, com os dados disponíveis, fazer a avaliação da periodicidade dos

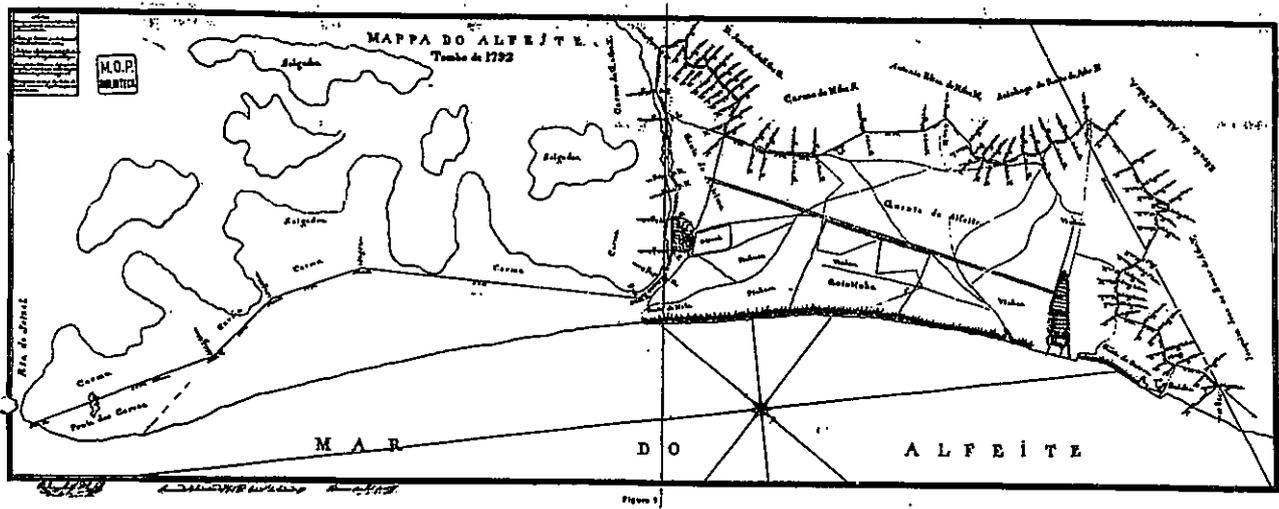
processos sedimentares envolvidos na evolução do sistema estuarino, todos os indícios apontam para manutenção da dominância dos processos de sedimentação nesta zona do estuário.

4.3. Evolução da Restinga do Alfeite

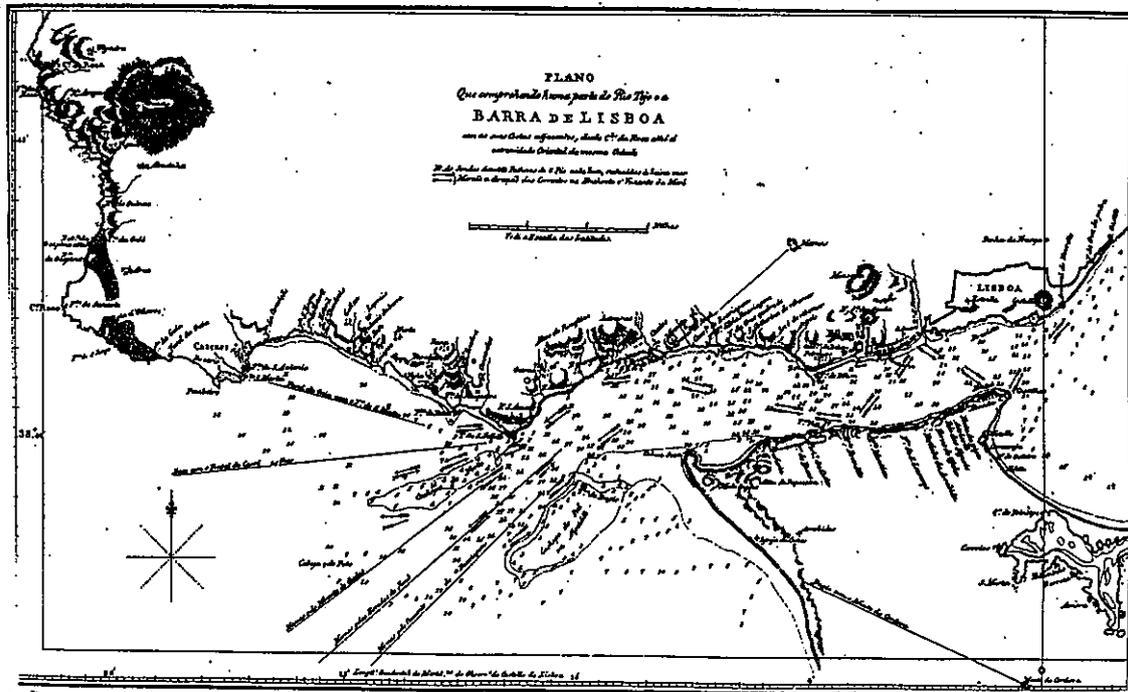
4.3.1. Aspectos Gerais

No estudo da evolução histórica da península do Alfeite, foram analisados cerca de 85 elementos cartográficos (mapas, levantamentos hidrográficos, fotografias aéreas) e vários documentos escritos datados desde 1560.

A representação mais antiga da península do Alfeite e baía do Seixal data de 1608. A maior parte dos mapas dos séculos XVII e XVIII representam apenas a ribeira de Coima, formando um pequeno golfo na zona da sua embocadura, não estando o rio Judeu representado nem a península do Alfeite individualizada. Data de 1792 o primeiro mapa onde a península do Alfeite está bem representada, incluindo os salgados na zona da baía do Seixal (Figura III.4-3). Uma representação de 1811 mostra com pormenor as caldeiras dos moinhos de maré e certas manchas de sapal, embora pouco diferenciadas. Nesta representação, a praia do Alfeite apresenta-se como uma faixa contínua desde Cacilhas à Ponta dos Corvos (ver Figura III.4-3).



Estudo Historico Hydrographico sobre a barra e o porto de Lisboa, por A.A. Baldaque da Silva, 1893.



Rotero das costas de Portugal por Marino Miguel Franzini, 1811.

Figura III.4-3 - Representações da área em estudo datadas de 1792 e de 1811 (Baldaque da Silva, 1893).

Embora nos elementos cartográficos consultados a restinga do Alfeite só apareça individualizada nas representações do início do século XVII, em documentos históricos do século XIV a baía do Seixal é referida como zona de abrigo para embarcações (Nabais, 1993). Algumas descrições do século XV referem também o funcionamento de azenhas na Ponta dos Corvos (Nabais, 1986). É também neste século que, em 1403, foi mandado construir em Corroios, por ordem de D. Nuno Alvares Pereira, o primeiro moinho de maré da região.

4.3.2. *Variação da Posição da Linha de Costa*

As alterações do troço de costa da restinga do Alfeite (nível de maré alta), correspondente à sua margem norte, foram avaliadas por comparação de 8 mapas datados entre 1849 e 1993, que constituem as representações mais rigorosas da região (Quadro III.4-2). A sobreposição dos levantamentos e a avaliação da variação da superfície foi efectuada através de técnicas de comparação automática descritas no Anexo I. Os mapas foram ajustados a uma escala comum de 1:25 000, usando como referências fixas os moinhos de maré, bem representados em todos os documentos.

Quadro III.4-2

Elementos cartográficos usados no estudo da evolução da restinga do Alfeite.

Ano	Escala	Título
1849	1:21 100	<i>Planta das Septe Quintas do Real Sítio do Alfeite</i> . Biblioteca Central da Marinha.
1878	1:20 000	<i>Plano Hydrográphico do Porto de Lisboa</i> . Direcção Geral dos Trabalhos Geodésicos, Administração do Porto de Lisboa.
1889	1:20 000	in " <i>Project de Travessé du Tage</i> ", Bartissol; Seyrig. Biblioteca Central da Marinha.
1930	1:25 250	<i>Plano Hidrográfico do Porto de Lisboa</i> . Costa Oeste de Portugal, folha nº 73, Missão Hidrográfica 1930-32. Administração do Porto de Lisboa.
1939	1:25 000	<i>Carta Militar de Portugal</i> , folha 442 (Barreiro). Serviços Cartográficos do Exército.
1979	1:25 000	<i>Carta Hidrográfica do Porto de Lisboa</i> , folha 73, Missão Hidrográfica 1964-78. Instituto Hidrográfico.
1988	1:15 000	<i>Levantamento Hidrográfico do Porto de Lisboa</i> (de Alcântara ao Canal do Montijo), folha nº 47. Instituto Hidrográfico.
1993	1:25 000	<i>Carta Militar de Portugal</i> , folha 442 (Barreiro). Serviços Cartográficos do Exército.

A restinga do Alfeite mostra uma variação morfológica evidente nos últimos 150 anos, dominada por processos de erosão. Embora as alterações da linha de costa não se distribuam uniformemente no tempo e no espaço, o intervalo estudado de 144 anos, revela evolução morfológica gradual de uma margem rectilínea para uma forma arqueada (Figura III.4-4).

As variações observadas na posição da linha de costa da restinga permitem definir 2 períodos principais de evolução:

Período 1849 - 1930

Neste período não se verifica uma evolução morfológica residual evidente; as alterações da posição da linha de costa compensaram-se praticamente entre si (Figura III.4-5). Entre 1849 e 1878 ocorre recuo paralelo da linha de costa, mais ou menos idêntico em toda a extensão da praia. No período seguinte, entre 1878 e 1889, o traçado da praia permanece praticamente constante. Entre 1889 e 1930, a tendência para o recuo mantém-se na zona central da praia; no extremo leste assiste-se a um certo avanço da linha de costa, para o qual contribuiu em parte a artificialização da Ponta dos Corvos. O crescimento da restinga neste período poderá ser apenas o resultado de uma rotação temporária da linha de costa, em sentido anti-horário, centrada sensivelmente a meio comprimento da praia.

Período 1930 - 1993

A partir de 1930, as alterações morfológicas na margem norte da restinga são mais pronunciadas e incluem um episódio de recessão intensa entre 1939 e 1979. Este ocorreu principalmente na zona central da praia, passando a praia de rectilínea a arqueada (Figura III.4-6).

A partir de 1979, a forma adquirida pela praia torna-se estável, mantendo um aparente equilíbrio com as novas condições sedimentares. Entre 1988 e 1993 verifica-se uma certa tendência para o crescimento, em sectores restritos da praia. A relativa estabilidade, e mesmo o crescimento da restinga após 1988, poderá ser apenas aparente devido ao curto período de tempo analisado.

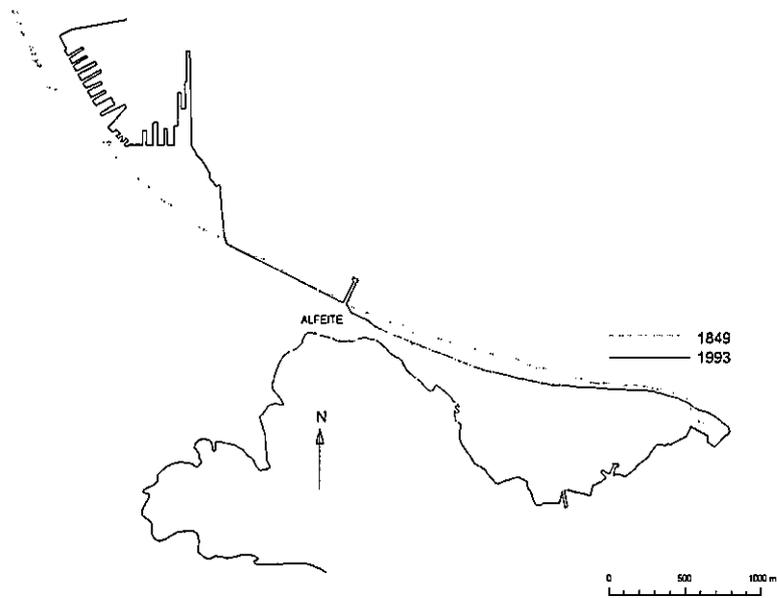


Figura III.4-4 - Posição da linha de costa da restinga do Alfeite em 1849 e 1993.

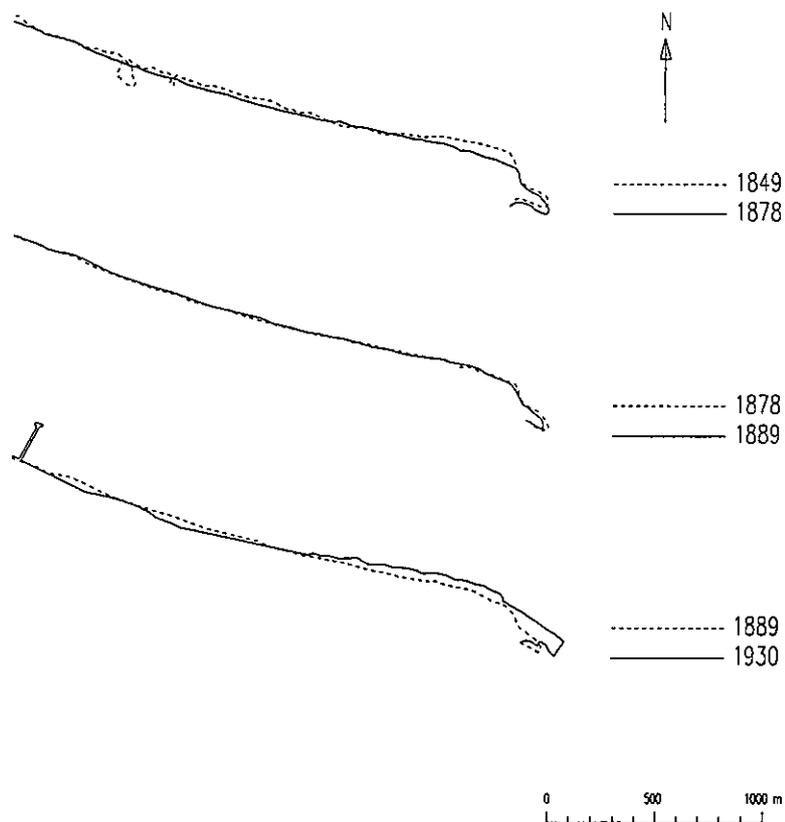


Figura III.4-5 - Evolução da linha de costa da restinga do Alfeite entre 1849 e 1930.

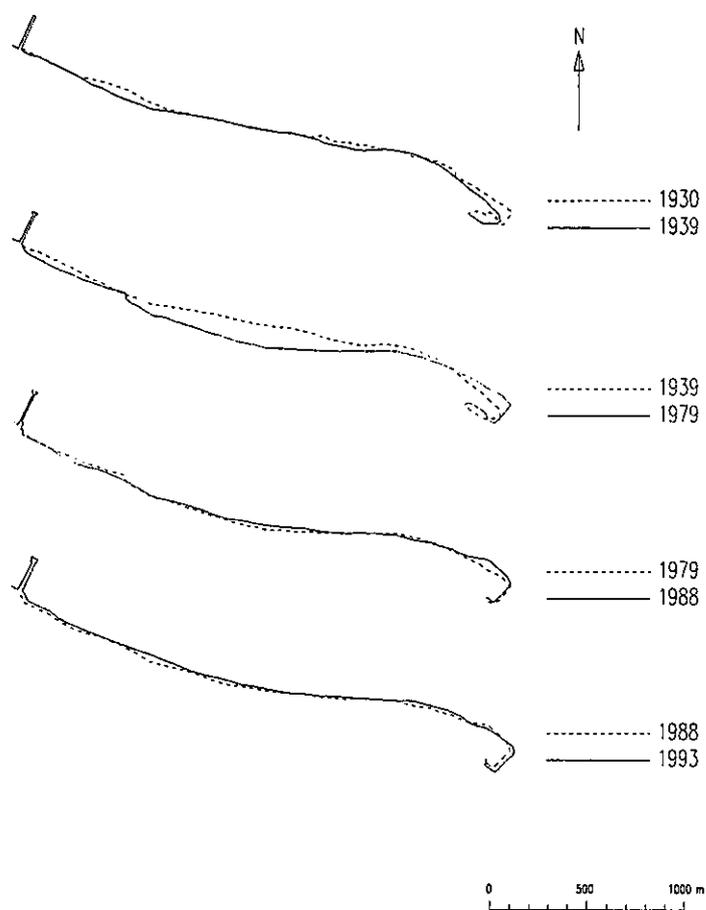


Figura III.4-6 - Evolução da linha de costa da restinga do Alfeite entre 1930 e 1993.

4.3.3. *Variação em Área da Restinga e Taxas Evolutivas*

Entre 1849 e 1993 a variação da área total da restinga do Alfeite (com excepção da Ponta dos Corvos, uma vez que esteve sujeita a processos de regularização artificiais e não foi considerada neste balanço) foi de 23,7 ha (Quadro III.4-3). A superfície total erodida nesse período atingiu 15 ha, dos quais 80% foram perdidos entre 1939 e 1979. Nesses 40 anos a taxa de erosão média foi de 0,3 ha/ano (Figura III.4-7).

A taxa média de erosão nos 144 anos estudados equivale à mobilização de um volume sedimentar da ordem de $3 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{ano}$, sendo a taxa de erosão máxima verificada de $9 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{ano}$. Considerando que o volume sedimentar total retido na restinga é de $4 \times 10^6 \text{ m}^3$ e admitindo que esta se formou há cerca de 500 anos, consumindo a totalidade

das areias em trânsito longitudinal, a taxa de transporte anual equivalente é da ordem de $8 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{ano}$. Este valor é da mesma ordem de grandeza do transporte longitudinal residual proposto para a praia do Alfeite no capítulo IV, e concorda com as taxas de erosão obtidas. O aumento da tendência erosiva observado na década de 30 parece relacionar-se directamente com a construção de importantes infra-estruturas portuárias na zona do Alfeite, incluindo a Base Naval. A erosão da praia surge como resposta ao corte do transporte longitudinal, pela implantação de estruturas perpendiculares à costa e redução da intensidade das fontes sedimentares. Esta terá derivado da expansão das áreas urbanas, para zonas agrícolas, e das medidas de protecção das arribas. Após este período de recessão intensa, os resultados sugerem que o sistema readquiriu uma certa estabilidade, possivelmente devido à aquisição de uma forma arqueada, em equilíbrio com as novas condições hidrodinâmicas e sedimentares.

Quadro III.4-3

Variação da área total da restinga do Alfeite entre 1849 e 1993.

Período	Variação da área (ha)
1849-1878	-4,5
1878-1889	+0,7
1889-1930	+0,7
1930-1939	-2,4
1939-1979	-12,4
1979-1988	+0,3
1988-1993	+2,7

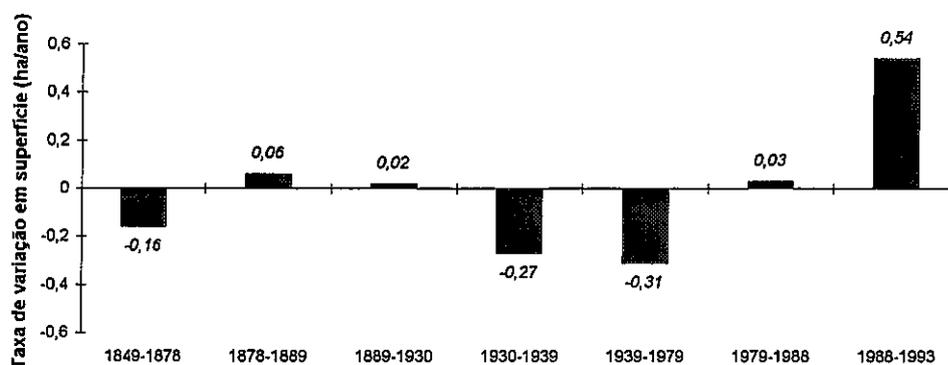


Figura III.4-7 - Variação da superfície da restinga do Alfeite.

Concluí-se que a evolução morfológica da restinga nos últimos 100 anos foi particularmente sensível à intervenção antrópica, devido à alteração dos balanços sedimentares locais. Este aspecto é ainda visível actualmente em alguns pontos da restinga. No extremo leste, na Ponta dos Corvos, assistiu-se ao um recuo intenso da margem em cerca de 4 meses, entre Junho e Outubro de 1997. Essa zona mostrava anteriormente alguma instabilidade que se acentuou após as obras de instalação do novo cais de acostagem da Transtejo no Seixal. A entrada em funcionamento de novas embarcações “catamaran”, que acostaram no interior da baía até à inauguração do novo cais, poderá ter contribuído igualmente para o acelerar do recuo da margem. Além da turbulência causada pelos impulsores por jactos de água, a ondulação provocada por estas embarcações é superior à dos navios-motor devido à maior velocidade atingida; cerca de 20 nós, enquanto os navios anteriormente usados atingiam velocidades máximas de 13 nós (<http://www.transtejo.pt/>). Estes aspectos, ligados ao funcionamento das embarcações, em conjugação com as operações de dragagem poderão ter causado, pelo menos em parte, a instabilidade da margem na Ponta dos Corvos (Fotografias XXV e XXVI - Anexo IV).

4.4. Evolução da Baía do Seixal

4.4.1. Evolução dos Rasos de Maré e Canais

No estudo da evolução morfológica dos rasos de maré e canais da baía do Seixal compararam-se os levantamentos hidrográficos datados de 1981 e 1998 (ver Anexo I). Os domínios altimétricos analisados foram o subtidal e parte do intertidal. A área de comparação constituiu apenas cerca de 19% da área total dos rasos de maré e canais no interior da baía.

Os resultados obtidos mostram que, nos anos estudados, a evolução morfológica da área fez-se com predominância dos processos erosivos (Figura III.4-8). As variações altimétricas são no geral pouco evidentes, sendo apenas mais importantes no troço montante do canal do rio Judeu. Neste caso, atribuí-se o aprofundamento do fundo a operações de dragagem que, embora não tenham sido confirmadas pelas entidades competentes, foram identificadas em observações de campo. A dominância dos processos de assoreamento no período estudado circunscreveu-se principalmente ao canal a montante do Talaminho. Quer a erosão, quer o assoreamento corresponderam a variações altimétricas médias inferiores a 1 m.

Considerando que a erosão superior a 2 m ocorrida nos fundos da baía do Seixal entre 1981 e 1998 está associada a acções de dragagem, obtém-se um volume total de material movimentado nestas operações de $8,6 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{ano}$. No Quadro III.4-4 apresentam-se os resultados volumétricos de evolução dos fundos, excluindo os volumes atribuídos às operações de dragagem. Os volumes envolvidos na dinâmica natural são da ordem de $14 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{ano}$. Conclui-se que no interior da baía do Seixal, os fundos dos rasos e canais de maré mostram uma tendência erosiva generalizada, pelo menos na última década, correspondente a uma taxa média de erosão de 2 cm/ano. As zonas com tendência para o assoreamento circunscrevem-se aos canais a montante e aos rasos de maré.

As tendências evolutivas dos fundos da baía do Seixal, nomeadamente dos rasos de maré, serão discutidas pormenorizadamente no capítulo V.

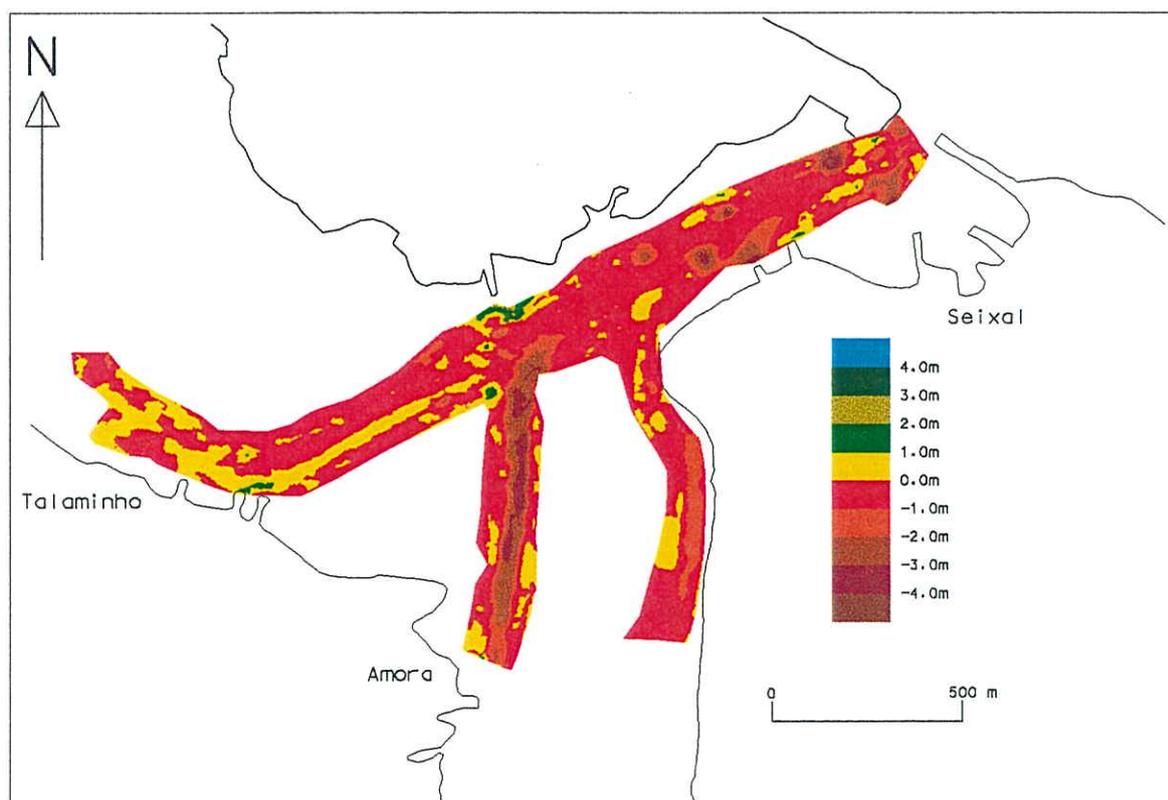


Figura III.4-8 - Evolução dos fundos da baía do Seixal entre 1981 e 1998.

Quadro III.4-4

Resultados volumétricos obtidos através da comparação de levantamentos hidrográficos da baía do Seixal.

Área de comparação ($\times 10^6 \text{ m}^2$)	0,60
Erosão ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	-0,31
Assoreamento ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	+0,07
A-E ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	-0,24
Taxa de evolução (cm/ano)	-2,4

4.4.2. *Evolução do Sapal de Corroios*

Devido à falta de rigor na representação dos rasos de maré e do sapal na generalidade dos mapas analisados, a evolução do sapal de Corroios foi estudada com base na comparação de dois levantamentos de fotografia aérea vertical, datados de 1958 e 1991. Estas fotografias foram tiradas sensivelmente na mesma situação de maré, perto do nível de preia-mar de águas vivas; a altura da maré no levantamento de 1958 foi cerca de 3,5 m, e em 1991 de 3 m. Elaboraram-se dois esboços morfológicos com base na fotointerpretação (Figura III.4-9 e Figura III.4-10). A metodologia usada está descrita no Anexo I.

A comparação dos esboços morfológicos de 1958 e 1991 mostra que, em geral, há estabilidade da forma e da área das principais manchas de sapal na zona de Corroios. No entanto, o traçado exterior dos bancos de sapal é mais irregular no levantamento mais recente, o que poderá estar relacionado com recuo das margens do sapal. Embora actualmente, tal como já foi referido, existam evidências de erosão do sapal ao longo dos principais canais, este processo não é significativo na variação em área do sapal.



Figura III.4-9 - Esboço morfológico da zona em estudo baseado na fotointerpretação de 1958 (escala 1: 8000).



Figura III.4-10 - Esboço morfológico da zona em estudo baseado na fotointerpretação de 1991, escala 1: 8000 (ver legenda da Figura III.4-9).

As alterações mais evidentes do traçado das zonas marginais da baía do Seixal, no período analisado, devem-se sobretudo à acção antrópica (aterros, construções). A diminuição da área de sapal actual e aumento da área ocupada é evidente nos últimos anos, sobretudo a oeste do Talaminho e na vertente sul da restinga, na Ponta do Mato. Nota-se também o aparecimento de algumas acumulações arenosas nas margens da baía, como p. ex. no Talaminho, Amora e Seixal, em certos casos associadas a zonas aterradas. Algumas destas praias de areia surgem como produto da erosão pluvial de antigos areeiros escavados nos afloramentos pliocénicos.

Como já foi referido, segundo vários estudos realizados, a taxa de sedimentação no sapal de Corroios é da ordem de 1 cm/ano. A tendência para uma taxa de sedimentação relativamente elevada no sapal, ao contrário do que se passa nos fundos adjacentes, e a relativa estabilidade em área dos bancos de sapal, pelo menos nos últimos 30 anos, sugere que a evolução morfológica da baía se faça sobretudo por elevação altimétrica da zona supratidal. Estudos de monitorização da superfície do sapal ao longo de 30 meses (Andrade *et al.*, 1998) mostraram que a tendência evolutiva do conjunto não é evidente, à escala das observações realizadas. No capítulo V serão discutidos os aspectos principais da dinâmica morfo-sedimentar da baía do Seixal.

5. Aspectos Evolutivos à Microescala

5.1. Considerações Gerais

Na sequência da análise evolutiva da restinga do Alfeite à mesoescala, pretendeu-se estudar a evolução da praia do Alfeite num período curto (microescala), ou seja no horizonte temporal de anos. Esta análise baseou-se em levantamentos topográficos sistemáticos de dois perfis transversais da praia do Alfeite (incluindo face da praia e raso), efectuados entre Maio de 1994 e Junho de 1996 (ver Figura III.3-4 para localização), estendendo-se por cerca de 300 m cada. Os perfis distanciam-se entre si 1250 m, variando a orientação da linha de costa cerca de 3°. A metodologia seguida nos levantamentos está apresentada no Anexo I.

Em primeiro lugar, analisam-se as principais modificações observadas na face da praia e no raso, durante o período estudado, tentando definir padrões evolutivos. De

seguida, tentam-se relacionar estas modificações com aspectos climatéricos, nomeadamente com a intensidade e direcção do vento e ocorrência de níveis de água excepcionalmente elevados. Finalmente, analisam-se as diferenças volumétricas ocorridas nos dois anos de estudo, definindo tendências de evolução.

5.2. Evolução da Praia do Alfeite

5.2.1. Padrão de Evolução do Perfil Transversal

A evolução do perfil transversal de uma praia estuarina mesotidal depende fundamentalmente da relação entre a amplitude da maré e as características das ondas, sendo difícil incluir o seu tipo de evolução nos modelos tradicionais estabelecidos para praias oceânicas (Nordstrom e Jackson, 1992). Outros factores de natureza local, como a disponibilidade de sedimento e alterações da linha de costa provocadas pelo Homem, influenciam a relação entre os agentes hidrodinâmicos e a morfologia da praia.

Geralmente as praias estuarinas não mostram alterações morfológicas significativas, como as praias oceânicas, sobretudo quando apresentam extensos rastos de maré, uma vez que os rastos promovem a dissipação da energia das ondas; no entanto, em períodos de níveis mais elevados, essa dissipação pode não ser importante. Este facto faz com que nas praias estuarinas as variações morfológicas ocorram sobretudo na zona superior da face da praia, tal como referido por vários autores (Nordstrom, 1980; Nordstrom, 1992; Jackson e Nordstrom, 1992; Nordstrom e Jackson, 1992; Nordstrom *et al.*, 1996).

Analisando em sequência temporal os vários pares de perfis obtidos (Figura III.5-1), verifica-se que as alterações morfológicas foram essencialmente de dois tipos, surgindo quer em conjunto, quer separadamente: recuo paralelo da face da praia, praticamente sem alteração do declive; formação episódica de uma pequena barra por acumulação de sedimentos arenosos no limite inferior da face.

No período analisado, o perfil B apresentou maior tendência para a variação paralela da face, sem grande alteração do declive. O perfil A mostrou alguns aspectos, embora pouco frequentes, de transferência de material do topo da face para a parte inferior com a formação de uma pequena barra. Em ambos os perfis, não se verificaram alterações significativas das características texturais do conteúdo sedimentar.

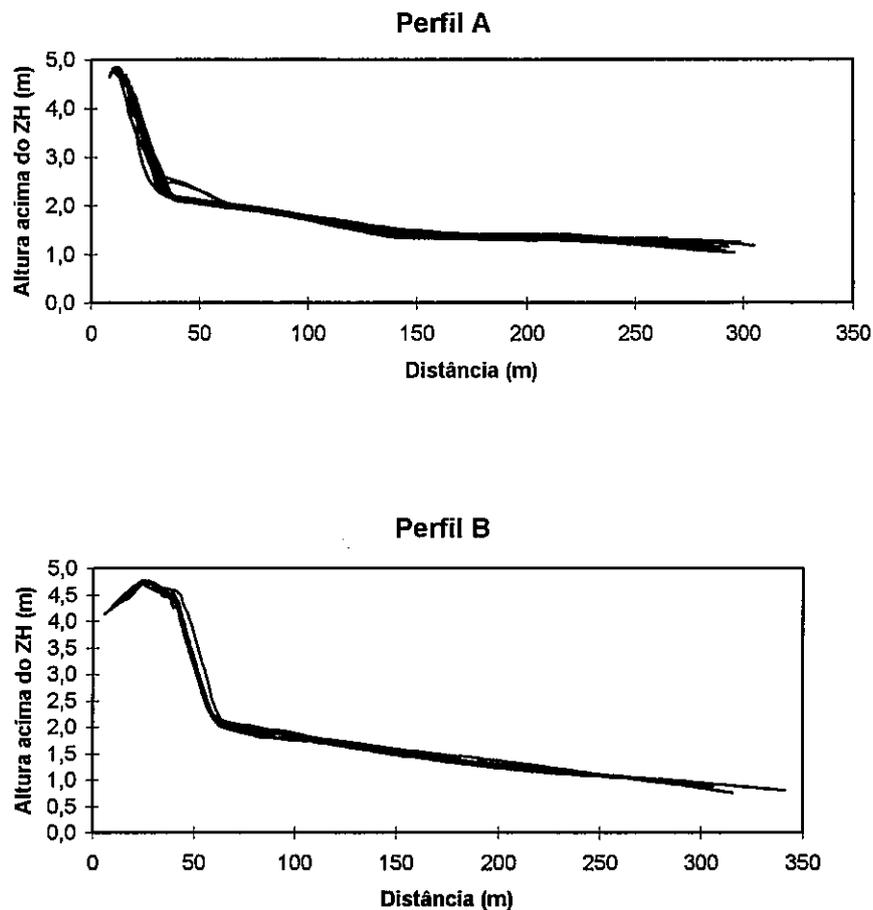


Figura III.5-1 - Evolução dos perfis transversais A e B da praia do Alfeite (entre 12 de Maio de 1994 e 16 de Junho de 1996).

Observaram-se algumas situações de formação de uma barra, morfologicamente pouco importante, no limite exterior do raso do perfil A (Figura III.5-2). Esta ocorrência coincidiu com a entrada de sedimento arenoso no raso, tal como foi observado *in situ*, possivelmente relacionado com o avanço em direcção à praia dos bancos do delta de vazante, referidos em III.3.3.1. Coincidente também com esta evolução, é o facto das rugas de fundo existentes no raso na zona do perfil A, observáveis entre Maio e Julho de 1994, terem desaparecido em Agosto. Posteriormente, estas voltaram a estar presentes em Setembro do mesmo ano, quando o perfil voltou a adquirir uma forma semelhante à anterior. Estes aspectos sugerem que, entre Julho e Agosto, houve condições para o desaparecimento das formas de fundo, possivelmente devido ao rápido acarreo de material

arenoso. Este facto poderá resultar do aumento da acção das correntes de vazante em relação à agitação.

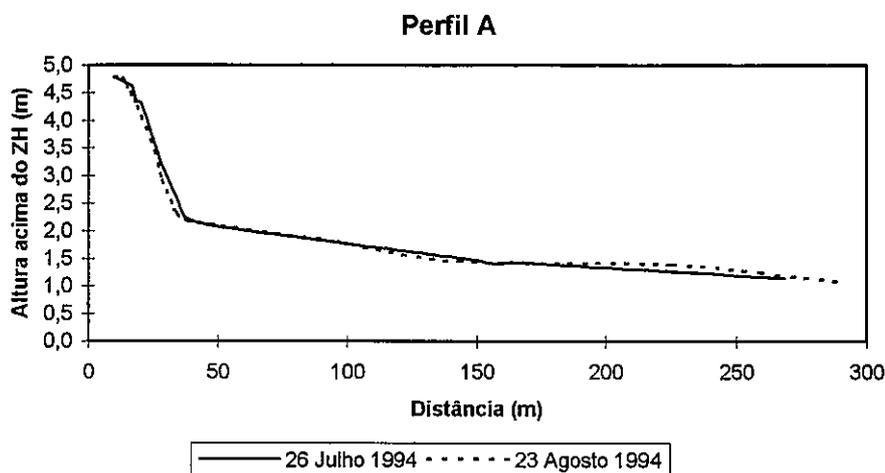


Figura III.5-2 - Evolução do perfil transversal A da praia do Alfeite (entre 26 de Julho e 23 de Agosto de 1994).

O padrão de evolução da face de praia mostrou, por vezes, aspectos distintos nos dois perfis estudados, durante o mesmo período de comparação. Este facto mostra o modo independente de evolução dos dois sectores da praia. Na Figura III.5-3 apresenta-se um aspecto da evolução do topo da face da praia, em que no perfil A houve o desaparecimento de uma pequena berma inicialmente existente, enquanto no perfil B ocorreu o processo contrário.

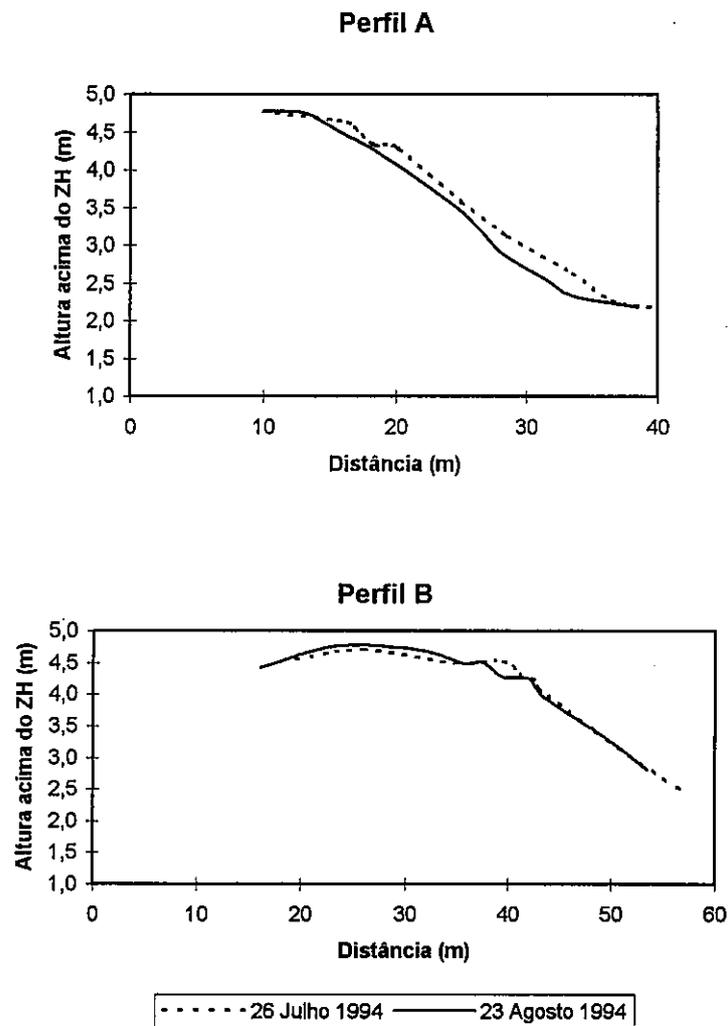


Figura III.5-3 - Evolução do topo da face da praia entre 26 de Julho e 23 de Agosto de 1994.

Na tentativa de correlacionar as alterações morfológicas e sedimentares dos perfis de praia com situações climáticas extremas, analisou-se a evolução da intensidade e direcção do vento ao longo do período estudado. Para tal, utilizaram-se as observações de superfície na estação de Lisboa (4 valores diários) publicadas no Boletim Meteorológico Diário (2ª série) pelo Instituto de Meteorologia. Na Figura III.5-4 apresentam-se as médias móveis (intervalo de 60 valores) dos valores de intensidade e direcção do vento entre 1/5/94 e 15/6/96. Na generalidade, o vento apresentou-se do quadrante norte; no entanto, identificam-se dois eventos de rumo SW (Dezembro de 1994 e entre Novembro de 1995 e Fevereiro de 1996). Neste último caso, a rotação do rumo do vento coincide com intensidades mais elevadas, cujos valores diários podem ultrapassar 11 m/s.

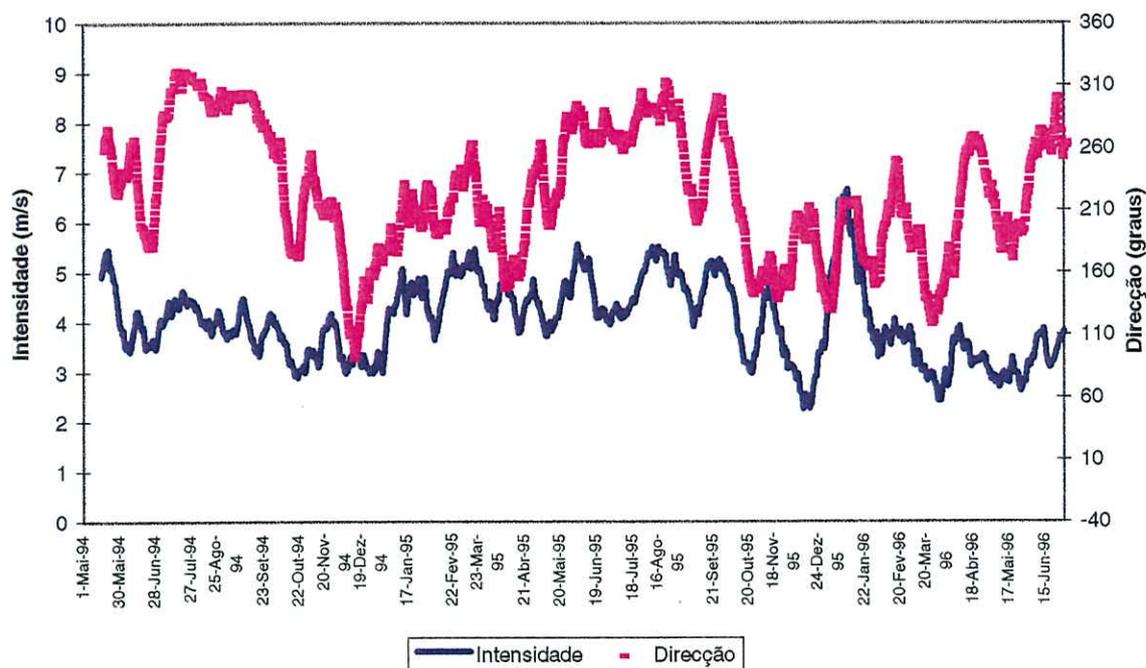


Figura III.5-4 - Médias móveis dos valores diários da intensidade e direcção do vento, na estação meteorológica de Lisboa (período compreendido entre 1 de Maio de 1994 e 30 Junho 1996).

Esta situação de intensidade do vento elevada e rumo de SW esteve associada a alturas extremas dos níveis de água no estuário em Janeiro de 1996, devido à conjugação de marés vivas e cheias no Tejo. Nos dias 22 e 23 de Janeiro a amplitude da maré em Lisboa ultrapassou os 4,7 m (dados inéditos cedidos pela APL). Esses níveis elevados provocaram o galgamento da restinga na zona do perfil A e a inundação da zona interior (Fotografia XXVII - Anexo IV); verificou-se a erosão da face da praia, principalmente do topo, e a formação de um depósito de areia na zona inferior da face (Fotografia XXVIII - Anexo IV), espalhando-se sobre o raso (Figura III.5-5) (Fotografia XXIX - Anexo IV). Para além do abaixamento do topo da face da praia com desaparecimento da berma devido aos galgamentos, deu-se o recuo da face mas mantendo praticamente a mesma inclinação. Verifica-se que no sector do perfil B, a praia praticamente não sofreu alteração morfológica. Esta situação mostra que a transferência de material da face para o raso é importante sobretudo em níveis excepcionalmente elevados e principalmente na zona leste. Em Março de 1996, as cicatrizes dos galgamentos mantinham-se, havendo fragilização do topo da face (Fotografia XXX - Anexo IV); esta passou a estar particularmente sujeita a intensa deflação por acção do vento de SW,

favorecida pelo rebaixamento do topo da face. A deflação eólica provocou o enriquecimento em areia do raso. Este aspecto não foi visível no perfil B uma vez que está protegido pela vegetação da acção eólica do quadrante sul.

Concluí-se assim, que situações extremas de vento forte a muito forte do quadrante sul e oeste são propícias, não só para modificar localmente a direcção de propagação das ondas, mas também para provocar ablação eólica do topo da face da praia, em zonas mais expostas, alimentando o sistema intertidal com areia.

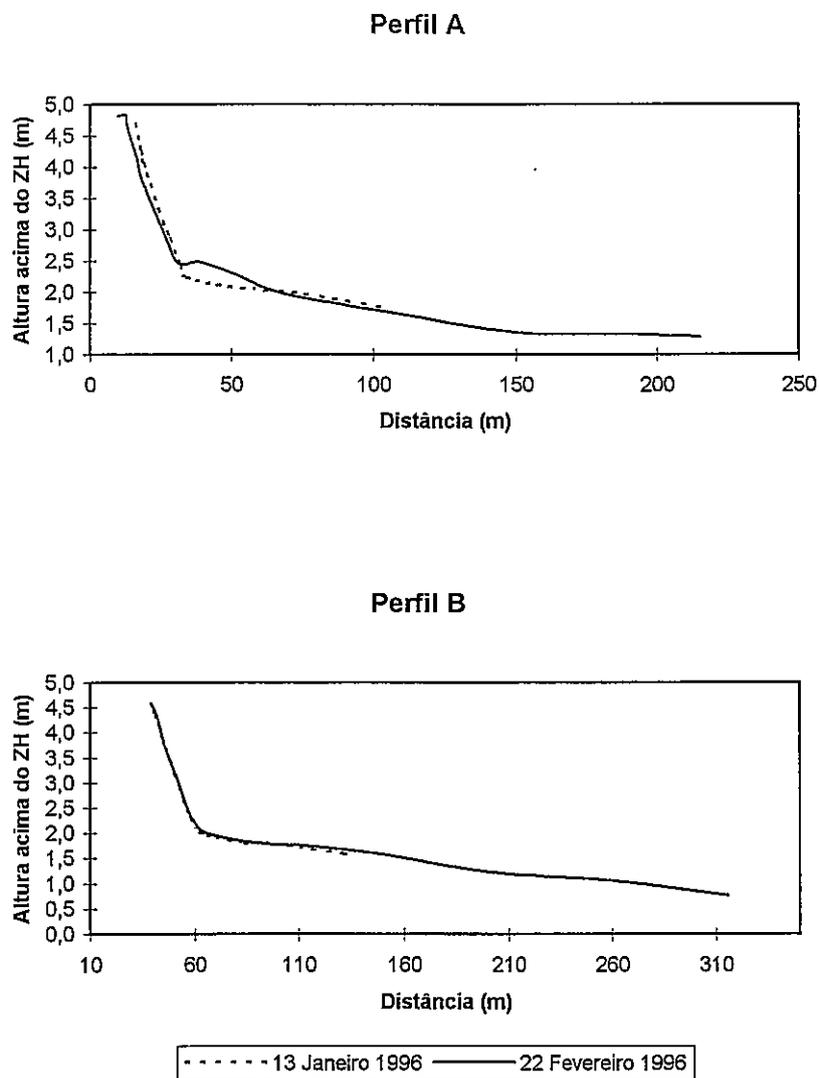


Figura III.5-5 - Evolução dos perfis da praia do Alfeite entre Janeiro e Fevereiro de 1996.

Com o objectivo de avaliar a movimentação da face da praia, definiu-se como ponto de referência a intercepção da face com o nível médio local (2,2m ZH) e acompanhou-se a

evolução da sua posição ao longo do período de monitorização; consideraram-se pontos de referência fixos em cada perfil. No perfil B, a posição da parte inferior da face da praia mantém-se praticamente constante (Figura III.5-5). O perfil A mostra maior variação, sobretudo durante o temporal já referido do início de 1996. Do conjunto dos resultados analisados verifica-se que no período estudado, o perfil A foi o que mostrou variação morfológica mais evidente.

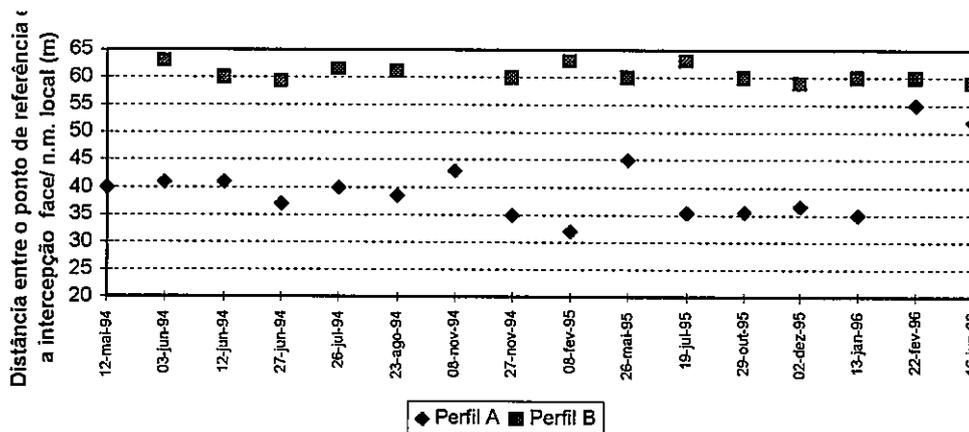


Figura III.5-6 - Variação da posição do ponto de intercepção entre a face e o nível médio dos perfis da praia do Alfeite.

Segundo Jackson e Nordstrom (1992), a diferença entre os níveis energéticos que ocorrem na face e no raso das praias estuarinas restringe as trocas sedimentares entre os dois componentes da praia. Assim, a maior mobilidade do perfil está associada a trocas de sedimento entre o topo e a parte inferior da face (Nordstrom, 1992). Na praia do Alfeite essas trocas podem ser acentuadas por níveis elevados da maré, ou mesmo pela acção de ventos que provocam ablação do topo e alimentação do raso. No entanto, em regime médio não ocorrem condições para trocas acentuadas de material que promovam alterações morfológicas importantes.

O recuo paralelo da face da praia, sem alteração do declive, é comum nas praias estuarinas mesotidais, associada principalmente a mudanças na direcção da deriva devido a alterações locais do vento (Nordstrom e Jackson, 1992). A evolução morfológica dominada por recuo paralelo da face indica a dominância do transporte longitudinal sobre as trocas transversais. Estas alterações, segundo aqueles autores, podem ocorrer em células

bem diferenciadas, quer em condições de tempestade ou não. Esta resposta morfológica do perfil pode resultar de variações na intensidade da deriva, comuns em praias estuarinas restritas, associadas a mudanças locais da direcção do vento e à variabilidade da orientação da linha de costa (Nordstrom, 1992).

Pode-se concluir que o padrão de evolução morfológica da praia do Alfeite inclui um tipo de evolução distinto para cada um dos sectores da praia. No sector ocidental, onde se situa o perfil B, o transporte longitudinal é mais importante e a evolução do perfil traduz, possivelmente, não a variação de energia, mas a quantidade de sedimento disponível. Esta pode estar relacionada com a redução da intensidade e da eficiência das correntes de deriva, devido a alterações da direcção e intensidade do vento. No sector oriental da praia, onde se situa o perfil A, a evolução morfológica dá resposta sobretudo a eventos de maior energia com modificações evidentes da face da praia.

5.2.2. Tendências Evolutivas e Taxas de Variação

Ao fim dos 26 meses de monitorização os perfis transversais da praia do Alfeite não sofreram alterações consideráveis da sua forma geral (Figura III.5-6). O perfil A adquiriu uma barra na zona inferior da face da praia, na sequência de condições extremas de níveis e de vento, não tendo havido a recuperação do perfil inicial na altura em que terminou o programa de monitorização. O perfil B mostrou erosão do raso em quase toda a sua extensão; as alterações que envolveram recuo paralelo da face da praia foram geralmente episódicas, tendo-se assistido à recuperação do perfil.

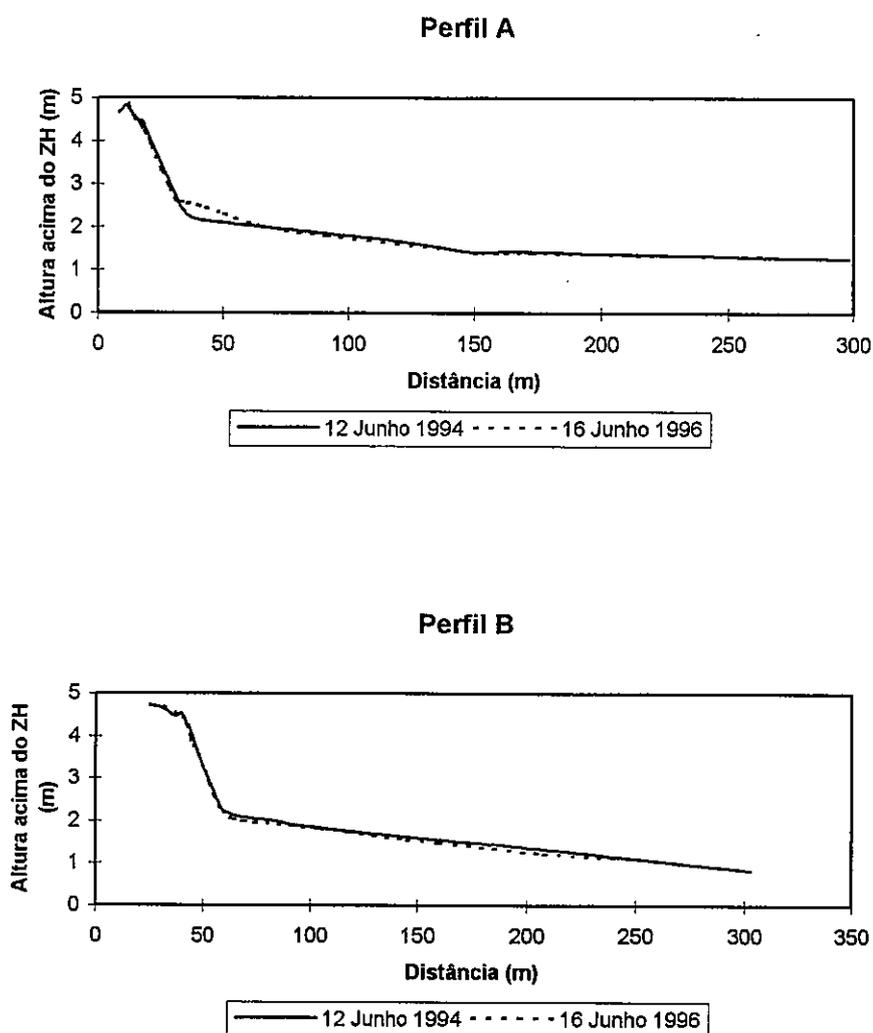


Figura III.5-7 - Perfis da praia do Alfeite em 1994 e 1996.

Analisando o volume de material movimentado nos perfis, por unidade de comprimento da praia, verifica-se que o perfil A mantém equilíbrio entre os volumes de material erodido e acumulado no período analisado (Quadro III.5-1); o perfil B, pelo contrário, mantém uma tendência residual para a erosão, em que o volume de material erodido corresponde praticamente todo ao raso de maré. A quantidade de material envolvida na evolução dos dois perfis é idêntica.

Em relação às taxas de variação, o perfil A apresenta uma taxa praticamente nula uma vez que as taxas de erosão e acumulação são idênticas, cerca de $3,2 \text{ m}^3/\text{ano}$. No perfil B, a taxa de variação é de $6,3 \text{ m}^3/\text{ano}$, no sentido da erosão.

Quadro III.5-1

Resultados volumétricos da evolução dos perfis transversais da praia do Alfeite, no período de 1994 a 1996.

	Perfil A	Perfil B
Erosão (m ³ /m)	-6,47	-12,70
Acumulação (m ³ /m)	+6,51	+0,13
E-A (m ³ /m)	+0,04	-12,57
E+A (m ³ /m)	12,98	12,83

A definição de padrões de evolução da praia do Alfeite é complexa, uma vez que o sistema está sujeito a numerosos factores e as alterações morfológicas não são muito evidentes. No entanto, os resultados obtidos permitem concluir que o padrão de evolução dos perfis transversais inclui-se nos tipos característicos das praias estuarinas, apresentados por Nordstrom (1992) e Nordstrom e Jackson (1992). O sector oriental tem uma evolução distinta do sector ocidental; o primeiro apresenta uma evolução no sentido de erosão devido a deficiência no transporte longitudinal, enquanto o segundo parece estar mais exposto a eventos extremos, mas mantendo o equilíbrio no balanço sedimentar. A deficiência de material no perfil B, que já tinha sido notada quando da análise da evolução histórica da restinga (ver III.4.3), pode estar a ser incrementada por alteração da direcção de propagação das ondas, quer por acção do vento local, quer por aspectos morfológicos da linha de costa. O equilíbrio sedimentar do sector ocidental da praia parece resultar da erosão de sector oriental, e da alimentação através das barras de vazante do canal do Seixal.

A monitorização num período mais prolongado e a utilização de areias marcadas (Nordstrom *et al.*, 1996) teriam dado, certamente, um contributo importante na compreensão das trocas sedimentares entre os vários componentes da praia.

6. Síntese

A margem esquerda do estuário interno, entre Alcochete e Cacilhas é caracterizada pela presença de extensos rasos de maré vasosos. Contrastando com o predomínio da sedimentação essencialmente silto-argilosa, surgem praias de areia que indicam a existência

de agitação local com interferência no comportamento hidrodinâmico e sedimentar do estuário. A génese e dinâmica morfo-sedimentar das praias estuarinas será objecto de discussão no capítulo IV.

A actividade de ondas de geração local na remobilização de material grosseiro, de origem próxima (principalmente os afloramentos miocénicos e pliocénicos), é demonstrada particularmente pela presença da restinga do Alfeite. A instalação da restinga proporcionou a manutenção de um ambiente de baixa energia com sedimentação essencialmente vasosa na baía do Seixal, e o desenvolvimento do sapal de Corroios. A evolução à mesoescala deste sector mostra uma diferença acentuada entre o comportamento da zona subtidal, com alguma dominância dos processos erosivos, e da zona supratidal onde as taxas de sedimentação são relativamente elevadas. A análise da dinâmica sedimentar da baía do Seixal, baseada na monitorização de parâmetros hidrodinâmicos e sedimentares, é apresentada no capítulo V.

A monitorização da evolução morfológica da praia do Alfeite mostra dois sectores com comportamento distintos que respondem à evolução local dos agentes modeladores. Do que foi analisado neste capítulo concluí-se que as margens estuarinas são particularmente sensíveis aos balanços sedimentares locais, sendo clara a interdependência entre a evolução morfológica e a interferência antrópica no sistema.

Capítulo IV

Génese e Dinâmica Morfo-Sedimentar das Praias Estuarinas

1. Notas Introdutórias

A presença de praias e de restingas arenosas no estuário interno indica que a dinâmica sedimentar desta zona não resulta apenas da acção das correntes de maré. A morfologia daquelas formas evidencia actividade de ondas, quer na sua formação, quer na sua evolução temporal. A forma do estuário, nomeadamente a orientação e dimensões reduzidas no canal de embocadura, impossibilita a propagação de ondas oceânicas para montante. No entanto, a extensão do estuário interno e o seu alongamento para norte são suficientes para que esta zona se possa comportar como área de geração de ondas induzidas pelo vento local.

Neste capítulo, analisa-se a geração de ondas induzidas pelo vento no estuário interno, e a sua importância no padrão de distribuição dos sedimentos arenosos nas zonas marginais do estuário. A abordagem destes problemas é feita tendo em conta dois aspectos diferentes da acção destas ondas: a capacidade de ressuspensão dos sedimentos arenosos nos fundos estuarinos; a sua acção no transporte longitudinal de areias ao longo da margem.

Em primeiro lugar, apresentam-se algumas considerações teóricas sobre a geração de ondas e previsão da agitação. Segue-se a determinação do clima de agitação no interior do estuário, através de um modelo numérico de previsão de ondulação a partir de dados de vento locais. São apresentadas as características da ondulação na praia do Alfeite, resultantes de uma campanha de medição de ondulação *in situ*, efectuada pela primeira vez no estuário interno. A simulação da propagação das ondas no interior do estuário e a

avaliação dos parâmetros das ondas na rebentação foram efectuadas através de um modelo matemático de refacção de ondas regulares.

Com base nas características da agitação no interior do estuário, discutem-se e quantificam-se as condições de ressuspensão dos sedimentos arenosos de fundo e avaliam-se as taxas de transporte sedimentar longitudinal. A influência de certas características dos sedimentos e do perfil de praia na quantificação do transporte longitudinal é estudada através da aplicação de um modelo numérico que simula os processos mais importantes actuantes na zona costeira.

2. Ondas de Geração Local no Estuário Interno

2.1. Previsão do Clima de Agitação

2.1.1. Algumas Considerações sobre a Geração das Ondas e Previsão da Agitação

Os conceitos gerais de geração e previsão das ondas formadas em áreas oceânicas extensas podem ser aplicados a zonas de geração restritas, como no caso em estudo, havendo no entanto alguns factores limitativos que interessa discutir.

As ondas geradas pelo vento são ondas superficiais, gravíticas e progressivas, cujos períodos variam normalmente entre 1 e 30 s (CERC, 1984), sendo o intervalo 4-20 s mais comum. Resultam de um processo de transferência de energia do vento para a camada líquida superficial, através de variações de pressão e tensões de corte, que se desenvolvem devido às características turbulentas do escoamento eólico. Essas forças dão origem ao enrugamento e a uma primeira oscilação da superfície, surgindo ondas de pequeno comprimento e elevada frequência. Essas ondas geradas pela acção directa do vento, denominadas por vagas (*sea*), originam uma agitação irregular, caótica. Apresentam cristas curtas e larga gama de períodos e direcções de propagação.

A quantidade de energia transferida do vento para as ondas é função da velocidade do vento, da sua duração e do *fetch* ou distância de colecta (Komar, 1976). O termo *fetch* designa o comprimento útil da zona actuada pelo vento. A distância de colecta controla o intervalo de tempo durante o qual a energia pode ser transferida do vento para a onda em desenvolvimento, influenciando assim o seu crescimento em altura e em comprimento e, conseqüentemente, o seu período. Distâncias de colecta grandes, típicas das áreas de

geração oceânicas, originam ondas de grande período, normalmente entre 10 e 15 s. *Fetch* limitados, como no caso de estuários, lagunas ou pequenos mares interiores, originam ondas com períodos curtos, tipicamente da ordem de 2 a 3 s (Komar, 1976). As alturas de onda possíveis nestas circunstâncias estão deste modo limitadas, uma vez que as ondas de período curto são mais instáveis, rebentando a alturas inferiores que as ondas de grande período.

Considerando a acção do vento constante, em direcção e em velocidade média, a superfície do mar tende para uma forma estável (em equilíbrio dinâmico), denominada estado de completo desenvolvimento. Para que se atinja um estado de completo desenvolvimento da agitação é necessário haver, para cada intensidade do vento, uma duração da acção do vento e *fetch* suficientes para que a taxa de dissipação interna de energia iguale a taxa de transferência de energia do vento para a superfície líquida (Komar, 1976). Considerando a acção de um vento que sopra com a velocidade média constante, V_1 , numa superfície de água inicialmente em repouso (Figura IV.2-1) cujo limite barlavento é um trecho de costa, a agitação num ponto P_1 , situado à distância F_1 (*fetch*) do limite barlavento da área de geração, aumentará com a duração da acção do vento. Esse aumento será inicialmente mais rápido e posteriormente cada vez mais lento, até se tornar constante, a partir de uma duração t_1 . No ponto P_1 , atinge-se um estado de mar completamente desenvolvido, estável, cujas características (para a velocidade V_1) dependem unicamente da distância F_1 . A sotavento de P_1 , a agitação no instante t_1 é a mesma em todos os pontos, não atingindo as suas características máximas, estando num estado transitório ou instável, dependente apenas da duração da acção do vento. Se o vento continuar a soprar, ao fim do tempo t_2 , o estado de completo desenvolvimento é atingido até ao ponto P_2 , com *fetch* F_2 . Conclui-se que as características da agitação correspondentes aos estados estáveis vão aumentando à medida que o observador se afasta do limite barlavento da área de geração. No entanto, a agitação não aumenta indefinidamente com o *fetch*. Para um *fetch* superior ao *fetch* mínimo, F_m , e a partir de uma duração mínima de vento, t_m , a agitação atinge o estado de completo desenvolvimento, com características que dependem apenas da velocidade do vento.

À medida que as ondas se propagam para fora da zona de geração subtraem-se à acção forçadora do vento e a agitação torna-se mais regular, organiza-se em comboios bem definidos, com períodos e cristas mais longas (ondulação). Estas ondas (*swell*) apresentam

espectros direccionais e de frequências mais estreitos à medida que se aproximam da linha de costa, em virtude dos efeitos de dispersão (Figura IV.2-2).

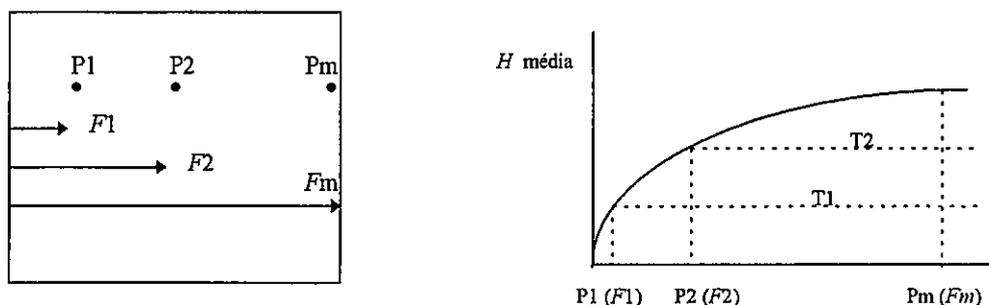


Figura IV.2-1 - Crescimento da agitação ao longo da área de geração

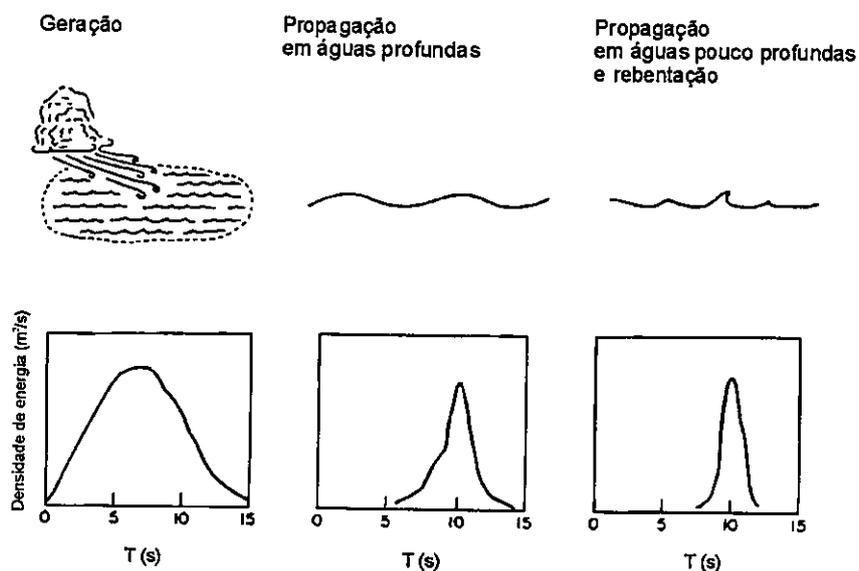


Figura IV.2-2 - Tipos de espectros correspondentes à área de geração (a), propagação em águas profundas (b), propagação em águas pouco profundas e rebentação (c) (adapt. Komar, 1976).

Embora ainda longe da compreensão total dos mecanismos de geração das ondas, a sua previsão é possível através de aproximações semi-empíricas, desenvolvidas fundamentalmente a partir dos anos 50. Estas aproximações partem do conhecimento da velocidade e da duração do vento, e das dimensões e geometria da área de geração. Permitem prever o estado do mar à saída da zona de geração, sendo este geralmente

definido por uma altura e um período característicos das ondas. Dois tipos de técnicas de previsão são normalmente utilizados: o Método da Onda Significativa ou de Sverdrup-Munk-Bretschneider (S-M-B); o Método Espectral ou de Pierson-Neumann-James (P-N-J).

O método S-M-B foi originalmente introduzido por Sverdrup e Munk (1947) e mais tarde revisto por Bretschneider (1958). Fornece previsões de altura significativa de onda (H_s) e período significativo (T_s), considerando a velocidade do vento e a sua duração constantes para um determinado *fetch*. Esta aproximação é limitada, quer pela duração do vento, quer pelo *fetch*. Outros parâmetros das ondas, como $H_{1/10}$, H_{max} e \bar{H} podem ser obtidos através da aproximação de Longuet-Higgins (1952) para o mesmo método (Komar, 1976).

O método P-N-J foi apresentado por Pierson *et al.* (1955) e descreve as ondas em função de um espectro da onda completo. Este método é mais útil do que o anterior, uma vez que descreve as características de agitação de um modo mais completo e mais próximo da realidade. Permite obter a energia total correspondente a um estado de completo desenvolvimento, a energia associada aos períodos (frequências) de determinado intervalo, e a energia máxima correspondente a situações em que o crescimento da agitação é limitado quer pelo *fetch*, quer pela duração do vento.

Quando a geração de ondas se faz em zonas restritas, como no interior de estuários, lagoas ou albufeiras, as características da agitação dependem não só da velocidade e duração do vento e da distância de *fetch*, mas também da profundidade e das características geométricas da bacia de geração, e ainda das alterações locais do regime de ventos (Nordstrom, 1992). Por outro lado, o desenvolvimento das ondas é limitado pela dissipação de energia devido ao atrito de fundo e à rebentação precoce. Os métodos de previsão de ondas de vento geradas em *fetch* limitado, surgiram originalmente com Sverdrup e Munk (1947), e sofreram alterações introduzidas por Bretschneider (1954, 1958).

Várias revisões das expressões utilizadas no método S-M-B têm sido apresentadas, com base em dados de campo mais recentes. Hurdle e Stive (1989) apresentaram expressões alternativas às apresentadas por CERC (1984) para situações de águas intermédias.

Komar (1976) apresenta uma comparação entre os resultados de vários métodos de previsão. Compara resultados dos métodos S-M-B, P-N-J, e os apresentados por Liu (1971) e Darbyshire (1957) obtidos também por métodos empíricos (Quadro IV.2-1). Os resultados de Darbyshire são baseados em largo número de espectros de ondas recolhidos em áreas oceânicas, áreas de *fetch* limitado e águas costeiras pouco profundas. Liu baseou-se em dados de ondas do Lago Michigan e em estudos laboratoriais, apresentando uma equação espectral empírica para ondas em águas profundas com *fetch* limitado. Da comparação dos resultados, pode-se concluir que não há grande diferença entre os valores obtidos. No entanto, Komar (1976) considera que, face ao desenvolvimento das técnicas de análise espectral, os métodos de onda significativa só devem ser usados quando se pretende estimativas genéricas.

Quadro IV.2-1

Comparação das características de ondas para várias velocidades de vento e distâncias de *fetch*, através de diferentes métodos de previsão (*in* Komar, 1976).

Velocidade do vento (m/s)	<i>Fetch</i> (km)	Altura significativa (m)				Período significativo (s)			
		S-M-B	P-N-J	Liu	Darbyshire	S-M-B	P-N-J	Liu	Darbyshire
10	200	2,1	2,4	2,1	1,2-1,4	7,0	8,0	7,0	7,0
10	1000	2,7	2,4	3,4	1,2-1,5	11,0	8,0	10,0	7,0
20	200	5,2	4,3	5,8	4,3-5,2	10,0	8,5	10,0	10,0
20	1000	8,9	11,0	9,2	4,6-5,6	15,0	16,0	15,0	11,0
30	200	8,2	7,9	11,0	9,7-12,0	12,0	10,0	12,0	15,0
30	1000	15,0	15,0	17,0	11,0-13,0	19,0	15,0	18,0	16,0

Numa área de geração restrita, pode admitir-se que o vento apresenta rumo e velocidade uniformes em toda a bacia. Deste modo, a duração do vento não constituirá em regra um factor limitativo do crescimento da agitação, uma vez que se considera ser suficiente para que o estado de completo desenvolvimento seja atingido.

Para além das condições climatéricas específicas do local, as características geométricas da área de geração são os factores que mais condicionam as características das ondas de geração local em áreas restritas. A energia transmitida pelo vento a um ponto da

superfície líquida propaga-se radialmente para sotavento. A intensidade (i) desta energia é máxima segundo a direcção do vento, decrescendo para ambos os lados segundo $i = \cos^2 \theta$, sendo θ o ângulo entre a direcção de propagação das ondas e a direcção do vento. Assim, em zonas restritas a largura da área de geração pode constituir um factor limitativo do estado da agitação. Nestes casos é definido um *fetch* efectivo, em função da relação entre a largura e o comprimento da área de geração (CERC, 1973). Seymour (1977) refere que os métodos de previsão aplicados a estuários estreitos ou com uma geometria complexa podem fornecer boas estimativas para períodos de onda significativos mas sobrestimam os valores de altura de onda.

Tendo em conta as limitações abordadas, é possível a aplicação de modelos de previsão da agitação em áreas restritas. No entanto, a correlação entre as características do vento e das ondas é inferior ao que seria de esperar, devido às condições locais de geração (Nordstrom, 1977).

2.1.2. Definição do Regime de Ventos Local

Definiram-se 3 domínios de estudo no estuário interno: Alfeite, Base Aérea e Samouco (Figura IV.2-3). Estes domínios, descritos no cap. III, incluem praias estuarinas com direcções e enquadramento morfológico diferentes e boa exposição aos ventos dominantes.

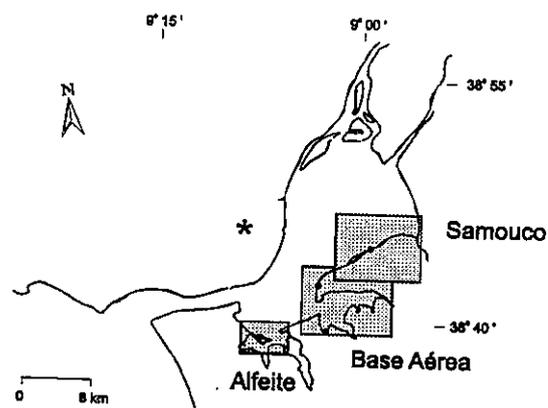


Figura IV.2-3 - Domínios de estudo e pontos de referência. (*) Localização da estação meteorológica Lisboa/Portela (38°47' N e 9°8' W).

A definição do regime de ventos local foi efectuada a partir de observações na estação meteorológica de Lisboa/Portela (ver localização na Figura IV.2-3) publicadas pelo Instituto de Meteorologia (Mendes e Coelho, 1989). Consideraram-se os valores médios (tri-horários) da velocidade e a distribuição de frequências do vento à altura de 10 m, correspondentes a séries temporais de 1973 a 1985. Para cada classe de velocidade e rumo foram analisados os valores mensais, anuais e sazonais das frequências acumuladas (percentagem em relação ao número total das observações para todos os rumos e calmas). Os dados da estação meteorológica Montijo/Base Aérea não foram considerados, uma vez que correspondiam apenas a velocidades médias mensais para cada rumo e não a classes de velocidades como na estação de Lisboa/Portela.

Com vista à obtenção do regime de ventos local, foram escolhidos os rumos de vento efectivos para cada domínio, ou seja os rumos cujas direcções coincidissem com as maiores distâncias de *fetch*, excluindo-se os rumos que fazem ângulos pouco acentuados com a linha de costa e os rumos de terra. No Quadro IV.2-2 são apresentados os rumos de interesse para cada domínio.

Quadro IV.2-2

Localização dos pontos de referência e rumos de ventos efectivos para cada domínio.

Domínios	Localização dos pontos de referência	Rumos efectivos
<i>Alfeite</i>	x=114 278,9 y=187 634,5	N, NE, NW
<i>Base Aérea</i>	x=120 544,0 y=194 223,8	NW, W, SW
<i>Samouco</i>	x=125 511,3 y=197 652,5	N, NW, W

Dos valores tri-horários da velocidade do vento das séries acima referidas foram extraídas, para cada rumo de interesse, as frequências de ocorrência e as respectivas velocidades (Quadro IV.2-3). Consideraram-se também, para cada rumo de interesse, os valores da intensidade do vento correspondente aos eventos máximos (máxima intensidade do vento, para cada rumo, ocorrida no período considerado), embora os dados disponíveis não permitissem associar-lhes uma frequência de ocorrência.

Quadro IV.2-3

Regime de ventos na Estação Meteorológica Lisboa/Portela (Mendes e Coelho, 1989).

Intensidade do vento (m/s)	Frequência de ocorrência (%)				
	N	NE	SW	W	NW
1	1,2	1,4	0,4	1,0	0,8
2	3,8	3,8	1,1	3,0	2,4
3	3,5	2,5	1,0	2,0	2,0
4	5,0	2,1	1,3	2,1	2,8
5	5,3	1,1	1,4	1,8	2,7
6	1,3	0,2	0,4	0,3	0,6
7	5,0	0,4	1,2	1,1	2,3
8	3,7	0,1	0,8	0,6	1,4
9	2,5	0,1	0,5	0,3	0,7
10	1,1	0,0	0,3	0,1	0,3
11	1,0	0,0	0,3	0,1	0,3
12	0,4	0,0	0,1	0,1	0,1
13	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
14	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0
<i>freq. total (%)</i>	<i>33,9</i>	<i>11,7</i>	<i>8,9</i>	<i>12,5</i>	<i>16,4</i>
<i>intensidade dos eventos máximos (m/s)</i>	<i>16,3</i>	<i>12,3</i>	<i>17,4</i>	<i>17,9</i>	<i>15,1</i>

Verifica-se que o vento sopra dos rumos efectivos, para a geração de ondas nos domínios de interesse, durante 83,4% do ano. A maior frequência de ventos está associada ao rumo N, em 33,9% do total das ocorrências. Os rumos de E, SE e S correspondem a 12,6% das ocorrências totais, e as calmas a cerca de 4%.

Com base nos valores apresentados no Quadro IV.2-3, estabeleceu-se o regime de ventos efectivos local, para cada domínio de estudo (Figura IV.2-4). As frequências máximas de ocorrência dos ventos nos domínios Alfeite e Samouco, estão relacionadas com os rumos de N (33,9%). No domínio Base Aérea associam-se aos rumos de NW (16,4%). Estes rumos correspondem a distâncias de *fetch*, calculadas para o nível de maré médio local, de 12,6 km para o Alfeite, 11,4 km para o Samouco, e 7,6 km para a Base Aérea. A frequência de ocorrência total de ventos efectivos na geração das ondas é de 62% para Alfeite, 37,8% para Base Aérea e 62,8% para Samouco.

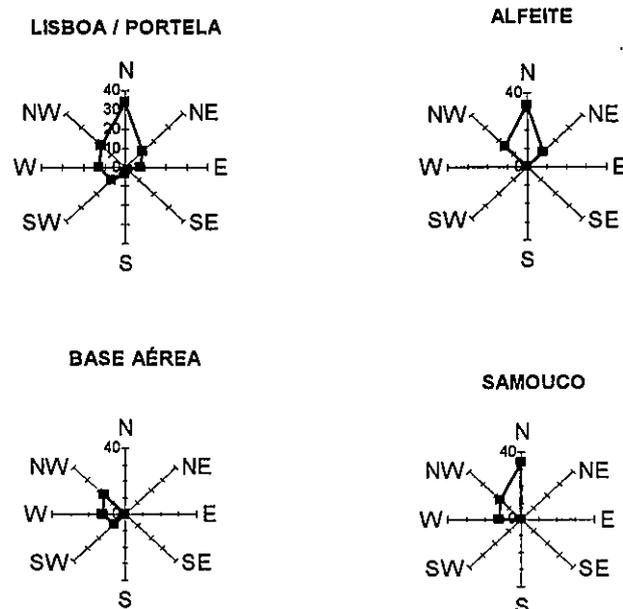


Figura IV.2-4 - Regime de ventos local para os domínios considerados.

2.1.3. Aplicação do Modelo de Previsão da Agitação

Na ausência de dados de agitação no interior do estuário houve necessidade de utilizar um modelo de previsão, com vista a obter o clima de agitação local, em cada domínio considerado. Para tal, utilizou-se o modelo matemático SMB89, para o cálculo das características da agitação marítima gerada pelo vento, de Covas e Fortes (1989). Este modelo é baseado no método da onda significativa (S-M-B) de Sverdrup e Munk (1947) e Bretschneider (1958) e nas equações empíricas para pequenas profundidades de Hurdle e Stive (1989). A escolha deste modelo baseou-se, não só na sua disponibilidade imediata, mas principalmente por já ter sido utilizado várias vezes com sucesso na zona interior do estuário do Tejo (Covas e Fortes, 1992; Fortes *et al.*, 1998). No Anexo II faz-se uma breve descrição deste modelo.

A aplicação do modelo de previsão da agitação baseia-se em vários pressupostos (CERC, 1984): as ondas são unicamente geradas pelo vento, que tem velocidade e direcção constantes; o vento é uniforme e constante ao longo do *fetch*; a duração do vento é tal que permite o desenvolvimento completo das ondas. Se todas estas condições se verificarem, a variável determinante nas características da agitação é a velocidade do vento.

A aplicação do modelo ao caso em estudo deverá ter em conta certas limitações. As dimensões da área de geração e a sua profundidade condicionam as características da agitação. Deste modo, a agitação poderá não estar de facto totalmente desenvolvida devido à limitação do *fetch* e da profundidade, podendo também haver refacção das ondas ainda dentro da zona de geração. No entanto, de modo a simplificar o problema, considerou-se que as características de agitação marítima obtidas correspondem ao estado de completo desenvolvimento, o que implica considerar uma duração da actuação do vento ilimitada.

Os dados de entrada no modelo de previsão SMB, para cada domínio, foram: regimes de vento locais (intensidade do vento e direcção de propagação); *fetch* efectivo; profundidade média ao longo da direcção de *fetch* (Quadro IV. 2-4).

A intensidade do vento foi transformada num factor de tensão, parâmetro a introduzir no modelo, segundo Hurdle e Stive (1989):

$$V = R_t V_{(10)} \quad (4.1)$$

$$V_a = 0,71(V)^{1,23} \quad (4.2)$$

sendo $V_{(10)}$ = média horária da velocidade do vento 10 m acima do nível médio; R_t = factor de ajustamento para a diferença de temperatura ar-água, com o valor de 0,71 segundo aqueles autores; V_a = factor de tensão do vento (*wind stress factor*).

O *fetch* efectivo foi calculado para pontos bem definidos em cada domínio (ver Quadro IV.2-2 e Figura IV.2-3), segundo os rumos de interesse. No seu cálculo foi usado o método descrito por Covas e Fortes (1989) em que, para cada rumo, se ponderam as distâncias de *fetch* até um máximo de 45° para cada lado da direcção principal. O nível de maré adoptado foi o nível médio local (2,2 m ZH). Para este nível de maré, as áreas de espreado encontram-se imersas, sendo incluídas na distância de *fetch*. A profundidade média foi determinada para cada ponto e rumo, ao longo das direcções do *fetch* efectivo.

Quadro IV. 2-4

Dados de entrada no modelo de previsão da agitação marítima.

Domínio	Rumo	<i>Fetch</i> (km)	Prof. média (m)
Alfeite	<i>N</i>	12,57	6,5
	<i>NE</i>	11,85	3,0
	<i>NW</i>	3,89	3,9
Base Aérea	<i>NW</i>	7,60	5,4
	<i>W</i>	8,76	5,6
	<i>SW</i>	7,73	4,2
Samouco	<i>N</i>	11,45	2,4
	<i>NW</i>	10,26	4,6
	<i>W</i>	8,98	6,0

Através do modelo de previsão, calcularam-se as características da agitação marítima em cada domínio, para as condições de regime médio e durante eventos máximos. Obtiveram-se, para os rumos efectivos, os valores da altura de onda significativa (H_s) e do período de zero ascendente (T_z), compatíveis com as condições de profundidade, *fetch* efectivo e intensidade do vento.

Analisou-se, nos domínios em estudo, o tempo mínimo de actuação do vento necessário para a agitação atingir o estado de completo desenvolvimento. Verificou-se que para as intensidades de vento consideradas, o estado de completo desenvolvimento é sempre atingido ao fim de 4 horas.

2.1.4. Discussão dos Resultados de Previsão da Agitação Marítima

Os resultados obtidos em cada domínio, a partir do modelo de previsão de agitação marítima, estão apresentados nos Quadros AIII-2 a AIII-4 do Anexo III. Estes resultados referem-se à saída da zona de geração, ou seja, nos pontos da costa a partir dos quais as distâncias de *fetch* foram calculadas. Não foram consideradas as perturbações resultantes de fenómenos de refacção ou difracção das ondas dentro da área de geração.

Na Figura IV.2-5, apresenta-se a variação da altura de onda significativa (H_s) e do período de zero ascendente (T_z) com a velocidade do vento, para as condições de *fetch* e de profundidade média de cada área. Como seria de esperar, quanto maior é a velocidade do vento, maiores são os valores da altura e do período de onda.

A variação do período de zero ascendente tem um comportamento semelhante nos 3 domínios, crescendo o seu valor com o aumento da intensidade do vento. Verifica-se que esse crescimento é mais acentuado para baixos valores de intensidade do vento (entre 1 e 4 m/s). A semelhança das curvas V vs T_z , dentro de cada domínio para os diferentes rumos, mostra uma maior dependência do período em relação à velocidade do vento, do que em relação ao *fetch* ou à profundidade média. Apenas no caso do Alfeite, para o rumo NW, a reduzida distância de *fetch* (4 km) e a pequena profundidade média parecem influenciar a tendência de crescimento do período com a velocidade do vento. Ainda em relação ao Alfeite, embora a profundidade média ao longo do rumo NE seja mais baixa (3m) do que no rumo N (6,5m), a evolução do período em ambos os casos é muito semelhante. Conclui-se que, quando o *fetch* permite o desenvolvimento da ondulação, a profundidade média não tem grande influencia no comportamento de T_z .

A variação da altura de onda para os diferentes rumos, dentro de cada domínio, mostra maior dependência das características de *fetch* e de profundidade média. A profundidade média é o factor mais limitativo do crescimento da altura de onda, como se pode verificar no caso do Samouco. Os valores associados ao rumo N, correspondentes ao maior *fetch* (ver Quadro IV.2-4), são claramente inferiores aos das outras direcções devido à baixa profundidade média ao longo deste rumo. Verifica-se, neste caso, que o controle da profundidade no crescimento da altura da onda é evidente apenas a partir de velocidades de vento superiores a 8 m/s.

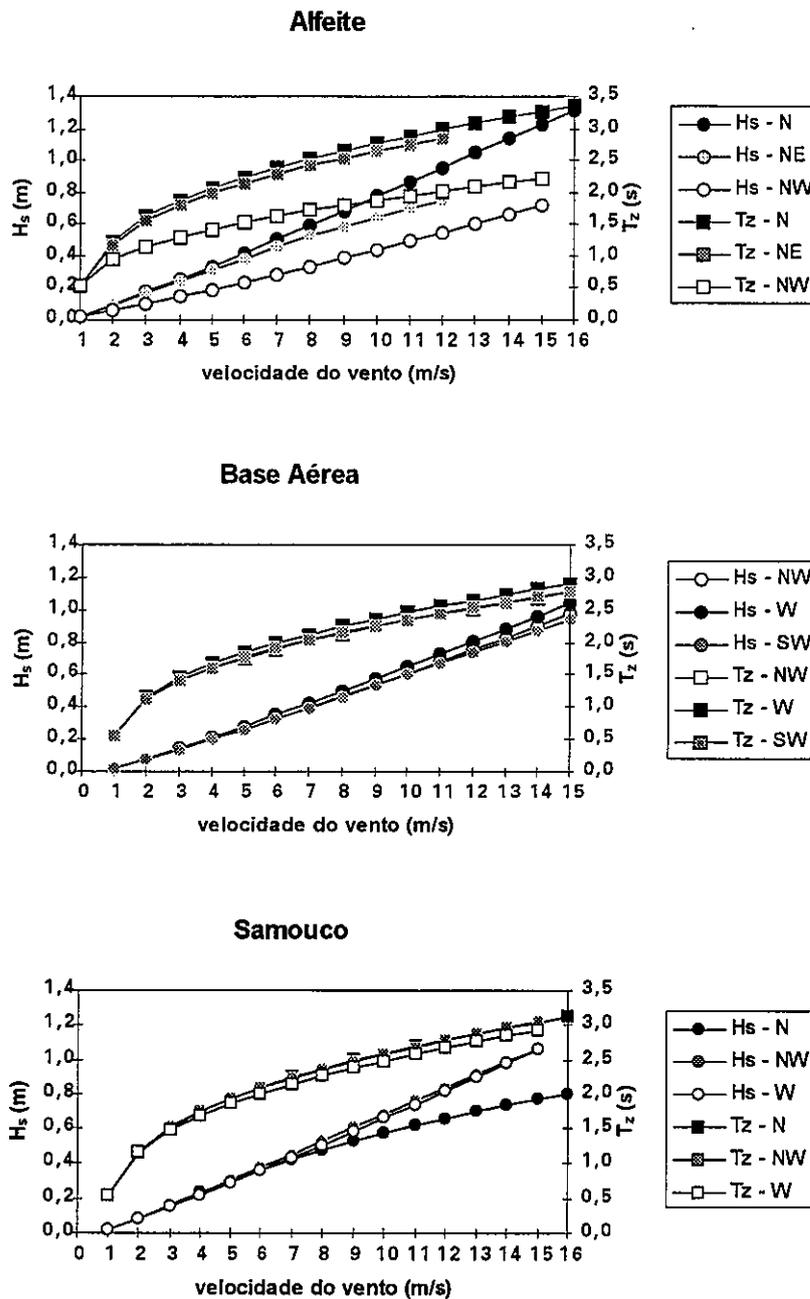


Figura IV.2-5 - Resultados do modelo de previsão da agitação para os domínios considerados.

Os resultados obtidos permitem concluir que o período de zero ascendente depende principalmente do *fetch*, mesmo em baixas profundidades, enquanto a altura de onda significativa pode ser bastante influenciada pela profundidade, mesmo para maiores distâncias de *fetch*.

Com vista à quantificação da dependência entre as características da agitação local, obtidas pelo modelo de previsão, e as condições de velocidade do vento, *fetch* e

profundidade média, efectuaram-se testes de sensibilidade aos resultados do modelo (Figura IV.2-6).

Em relação à velocidade do vento (Figura IV.2-6 a e b), verifica-se que T_z aumenta mais rapidamente para baixos valores de velocidade. Para valores de escoamento entre 1 e 4 m/s, o valor de T_z aumenta cerca de 50% do valor que atingirá quando a velocidade for 15 m/s; independentemente da variação de profundidades entre 6 e 15 m. Relativamente à altura de onda, o seu crescimento acentua-se ligeiramente no caso de maior profundidade média, mas apenas a partir de velocidades de vento superiores a 8 m/s. Para uma velocidade de vento de 15 m/s, o valor da altura de onda à profundidade média de 15 m, é apenas 8% superior ao registado a 6 m de profundidade.

Quanto ao *fetch* (Figura IV.2-6c), a partir do valor de 80 km, H_s e T_z mantêm-se praticamente constantes, qualquer que seja a profundidade, o que corresponderá à situação de completo desenvolvimento da ondulação. Os parâmetros H_s e T_z são apenas realmente sensíveis ao *fetch* para valores baixos deste parâmetro, tal como referido por Hurdle e Stive (1989). Para *fetch* entre 3 e 15 km, o que corresponde às condições da área de estudo, o crescimento é mais evidente na altura da onda do que no período. Nessa gama de valores, a altura da onda cresce cerca de 95% e o período apenas 57%. Nas mesmas condições de *fetch* mas para maior profundidade média (Figura IV.2-6d), o crescimento da altura de onda mantêm-se em cerca de 95%, mas o crescimento do período sobe para 59%. Neste caso, as condições de equilíbrio só são atingidas para *fetch* superior a 95 km.

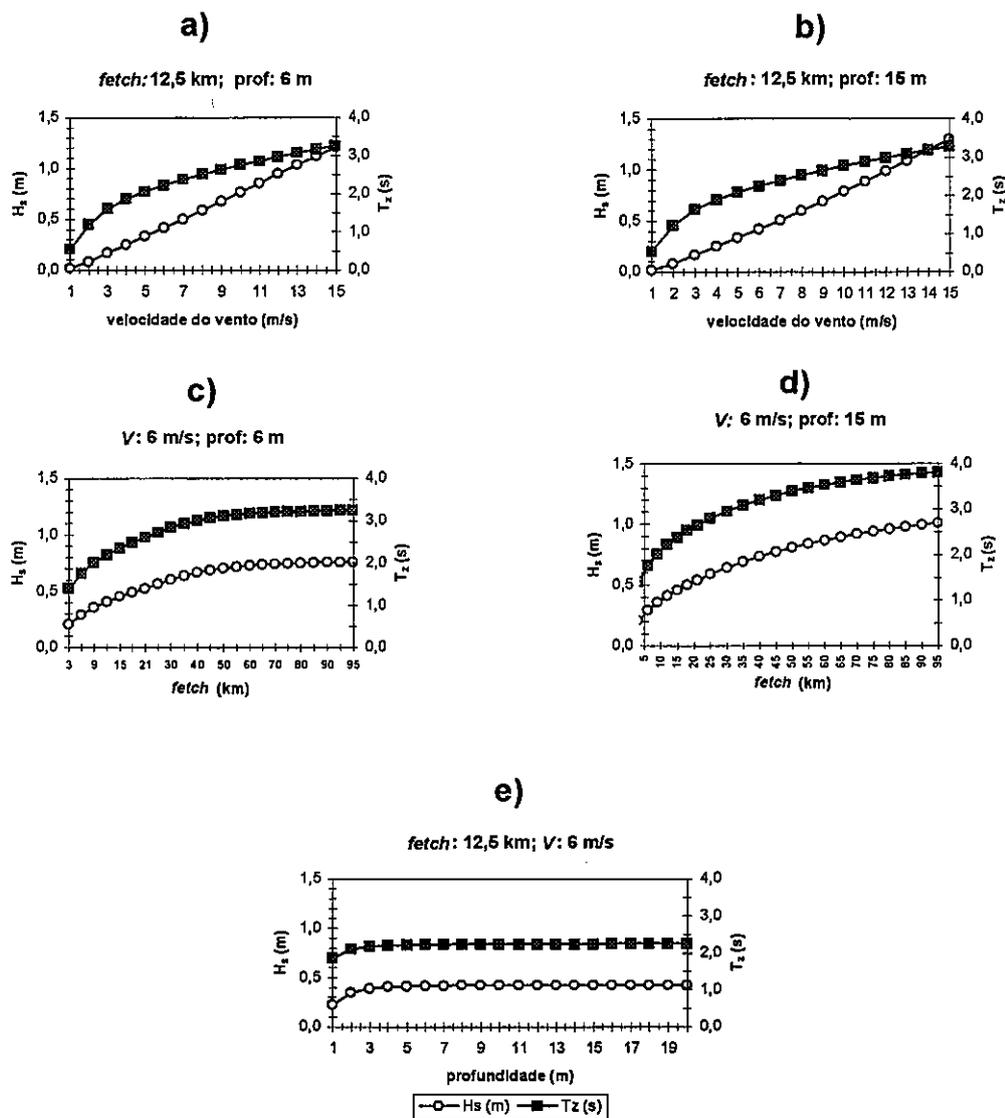


Figura IV.2-6 - Testes de sensibilidade aos resultados do modelo de previsão

Para as mesmas condições de velocidade do vento e *fetch* limitado, verifica-se que a profundidade é um factor importante no crescimento da ondulação (Figura IV.2-6e), principalmente para profundidades inferiores a 2,5 m. O parâmetro mais afectado é a altura de onda que aumenta cerca de 100%, no caso apresentado, entre as profundidades de 1 e 4 m. A partir dos 6 m de profundidade, mantém-se constante com o aumento da profundidade. No caso do período, este aumenta apenas 16% entre as profundidades 1 e 4 m, e mantém-se constante a partir de 11 m de profundidade.

A partir dos testes efectuados, conclui-se que a profundidade pode ser um importante factor limitativo das características da ondulação de geração local,

principalmente em relação à altura de onda. Pequenos valores de profundidade média podem alterar os valores característicos da agitação, esperados para certas condições de *fetch* e de velocidade do vento. Porém, só no caso do Samouco a profundidade média é inferior a 3 m; nas restantes áreas varia entre 4 e 6,5 m. Assim, o efeito da profundidade não será importante na zona em estudo, particularmente para as direcções de maior *fetch*.

2.1.5. Definição do Clima de Agitação Local

Aos resultados obtidos através do modelo de previsão (Quadros AIII-2 a AIII-4 do Anexo III), associaram-se os valores da frequência de ocorrência do vento, para as velocidades e rumos correspondentes. Obteve-se, assim, a previsão do regime de agitação local em cada um dos três domínios considerados (Quadros IV.2-5 a IV.2-7).

Quadro IV.2-5

Previsão do clima de agitação no domínio Alfeite.

N			NW			NE		
H_s (m)	T_z (s)	%	H_s (m)	T_z (s)	%	H_s (m)	T_z (s)	%
0,02	0,5	1,2	0,02	0,5	0,8	0,02	0,5	1,4
0,09	1,2	3,8	0,06	0,9	2,4	0,08	1,2	3,8
0,17	1,6	3,5	0,10	1,1	2,0	0,16	1,5	2,5
0,25	1,9	5,0	0,14	1,3	2,8	0,24	1,8	2,1
0,33	2,1	5,3	0,19	1,4	2,7	0,31	2,0	1,1
0,42	2,2	1,3	0,24	1,5	0,6	0,38	2,1	0,2
0,51	2,4	5,0	0,28	1,6	2,3	0,45	2,3	0,4
0,59	2,5	3,7	0,34	1,7	1,4	0,52	2,4	0,1
0,68	2,6	2,5	0,39	1,8	0,7	0,58	2,5	0,1
0,77	2,8	1,1	0,44	1,9	0,3			
0,87	2,9	1,0	0,49	2,0	0,3			
0,96	3,0	0,4	0,55	2,0	0,1			
1,05	3,1	0,1						
1,32	3,4	eventos máx.	0,72	2,2	eventos máx.	0,75	2,9	eventos máx.

Quadro IV.2-6

Previsão do clima de agitação no domínio Base Aérea.

<i>W</i>			<i>NW</i>			<i>SW</i>		
H_s (m)	T_z (s)	%	H_s (m)	T_z (s)	%	H_s (m)	T_z (s)	%
0,02	0,5	1,0	0,02	0,5	0,8	0,02	0,5	0,4
0,08	1,1	3,0	0,08	1,1	2,4	0,08	1,1	1,1
0,15	1,5	2,0	0,14	1,4	2,0	0,14	1,4	1,0
0,21	1,7	2,1	0,20	1,6	2,8	0,20	1,6	1,3
0,28	1,8	1,8	0,26	1,8	2,7	0,26	1,8	1,4
0,35	2,0	0,3	0,33	1,9	0,6	0,33	1,9	0,4
0,42	2,1	1,1	0,40	2,0	2,3	0,40	2,0	1,2
0,50	2,2	0,6	0,47	2,1	1,4	0,46	2,1	0,8
0,57	2,4	0,3	0,54	2,2	0,7	0,53	2,3	0,5
0,65	2,5	0,1	0,61	2,3	0,3	0,60	2,4	0,3
0,73	2,6	0,1	0,68	2,4	0,3	0,67	2,4	0,3
0,81	2,6	0,1	0,75	2,5	0,1	0,74	2,5	0,1
						0,88	2,7	0,1
1,27	3,1	eventos máx.	0,98	2,8	eventos máx.	1,1	2,9	eventos máx.

Quadro IV.2-7

Previsão do clima de agitação no domínio Samouco.

<i>W</i>			<i>NW</i>			<i>N</i>		
H_s (m)	T_z (s)	%	H_s (m)	T_z (s)	%	H_s (m)	T_z (s)	%
0,02	0,5	1,0	0,02	0,5	0,8	0,02	0,5	1,2
0,08	1,2	3,0	0,08	1,2	2,4	0,08	1,1	3,8
0,15	1,5	2,0	0,16	1,5	2,0	0,16	1,5	3,5
0,22	1,7	2,1	0,23	1,7	2,8	0,23	1,7	5,0
0,28	1,9	1,8	0,30	1,9	2,7	0,30	1,9	5,3
0,36	2,0	0,3	0,38	2,1	0,6	0,36	2,1	1,3
0,43	2,1	1,1	0,45	2,2	2,3	0,42	2,2	5,0
0,51	2,3	0,6	0,53	2,4	1,4	0,48	2,4	3,7
0,58	2,4	0,3	0,61	2,5	0,7	0,53	2,5	2,5
0,66	2,5	0,1	0,69	2,6	0,3	0,58	2,6	1,1
0,74	2,6	0,1	0,76	2,7	0,3	0,62	2,7	1,0
0,82	2,7	0,1	0,84	2,8	0,1	0,66	2,8	0,4
						0,70	2,9	0,1
1,30	3,2	eventos máx.	1,13	3,0	eventos máx.	0,80	3,1	eventos máx.

Em cada domínio, o somatório das percentagens de ocorrência das ondas não totaliza 100%. A diferença corresponde à ocorrência de calmas (valores médios da velocidade do vento, em 10 minutos, inferiores a 0,5 m/s) e de ventos com rumos não

efectivos para a geração de ondas. No Alfeite, as calmas e rumos não efectivos totalizam 38%, na Base Aérea 62,2%, e no Samouco 37,2%.

Definiram-se em seguida classes de altura de onda significativa e associaram-se as percentagens de ocorrência correspondentes (Figura IV.2-7). No domínio Alfeite, as classes de altura de onda significativa mais frequentes são 0,1-0,2 m, englobando cerca de 13,5% das ocorrências, e 0,0-0,1 m com 13,4% de frequência; na Base Aérea, a classe dominante é 0,2-0,3 m, com 12,1 % das ocorrências; no Samouco as classes 0,0-0,1 m e 0,4-0,5 m são as mais frequentes, com percentagens de ocorrência de 12,2% e 12,1%, respectivamente. Nos domínios Alfeite e Base Aérea, as classes de altura de onda significativa mais frequentes estão associadas a ventos de NW, enquanto no Samouco correspondem a ventos de N. No entanto, considerando a distribuição total das alturas de onda, o rumo N é claramente dominante no Alfeite e no Samouco, sendo o de NW o mais frequente no domínio da Base Aérea. Este facto reflecte a maior frequência dos ventos de N em toda a região, embora, no domínio da Base Aérea, estes não sejam efectivos na geração da ondulação.

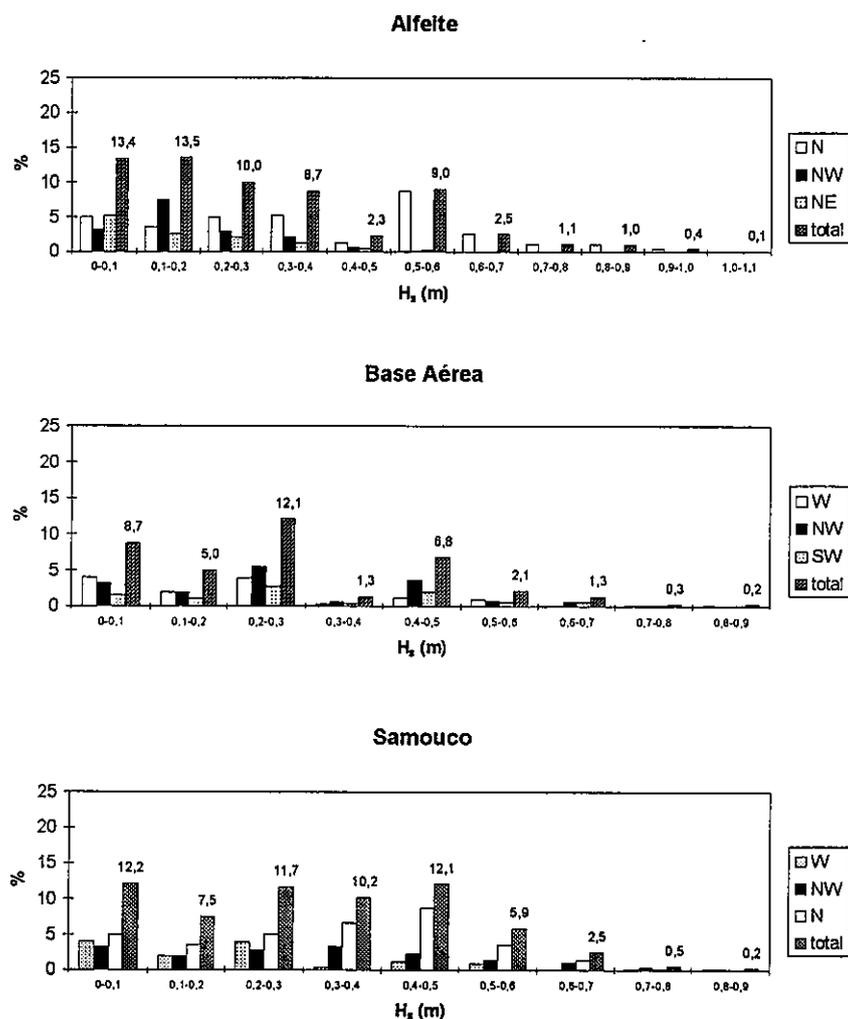


Figura IV.2-7 - Distribuição das alturas de onda significativas obtidas através do modelo de previsão da agitação.

As ondas de geração local apresentam uma altura superior a 0,5 m, no Alfeite, em cerca de 14,1% das ocorrências. Na Base Aérea e no Samouco, essas ondas ocorrem apenas em 3,9% e 9,1% da totalidade das ocorrências, respectivamente. As alturas significativas acima de 1 m surgem apenas no domínio do Alfeite, durante cerca de 0,1% do ano. No caso dos eventos máximos, as ondas podem atingir alturas significativas de 1,3 m, nos três domínios, relacionadas com rumos de N no Alfeite e de W nas restantes regiões.

Em relação ao período de zero ascendente (Figura IV.2-8), os valores obtidos estão compreendidos entre 0,5 e 3,1 s. O valor máximo que podem atingir é 3,4 s, durante os eventos máximos, no domínio do Alfeite. A classe de períodos de zero ascendente mais

frequente no Alfeite corresponde a 1,0-2,0 s, representando 26,4% das ocorrências. Na Base Aérea e Samouco, os períodos mais frequentes estão compreendidos entre 2,0-3,0 s, com ocorrências de 19,5% e 39,6%, respectivamente. Os períodos mais frequentes estão associados a rumos de NW e N no Alfeite, NW e W na Base Aérea, e N no Samouco.

Verifica-se uma boa relação entre os pares H_s e T_z (Figura IV.2-9), com coeficientes de correlação linear de 0,94 para o Alfeite, 0,95 para a Base Aérea e 0,93 para o Samouco. As relações $T_z=f(H_s)$, estabelecidas por regressão linear em cada domínio, estão representadas na Figura IV.2-9.

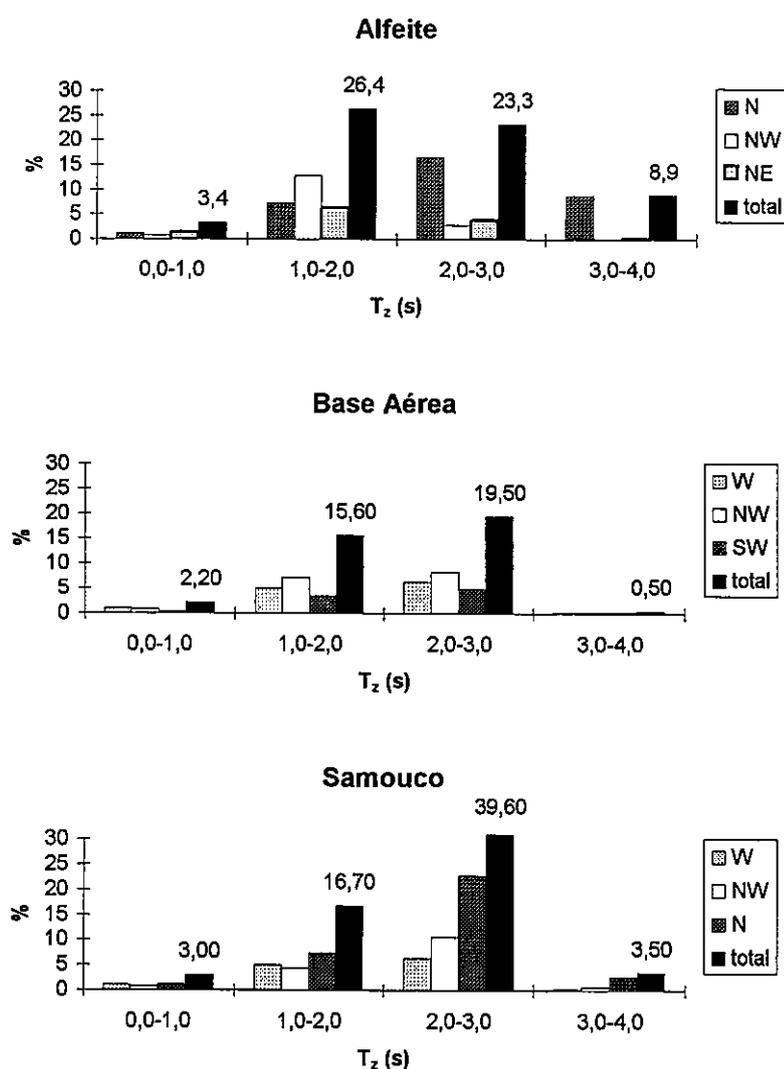


Figura IV.2-8 - Distribuição dos períodos de zero ascendente obtidos através do modelo de previsão da agitação.

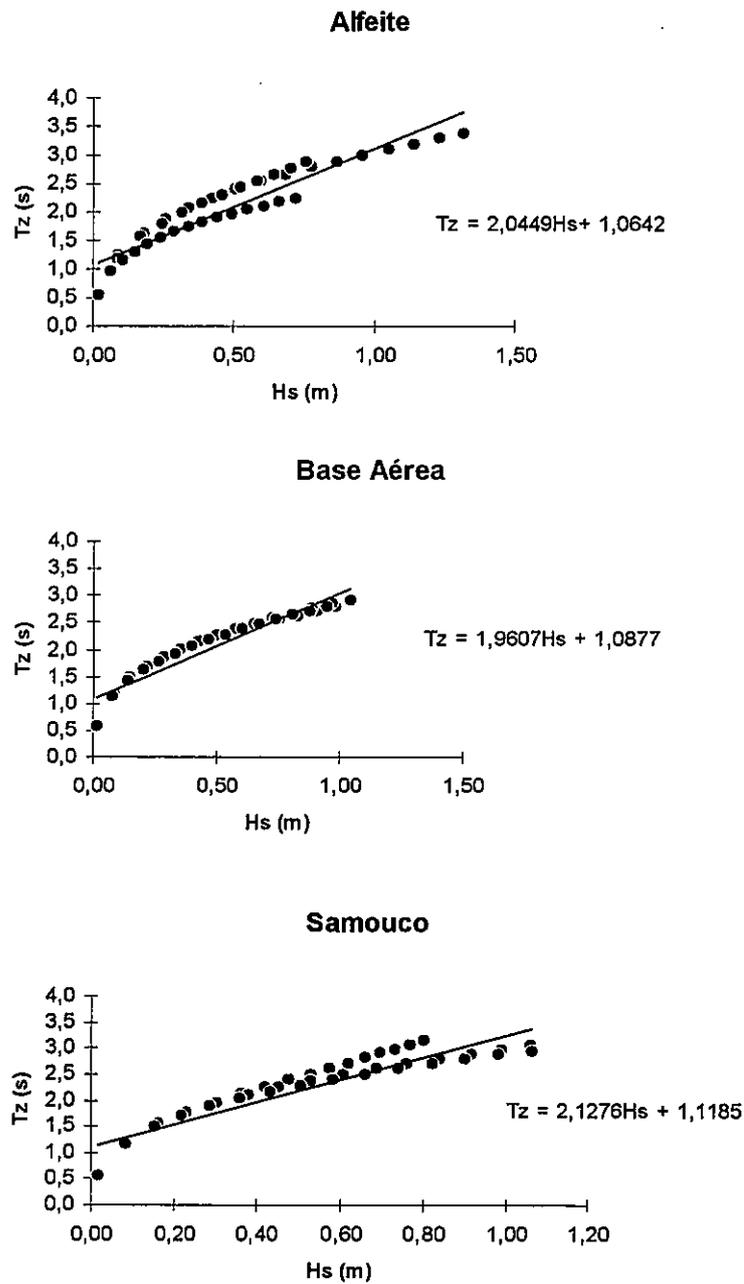


Figura IV.2-9 - Correlação entre os valores de H_s e T_z obtidos pelo modelo de previsão da agitação.

Com vista à análise da acção das ondas na entrada em movimento e transporte dos sedimentos de fundo, houve necessidade de definir um regime de agitação médio. Assim, considerando as classes de altura de onda significativa, determinou-se a altura de onda significativa média, para cada domínio e direcção, ponderando a frequência de ocorrência.

Através das relações $T_z=f(H_s)$, atrás definidas, determinaram-se os valores de T_z correspondentes aos valores de H_s médio. Considerou-se que a “onda média” assim obtida, caracterizada por H_s e T_z médios, afecta a zona estudada com a frequência de ocorrência total da direcção considerada (Quadro IV.2-8).

Quadro IV.2-8

Previsão do clima de agitação médio e eventos máximos.

Domínio	Direcção	Frequência (%)	H_s	T_z	H_s	T_z
			(m) <i>Regime</i>	(s) <i>Médio</i>	(m) <i>Eventos</i>	(s) <i>Máximos</i>
Alfeite	<i>N</i>	33,9	0,38	1,8	1,32	3,4
	<i>NW</i>	16,4	0,19	1,5	0,72	2,2
	<i>NE</i>	11,7	0,16	1,4	0,75	2,9
Base Aérea	<i>NW</i>	16,4	0,28	1,6	0,98	2,8
	<i>W</i>	12,5	0,22	1,5	1,27	3,1
	<i>SW</i>	8,9	0,31	1,7	1,10	2,9
Samouco	<i>NW</i>	16,4	0,31	1,8	1,13	3,0
	<i>W</i>	12,5	0,22	1,6	1,30	3,2
	<i>N</i>	33,9	0,33	1,8	0,80	3,1

O regime de agitação médio assim definido, para os domínios em estudo, apresenta valores de altura de onda significativa de 0,2 a 0,4 m, e períodos de zero ascendente de 1,4 a 1,8 s. Os eventos máximos, geram ondas com alturas significativas da ordem de 0,7 m a 1,3 m, e períodos de zero ascendente máximos de 3,4 s. Os eventos mais fortes estão relacionados com ventos de N no Alfeite, e de W em Samouco e Base Aérea.

2.2. Dados de Agitação Obtidos na Praia do Alfeite

2.2.1. Objectivos

Efectuou-se uma campanha de amostragem de dados de ondas com o objectivo de adquirir, pela primeira vez, informação de campo colhida *in situ* sobre as características de ondas de geração local no estuário interno do Tejo. O local escolhido foi a praia do Alfeite, uma vez que, dos domínios considerados, é o que dispõe de informação mais completa sobre a evolução morfológica a longo e curto termo.

Recolheram-se séries temporais da ondulação através de 2 transdutores de pressão piezoresistivos instalados no raso de maré, gentilmente cedidos pelo grupo DISEPLA (Museu Nacional de História Natural). Foram também obtidos alguns dados sobre altura e período das ondas, por observação visual. A descrição do equipamento e a metodologia seguida na aquisição dos dados são apresentadas no Anexo 1.

Convém referir que, embora de indiscutível importância para este estudo, os dados de ondulação obtidos *in situ* reflectem apenas características pontuais da agitação local, não podendo, por isso, ser usados para substituir os resultados de previsão do clima de agitação do estuário interno do Tejo.

2.2.2. Considerações Gerais sobre Análise de Séries Temporais de Ondulação

O tratamento de séries temporais de ondulação é efectuado geralmente através da análise espectral. O objectivo desta análise consiste na determinação da distribuição da variância da onda em função da frequência, ou seja, do espectro de energia de onda. A análise espectral é geralmente efectuada através de análise de Fourier, onde cada função que se repete em cada T segundos, pode ser representada exactamente pela soma dos termos *sen* e *cos*. Assim, um registo digital de onda pode ser representado por séries de Fourier, discretas e finitas, e a variância, como função da frequência, pode ser calculada a partir dos coeficientes de Fourier:

$$\zeta(ndt) = \frac{1}{n} \left\{ \sum_{k=1}^{\frac{N-1}{2}} (a_k \cos(w_k ndt) + b_k \sin(w_k ndt)) + a_{N/2} \cos(w_{N/2} ndt) \right\} \quad (4.3)$$

onde, ζ = elevação da onda no tempo ndt ; n = um número inteiro de 0 a $N-1$; N = número de amostras; dt = intervalo de tempo entre amostras; a_k = coeficiente coseno de Fourier; b_k = coeficiente seno de Fourier; w_k = frequência de Fourier, em radiano. Os coeficientes a_k e b_k obtém-se a partir dos dados amostrados $\zeta(ndt)$, através de uma transformada de Fourier.

Desde o final dos anos 40 que transdutores de pressão são vulgarmente usados na medição de ondas superficiais gravíticas (Bishop e Donelan, 1987), sendo a sua utilização particularmente adequada a águas pouco profundas e intermédias (Wang *et al.*, 1986). Os transdutores de pressão medem a flutuação da pressão induzida pelas ondas abaixo da superfície, sendo esta convertida em elevação do nível da água através de funções de transferência teóricas (Voulgaris, 1992).

Os transdutores são calibrados em laboratório de modo a estabelecer uma relação linear entre a pressão e o nível de água. Os dados obtidos pelos transdutores podem ser considerados como um somatório linear de várias componentes (Wang *et al.*, 1986):

$$P(t) = P_a + \rho g \left[(h - H_g) + K_p \eta \right] \quad (4.4)$$

onde $P(t)$ = pressão medida; P_a = pressão atmosférica à superfície; h = profundidade média; H_g = altura dos transdutores acima do fundo; η = onda à superfície; K_p = função de resposta do sensor de pressão; ρ = densidade da água; g = aceleração da gravidade.

A reconstrução de um registo de ondas a partir do registo de pressões é complexa. Um dos procedimentos mais usados consiste no cálculo dos coeficientes numa série de Fourier, através do método Transformada Rápida de Fourier (FFT), que representam as medidas de pressão (Earle e Bishop, 1984). Uma vez que a oscilação da pressão induzida pelas ondas abaixo da superfície decresce com o aumento da coluna de água, é necessário efectuar a correcção do registo de pressão em função da profundidade (Voulgaris, 1992). O espectro de pressão obtido, $E_p(f)$, é convertido no espectro de onda, $E(f)$, através do factor de atenuação de profundidade, $K(f)$, entre a elevação à superfície e a pressão (Earle e Bishop, 1984):

$$E(f) = \frac{E_p(f)}{K^2(f)} \quad (4.5)$$

sendo

$$K(f) = \frac{\cosh(kz)}{\cosh(kh)} \quad (4.6)$$

onde k = número de onda; z = altura do sensor acima do fundo; e h = profundidade média da água.

2.2.3. Tratamento das Séries Temporais de Ondulação obtidas na Praia do Alfeite

Através dos transdutores de pressão instalados no raso de maré da Praia do Alfeite, obtiveram-se registos contínuos de pressão, com intervalo de medição de 5 Hz (ver Anexo I). De modo a cumprir os requisitos da análise espectral segundo Earle e Bishop (1984), verificou-se se os dados estavam agrupados em séries temporais consistentes e com a dimensão apropriada. Cada registo foi dividido, quando necessário, em séries cujo número de dados não fosse superior a 6000. Obtiveram-se no final 10 séries temporais de pressão, 5 por cada transdutor: ALF97012; ALF97021; ALF970311; ALF970312; ALF970313.

Procedeu-se à análise espectral segundo a metodologia apresentada por Earle e Bishop (1984), aplicando uma transformada rápida de Fourier (FFT) a cada série temporal. Para tal, foram usadas rotinas disponíveis no programa “MATLAB para Windows” versão 4.2c.1 (Ciavola *et al.*, 1997a). As séries temporais foram divididas em segmentos de 512 dados, com sobreposição de 50% (Voulgaris, 1992). As componentes de Fourier, calculadas para cada segmento, foram acumuladas e determinado o espectro médio para cada série. A frequência de corte usada na decomposição das contribuições gravíticas ($0,05 < \text{Hz} < 0,33$) das infra-gravíticas ($\text{D.C.} < \text{Hz} < 0,05$) foi de 0,1.

Finalmente, através de metodologias espectrais apresentadas por Voulgaris (1992), determinaram-se os seguintes parâmetros das ondas: altura de onda significativa (H_s), a raiz da média do quadrado das alturas (H_{rms}), período de zero ascendente (T_z), período médio (T_m), período de pico (T_p), parâmetro da largura espectral (ξ) e factor de grupo (GF).

2.2.4. Discussão dos Resultados

Os registos de pressão obtidos na praia do Alfeite são consistentes para os dois transdutores utilizados (Figura IV.2-10). Os valores medidos em cada transdutor mostram boa correlação linear (Figura IV.2-11), com coeficientes de correlação de 0,8 para as séries temporais ALF97012 e ALF97021, e de 0,9 para ALF97031.

A análise espectral do deslocamento da superfície da água, através de transdutores de pressão, fornece indicações sobre a quantidade de energia associada aos movimentos da água com diferentes periodicidades. Os espectros de energia obtidos na praia do Alfeite (Figura IV.2-12) mostram que há dois tipos de periodicidades mais evidentes: um, com frequências entre 0,1 e 0,2 (períodos entre 10 e 5 s); outro, associado a frequências entre 0,2 e 0,3 (períodos entre 5 e 3 s). Analisando a variação temporal da densidade de energia associada às diferentes periodicidades, verifica-se grande instabilidade do pico de baixa frequência, enquanto o pico de alta frequência permanece, ao longo do tempo, praticamente com a mesma densidade de energia. Assim, é possível concluir que as ondas associadas aos períodos na ordem dos 3 s sejam persistentes ao longo do tempo, enquanto as ondas de períodos maiores ocorram esporadicamente.

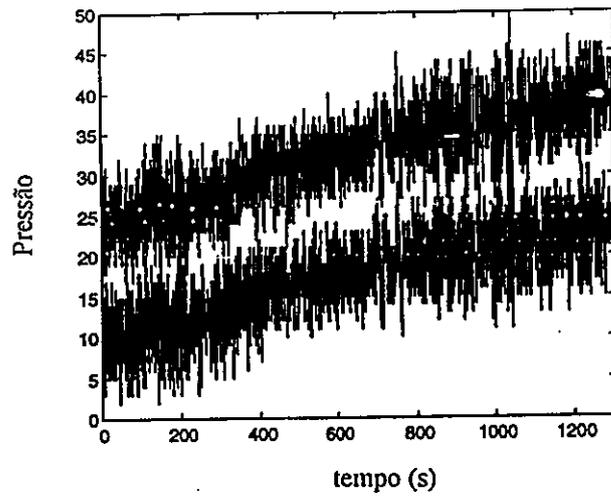
Na ausência de dados de vento obtidos na praia do Alfeite, foram analisados os dados sinópticos da Estação Meteorológica Lisboa/Portela (Quadro IV.2-9).

Quadro IV.2-9

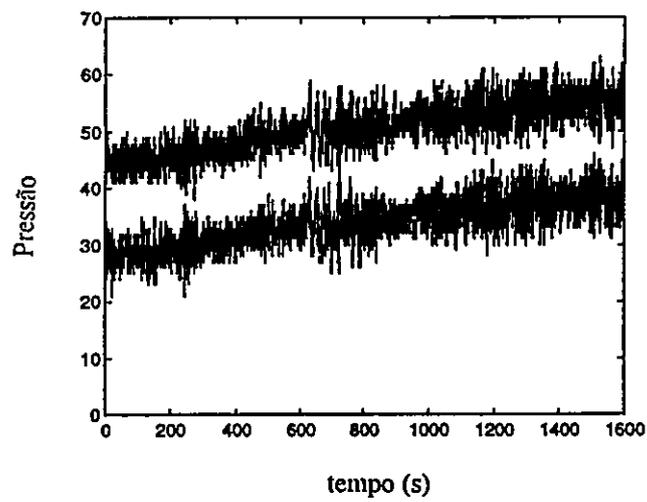
Dados de vento na Estação Meteorológica Lisboa/Portela
(17.06.1997), Instituto Meteorológico.

Horas	Rumo	Intensidade (m/s)
0	320	3
6	260	2
12	290	4
18	340	5

ALF97012



ALF97021



ALF97031

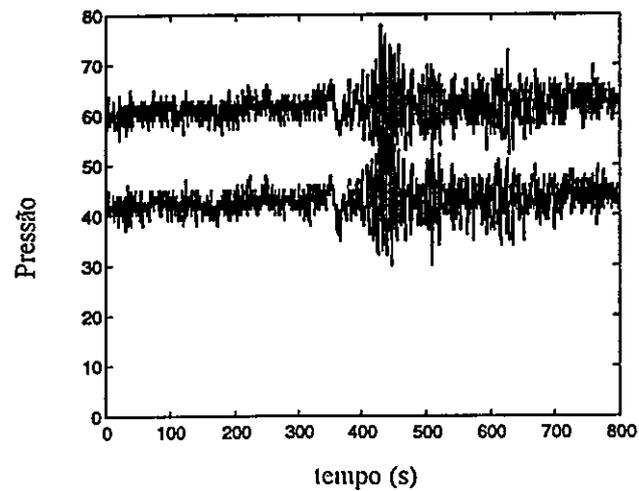
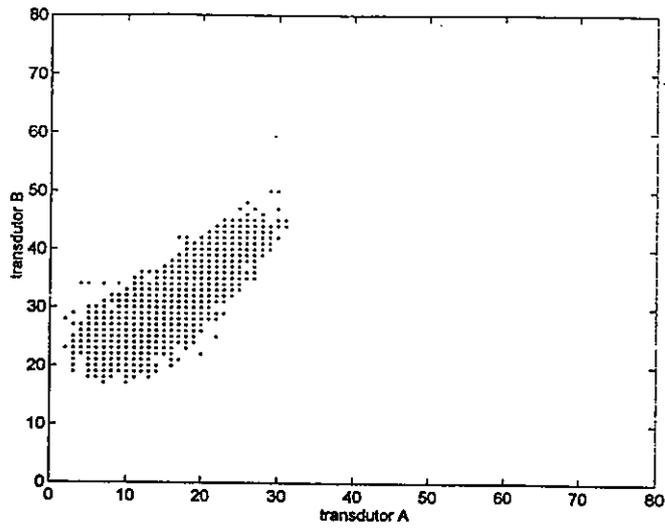
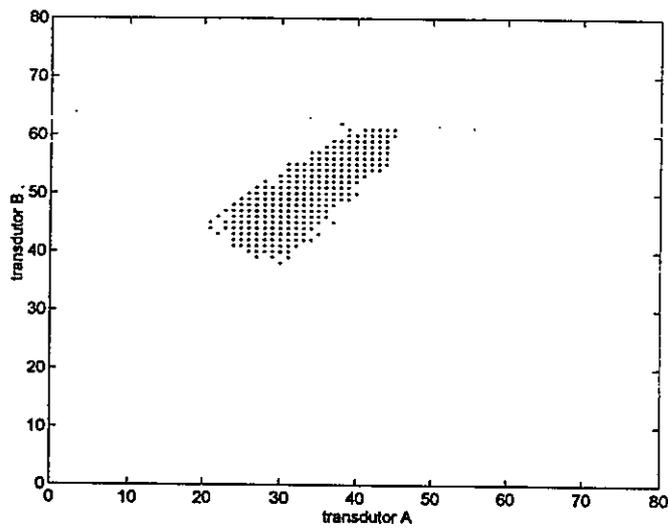


Figura IV.2-10 - Registos de pressão obtidos para a praia do Alfeite.

ALF97012



ALF97021



ALF97031

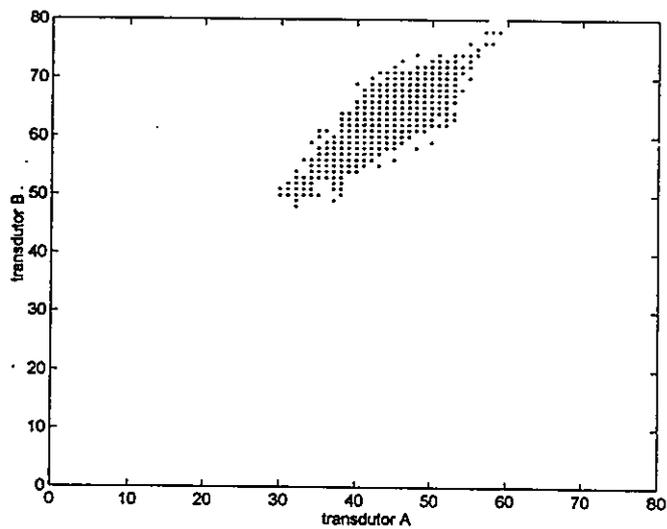


Figura IV.2-11 - Relação entre os resultados dos dois transdutores para cada série temporal.

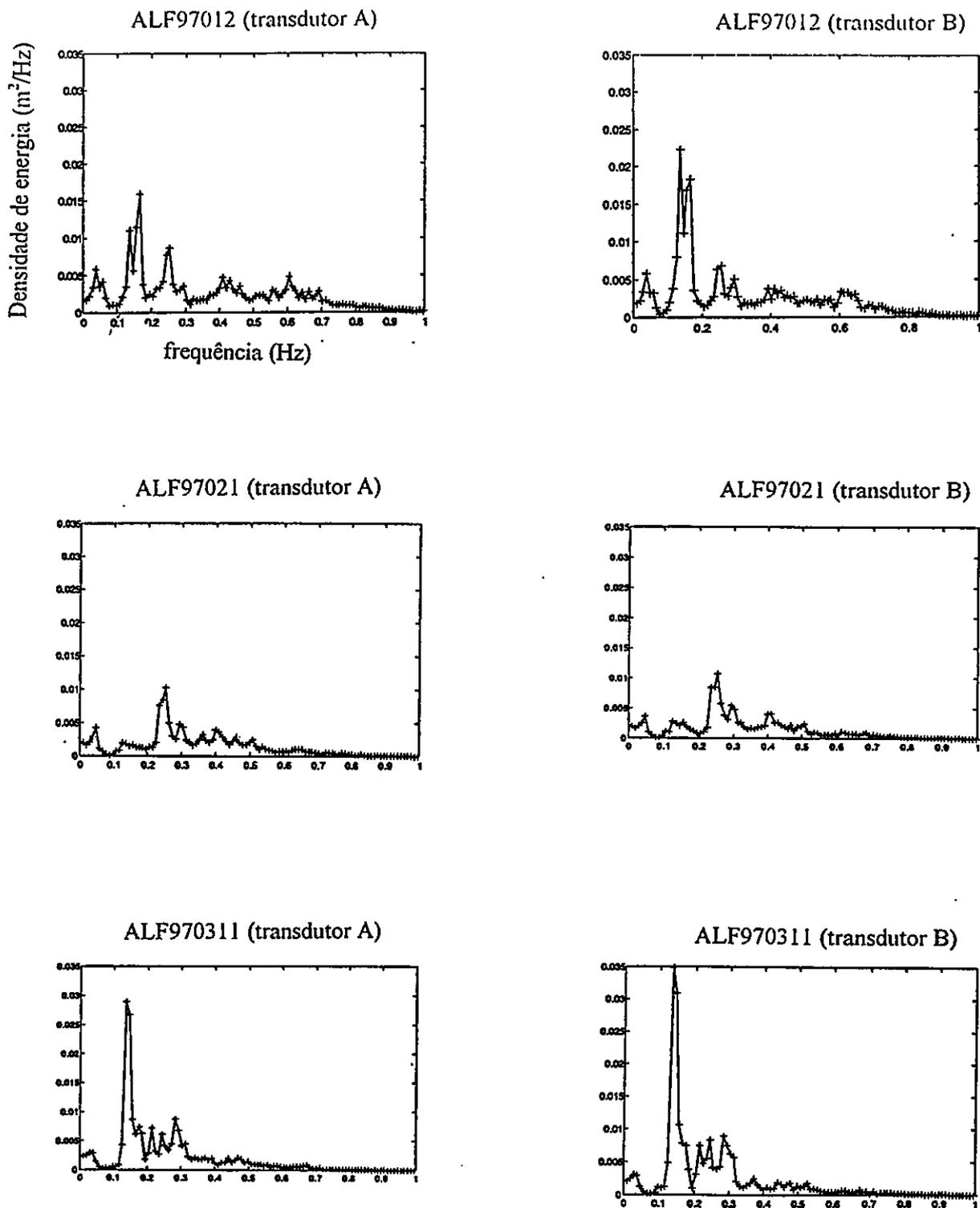


Figura IV.2-12 - Espectros de energia obtidos na praia do Alfeite.

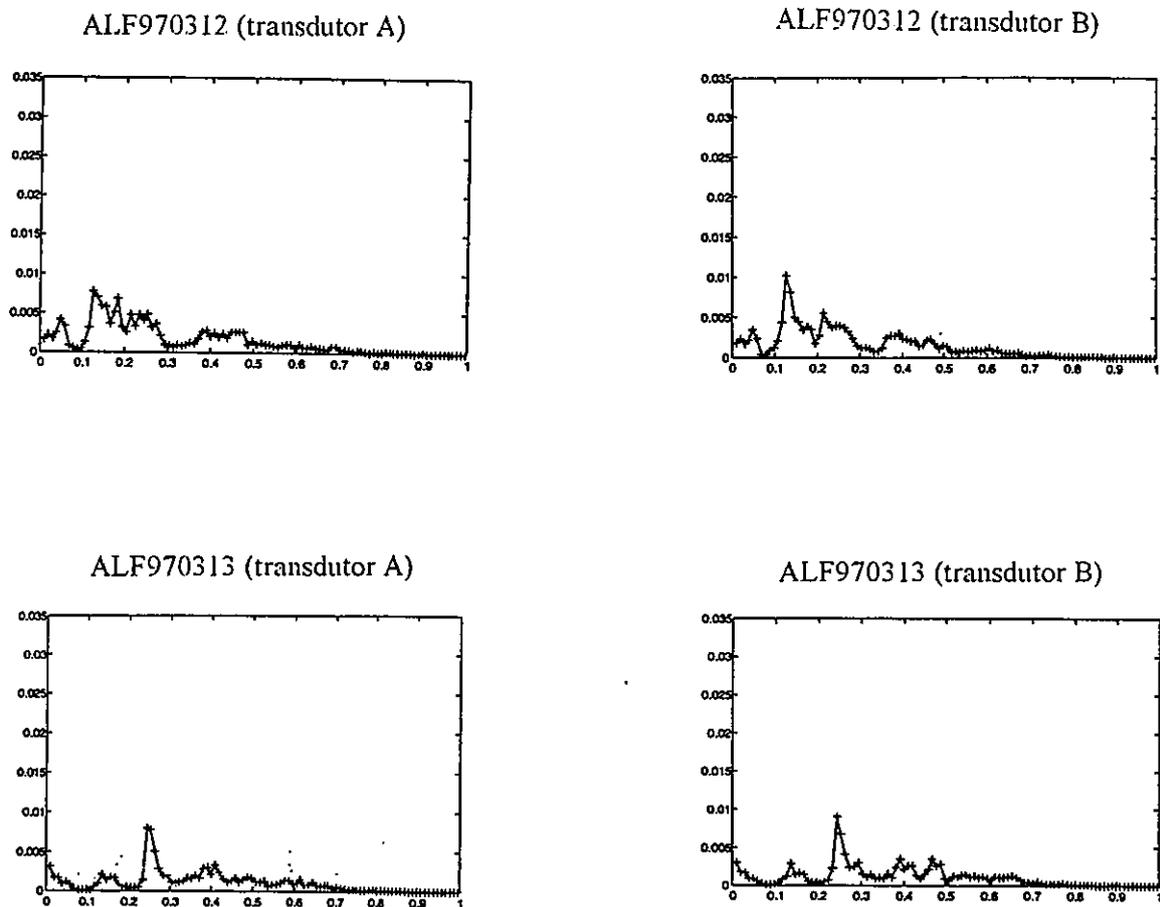


Figura IV.2-12 - Espectros de energia obtidos na praia do Alfeite (continuação).

Na altura da medição das ondas, o rumo do vento era do quadrante NW, o que corresponde a condições de *fetch* reduzido para a praia do Alfeite. As duas periodicidades encontradas poderão sugerir, por um lado, uma vaga de origem estritamente local, persistente, com períodos curtos; por outro, ondas com periodicidade superior, provavelmente geradas no corredor do estuário e refractadas ou difractadas para o seu interior. Esta interpretação é, de algum modo, consistente com resultados apresentados por Nordstrom (1992) ao analisar dados de ondas em várias praias estuarinas. O autor considera que periodicidades entre 2 e 5 s podem reflectir ondas geradas em *fetch* característicos de baías, sujeitas a ventos persistentes com intensidades da ordem de 5 m/s;

períodos entre 5 e 12 s são geralmente interpretados como ondas oceânicas refractadas para o interior de estuários ou baías.

As condições de vento observadas no dia de medição não foram as mais favoráveis para este tipo de estudo. Adicionalmente, o facto de não se dispor de dados de vento locais restringe o alcance da interpretação dos dados de ondulação, uma vez que alterações locais no rumo do vento podem provocar resultados consideravelmente diferentes, principalmente em condições de *fetch* reduzido. A dificuldade de interpretação dos espectros obtidos em praias estuarinas é referida na literatura. Deve-se, entre outros factores, à pequena escala temporal e espacial envolvida, e à variabilidade da intensidade dos ventos e da profundidade da água, de que resultam diferentes distribuições de energia da onda (Nordstrom e Jackson, 1992). Para eliminar certas ambiguidades dos resultados seria necessário obter um número suficiente de observações em simultâneo, não só das movimentações verticais da água, mas também das horizontais, usando, para além de transdutores de pressão, correntómetros de modo a distinguir a estrutura dos movimentos (Nordstrom, 1992).

No Quadro IV.2-10 são apresentados os parâmetros de onda, determinados através das séries temporais obtidas para cada transdutor. Calcularam-se os parâmetros médios para cada intervalo de tempo amostrado.

Quadro IV.2-10

Resultados da análise espectral das séries temporais de ondulação na praia do Alfeite (17. 06.1997).

Série	Intervalo de medição	Transdutor	H_s (m)	H_{rms} (m)	T_z (s)	T_m (s)	T_p (s)
ALF97012	12:00-12:20	B	0,11	0,08	3,02	3,44	7,31
		A	0,11	0,08	2,80	3,12	6,02
		média	0,11	0,08	2,91	3,28	6,67
ALF97021	12:30-13:00	B	0,09	0,06	2,92	3,12	3,94
		A	0,09	0,06	2,81	2,99	3,94
		média	0,09	0,06	2,87	3,06	3,94
ALF970311	13:00-13:20	B	0,12	0,08	3,78	4,21	7,31
		A	0,11	0,08	3,65	4,06	7,31
		média	0,12	0,08	3,72	4,14	7,31
ALF970312	13:20-13:40	B	0,09	0,06	3,19	3,57	7,88
		A	0,09	0,06	3,14	3,50	7,88
		média	0,09	0,06	3,17	3,54	7,88
ALF970313	13:40-14:00	B	0,08	0,05	2,66	2,85	4,10
		A	0,08	0,05	2,67	2,85	4,10
		média	0,08	0,05	2,67	2,85	4,10

Os valores de altura significativa variam entre 0,08 e 1,20 m, sendo 0,10 m o valor médio da globalidade das séries temporais analisadas. O período de zero ascendente varia entre 2,7 e 3,8 s, com valor médio de 3,1 s.

Considerando as condições do vento na Estação Lisboa/Portela às 12 horas, obtém-se para a praia do Alfeite, através do modelo de previsão da agitação SMB89, alturas de onda significativa de 0,1 m e períodos de zero ascendente de 1,3 s. Estes resultados mostram que os valores de previsão assemelham-se aos observados para a altura de onda, sendo, no entanto, ligeiramente inferiores para os períodos, embora dentro da mesma ordem de grandeza. As explicações para esta discrepância podem incluir: condições locais do vento que difira dos valores registados na Estação Lisboa/Portela; os resultados das medições podem reflectir ondas geradas num *fetch* superior ao considerado na previsão.

No Quadro IV.2-11 apresentam-se algumas observações visuais das ondas na praia do Alfeite, e os resultados da previsão da agitação para as características de vento observadas. Verifica-se que os valores de previsão e os observados são da mesma ordem de grandeza, havendo, de um modo geral, boa concordância de valores, principalmente no que diz respeito aos períodos.

Quadro IV.2-11

Comparação entre os valores de H_s e T_z observados e obtidos através do modelo de previsão de agitação para a praia do Alfeite.

	Rumo / intensidade do vento (m/s) Est. Lisboa/Portela (Inst. Meteorológico)	<i>in situ</i>		previsão	
		H_s (m)	T_z (s)	H_s (m)	T_z (s)
23.08.1994	340 / 3,5	0,30	1,7	0,21	1,8
	340 / 7,0	0,20	2,0	0,51	2,4
21.12.1994	340 / 5,0	0,50	1,5	0,33	2,1
12.01.1995	350 / 6,0	0,30	2,0	0,42	2,2

A projecção dos pares H_s e T_z obtidos *in situ*, quer através das séries temporais medidas, quer por observação visual, e os resultantes do modelo de previsão da agitação (Figura IV.2-13.) mostra boa concordância no que se refere aos períodos de onda. Em relação às alturas de onda, o modelo de previsão sobrestima os valores, principalmente os correspondentes às ondas de maior período. A redução da altura de onda poderá resultar de efeitos locais como, por exemplo, da refacção em águas pouco profundas ainda dentro da área de geração (Nordstrom, 1992; Seymour, 1977). Estes aspectos não são considerados no modelo de previsão, que fornece resultados à saída da área de geração, pressupondo um total desenvolvimento da ondulação, e livres de efeitos de refacção, reflexão ou difracção.

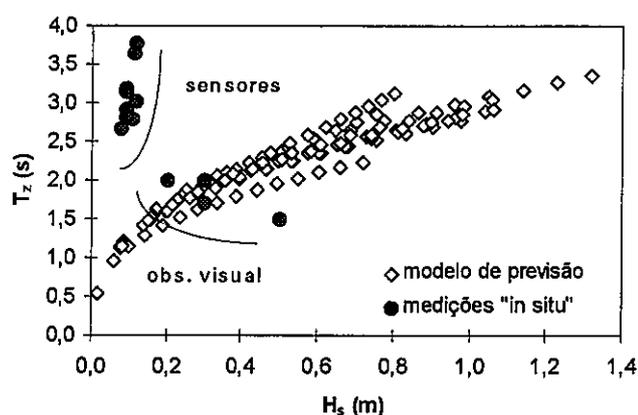


Figura IV.2-13 - Relação entre os valores de altura significativa da onda (H_s) e período de zero ascendente (T_z) obtidos para o estuário interno do Tejo.

Os valores de altura da onda e período obtidos *in situ* estão em concordância com os valores referidos na literatura para ondas de geração local em áreas restritas (Nordstrom e Jackson, 1992; Sherman *et al*, 1994). Nordstrom (1992) conclui que em estuários, as ondas geradas por ventos com rumos favoráveis raramente excedem 1 m de altura e períodos de 4,5 s, mesmo em condições de tempestade; ondas em condições de tempestade podem, raramente, atingir 1,5 m de altura, como observado em Sunnyside (Washington, EUA).

2.3. Propagação das Ondas e Características na Rebentação

2.3.1. Elementos da Teoria das Ondas

A propagação das ondas em direcção à costa gera várias perturbações devido, sobretudo, à interacção com o fundo. Assim, são as características do fundo e da costa adjacente que controlam os principais fenómenos que modificam as ondas, quando estas atingem águas pouco profundas (refracção e difracção; reflexão no fundo ou na costa; dissipação de energia por atrito e percolação no fundo; rebentação). Para além destes processos, as ondas podem ser afectadas pela acção de correntes, principalmente junto a embocaduras de estuários onde a interacção entre correntes de maré e ondas é particularmente importante.

Na teoria linear de Airy, o perfil superficial da onda pode ser considerado como o de uma onda sinusoidal progressiva, com amplitude igual a metade da altura. Considerando a relação

$$L = \frac{g}{2\pi} T^2 \tanh \frac{2\pi h}{L} \quad (4.7)$$

no domínio de águas profundas $\left(\frac{h}{L} \geq \frac{1}{2}\right)$, $2\pi h/L$ é grande, sendo $\tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right) \cong 1$. Neste caso, o comprimento de onda (L_0) é independente da profundidade, sendo definido por:

$$L_0 = \frac{gT^2}{2\pi} \quad (4.8)$$

No caso de águas pouco profundas $\left(\frac{h}{L} \leq \frac{1}{20}\right)$, $2\pi h/L$ é pequeno, sendo $\tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right) \cong \frac{2\pi h}{L}$. Neste caso L depende da profundidade e é definido por:

$$L = T\sqrt{gh} \quad (4.9)$$

As variações, com a profundidade, do comprimento de onda e da velocidade de fase são dadas por:

$$\frac{L}{L_0} = \frac{C}{C_0} = \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right) \cong \left[\tanh\left(\frac{2\pi h}{L_0}\right)\right]^{1/2} \quad (4.10)$$

Daqui se conclui que, em águas profundas, a velocidade de propagação é condicionada apenas pelo período de onda. Junto à costa, a celeridade passa a depender, não só do período, mas também da profundidade. A diminuição da profundidade traduz-se, assim, na diminuição da velocidade de fase e do comprimento de onda. De modo a manter o fluxo energético constante durante a propagação, e considerando desprezáveis os efeitos dissipativos, a altura de onda aumenta com a diminuição da celeridade. Este fenómeno, designado por empolamento (*shoaling*), é mais evidente nas ondas de período longo do que nas de período curto, declivosas mesmo em águas profundas. À medida que estas transformações ocorrem, a conservação de energia, massa e momento do campo de ondas faz-se através de certos mecanismos, a maior parte não lineares, envolvendo turbulência, rebentação e decomposição harmónica (Carter, 1988).

Uma vez que, à diminuição da profundidade corresponde uma diminuição da celeridade, o avanço da onda é retardado nas zonas menos profundas. Assim, devido à irregularidade dos fundos, os troços da crista em que a profundidade é menor deslocam-se mais lentamente que os outros, tendendo a crista a encurvar-se e a adaptar-se à morfologia do fundo. Este fenómeno, designado por refração, pode ser provocado também pela interacção entre as ondas e um campo de correntes (Sancho, 1991). As equações que descrevem a refração são normalmente derivadas da Lei de Snell (vulgarmente conhecida da óptica geométrica), e da hipótese da conservação do fluxo de energia entre raios de onda adjacentes. A refração das ondas pode ser expressa por (Komar, 1976):

$$\sin \alpha = \frac{C}{C_0} \sin \alpha_0 \quad (4.11)$$

onde α = ângulo de aproximação em águas pouco profundas; α_0 = ângulo de aproximação em águas profundas; C = velocidade de fase em águas pouco profundas; C_0 = velocidade de fase em águas profundas. Considerando

$$\frac{H}{H_0} = \left[\frac{1}{2n} \frac{C_0}{C} \right]^{1/2} \left[\frac{S_0}{S} \right]^{1/2} \quad (4.12)$$

onde H_0 e H = altura de onda em águas profundas e pouco profundas, respectivamente; S_0 e S = espaçamento entre as ortogonais em águas profundas e águas pouco profundas, respectivamente (Figura IV.2-14); $\left[\frac{1}{2n} \frac{C_0}{C} \right]^{1/2}$ = o coeficiente de redução de profundidade (K_s), para costas rectilíneas e batimetria regular vem

$$\frac{S_0}{S} = \frac{\cos \alpha_0}{\cos \alpha} \quad (4.13)$$

sendo o coeficiente de refração (K_r) dado por:

$$K_r = \frac{S_0}{S} \quad (4.14)$$

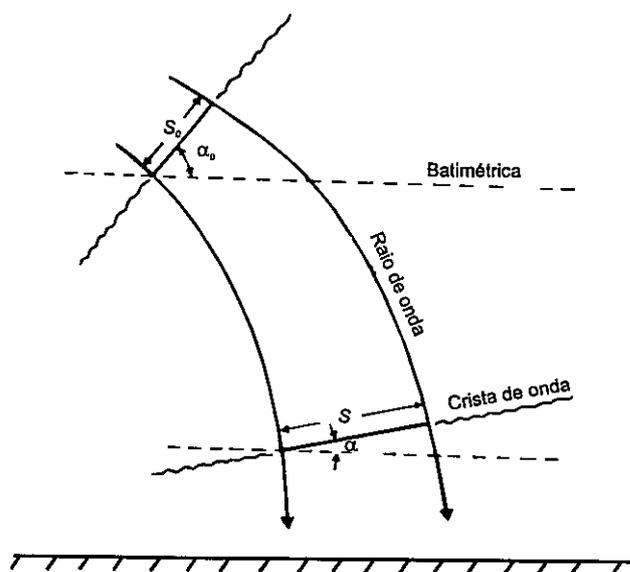


Figura IV.2-14 - Conservação do fluxo de energia entre duas cristas de onda (adapt. Komar, 1979).

A difracção é um fenómeno de transferência lateral de energia da onda ao longo da crista. É particularmente importante quando existe um gradiente de altura ao longo da crista, que pode ser provocado pela presença de um obstáculo ou pela variação abrupta do espaçamento das ortogonais (cruzamento de ondas).

Quando as ondas atingem profundidades semelhantes à sua altura tornam-se muito declivosas e instáveis, dando-se o fenómeno de rebentação. Vários estudos demonstraram que a rebentação ocorre quando a razão entre a altura de onda na rebentação (H_b) e a profundidade na rebentação (h_b) varia entre 0,4 e 1,3; geralmente o critério de rebentação mais usado é o que MCCowan apresentou em 1894, para a teoria da onda solitária (Carter, 1988):

$$\frac{H_b}{h_b} = 0,78 \quad (4.15)$$

No caso de ondas irregulares, geralmente considera-se a seguinte relação:

$$\frac{H_b}{h_b} = 0,5 \quad (4.16)$$

O tipo de rebentação da onda depende da profundidade da água, declividade da onda ao largo (H_0/L_0) e declive do fundo ($\tan \beta$) (Sunamura, 1992). Podem ser considerados três tipos fundamentais de rebentação, embora existam várias combinações entre eles (Komar, 1976) (Figura IV.2-15). A rebentação progressiva (*spilling*) é caracterizada por uma resolução da crista em espuma ao longo da faixa de rebentação. A dissipação de energia faz-se progressivamente enquanto a onda avança. Este tipo é próprio de fundos suaves e declividades baixas. São geralmente ondas de carácter construtivo, ou seja, transportam areia do largo para a praia. Na rebentação mergulhante (*plunging*), a frente da crista torna-se vertical, dobra e colapsa. A dissipação da energia ocorre de modo instantâneo e concentra-se numa faixa estreita. Esta rebentação é própria de taludes ásperos e está geralmente associada a situações de temporal. São ondas com carácter erosivo, transferindo areia da praia para o largo. A rebentação explosiva (*surging*) é um caso extremo da rebentação mergulhante, estando associada a taludes muito inclinados e declividades baixas. A crista sobe mas a base da onda avança para a face da praia até que a crista colapsa e desaparece.

Entre a linha de rebentação e a praia, uma “zona de espalho da onda”, ou de “mar de rebentação”, (*surf zone*) pode ou não estar presente, aumentando a sua largura com o carácter progressivo da onda. Após a rebentação, as ondas atravessam geralmente esta zona como formas de translação (*bores*), que em certos casos, quando a topografia de fundo não é uniforme, podem reformar-se e rebentar novamente (Carter, 1988). A dissipação final da energia ocorre na zona de espraio (*swash zone*), em pleno domínio intertidal ou supratidal da faixa costeira.

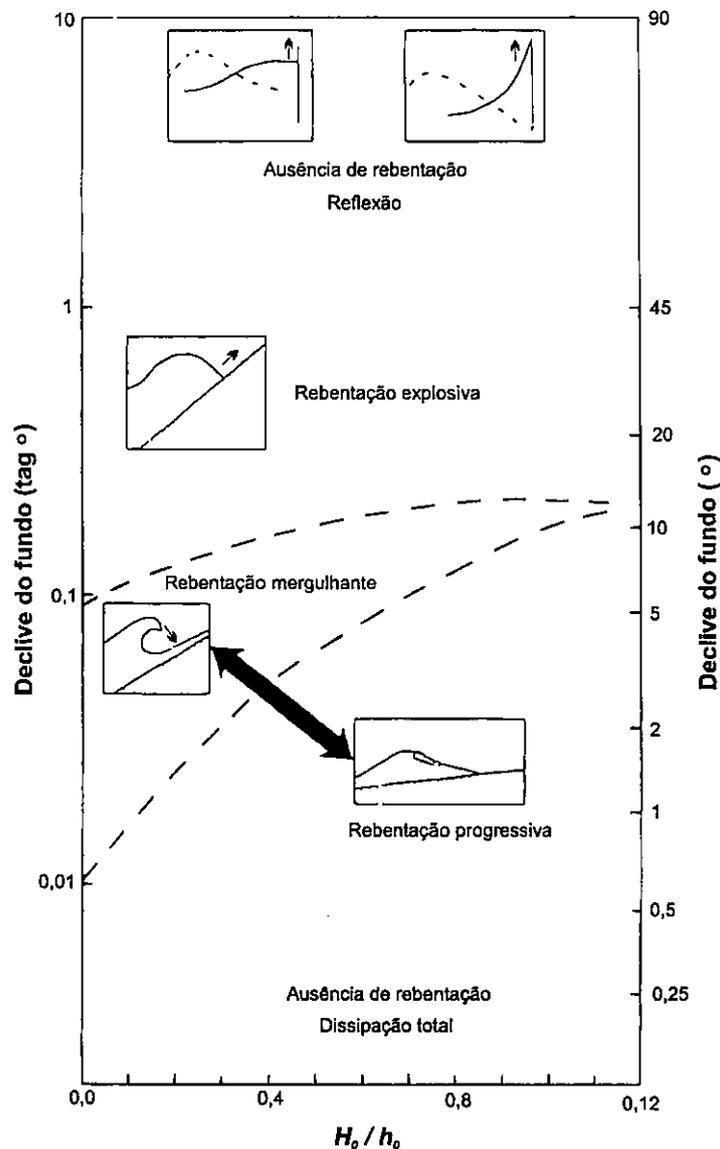


Figura IV.2-15 - Classificação da rebentação seg. Galvin (1968) (adapt. Carter, 1988).

Nos estuários, a amplitude de maré afecta não só a intensidade das correntes de maré, mas também a distribuição de energia das ondas no perfil de praia, determinando a largura da praia e a duração em que a rebentação afecta cada zona do perfil

(Nordstrom, 1992). Num estuário mesotidal, em que a amplitude da maré é relativamente elevada em relação à altura das ondas, como no caso do estuário interno do Tejo (Quadro IV.2-12), o perfil de praia é caracterizado por uma face de praia inclinada e um raso de maré extenso e subhorizontal (Jago e Hardisty, 1984) (Figura IV.2-16). Na maré baixa, as ondas rebentam no raso de maré, geralmente com rebentação progressiva, podendo transportar sedimentos do largo para a praia. A zona de espalho pode apresentar dezenas a centenas de metros de extensão, sendo a energia das ondas e correntes geralmente baixa. Perto do nível de preia-mar ou durante tempestades, as ondas rebentam sobre o bordo superior da face da praia, com rebentação mergulhante. No entanto, dependendo do grau de erosão da face da praia, perfis mais suaves podem provocar rebentação progressiva (Nordstrom, 1992). A largura da zona de rebentação e de espriamento, em condições de calmaria, é geralmente de poucos metros, podendo em condições de tempestade atingir dezenas de metros, segundo aquele autor.

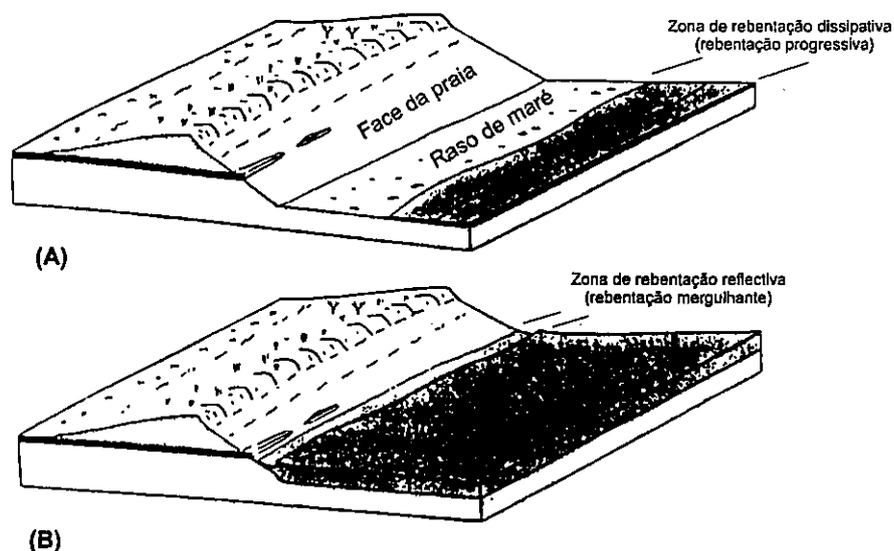


Figura IV.2-16. Características de uma praia estuarina mesotidal. (A) na baixa mar; (B) perto do nível médio de maré (adapt. Nordstrom, 1992).

Quadro IV.2-12

Amplitude da maré média e altura significativa máxima das ondas nos domínios estudados.

	Amplitude média da maré (m)	H_s máx.(m) regime médio/eventos máx.
Alfeite	2,3	1,05 / 1,32
Base Aérea	2,3	0,88 / 1,27
Samouco	2,3	0,84 / 1,30

A presença de rastos de maré nas praias estuarinas exerce um importante controlo na altura das ondas na rebentação (Nordstrom, 1992; Jackson e Nordstrom, 1992), principalmente por aumento da dissipação da energia das ondas antes destas atingirem a praia. Este aumento resulta, não só da irregularidade da batimetria, mas também da rugosidade do fundo. Estes efeitos, combinados, criam variações na altura e direcção da onda na rebentação ao longo da costa (Hume *et al.*, 1995), o que condiciona o transporte longitudinal na zona de espalho e, conseqüentemente, a morfologia da praia.

2.3.2. *Parâmetros das Ondas na Rebentação. Aplicação de um Modelo de Refracção ao Estuário Interno*

A aproximação das ondas à costa é a primeira causa de transporte de sedimentos na zona litoral. A interacção entre as ondas e a morfologia costeira modifica, transforma e filtra as ondas incidentes. Deste modo, os processos costeiros de transporte e os seus produtos são condicionados, fundamentalmente, pelas características das ondas na rebentação. Uma vez que a medição *in situ* dos parâmetros de ondas na rebentação nem sempre é viável, a determinação do estado de agitação junto à costa faz-se geralmente através de modelos matemáticos de propagação de ondas. Estes modelos descrevem as transformações que as ondas sofrem na sua passagem de águas profundas para águas pouco profundas, através dos fenómenos de refracção, difracção e reflexão.

Geralmente, os modelos de propagação são desenvolvidos tendo em vista a sua aplicação em áreas costeiras abertas. A sua utilização a zonas restritas, como os estuários, envolve certas limitações. Segundo Nordstrom (1992), os modelos de refracção têm sido

usados para prever a distribuição de energia nas praias estuarinas apresentando, no entanto, deficiente aplicabilidade na determinação das alturas das ondas e dos ângulos de incidência.

No caso em estudo, pretendeu-se avaliar as transformações que as ondas, geradas no estuário interno, sofreriam na sua propagação até às praias do Alfeite, Base Aérea e Samouco. Na ausência de dados de campo sobre as características das ondas na rebentação, houve necessidade de recorrer a modelos matemáticos que simulassem a propagação das ondas na batimetria real. A tentativa de aplicação de um modelo de refração-difração não foi bem sucedida, uma vez que o curto período das ondas geradas no estuário implicaria a utilização de uma malha de tal modo refinada que ultrapassaria as capacidades de cálculo disponíveis no momento. Optou-se pela aplicação de um modelo de refração simples, considerando que os fenómenos de difração não seriam relevantes para a simulação da propagação nas áreas escolhidas. De referir que esta abordagem tem, necessariamente, limitações uma vez que não considera certos fenómenos, como a irregularidade das ondas, dissipação de energia no fundo, acção do vento, que no caso de estudo têm certamente importância na propagação da ondulação.

Utilizou-se o modelo matemático REFRAC desenvolvido por Covas (1976), que efectua a refração de ondas regulares, baseando-se nas equações do raio de onda e do coeficiente de afastamento de ortogonais. Estas equações são integradas por um método de diferenças finitas, permitindo o cálculo automático dos diagramas de refração. Obtém-se a relação entre alturas de onda num ponto de águas pouco profundas e ao largo (H/H_0), e os rumos de aproximação da onda à costa. A descrição dos aspectos principais do modelo REFRAC está apresentada no Anexo II.

Usaram-se, para cada domínio, malhas batimétricas quadrangulares com 150 m de lado (Figura IV.2-17), baseadas nos levantamentos do Instituto Hidrográfico (ver Anexo I). As condições de aplicação do modelo estão apresentadas no Quadro IV.2-13, tendo sido considerado o nível de maré de 3 m (ZH) e um espaçamento das ortogonais, em águas profundas, de 37,5 m.

Quadro IV.2-13

Condições de aplicação do modelo REFRAC para a zona em estudo.

Domínio	Direcção de propagação	H ₀ (m)	T _s (s)
Alfeite	N	0,4 e 1,3	2 e 3
	NW	0,2 e 0,7	2 e 3
	NE	0,2 e 0,8	2 e 3
Base Aérea	NW	0,3 e 1,0	2 e 3
	W	0,2 e 1,3	2 e 3
	SW	0,3 e 1,1	2 e 3
Samouco	N	0,3 e 0,8	2 e 3
	NW	0,3 e 1,1	2 e 3
	W	0,2 e 1,3	2 e 3

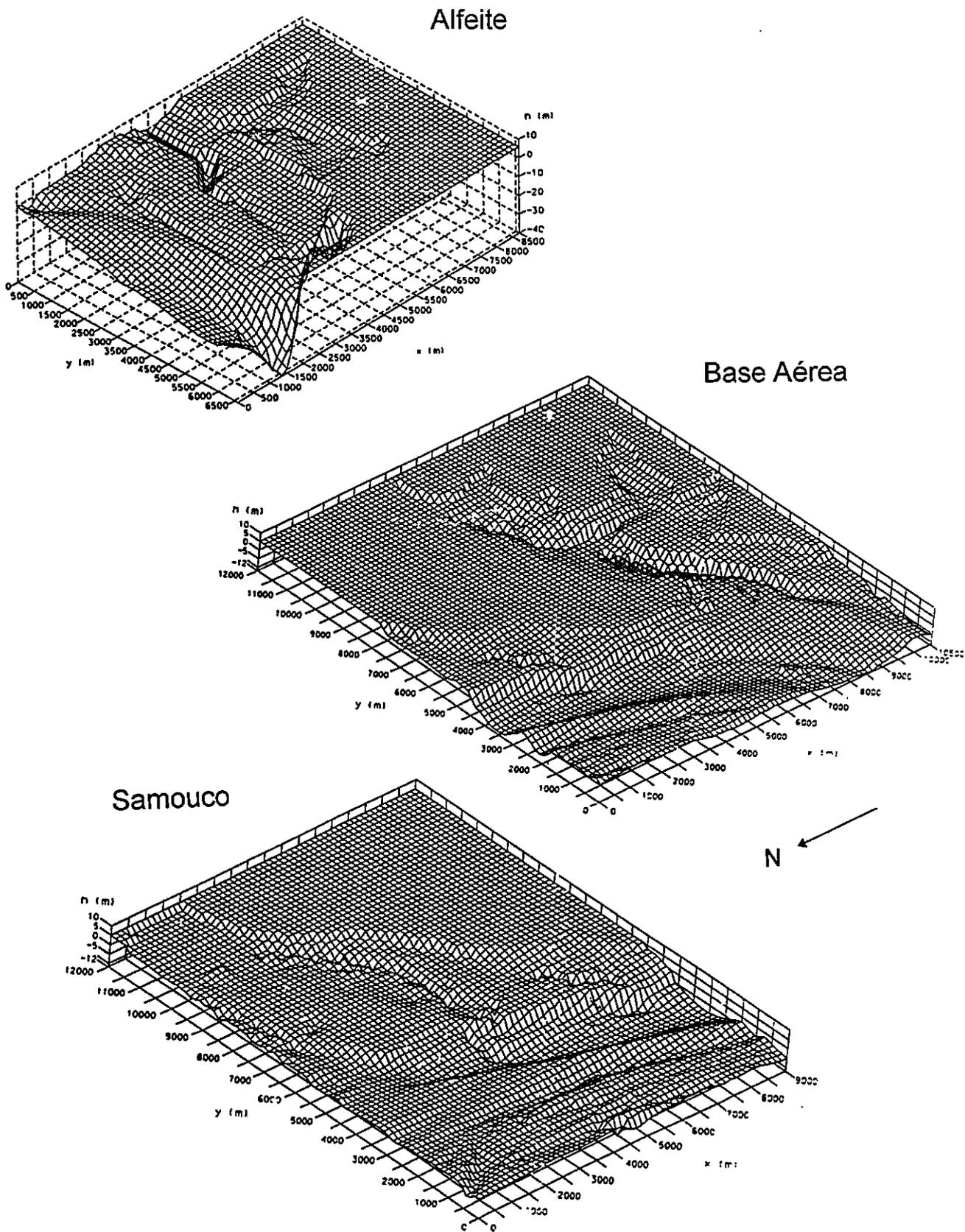


Figura IV.2-17 - Malhas batimétricas usadas na aplicação do modelo de refração das ondas.

Dos resultados obtidos através do modelo, determinou-se para cada ortogonal, através do critério de rebentação (expressão 4.15), qual a crista correspondente ao ponto de rebentação. Considerando a crista imediatamente antes, calculou-se a altura de onda na rebentação (H_b), através do valor de H/H_0 , e o ângulo de incidência da onda na rebentação (α_b) a partir da inclinação da ortogonal. Não foram consideradas ortogonais cruzadas nem as que não se propagaram até à costa (rebentação ao largo).

2.3.3. *Discussão dos Resultados*

Os resultados da aplicação do modelo de refacção à área em estudo mostram que as ondas de geração local sofrem refacção ao propagarem-se no estuário interno, devido, principalmente, à presença de extensos rasos de maré. Esse facto é particularmente evidente no domínio do Samouco (Figura IV. 2-18), onde as ondas atravessam uma vasta área de dissipação de energia antes de atingirem a praia. Tal como seria de esperar, a refacção é menos efectiva nas ondas de período mais curto.

Analisando os parâmetros das ondas na rebentação (Figura IV. 2-19), verifica-se que os valores das alturas de onda variam em torno do valor de altura ao largo (ver Quadro IV.2-13), com excepção do domínio do Alfeite, para as direcções de propagação de NE e NW. Neste caso, os valores de H_b são, de um modo geral, inferiores a H_0 . Efeitos dissipativos, que diminuem a altura de onda, podem contribuir para este resultado. Em relação aos ângulos de incidência na rebentação, verifica-se que estes são, na maior parte dos casos, superiores ao que seria de esperar, não reflectindo totalmente o fenómeno da refacção das ondas. A diminuição do ângulo de incidência do largo em direcção à costa é evidente apenas no Alfeite, para as direcções de propagação de NW e NE.

Analisando a variação do fluxo energético das ondas na rebentação ao longo dos domínios em estudo (Figura IV.2-20), verifica-se que o Alfeite é o domínio onde há maior concentração de energia. Esta energia está associada, tanto em condições de regime médio, como durante os eventos máximos, principalmente às ondas que se propagam de N. A concentração de energia dá-se principalmente na zona leste da praia. Durante os eventos máximos no Alfeite, o máximo de energia observada é cerca de 10 vezes superior ao que se observa em regime médio.

Nos domínios Base Aérea e Samouco, a distribuição de energia é regular ao longo da praia. Na Base Aérea, durante o regime médio, são as ondas que se propagam de NW que apresentam maior energia associada; durante os eventos máximos os valores de energia mais elevados estão associados às ondas de W e SW. No Samouco, os fluxos energéticos resultantes das ondas propagadas de N compensam, em parte, a energia associada às direcções de propagação de NW e W. Embora nestes domínios, os valores máximos de energia atingidos sejam inferiores aos observados no Alfeite, o diferencial entre a energia em condições de eventos máximos e em regime médio é mais elevado, sendo cerca de 3 vezes superior ao observado no Alfeite.

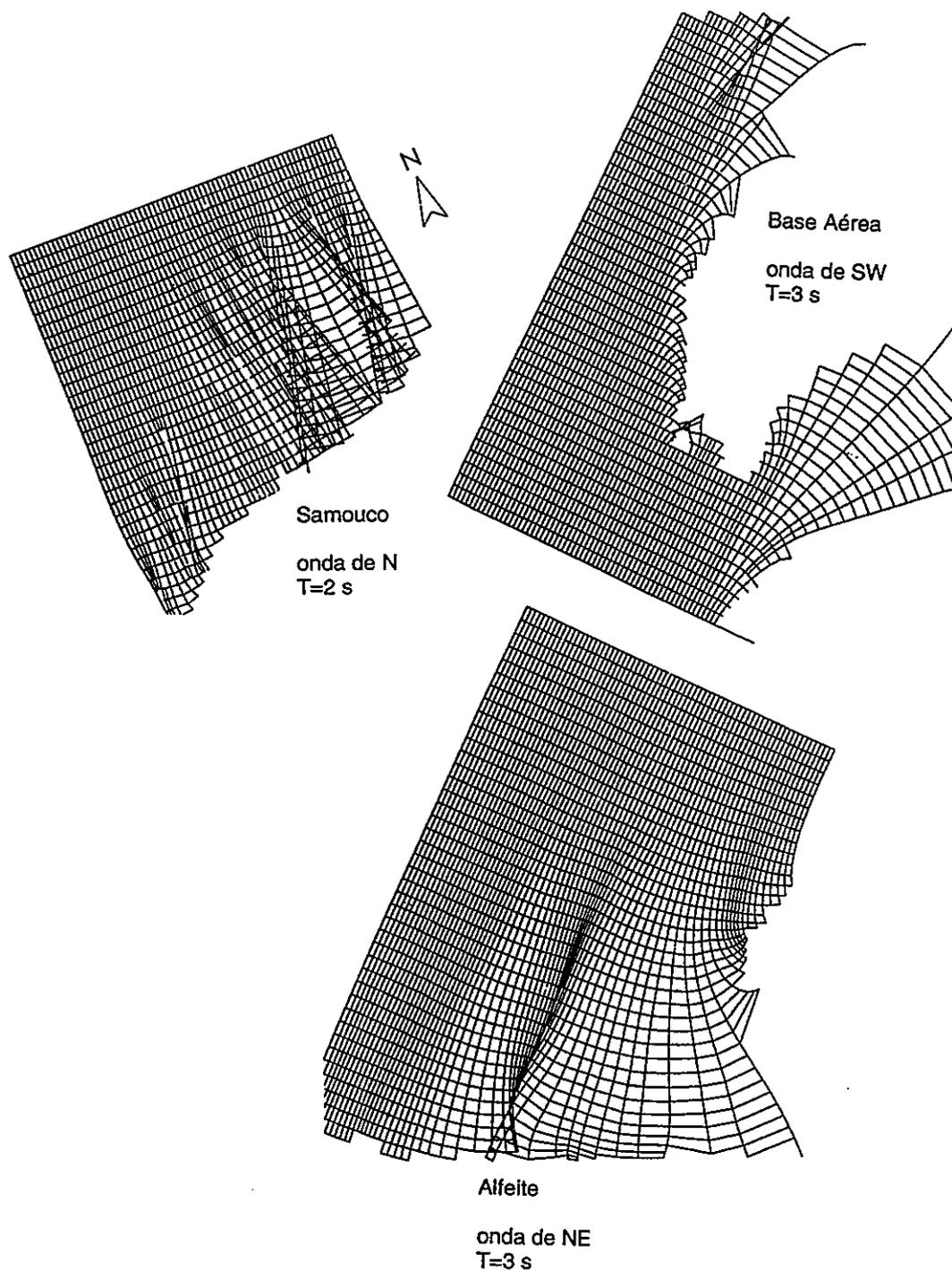


Figura IV. 2-18 - Exemplos dos diagramas de refração obtidos para os domínios em estudo.

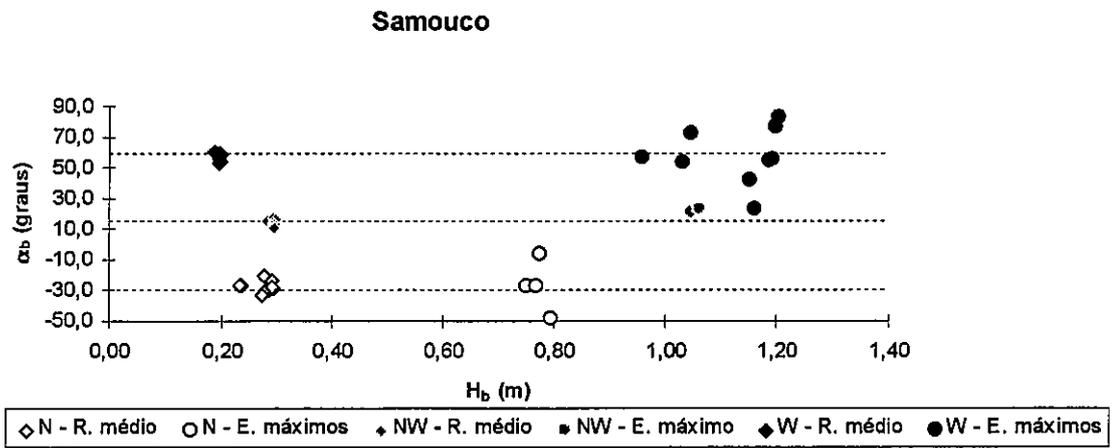
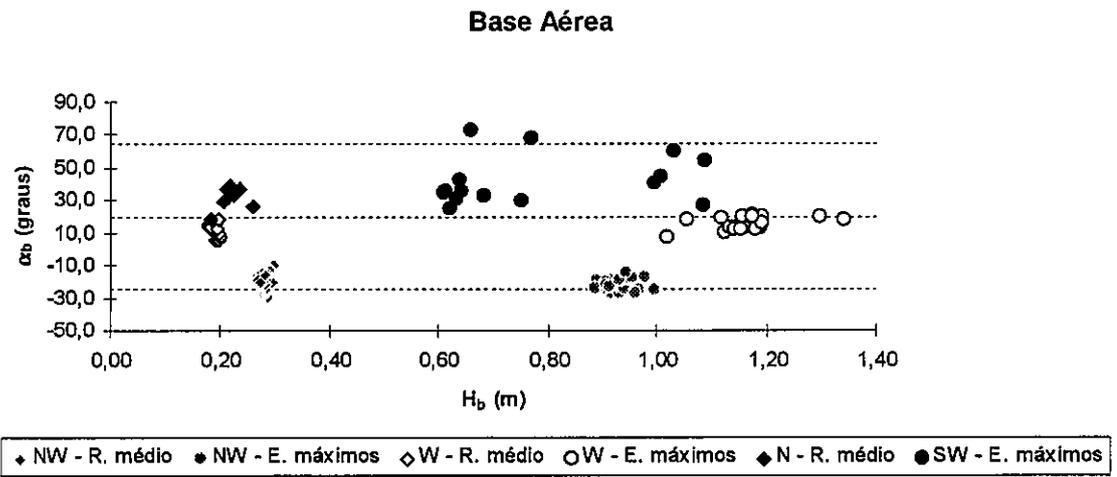
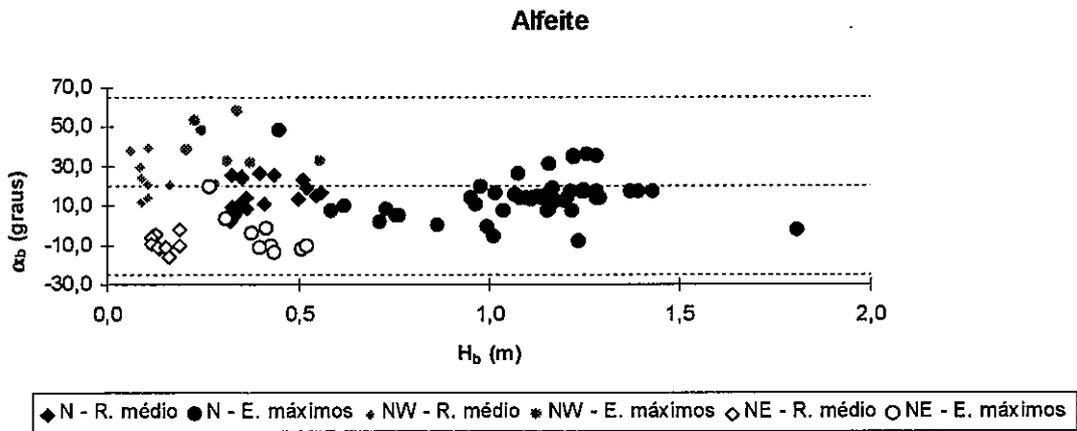


Figura IV. 2-19 - Variação dos parâmetros das ondas na rebentação.

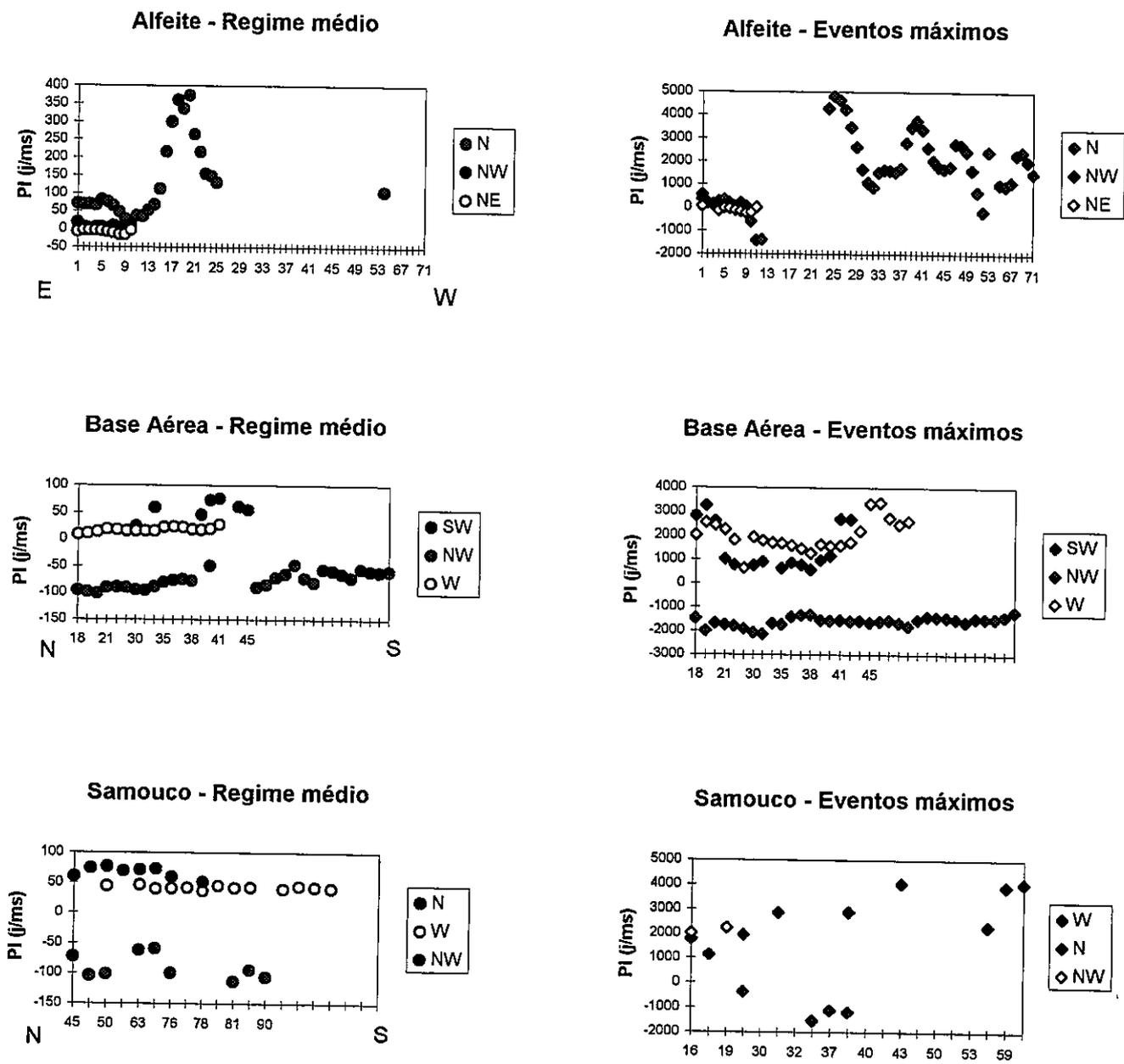


Figura IV.2-20 - Variação do fluxo de energia das ondas (PI) nos domínios em estudo (fluxo +: no Alfeite de W para E; restantes áreas de S para N).

3. Acção das Ondas de Geração Local na Dinâmica Sedimentar do Estuário Interno

3.1. Considerações Gerais

Nos estuários mesotidais, as correntes de maré são geralmente os agentes mais importantes no transporte dos sedimentos de fundo. No entanto, as ondas de geração local podem ter uma acção importante na dinâmica sedimentar estuarina, principalmente em zonas pouco profundas, onde as correntes de maré são fracas.

Neste capítulo, analisa-se a movimentação dos sedimentos de fundo por acção das ondas locais, sob dois aspectos diferentes: a acção das correntes oscilatórias induzidas junto ao fundo pelas ondas, durante a sua propagação em águas pouco profundas; a acção da rebentação das ondas e das correntes longitudinais por ela geradas.

Com o decréscimo da profundidade, a propagação das ondas pode afectar o fundo através da geração de componentes horizontais de velocidade de correntes oscilatórias, associadas ao movimento orbital (Figura IV.3-1). Quando a tensão de corte associada a estas correntes excede o limiar de entrada em movimento das partículas sedimentares, estas iniciam o movimento. Inicialmente, dá-se a ressuspensão de material menos denso que, pela acção das ondas, mantém um movimento essencialmente de vaivém, mas que adicionado à acção das correntes de maré pode gerar transporte em direcção à costa ou ao largo. À medida que a tensão de corte aumenta sobre os sedimentos não coesivos, surgem marcas de fundo; inicialmente rugas, depois ondas de areia, dunas, e finalmente um novo fundo plano, que difere do inicial por estar associado a transporte intenso. A transição entre estas diversas fases é controlada pelas variações de profundidade, velocidade de escoamento, diâmetro médio do sedimento, período e assimetria da onda (Carter, 1988). Existe extensa literatura sobre a geração e evolução das formas de fundo, quer do ponto de vista hidráulico, quer do ponto de vista sedimentológico, uma vez que constituem indicadores óbvios da entrada em movimento dos sedimentos e fornecem informações sobre as condições hidrodinâmicas que presidiram à sua formação (Nielsen, 1986, 1988; Davies, 1985; Davies e Villaret, 1994).

De acordo com a teoria de Stokes, o aumento da declividade das ondas em águas pouco profundas produz movimentos orbitais assimétricos junto ao fundo, à passagem da crista e da cava da mesma onda: a componente horizontal da velocidade em direcção à

costa é mais intensa, associada à breve passagem das cristas de onda; velocidades mais baixas associam-se à passagem, mais demorada, das cavas. A assimetria dos campos de velocidade, gerados junto ao fundo, dá origem a um transporte diferencial que depende do diâmetro médio do sedimento e das características das ondas (Figura IV.3-2). Considerando um sedimento constituído por partículas com diâmetros médios D_1 e D_2 , sendo $D_2 > D_1$, à passagem da crista as tensões de corte críticas τ_1 e τ_2 são atingidas, havendo transporte para terra dos dois tipos de partículas; quando da passagem da cava, apenas τ_1 é atingida dando origem ao movimento das partículas mais finas para o largo. Deste modo, após um período de onda, verifica-se transporte residual de sedimentos mais grosseiros para terra e de sedimentos mais finos para o largo. Este processo é bastante complexo, principalmente na presença de marcas de fundo. Segundo Van Rijn (1989), é difícil prever o sentido do transporte residual devido ao carácter aleatório dos fenómenos envolvidos. Outros aspectos podem alterar a tendência de transporte residual, tais como a variação temporal da viscosidade turbulenta e da concentração de sedimentos em diferentes níveis, e o declive do fundo (Fredseø e Deigaard, 1992). De qualquer modo, estes efeitos têm sido invocados para justificar a intensa segregação dimensional que se associa à presença de ondas.

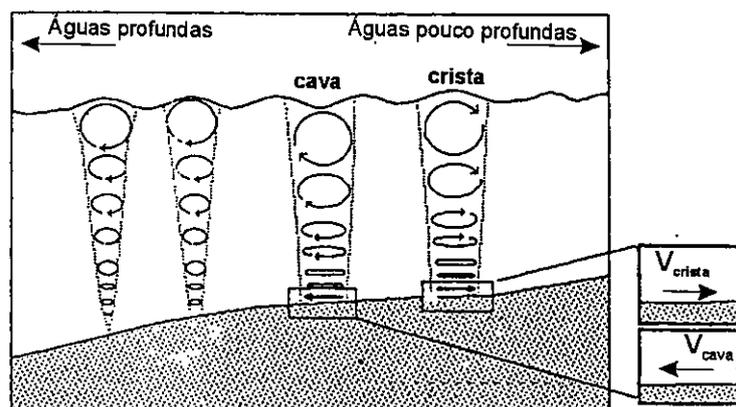


Figura IV.3-1 - Movimentos orbitais das partículas de água durante a propagação das ondas, de águas profundas para águas pouco profundas (adapt. Martinez, 1987).

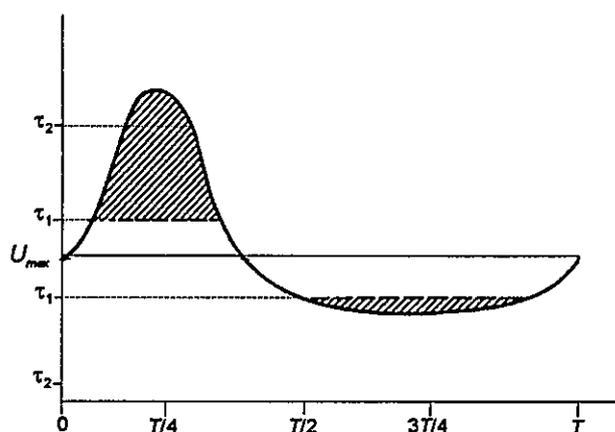


Figura IV.3-2 - Transporte selectivo das partículas devido à assimetria do movimento orbital das ondas (adapt. Komar, 1979 e Carter, 1988).

O transporte transversal promovido pelas ondas em condições de não rebentação é importante no desenvolvimento do perfil costeiro (Fredse e Deigaard, 1992) e, particularmente nos rasos de maré, na redistribuição dos sedimentos acumulados pela maré (Sanford, 1994). As ondas de pequena amplitude são importantes para introduzir sedimento fino em suspensão na coluna de água. As observações de Anderson (1972), em Greay Bay, Inglaterra, mostram que a concentração de sedimentos em suspensão aumenta para um máximo na vazante, quando as águas deixam o raso. Este facto, provoca a lavagem dos sedimentos finos das praias e a sua deposição em zonas mais profundas. Em fundos constituídos por sedimentos coesivos, as ondas podem provocar liquefacção da camada superficial do fundo, dando origem ao chamado lodo fluido (*fluid mud*) (De Wit, 1995, Verbeek e Cornelisse, 1997). Este processo aumenta a erodibilidade do fundo, tal como observado em Chesapeake Bay, EUA, por Sanford (1994), favorecendo a mobilidade de massas consideráveis de sedimentos coesivos nas zonas intertidais (Maa e Mehta, 1990; Ross e Mehta, 1990).

A zona de espalho é caracterizada por grande dissipação de energia e desenvolvimento de turbulência causadas pela rebentação. Os mecanismos de ressuspensão devidos à propagação das ondas, podem também ser importantes nesta zona mas o seu significado é menor, comparado com a transferência de energia resultante da rebentação (Fredse e Deigaard, 1992). Os gradientes de velocidade induzidos pela rebentação originam transporte de sedimentos, quer por carga de fundo, quer por suspensão. O sedimento é transportado longitudinalmente pela corrente litoral, ou corrente de deriva, que se gera paralelamente à costa como resultado da aproximação oblíqua das ondas. A quantidade de sedimento posta em suspensão depende do tipo de rebentação; dados de campo indicam que a rebentação progressiva favorece menos a suspensão de sedimento que a mergulhante (CERC, 1984). Nas praias estuarinas, as correntes longitudinais resultam, para além da acção das ondas oceânicas refractadas ou de geração local, das correntes de maré e da acção do vento (Nordstrom, 1992). O transporte longitudinal condiciona a evolução das margens estuarinas, principalmente no que diz respeito às formas arenosas, como as praias e restingas.

3.2. Entrada em Movimento dos Sedimentos de Fundo

3.2.1. Características do Fundo do Estuário Interno

A capacidade de um escoamento em iniciar o movimento das partículas, ou de as transportar, depende fundamentalmente das propriedades do sedimento. No caso das areias, a dimensão das partículas constitui um dos principais factores que condicionam a movimentação do sedimento, através da variação da velocidade de sedimentação das partículas, rugosidade hidráulica de fundo, permeabilidade do leito, etc. No entanto, os sedimentos de fundo dos estuários são constituídos, normalmente, por misturas de areia e de sedimentos finos (siltes, argilas e matéria orgânica). O comportamento destas misturas face aos agentes erosivos (ondas e correntes de maré) é complexo, uma vez que outros factores estão em jogo, como a composição mineralógica e o grau de consolidação do sedimento (Torfs, 1997). A presença num sedimento de fracção fina acima de 10% implica um aumento da tensão de corte crítica junto ao fundo, devido às propriedades coesivas que lhe imprime (Van Rijn, 1989). Este autor, refere que testes experimentais em canal

mostraram que a presença de 25% de vasa num leito de areia causa uma redução, num factor de 30, da concentração de areia colocada em suspensão pela acção das ondas.

Como foi descrito no capítulo III, os fundos adjacentes às margens estuarinas dos domínios em estudo são constituídos por rasos de maré que fazem a transição entre os canais, no domínio subtidal, e as praias ou sapais, no domínio supratidal. Os rasos de maré são geralmente areno-vasosos, com cerca de 5 a 25% de fracção fina, podendo essa fracção atingir 70% em algumas vasas-arenosas. As areias de praia são lavadas, sendo a fracção silto-argilosa inferior a 4%. O diâmetro médio das areias varia entre 0,3 mm e 1,5 mm, sendo o valor médio dos diâmetros de 0,6 mm.

3.2.2. Limiar de Entrada em Movimento das Partículas em escoamentos Oscilatórios

Foi investigada a capacidade das ondas de geração local em remobilizarem sedimentos arenosos do fundo. Para tal, determinou-se o limiar de entrada em movimento das partículas induzido por um escoamento oscilatório acima do fundo. O critério utilizado é aplicável a sedimentos com diâmetro médio entre 0,1 e 2 mm e está validado para condições de campo (CERC, 1984):

$$U_{\max} = \left[8 \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) gD \right]^{0,5} \quad (4.17)$$

onde U_{\max} = limiar de entrada em movimento das partículas induzido por um escoamento oscilatório; ρ_s = peso volúmico do sedimento; ρ = peso volúmico da água; g = aceleração gravítica; D = diâmetro médio das partículas.

Na Figura IV.3-3 está representada a variação do limiar da entrada em movimento das partículas, obtida através da expressão (4.17), para os diâmetros médios dos sedimentos arenosos quártzicos estudados. Verifica-se que os valores de U_{\max} variam entre 0,20 m/s e 0,44 m/s, apresentando o valor de 0,28 m/s para o diâmetro médio de 0,6 mm.

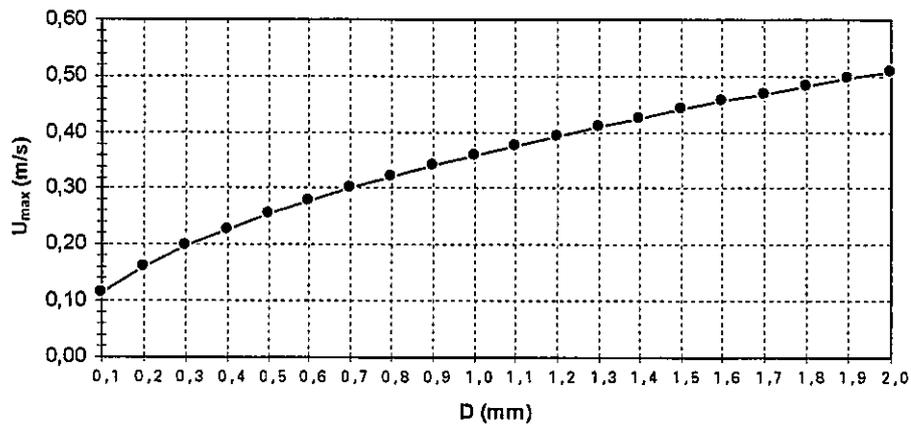


Figura IV.3-3 - Variação do limiar de entrada em movimento de partículas arenosas, induzido por um escoamento oscilatório.

No Quadro IV.3-1 apresentam-se os valores do limiar de entrada em movimento por um escoamento oscilatório, determinados por vários autores para diâmetros médios entre 0,58 e 0,80 mm. Verifica-se que estes valores são compatíveis com os obtidos na área em estudo para diâmetros médios e sedimentos idênticos.

Quadro IV.3-1

Limiar de entrada em movimento de partículas arenosas induzido por um escoamento oscilatório (*in Van Rijn, 1989*).

		D (mm)	U _{max} (m/s)
Bagnold (1946)	laboratório	0,80	0,22
Manohar (1955)	laboratório	0,79	0,31
Silvester e Mogridge (1970)	laboratório	0,58	0,22-0,32
Davis (1985)	<i>in situ</i>	0,78	0,30

Considerando a teoria de Airy, a máxima velocidade horizontal induzida junto ao fundo é definida por:

$$U_{om} = \frac{\pi H}{T \sinh\left(\frac{2\pi h}{L}\right)} \quad (4.18)$$

sendo U_{om} = velocidade orbital de pico junto ao fundo; H = altura de onda; T = período da onda; h = profundidade; L = comprimento de onda.

No Quadro IV.3-2 estão apresentados os valores de U_{om} obtidos para as condições de agitação dos domínios em estudo. Nos cálculos foram consideradas as profundidades médias registadas ao longo dos rasos de maré (1 a 5 m), alturas significativas de onda e períodos de zero ascendente característicos dos regimes médio e máximo (ver Quadro IV.2-8).

Quadro IV.3-2

Velocidade orbital máxima de pico junto ao fundo (U_{om}) para as condições médias de agitação e eventos máximos (cinzento) no estuário interno.

H_s (m)	T_z (s)	H (m)				
		1	2	3	4	5
		U_{om} (m/s)				
0,2	2	0,21	0,08	0,03	0,01	0,00
0,3	2	0,31	0,12	0,05	0,02	0,01
0,4	2	0,41	0,16	0,06	0,02	0,01
0,7	2	0,73	0,28	0,11	0,04	0,01
0,8	3	1,06	0,62	0,40	0,26	0,17
1,0	3	1,33	0,77	0,50	0,33	0,22
1,1	3	1,46	0,85	0,55	0,36	0,24
1,3	3	1,73	1,00	0,65	0,43	0,28

Os valores de U_{om} obtidos mostram que quanto maior a profundidade, menor o valor da velocidade máxima junto ao fundo. Em regime médio, o limiar de entrada em movimento das partículas é atingido apenas em profundidades iguais ou inferiores a 1 m; nas restantes profundidades, o limiar de entrada em movimento é atingido somente durante os eventos máximos.

Van Rijn (1989) refere que rugas de fundo são geralmente formadas quando

$$U_{om} = 1,2U_{max} \quad (4.19)$$

sendo aplanadas quando a seguinte condição se verifica:

$$\frac{U_{om}^2}{\left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1\right)gD} > 200-250 \quad (4.20)$$

No caso em estudo, segundo as expressões 4.19 e 4.20, as condições de formação de rugas de fundo ocorrem para valores de U_{om} superiores a 0,34 m/s, enquanto estas formas são aplanadas para valores de U_{om} entre 1,86 e 2,33 m/s. Conclui-se que, há condições para a formação de rugas de fundo pela acção das ondas. No entanto, o seu aplanamento só deverá acontecer como resultado da acção de correntes de maré, uma vez que as velocidades orbitais de pico junto ao fundo não atingem o valor necessário.

Determinou-se o diâmetro orbital junto ao fundo, para as condições de agitação apresentadas no Quadro IV.3-2, segundo a expressão:

$$d_o = \frac{H}{\sinh\left(\frac{2\pi h}{L}\right)} \quad (4.21)$$

onde d_o = diâmetro orbital junto ao fundo; H = altura de onda; h = profundidade; L = comprimento de onda. Os valores obtidos de d_o para as condições em que há formação de rugas, ou seja para valores de U_{om} superiores a 0,34 m/s, variam entre 0,26 e 1,65 m.

Na Figura IV.3-4 é apresentada a relação entre as características das formas de fundo, a velocidade máxima junto ao fundo e o diâmetro médio das partículas, baseada em observações laboratoriais e de campo (Allen, 1985). Verifica-se que o comprimento de onda relativo das rugas de fundo (λ/δ) é menor para velocidades orbitais baixas e areias médias. Allen (1985) refere que quando $d_o \gg D$ (camada limite laminar) então $\lambda \cong d_o$; para $d_o \ll D$ (camada limite turbulenta) então $\lambda \cong 0,65 d_o$. O comprimento de onda das marcas de fundo (λ) aumenta com o diâmetro orbital até um limite máximo imposto pelo diâmetro médio do sedimento, acima do qual λ se torna constante ou diminui com o aumento de d_o . Considerando estas relações, e os valores de d_o obtidos para as condições da área em estudo, o comprimento de onda das rugas de fundo formadas por ondas de geração local, oscilará entre 17 cm e 165 cm. Estes valores estão de acordo com medições efectuadas *in situ* (ver cap. III).

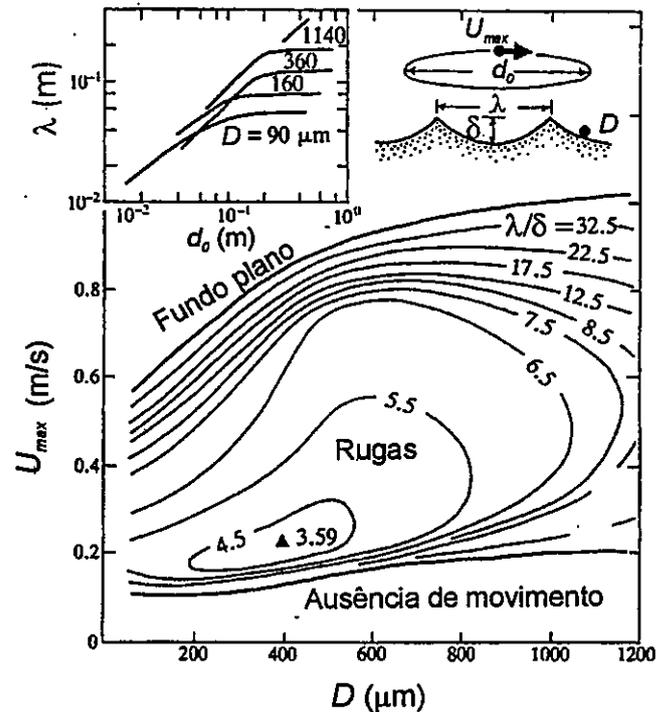


Figura IV.3-4 - Características das formas de fundo em função da velocidade orbital máxima junto ao fundo (U_{max}), do diâmetro médio das partículas (D), e do diâmetro orbital junto ao fundo (d_o) (in Allen, 1985).

Uma vez que, a presença de formas de fundo diminui o limiar de entrada em movimento das partículas, aumentando as condições de ressuspensão, o valor considerado para U_{max} deve estar sobrevalorizado. Davis (1985) apresenta, para Sart Bay, Reino Unido, valores de U_{max} de 0,3 m/s em fundo rugoso, e de 0,4 m/s em fundo liso. No entanto, no caso em estudo, como o sedimento do raso de maré não é constituído apenas por areia, mas por misturas de areia e vasa, o limiar de entrada em movimento do sedimento deverá ser superior, devido ao efeito de coesão da fracção fina.

3.2.3. Condições de Ressuspensão Induzidas pelas Ondas no Estuário Interno

Para avaliar as condições de ressuspensão impostas pelas ondas aos sedimentos de fundo, determinou-se a altura mínima de onda necessária ao início do movimento de partículas (H_{min}), para cada período (T) e profundidade (h) entre 1 e 10 m; para tal, considerou-se na expressão (4.18) que o valor da velocidade orbital máxima junto ao fundo (U_{om}) é igual ao limiar de entrada em movimento obtido para $D=0,6$ mm:

$$H_{\min} = \left(0,28T \sinh 2\pi \frac{h}{L} \right) / \pi \quad (4.22)$$

onde L = comprimento de onda à profundidade h , estimada através da relação (4.7).

Dos resultados, excluíram-se os valores de H_{\min} superiores às alturas de onda que ocorrem nos domínios em estudo, quer para regime médio, quer para eventos máximos (Anexo III, Quadros AIII-5 a AIII-7). Associaram-se aos valores de H_{\min} as ocorrências de cada período de onda (a partir das frequências dos ventos), recalculadas para 100 %. Deste modo, determinaram-se as ocorrências de situações propícias à ressuspensão de sedimento de fundo (Figura IV.3-5).

Os resultados mostram que, em regime de agitação médio, a ressuspensão por ondas de geração local é possível em águas pouco profundas, até 4 m no Alfeite, e 3 m nos outros domínios. Em águas mais profundas, até 6 metros, as condições para ressuspensão do sedimento de fundo só se verificam durante eventos máximos (EM). Estes, criam condições de agitação propícias à ressuspensão em todos os domínios e todas as profundidades consideradas. O Samouco é o domínio em que, para águas pouco profundas (profundidades até 1 m), há maior percentagem de condições de ressuspensão, cerca de 50% das ocorrências de ondas. Em regime médio, as condições de ressuspensão no Alfeite ocorrem em 67,9 % dos casos, entre as profundidades de 1 e 4 m; na Base Aérea e no Samouco, as frequências de ressuspensão são, respectivamente, de 39,2 % e de 72,2%, para profundidades compreendidas entre 1 e 3 m.

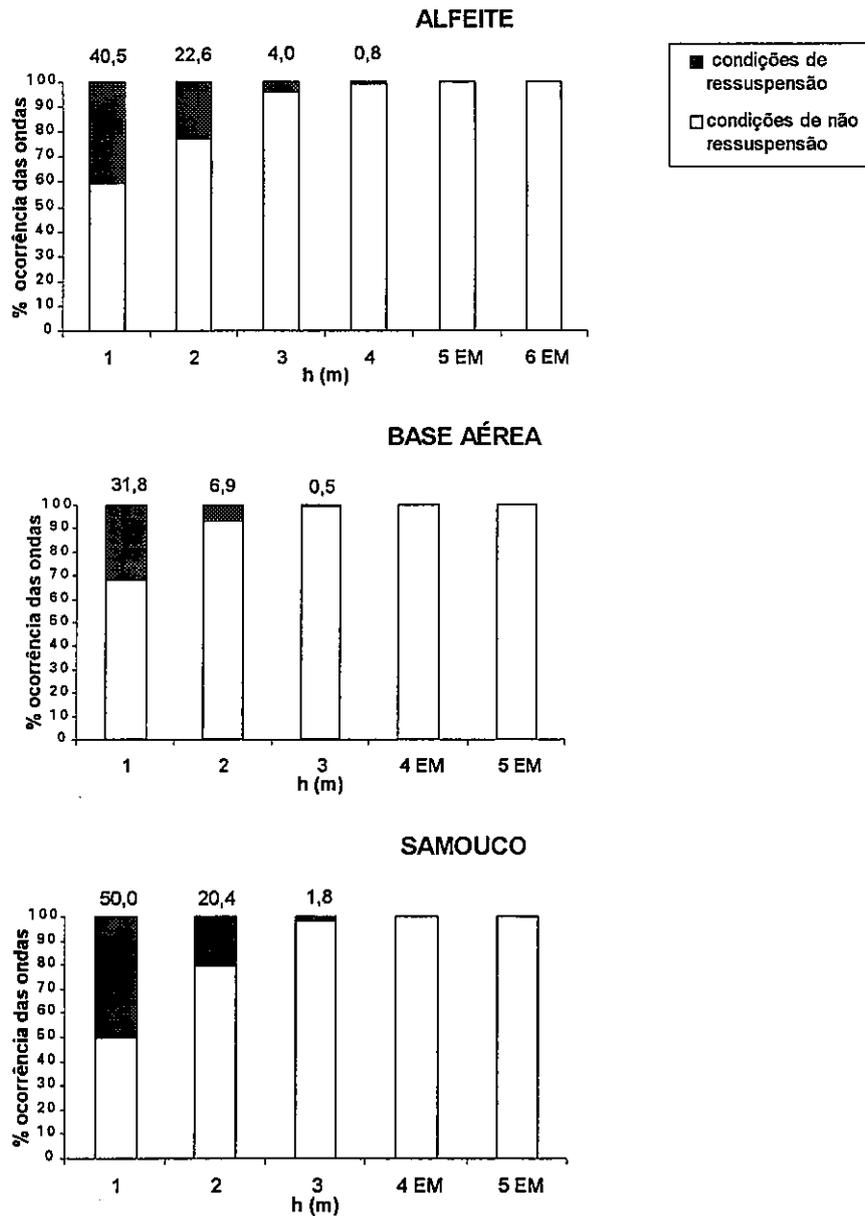


Figura IV.3-5 - Condições de ressuspensão de sedimento de fundo induzidas pela propagação de ondas de geração local (EM-eventos máximos).

Conclui-se que, em regime de agitação médio, Samouco é o domínio que apresenta maior percentagem global de condições para a ressuspensão; no entanto, no Alfeite há melhores condições para a movimentação de sedimentos em profundidades maiores.

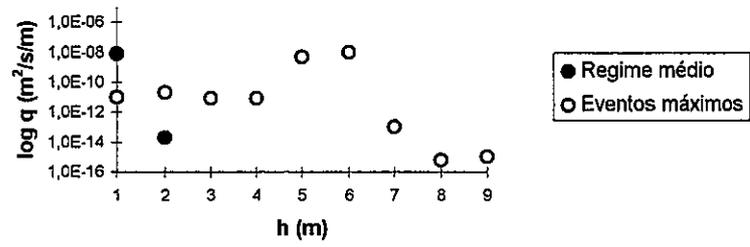
Como complemento da abordagem analítica efectuada anteriormente, avaliou-se ainda a importância do transporte sedimentar induzido pela propagação das ondas, com recurso ao modelo numérico LITPACK (V.1.21) que descreve os processos actuaes na

zona costeira. Uma breve descrição deste modelo, desenvolvido pelo Danish Hydraulic Institute (Danish Hydraulic Institute, 1991), encontra-se no Anexo II.

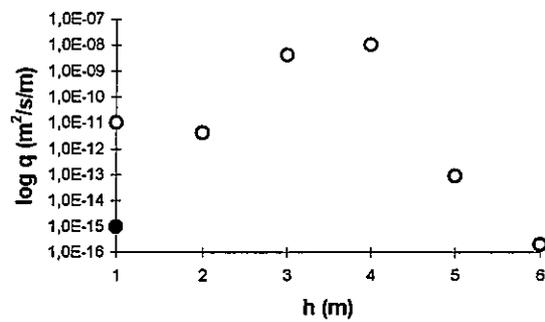
Através do módulo STP (transporte de sedimentos) do modelo LITPACK, foi determinado o fluxo de sedimento (em suspensão e por carga de fundo). Consideraram-se as condições de agitação de não rebentação, ausência de correntes, fundo rugoso, constituído por sedimentos com diâmetro médio de 0,6 mm.

Os resultados obtidos são semelhantes nos 3 domínios em estudo. No Alfeite (Figura IV.3-6), a agitação em regime médio é eficiente na ressuspensão dos sedimentos apenas em pequenas profundidades, tal como já tinha sido verificado pela abordagem analítica. Durante os eventos máximos a capacidade de transporte aumenta, estendendo-se a profundidades maiores. Os resultados parciais obtidos para transporte em suspensão e por carga de fundo, durante os eventos extremos nos 3 domínios (Figura IV.3-7), mostram que, em pequenas profundidades, os 2 tipos de transporte têm importâncias semelhantes. À medida que a profundidade aumenta, o transporte em suspensão predomina sobre o transporte por carga de fundo.

Alfeite (N)



Alfeite (NE)



Alfeite (NW)

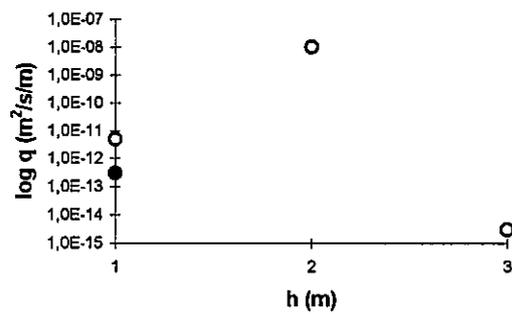
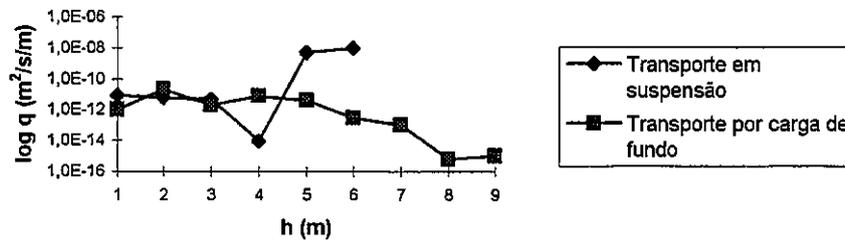
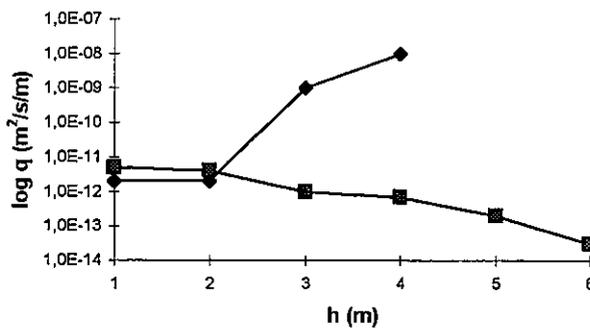


Figura IV.3-6 - Transporte de sedimentos total para condições de não rebentação e ausência de correntes.

Alfeite (rumo N - eventos máximos)



Base Aérea (rumo NW - eventos máximos)



Samouco (rumo W - eventos máximos)

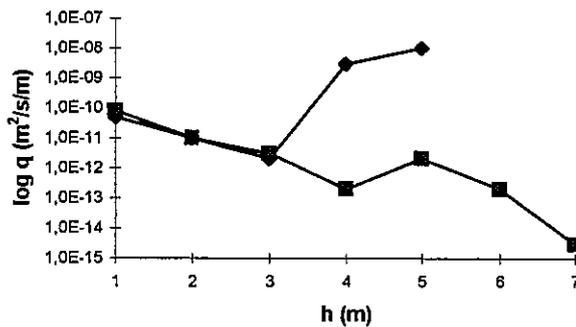


Figura IV.3-7 - Transporte em suspensão e por carga de fundo durante as condições de não rebentação e ausência de correntes.

3.2.4. Acção das Correntes de Maré

Uma vez que, num estuário mesotidal como o do Tejo, as correntes de maré são importantes no transporte de sedimentos, analisaram-se alguns aspectos relacionados com a sua acção em condições de não rebentação das ondas: influência das correntes nas características da agitação marítima; acção conjunta das correntes de maré e das correntes oscilatórias geradas pelas ondas na ressuspensão e transporte de sedimentos.

As correntes de maré afectam as ondas de vento modificando o seu comprimento de onda e declividade. Estas modificações dependem fundamentalmente do ângulo que a corrente faz com a direcção de propagação das ondas: se o sentido das correntes for contrário à direcção de propagação das ondas, a sua altura e declividade aumenta; caso contrário, diminui. Analisou-se a influência das correntes nas características da agitação marítima, em que os valores do período de zero ascendente foram corrigidos em função das correntes (T_z') de acordo com Fortes *et al.* (1998):

$$T_z' = \frac{2\pi T_z}{(\bar{k}\bar{U}T_z + 2\pi)} \quad (4.23)$$

onde T_z = valor do período de zero ascendente sem correntes; \bar{k} = vector número de onda ($2\pi/L$); \bar{U} = vector velocidade da corrente, que se admitiu uniforme e constante para cada caso analisado.

Nos cálculos de T_z' , foram consideradas as intensidades máximas das correntes de enchente e de vazante, ou seja as condições máximas da influência das correntes de maré. No Quadro IV.3-3 estão apresentadas as características da maré em vários pontos da margem esquerda do estuário interno do Tejo, obtidas através de um modelo hidrodinâmico de propagação da maré baseado no modelo bidimensional de Leendertse (1970) (Hidroprojecto e Berin, 1992) referido em II.3.2.

Quadro IV.3-3

Características da maré no estuário interno do Tejo, obtidas através de um modelo hidrodinâmico de propagação de maré.

	Intensidade máx. das correntes de enchente (m/s)		Intensidade máx. das correntes de vazante (m/s)		Amplitude média da maré (m)	
	Maré méd.	Maré viva	Maré méd.	Maré viva	Maré méd.	Maré viva
Alcochete	0,2	0,4	0,2	0,4	2,4	4,1
Samouco	0,2	0,4	0,3	0,5	2,3	4,0
Montijo	0,2	0,4	0,2	0,3	2,3	3,9
Seixal	0,2	0,3	0,2	0,4	2,3	3,5
Barreiro	0,2	0,5	0,3	0,6	2,3	3,8
Alfeite	0,1	0,2	0,2	0,4	2,2	3,8

Considerando que a propagação das ondas se faz do largo para a costa, perpendicularmente a esta, o vector da velocidade das correntes é positivo na enchente

(correntes no mesmo sentido da propagação das ondas) e negativo na vazante (correntes em sentido contrário à propagação das ondas).

Os resultados mostram que as ondas de menor período são as mais afectadas pelas correntes (Quadro IV.3-4). Verifica-se que há aumento ou diminuição de T_z conforme as correntes sejam, respectivamente, contrárias ou a favor da propagação da onda de vento. Essas alterações são mais evidentes para profundidades pequenas e para correntes mais intensas. Verifica-se que as correntes de enchente provocam diminuição no valor de T_z em cerca de 4-7% e 10-24%, respectivamente, para intensidades de 0,2 e 0,5 m/s; as correntes de vazante favorecem o aumento do T_z em cerca de 5-7% e 12-21%, para aquelas intensidades.

Quadro IV.3-4

Modificação do período de zero ascendente induzida pela presença de correntes de maré.

T_z (s)	\bar{U} (m/s)	h (m)				
		1	2	3	4	5
		T_z' (s)				
2	0,2	1,86	1,88	1,88	1,88	1,88
3	0,2	2,81	2,85	2,86	2,87	2,87
2	0,5	1,68	1,72	1,72	1,72	1,72
3	0,5	2,56	2,65	2,68	2,70	2,70
2	-0,2	2,17	2,14	2,14	2,14	2,14
3	-0,2	3,22	3,17	3,15	3,14	3,14
2	-0,5	2,48	2,40	2,38	2,38	2,38
3	-0,5	3,63	3,46	3,40	3,38	3,37

No Quadro IV.3-5 são apresentados alguns valores da velocidade orbital máxima junto ao fundo, calculados a partir de T_z' . Comparando os resultados com os valores obtidos para condições de ausência de correntes de maré, verifica-se que as correntes de enchente aumentam a velocidade orbital máxima junto ao fundo, enquanto esta diminui com a acção das correntes de vazante. As condições de ressuspensão dos sedimentos são mais afectadas pelas correntes de maré para maiores alturas de onda, ou seja durante os eventos máximos.

Quadro IV.3-5

Velocidade orbital máxima de pico junto ao fundo (U_{om}), para as condições de agitação médias e eventos máximos (cinzento), considerando acção de correntes.

\bar{U} (m/s)	H_s (m)	T_z (s)	h (m)				
			1	2	3	4	5
			U_{om} (m/s)				
0	0,2	2	0,21	0,08	0,03	0,01	0,00
0,2			0,22	0,09	0,03	0,01	0,00
0,5			0,25	0,09	0,04	0,01	0,00
-0,2			0,19	0,07	0,03	0,01	0,00
-0,5			0,17	0,07	0,03	0,01	0,00
0	0,8	3	1,06	0,62	0,40	0,26	0,17
0,2			1,14	0,65	0,42	0,27	0,18
0,5			1,25	0,70	0,45	0,29	0,19
-0,2			0,99	0,59	0,38	0,25	0,16
-0,5			0,88	0,54	0,35	0,23	0,15

Uma avaliação simples da influência das correntes no transporte de sedimentos, em condições de não rebentação, foi efectuada através do modelo LITPACK (módulo STP) para as condições médias de agitação na praia do Alfeite (Figura IV.3-8). Os resultados mostram que uma corrente de maré, com intensidade de 0,5 m/s (velocidade média integrada na vertical) e no mesmo sentido da propagação das ondas, provoca um aumento considerável no transporte sedimentar, fundamentalmente por carga de fundo. A magnitude deste aumento é cerca de 4 ordens de grandeza para o transporte em suspensão, e de 7 para o transporte por carga de fundo. Em profundidades maiores, o transporte em suspensão aumenta por efeito das correntes, o que deverá estar relacionado com fenómenos de mistura. Estudos experimentais em canal, apresentados por Van Rijn (1993, 1995), mostram que à medida que a intensidade das correntes sobrepostas às ondas aumenta, a concentração dos sedimentos em suspensão torna-se superior, primeiro à superfície e posteriormente junto ao fundo. O mesmo autor refere que correntes opostas à direcção de propagação das ondas aumentam a concentração de sedimentos em suspensão, geralmente nos níveis superiores, devido ao aumento dos processos de mistura relacionados com maiores gradientes de velocidade.

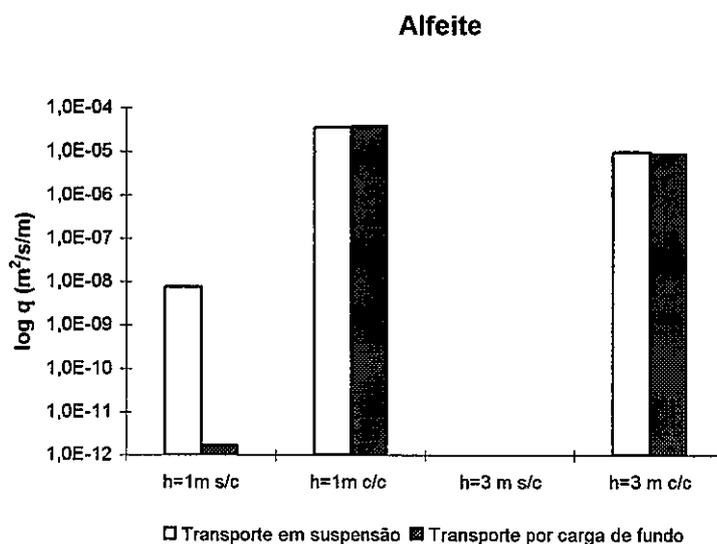


Figura IV.3-8 - Influência das correntes no transporte de sedimentos em condições de agitação média e de não rebentação (s/c - sem correntes; c/c - com correntes).

No caso de praias estuarinas situadas perto de canais de maré, como no caso em estudo, as correntes de maré, para além de afectarem as características das ondas, podem ter uma acção efectiva no transporte dos sedimentos ressuspensos pela acção da propagação das ondas. Este transporte poderá traduzir-se na lavagem dos sedimentos finos da praia em direcção ao largo.

3.3. Transporte Longitudinal no Estuário Interno

3.3.1. Modelo Teórico

O mecanismo do transporte longitudinal deve-se à corrente de deriva gerada na zona de espalho e de espraio, que se concentra geralmente numa faixa relativamente estreita em torno da zona de rebentação. No entanto, nas praias estuarinas, devido à pequena inclinação do raso de maré, a deriva pode dar-se numa faixa mais larga que nas praias oceânicas.

A medição directa do transporte longitudinal não é frequente, não só devido à sua dificuldade de execução, mas também por serem necessárias várias medições quando se pretendem efectuar balanços sedimentares (Komar e Stay, 1990). No entanto, este aspecto

do transporte sedimentar tem sido intensamente estudado, uma vez que é considerado o principal factor responsável pelas alterações morfológicas da linha de costa. Os estudos efectuados incluem a determinação das taxas de transporte longitudinal através da utilização de armadilhas de sedimentos (Dean *et al.*, 1982, Kamphuis *et al.*, 1986, Kraus, 1987), areias traçadas (Komar e Inman, 1970, Taborda *et al.*, 1994, Ciavola *et al.*, 1997b) e evolução de perfis de praia (Nordstrom, 1992). Outros métodos indirectos podem ser utilizados para determinar as taxas de deriva numa primeira aproximação (Wallace, 1988): avaliação de volumes de sedimentos retidos em estruturas ou formas morfológicas perpendiculares à costa; análise do crescimento de restingas usando documentos aéreos ou cartográficos; avaliação de volumes de dragagens de manutenção em canais navegáveis.

Desde os anos 60 que têm sido apresentadas várias formulações empíricas para a previsão da deriva litoral: Inman e Bagnold (1963); Castanho (1966); Komar e Inman (1970), CERC (1984); Kamphuis *et al.* (1986), Morfett (1990). Uma das pioneiras e que continua a ser frequentemente usada, baseia-se no pressuposto que o transporte longitudinal está principalmente relacionado com a componente longitudinal do fluxo de energia das ondas, na sua aproximação à costa. Tendo ficado conhecida pela fórmula de CERC, esta relação empírica foi apresentada pela primeira vez por Komar e Inman (1970). Baseia-se nos parâmetros de onda na rebentação, correlacionando o transporte sedimentar ao longo da costa com a componente longitudinal do fluxo de energia das ondas, por unidade de comprimento da praia:

$$I_l = KP_l \quad (4.24)$$

onde I_l = taxa de transporte expressa em peso imerso por unidade de tempo; K = coeficiente empírico de proporcionalidade; P_l = componente longitudinal do fluxo de energia das ondas por unidade de comprimento da praia. Baseados num largo número de dados laboratoriais e de campo, aqueles autores indicam o valor de 0,77 para a constante K , considerando a raiz da média dos quadrados da altura de onda. A taxa de transporte expressa em peso imerso pode ser relacionada com a taxa volumétrica de material transportado por:

$$I_l = (\rho_s - \rho)\alpha' g Q_s \quad (4.25)$$

em que Q_s = taxa de volume de material transportado longitudinalmente; α' = razão entre o volume sólido e o volume total do sedimento, aproximadamente 0,6 para a maioria das areias de praia (Komar, 1977).

Segundo CERC (1984), a componente longitudinal do fluxo energético das ondas em situação de rebentação é dada por:

$$P_l = (EC_g \sin \alpha \cos \alpha)_b \quad (4.26)$$

sendo C_g = velocidade de grupo; α_b = ângulo de incidência das ondas na rebentação; E = densidade de energia.

Considerando a teoria linear, para águas pouco profundas a densidade de energia na rebentação é dada por

$$E = \frac{1}{8} \rho g H_b^2 \quad (4.27)$$

e a velocidade de grupo (C_g) iguala a velocidade de fase da onda na rebentação (C_b). Usando os parâmetros significativos da onda, a componente longitudinal do fluxo energético das ondas é apresentada por CERC (1984) como:

$$P_{ls} = \frac{1}{16} \rho g H_{sb}^2 C_b \cos \alpha_b \quad (4.28)$$

Segundo Galvin (1967), considerando a teoria da onda solitária, a velocidade na rebentação é dada por

$$C_b = \sqrt{gh} \quad (4.29)$$

em que

$$h = H_b \left(1 + \frac{d_b - a_t}{H_b} \right) \quad (4.30)$$

onde a_t e d_b estão definidos na Figura IV.3-9.

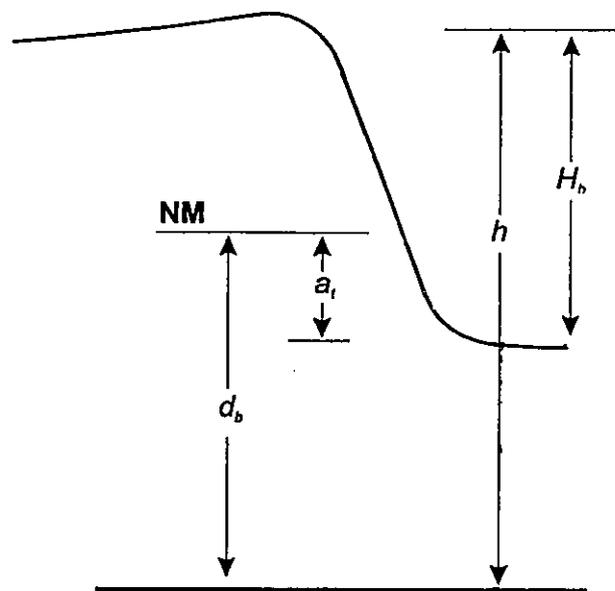


Figura IV.3-9 - Definição dos termos da equação da velocidade na rebentação, segundo Galvin (1967).

Considerando a aproximação apresentada por aquele autor, em que $\alpha_t = 0$ e o critério de rebentação $\frac{H_b}{h_b} = 0,78$, a velocidade na rebentação é dada por:

$$C_b \approx \sqrt{2gH_b} \quad (4.31)$$

Assumindo as condições atrás referidas, a componente longitudinal do fluxo energético das ondas pode ser expressa como:

$$P_{ls} = 0.0884 \rho g^{3/2} H_{sb}^{5/2} \sin 2\alpha_b \quad (4.32)$$

No caso das ondas irregulares, P_{ls} deverá ser calculado com base na raiz da média dos quadrados das alturas das ondas (CERC, 1984). O valor de 0,77 para o coeficiente K foi obtido por Komar e Inman (1970) para a raiz da média dos quadrados da altura de onda (H_{rms}), CERC (1984) propõe que se use o valor 0,39 ($=0,77/2$) quando se considera a altura significativa de onda (H_s).

É precisamente na determinação do coeficiente empírico K que muitos autores discordam. Por exemplo, Kraus *et al.* (1982) propuseram o valor de 0,58 (considerando H_{rms}) baseados em dados experimentais; Bodge e Kraus (1991) indicam o valor de 0,32 para quando se considera os parâmetros significativos. Certos autores, considerando a variabilidade de K como resultado da sua dependência de factores, como o diâmetro das partículas, declividade da onda ou declive da face da praia, apresentaram alternativas. Uma formulação onde a taxa de transporte longitudinal é proporcional ao declive da face da praia e inversamente proporcional ao diâmetro do grão é apresentada por Kamphuis *et al.* (1986). Morfett (1990), a partir de dados de campo e de laboratório, apresenta uma fórmula de transporte incorporando o diâmetro das partículas. Bailard (1984) apresenta um modelo de transporte longitudinal onde o coeficiente K não é constante mas função de vários factores, nomeadamente da velocidade de queda das partículas. Komar (1990) refere, que os dados disponíveis não permitem concluir a existência de relações de dependência entre o factor K e a declividade da onda, dimensão do grão ou declive da face da praia. O autor explica a dispersão dos valores obtidos pelos diferentes autores, como resultado da diversidade de técnicas utilizadas na obtenção dos dados e a estreita gama de dimensões das partículas nos locais estudados.

Para além das incertezas em relação ao valor de K , Bodge e Kraus (1991) referem outras inconsistências na formula de CERC, como a escolha da definição de C_g e dos valores de densidade e porosidade do sedimento; aqueles autores apontam para uma sobrevalorização das taxas de transporte obtidas, em factores de 1,8 a 5. De facto, o próprio CERC (1984) recomenda precaução no uso da equação 4.24 no cálculo de taxas de deriva litoral, que podem introduzir erros de 50%; este facto é fácil de deduzir pela dispersão dos pontos figurativos na Figura IV.3-10.

Outra formulação usada no cálculo do transporte litoral relaciona o peso imerso transportado com os parâmetros das ondas e das correntes; considera que as ondas são responsáveis pelo início do movimento, sendo o transporte induzido pelas correntes (Komar, 1990). Esta relação foi inicialmente proposta por Bagnold (1963) e aplicada por Inman e Bagnold (1963):

$$I_l = K'(ECn)_b \frac{\bar{v}_l}{u_m} \quad (4.33)$$

onde \overline{v}_l = velocidade média da corrente paralela à costa; $(ECn)_b$ = fluxo de energia da onda na rebentação; u_m = velocidade média do movimento da onda relativamente ao fundo, considerada proporcional à velocidade orbital máxima junto ao fundo na rebentação; K' = coeficiente adimensional. Segundo Komar (1976), esta equação relaciona com sucesso a taxa de transporte litoral com os parâmetros da onda e correntes. O mesmo autor refere que esta equação é mais geral que a de CERC, uma vez que a origem da corrente de deriva não é especificada, podendo ser aplicada também em casos onde a corrente longitudinal não é originada exclusivamente pela aproximação oblíqua das ondas à costa, mas pela maré, vento, etc. Outro aspecto importante está relacionado com os dados disponíveis, uma vez que segundo Komar (1990), a medição da corrente de deriva pode ser feita com maior rigor que a do ângulo de incidência.

Komar e Inman (1970) propuseram o valor de 0,28 para K' , podendo a equação (4.33) ser escrita como

$$I_l = 0,28(ECn)_b \frac{\overline{v}_l}{u_m} \quad (4.34)$$

sendo u_m calculada por:

$$u_m = \left(\frac{2E_b}{\rho h_b} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (4.35)$$

Uma vez que as equações (4.24) e (4.33) conduzem a resultados semelhantes quando a corrente da deriva é gerada unicamente pela aproximação oblíqua das ondas, aqueles autores apresentam a relação

$$V_l = \frac{K}{K'} u_m \sin \alpha_b \cos \alpha_b \quad (4.36)$$

em que $K/K' = 0,77/0,28 = 2,7$. Embora esta equação mostre, segundo os autores, boa concordância com dados de campo e laboratoriais, é apropriada apenas para pequenos ângulos de incidência (Carter, 1988). Kraus *et al.* (1982), baseados em experiências com traçadores obtiveram para K' o valor de 0,21, considerando as alturas significativas na rebentação.

Segundo Komar (1990), a equação (4.34) pode ser simplificada para águas pouco profundas, considerando a equação (4.36) e, de acordo com a teoria linear da onda, $u_m = 0,5\gamma_b C_b$, onde γ_b = razão entre a altura da onda na rebentação e a profundidade da água (≈ 1). Considerando $K'=0,21$, as alturas significativas na rebentação, e a expressão (4.25) para a densidade de energia, a equação (4.33) vem

$$I = 0,026\rho g H_{sb}^2 \bar{v}_l \quad (4.37)$$

sendo a taxa volumétrica de transporte dada por:

$$Q_s = 0,026 H_{sb}^2 \bar{v}_l \quad (4.38)$$

3.3.2. Cálculo da Deriva Litoral e Análise de Sensibilidade

Na ausência de dados de campo que pudessem levar à avaliação empírica da deriva litoral nas praias do estuário interno do Tejo, pretendeu-se utilizar uma formulação simples que fornecesse uma primeira aproximação das taxas e direcções de transporte longitudinal. Para tal, foi utilizada a formulação empírica de Komar e Inman (1970), na forma da conhecida equação de CERC (1984):

$$Q_s = \frac{I_l}{(\rho_s - \rho) \alpha' g} \quad (4.39)$$

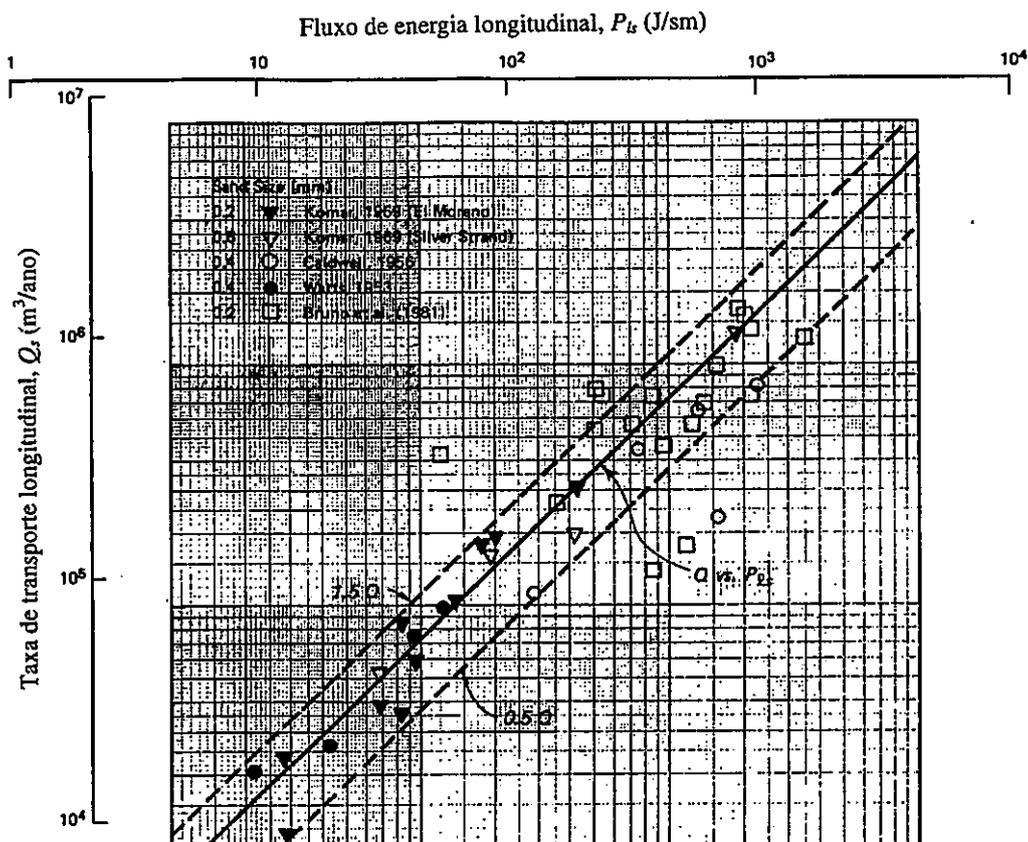


Figura IV.3-10 - Relação entre a taxa de transporte longitudinal e o fluxo longitudinal de energia (in CERC, 1984).

Determinou-se o caudal sólido instantâneo (Q_s) em cada domínio de estudo através da expressão (4.39), para as condições de clima de agitação médio e eventos máximos (Quadro IV.2-8). A taxa de transporte longitudinal anual ($Q_{s/ano}$) foi calculada através do produto de Q_s pela frequência de ocorrência de vento para cada rumo, tomando em atenção a frequência de submersão da praia num ano, em maré de amplitude média. A frequência de submersão utilizada foi de 8 horas por dia, considerando o nível médio do plano de água superior a 2,5 m (ZH).

As formulações que determinam a deriva litoral são muito sensíveis ao ângulo de incidência das ondas (Hardisty, 1988). Assim, foi efectuada uma análise de sensibilidade aos resultados obtidos de modo a avaliar a variabilidade do caudal sólido associada à incerteza do ângulo de incidência na rebentação.

Na Figura IV.3-11 representada-se a evolução do caudal sólido instantâneo em função da variação do ângulo de incidência na rebentação. Verifica-se que o caudal sólido é máximo para valores de α_b entre 40 e 50°; a variação do caudal com os valores de α_b é

máxima para maiores alturas de onda na rebentação. Na Figura IV.3-12 ilustra-se a variação do caudal sólido instantâneo e anual para diferentes ângulos de incidência na rebentação, no domínio do Alfeite e em agitação de regime médio. Verifica-se que quanto menor α_b , maior será a diferença do caudal obtido para ângulos de ataque diferentes.

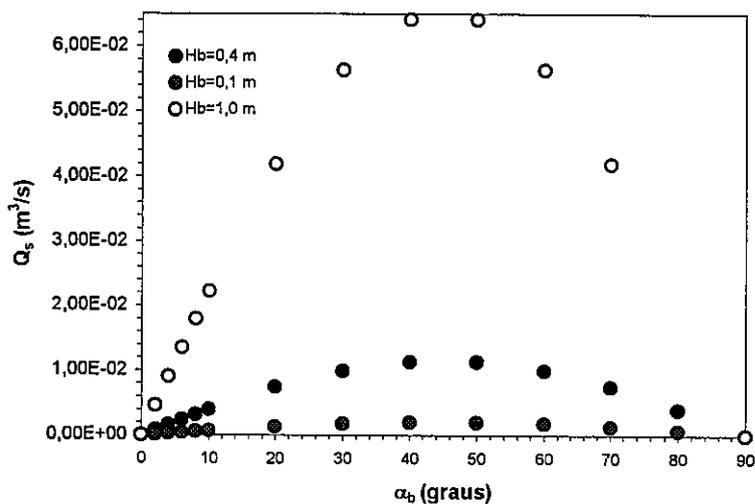
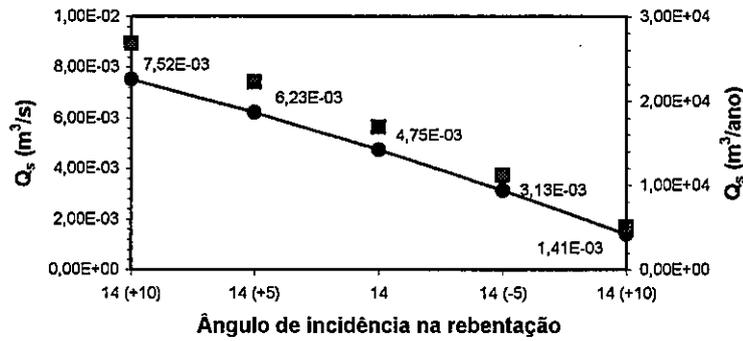
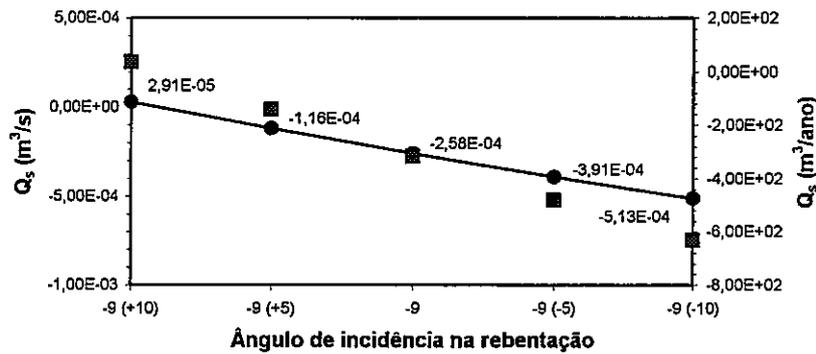


Figura IV.3-11 - Evolução do caudal sólido instantâneo com a variação do ângulo de incidência na rebentação.

Alfeite (N - regime médio)



Alfeite (NE- regime médio)



Alfeite (NW - regime médio)

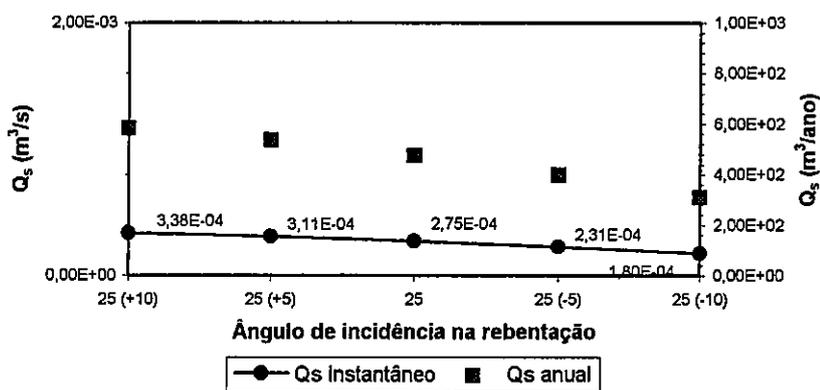


Figura IV.3-12 - Variação do caudal sólido instantâneo e anual para diferentes ângulos de incidência na rebentação.

Foram determinados os erros associados ao cálculo do caudal sólido instantâneo para uma variação de 5° no ângulo de incidência na rebentação, para um e outro lado do rumo médio (Quadro IV.3-6). Os resultados indicam que a variação angular de 5° induz uma variação na taxa de caudal sólido longitudinal na ordem de 13-55% no Alfeite, 7-41% na Base Aérea e 7-32% no Samouco. Estas variações são menos evidentes para condições de menor transporte longitudinal, ou seja, para alturas de onda na rebentação menores e ângulos de incidência na rebentação perto de zero ou de 90°.

Quadro IV.3-6

Erros associados ao cálculo do transporte longitudinal devido às incertezas do ângulo de incidência na rebentação.

		$\alpha_b (+5)$	$\alpha_b (-5)$
Alfeite	N	31,14	34,18
	NW	13,05	16,09
	NE	54,96	51,92
B. Aérea	NW	20,80	17,77
	SW	6,95	9,99
	W	37,48	40,52
Samouco	NW	28,56	31,60
	W	9,99	6,95
	N	14,14	11,10

3.3.3. Taxas e Direcções de Transporte Longitudinal

As taxas de transporte longitudinal instantâneas determinadas para o clima de agitação médio na zona em estudo (Quadro IV.3-7) mostram uma deriva residual para SE no domínio do Alfeite, para SW na Base Aérea, e para NE no Samouco. Os caudais sólidos envolvidos são de $5 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ no Alfeite, $6 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ na Base Aérea e de $8 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ no Samouco. No Alfeite, o transporte residual é da mesma ordem de grandeza que o transporte total. Na Base Aérea e no Samouco, o transporte residual é muito inferior ao total, sendo, respectivamente, $0,2 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ em direcção a SW e $0,8 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ para NE. Estes resultados mostram que no Alfeite o caudal sólido envolvido é transportado numa direcção predominante, associada aos ventos de N. Nas restantes áreas, embora o caudal sólido disponível seja da mesma ordem de grandeza que no Alfeite, o transporte residual é

menos importante mostrando maior variabilidade nas direcções de transporte.

Os resultados obtidos para os eventos máximos mostram que as direcções residuais de deriva são as mesmas que em regime médio, com excepção da Base Aérea cuja direcção é neste caso NE, como no Samouco. A quantidade de material transportado durante os eventos máximos é de uma ordem de magnitude superior ao transporte que ocorre em condições médias no Alfeite e na Base Aérea; no Samouco, a diferença é de duas ordens de grandeza. Na praia do Alfeite os eventos máximos estão associados quase sempre a ondas com rumo de N, tal como para o regime médio. Nas outras duas áreas, as ondas de W são as mais importantes na contribuição para o transporte longitudinal durante os eventos máximos. O material total envolvido durante estes eventos varia entre $76 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ no Alfeite, $207 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ na Base Aérea e $274 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ no Samouco; o volume residual é de $72 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ no Alfeite, $77 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ na Base Aérea e $176 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ no Samouco. Estes resultados mostram que durante os eventos máximos o volume de material envolvido no transporte longitudinal aumenta, em relação às condições de regime médio, entre uma e duas ordens de grandeza.

Quadro IV.3-7

Taxas de transporte longitudinal instantâneo $Q_s \times 10^{-3} (\text{m}^3/\text{s})$ (+ deriva em Alfeite para SE; + deriva na Base Aérea e Samouco para NE).

	ALFEITE		BASE AÉREA		SAMOUCO	
	Regime médio	Eventos máx.	Regime médio	Eventos máx.	Regime médio	Eventos máx.
N	+4,79	+67,62			-3,66	-48,89
NW	+0,28	+6,17	-3,15	-65,37	+2,74	+86,80
W			+0,73	+82,60	+1,71	+138,40
SW			+2,27	+59,75		
NE	-0,27	-2,11				
T. total	5,34	75,9	6,15	207,72	8,11	274,09
T. residual	+4,8	+71,68	-0,15	+76,98	+0,79	+176,31

Relativamente ao transporte sólido anual (Quadro IV.3-8), os resultados mostram que, no estuário interno, podem-se definir duas células de transporte longitudinal envolvendo volumes sedimentares da mesma ordem de grandeza: a do Alfeite, com uma direcção predominante de transporte longitudinal para SE (Figura IV.3-13.) que envolve praticamente a totalidade do volume sedimentar disponível; a da Base Aérea - Samouco,

com transporte residual dirigido para SW, mas onde o caudal sólido é cerca de metade do volume total de material disponível.

Quadro IV.3-8

Taxas de transporte longitudinal anual $Q_{s/ano} \times 10^3$ (m³/ano) (+ deriva em Alfeite para SE; + deriva na Base Aérea e Samouco para NE).

	ALFEITE	BASE AÉREA	SAMOUCO
<i>N</i>	+17,07		-13,06
<i>NW</i>	+0,48	-5,43	+4,72
<i>W</i>		+0,95	+2,25
<i>SW</i>		+2,12	
<i>NE</i>	-0,33		
T. residual	+17,22	-2,36	-6,09
T. total	17,88	8,50	20,03

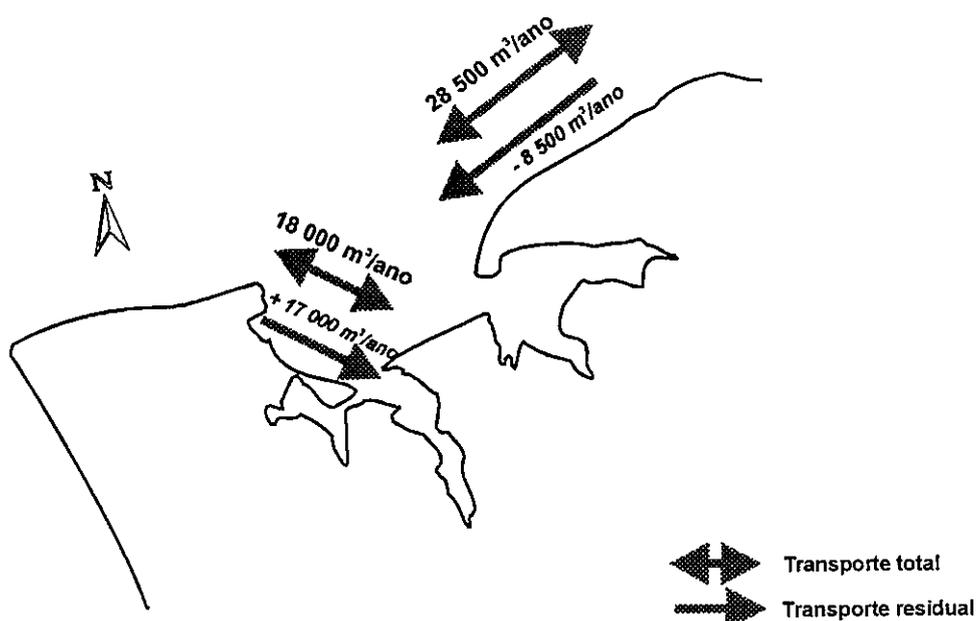


Figura IV.3-13 - Taxas de transporte longitudinal anual no estuário interno do Tejo para regime de agitação médio.

Os resultados obtidos são da mesma ordem de grandeza que os apresentados em Freire e Andrade (1998). Aquele trabalho consistiu numa primeira abordagem ao problema aqui discutido, para os mesmos domínios de estudo e baseada em iguais condições de agitação local. A principal diferença entre essa análise e a actual consiste no modo como foram determinados os parâmetros de onda na rebentação: enquanto no presente estudo se criaram planos de refração baseados na batimetria da zona, na abordagem anterior aplicou-se a Lei de Snell a uma batimetria regular. Conclui-se que, o facto de se considerar a refração das ondas na batimetria real não se manifestou nos resultados volumétricos obtidos; no entanto, reflectiu-se nas direcções do caudal instantâneo na Base Aérea: no presente estudo a deriva faz-se para SW, enquanto na abordagem mais simplificada a direcção de deriva naquele domínio é para NE.

Os volumes de transporte longitudinal obtidos são da mesma ordem de grandeza dos valores encontrados na literatura para áreas de *fetch* limitado e sujeitas a ondas de geração local. Alguns exemplos são os resultados publicados para os Grandes Lagos, EUA (CERC, 1974) e Chesapeake Bay, EUA (Nordstrom, 1992).

Na Figura IV.3-14 analisa-se a relação entre o *fetch* e as taxas de transporte litoral obtidas. Verifica-se que o volume envolvido no transporte longitudinal é principalmente determinado pela frequência de ocorrência de ondas coincidentes com as maiores distâncias de *fetch*.

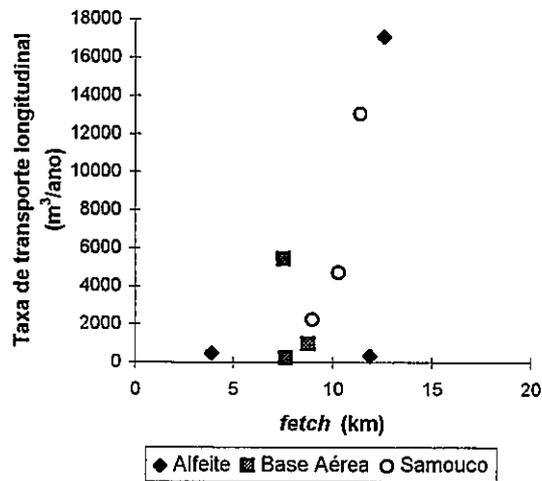


Figura IV.3-14 - Relação entre as distâncias de *fetch* e taxas de transporte longitudinal para regime médio

A relação entre as taxas de transporte litoral instantâneo e a distância de *fetch* foi analisada indirectamente através das relações Q_s/H_s e Q_s/T_z (Figura IV.3-15). O coeficiente de correlação mais elevado verifica-se entre Q_s e H_s , em condições de regime médio. No caso dos períodos de zero ascendente, é igualmente para o regime médio que há melhor correlação.

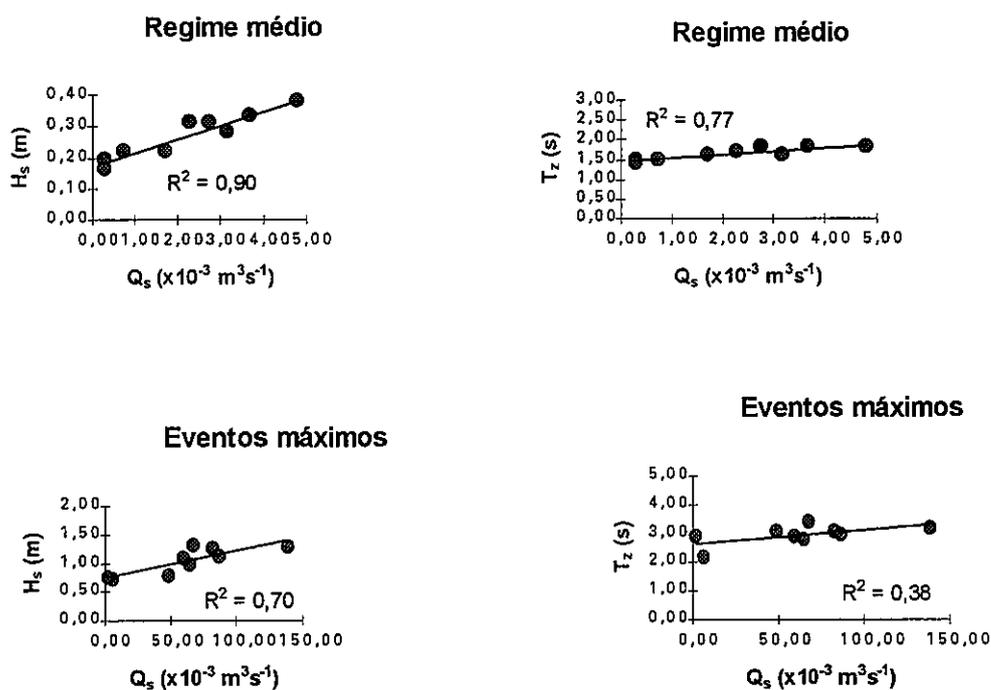


Figura IV.3-15 - Relação entre as taxas de transporte longitudinal, altura significativa de onda e período de zero ascendente.

3.3.4. Análise do Transporte Longitudinal Através da Aplicação de um Modelo Numérico de Evolução da Linha de Costa

Os resultados descritos anteriormente, obtidos através de um método analítico, foram comparados com os resultados de uma aproximação mais completa aos fenómenos envolvidos no transporte longitudinal. Para tal, aplicou-se à área em estudo o modelo de evolução da zona costeira LITPACK, já referido em IV.3.2.3, utilizando-se o módulo LITLONG que simula o transporte sólido longitudinal. Das vantagens resultantes da aplicação deste modelo em relação à abordagem analítica destacam-se (Deigaard *et al.*, 1988; Fredsøe e Deigaard, 1992): a contribuição da acção do vento e correntes costeiras na deriva; inclusão de aspectos relacionados com a irregularidade das ondas, com a dimensão das partículas e com o perfil da costa.

O transporte longitudinal foi determinado para a praia do Alfeite em regime médio e durante eventos máximos. Considerou-se um diâmetro médio dos sedimentos de 0,6 mm e

o perfil da costa usado na simulação foi o perfil A de 12 de junho de 1994 (referido em III.5), que se estende da praia ao raso de maré, ao longo de 300 m. Os resultados obtidos estão apresentados no Quadro IV.3-9.

Quadro IV.3-9

Taxas de transporte longitudinal instantâneo $Q_s \times 10^{-3}$ (m³/s) obtido para o Alfeite através do modelo LITPACK (+ deriva em Alfeite para SE).

	Regime médio	Eventos máx.
N	+2,8	+23,4
NW	+0,5	+5,6
NE	-0,4	-11,5

As taxas de transporte longitudinal obtidas através do modelo LITPACK apresentam as mesmas direcções que as determinadas analiticamente (ver Quadro IV.3-7). Em relação aos volumes de material transportado, estes são, em geral, da mesma ordem de grandeza que os obtidos anteriormente, mostrando as mesmas tendências em relação aos diferentes rumos. Apenas, para o rumo NE e durante os eventos máximos, o volume de material transportado apresenta uma ordem de grandeza superior ao obtido analiticamente.

Pretendeu-se também analisar a influência de correntes costeiras, não geradas pela rebentação (por exemplo, correntes de maré), no transporte por deriva litoral. Assim, para as condições atrás descritas considerou-se uma corrente, especificada pela velocidade integrada na vertical, de intensidade variável e com o mesmo sentido da corrente de deriva. Os resultados obtidos mostram que o caudal sólido transportado aumenta com a intensidade da corrente (Figura IV.3-16). Este aumento é maior durante os eventos máximos, ou seja para maiores valores de altura e período de onda. Verifica-se que para uma intensidade de 0,2 m/s, o transporte sólido aumenta num factor de 1,8, enquanto para uma intensidade de 0,5 m/s, o factor passa a 6.

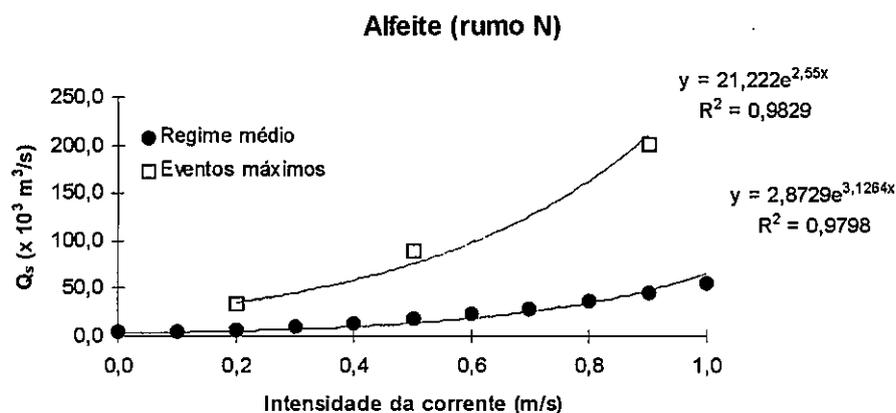


Figura IV.3-16 - Crescimento do caudal sólido longitudinal com a intensidade das correntes não geradas pela rebentação.

Analizou-se a influência da forma do perfil de costa e do diâmetro médio das partículas no caudal sólido longitudinal. No primeiro caso, compararam-se os resultados obtidos para o rumo N e em condições de agitação médias, em dois levantamentos do perfil A da praia do Alfeite. Os levantamentos resultam de condições hidrodinâmicas e climáticas diferentes e reflectem a variabilidade morfológica dos perfis de praia na zona em estudo, tal como foi discutido no cap. III.5: levantamento de 12.06.94 (perfil 1) caracterizado por face da praia inclinada e raso subhorizontal; levantamento de 16.06.96 (perfil 2) apresentando uma barra na zona inferior da face (ver Figura III.5-6). Os resultados obtidos mostram que no perfil 1 o caudal sólido é de $3,0 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ e no perfil 2 de $3,4 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$; a rebentação das ondas ocorre praticamente no mesmo local do perfil e as correntes longitudinais máximas geradas na rebentação têm intensidades semelhantes, da ordem de 0,49 m/s. Conclui-se que a variabilidade na forma do perfil costeiro não influencia, de modo evidente, os resultados de transporte longitudinal.

Em relação à granulometria do sedimento (Figura IV.3-17), a análise efectuada mostra que, nas condições consideradas, apenas para valores inferiores a 0,3 mm é que o diâmetro médio das partículas tem influência relevante no volume de transporte longitudinal. Este facto está relacionado com a menor velocidade de queda das partículas que favorece uma maior concentração de material em suspensão.

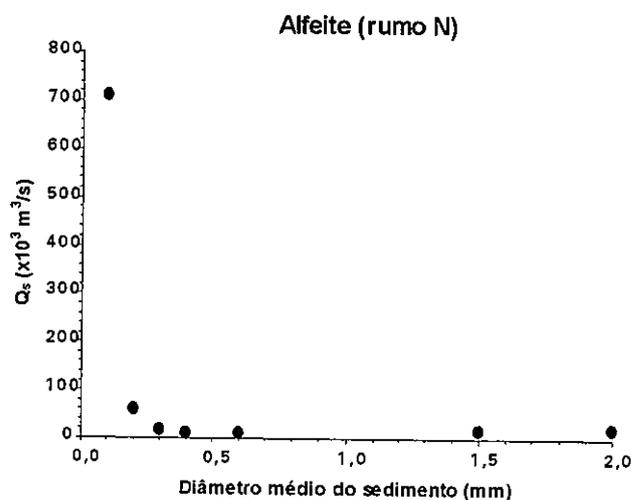


Figura IV.3-17 - Relação entre o caudal sólido longitudinal e o diâmetro médio das partículas.

4. Síntese

As características fisiográficas do estuário interior do Tejo e o regime de ventos predominantes nesta zona favorecem a geração local de ondas. O clima de agitação local caracteriza-se por alturas significativas de onda entre 0,20 e 0,40 m e períodos de zero ascendente de 2 s, em condições médias. Em condições extremas, as alturas variam entre 0,70 e 1,32 m e os períodos podem atingir os 3 s.

As ondas geradas pelos ventos locais no estuário interno têm capacidade para causar a ressuspensão de sedimentos de fundo com granulometria de areias grosseiras. Essa ressuspensão é mais frequente nas zonas intertidais e subtidais pouco profundas (entre 1 a 2 m), mas em condições de ventos fortes a ressuspensão é também promovida em áreas subtidais mais profundas (canais até 6 m de profundidade). A agitação local é igualmente responsável pela acumulação de areia nas zonas marginais viradas às maiores direcções de *fetch*, ou seja na margem sul. Dos 3 domínios estudados, o do Alfeite é aquele que apresenta um clima de agitação mais intenso, relacionado com as nortadas, não só devido às maiores distâncias de *fetch*, como também às maiores intensidades dos ventos do quadrante norte.

O transporte sedimentar longitudinal residual está principalmente associado aos ventos de N e W em condições de regime médio, e a ventos de N e NW durante os eventos máximos. As tempestades de alta energia e baixa frequência são muito importantes na

determinação dos volumes sedimentares envolvidos. Os resultados obtidos permitiram definir para o estuário interno duas células de transporte longitudinal, associadas às ondas de geração local: Alfeite, com transporte residual direccionado para SE; e Base Aérea-Samouco, com transporte residual para SW. A quantidade total de material mobilizado por ano em ambos os domínios é da mesma ordem de grandeza: 18,000 m³/ano no Alfeite; 29,000 m³/ano na Base Aérea-Samouco. Enquanto no Alfeite o caudal sólido envolvido é transportado na sua totalidade numa direcção predominante, no domínio Base Aérea-Samouco o transporte residual é apenas cerca de 30% do volume sedimentar total, mostrando a existência de maior variabilidade nas direcções de transporte neste troço da margem.

As previsões a longo-termo da deriva litoral podem encerrar erros consideráveis, se não forem verificadas com estudos de campo sobre as características morfológicas e sedimentares do troço costeiro em questão. Os indicadores morfológicos relevantes na determinação de taxas residuais de deriva foram discutidos no capítulo III: evolução das restingas e características morfológicas das praias. Os resultados obtidos para o transporte longitudinal foram comparados com resultados de análises evolutivas a médio e curto período. As direcções calculadas de deriva residual concordam com as direcções de desenvolvimento e progradação das restingas de areia. Estes resultados de dispersão de material estão também em acordo com a localização de fontes potenciais de material.

A acção conjunta das correntes de maré e das ondas, mostra-se importante no transporte dos sedimentos ressuspensos pela acção das ondas em condições de não rebentação. Em relação ao transporte longitudinal, este é acrescido num factor de 1,8 com a sobreposição de uma corrente de intensidade 0,2 m/s, e num factor de 6 para intensidade de 0,5 m/s.

Os diferentes troços de costa analisados apresentam aspectos distintos de dinâmica sedimentar, embora sujeitos a condições de agitação similares à escala regional; vários factores contribuem para essa particularidade: a orientação dos diferentes troços em relação aos ventos dominantes e às correntes de maré; os aspectos morfológicos; a quantidade de sedimento disponível na zona litoral; as acções antrópicas.

Capítulo V

Dinâmica Morfo-Sedimentar de um Sistema de Sapal e Rasos de Maré

1. Notas Introdutórias

Na sequência da análise evolutiva da Baía do Seixal, apresentada no capítulo III, pretende-se estudar neste capítulo as condições actuais de transporte sedimentar nessa região e suas implicações na morfodinâmica das margens estuarinas. Assim, apresentam-se e discutem-se vários aspectos da dinâmica sedimentar do sistema de sapal e rasos de maré da Baía do Seixal, face às condições hidrodinâmicas, parâmetros físico-químicos da água e características dos sedimentos. Esta abordagem baseia-se em resultados de campanhas de campo e ensaios experimentais de laboratório efectuados para o efeito.

Em primeiro lugar, fazem-se algumas considerações sobre o comportamento dos sedimentos coesivos em estuários, caracterizando os processos físicos que ocorrem na coluna de água, no leito e na interface água-leito. Posteriormente, analisa-se experimentalmente o comportamento dos sedimentos coesivos da área em estudo face aos processos dinâmicos que ocorrem nos estuários. Segue-se a caracterização da dinâmica sedimentar da Baía do Seixal, com base em aspectos fisiográficos e hidrodinâmicos do sistema, e na variabilidade dos parâmetros físico-químicos da água e dos sedimentos; quantificam-se as condições de ressuspensão dos sedimentos de fundo, e avaliam-se as taxas de transporte nos canais e rasos de maré e o balanço sedimentar. Finalmente, apresenta-se o modelo de dinâmica sedimentar da baía do Seixal.

2. Comportamento dos Sedimentos Coesivos em Meio Estuarino

2.1. O que são Sedimentos Coesivos

Os sedimentos coesivos são sedimentos finos que se encontram frequentemente em ambiente estuarino, constituindo o material dominante nas áreas subtidais e intertidais. São geralmente sedimentos silto-argilosos, ricos em matéria orgânica, que podem incluir areia. Embora a fronteira entre sedimentos coesivos e não coesivos não esteja bem definida (Mehta *et al.*, 1989), sabe-se que o aumento da coesão interpartículas, em relação às forças gravitacionais, está relacionado com o decréscimo da dimensão das partículas. Van Rijn (1989) considera que os sedimentos são coesivos quando a fracção argilosa (constituída por partículas de dimensão inferior a 2 μm) é superior a 10%. No entanto, esta designação é, por vezes, aplicada de um modo mais genérico a sedimentos com predomínio da fracção silto-argilosa (constituída por partículas de dimensão inferior a 63 μm).

Enquanto os sedimentos não coesivos podem ser caracterizados através da sua distribuição granulométrica, os sedimentos coesivos são mais difíceis de descrever (Berlamont *et al.*, 1993). As suas propriedades dependem sobretudo dos processos de floculação a que estão sujeitos quando em suspensão, e dos processos de consolidação quando formam um leito. Deste modo, o seu comportamento é complexo, não dependendo apenas das propriedades do material mas sendo controlado por parâmetros físicos, químicos e biológicos do meio envolvente (Mehta *et al.*, 1989; Berlamont *et al.*, 1993).

A especificidade do comportamento dos sedimentos coesivos e a sua presença em locais com actividade antrópica importante (albufeiras, baías, canais navegáveis, portos, sapais) despertaram o interesse da comunidade científica, principalmente a partir do início dos anos 60 com o trabalho pioneiro de Einstein e Krone (1962). Nas últimas décadas tem-se assistido ao aumento acentuado de trabalhos com carácter interdisciplinar, em que a investigação experimental, o desenvolvimento de novas metodologias para medições *in situ*, e a modelação numérica dos processos, são os temas mais relevantes. A investigação desenvolvida tem mostrado que a dinâmica destes sedimentos tem implicações fortes, não só na morfologia dos sistemas estuarinos, mas também na sua qualidade ambiental: a produtividade biológica é afectada por concentrações elevadas de sedimentos finos em suspensão; o transporte de contaminantes faz-se preferencialmente através dos sedimentos

coesivos devido à elevada capacidade de retenção de substâncias químicas na sua estrutura. Assim, conclui-se que a compreensão dos processos de transporte, erosão e deposição dos sedimentos coesivos é necessária à identificação e resolução de alguns dos principais problemas postos à gestão das áreas estuarinas; a manutenção da navegabilidade de canais, os impactes das operações de dragagem e rejeito de dragados, e a protecção e revalorização de zonas marginais são alguns exemplos.

A dinâmica dos sedimentos coesivos em meio estuarino resulta do transporte vertical e horizontal na coluna de água (fluxos de sedimento), dos processos de troca entre o leito e a coluna de água, incluindo a formação de suspensões muito concentradas, e dos processos actuantes no leito de sedimento. A necessidade de sistematizar estes processos, principalmente no âmbito da modelação numérica, tem levado alguns autores a elaborar descrições esquemáticas dos fenómenos (Mehta, 1989). Essas descrições, baseadas geralmente na distribuição vertical das velocidades e da concentração de sedimentos em suspensão, ajudam a compreender melhor o comportamento destes sedimentos (Figura V.2-1). A representação mais simples considera a coluna de água, com baixa concentração de sedimentos em suspensão, bem diferenciada do leito, constituído por material coesivo (Figura V.2-1A); entre a suspensão e o leito ocorrem trocas de sedimento (erosão e deposição), e no leito dão-se os processos de consolidação. Uma representação mais realista da distribuição vertical da concentração de sedimentos em suspensão, deverá incluir, segundo Mehta (1986), uma fase de transição entre a coluna de água e o leito, constituída por uma suspensão com concentração elevada (Figura V.2-1B). Este nível, geralmente designado por lodo fluido (*fluid mud*), está bem diferenciado da coluna de água através de um gradiente de concentração (lutoclina).

A seguir, descrevem-se os principais processos que condicionam o comportamento dos sedimentos coesivos em meio estuarino.

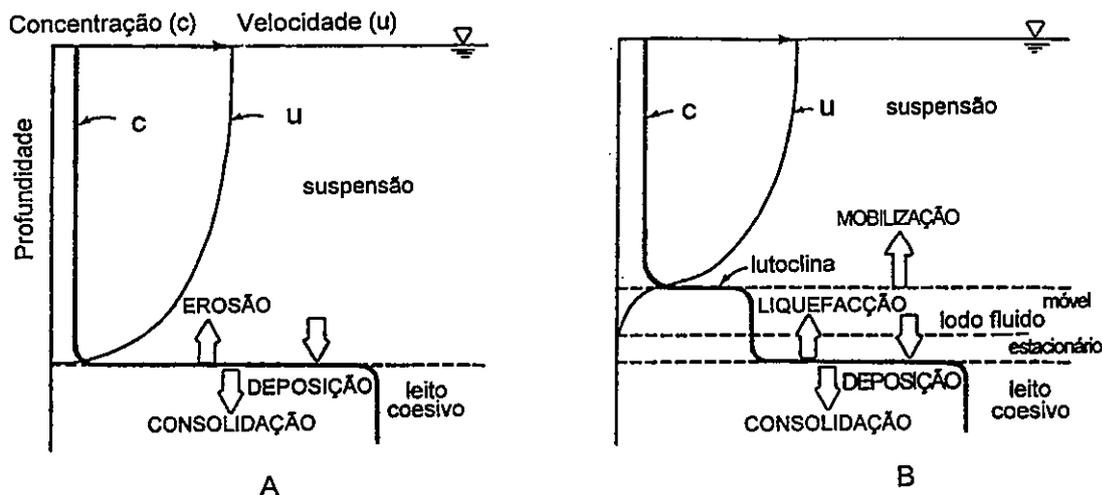


Figura V.2-1 - Processos físicos característicos da dinâmica de sedimentos coesivos (adapt. Mehta, 1989).

2.2. Processos na Coluna de Água

2.2.1. Floculação

As propriedades dos sedimentos coesivos devem-se, sobretudo, à floculação das partículas que os constituem (Mehta *et al.*, 1989). A floculação consiste na agregação de partículas individuais de pequenas dimensões numa suspensão, dando origem a flocos ou agregados. Este processo é controlado por diversos factores (Delo e Ockenden, 1992), não só ligados às características do sedimento em suspensão (concentração, dimensão das partículas individuais, mineralogia, teor em matéria orgânica), mas também às propriedades físico-químicas do fluido (salinidade, pH, força iónica, composição química do fluido) e a parâmetros hidráulicos (velocidade, turbulência).

A floculação combina dois tipos de processos (Eisma, 1986): os de colisão, que colocam as partículas em contacto; os de coesão, que as mantêm ligadas entre si. Como mecanismos de colisão salientam-se os movimentos brownianos, resultantes de agitação térmica da moléculas de água, os gradientes de velocidade causados pela turbulência, e a velocidade de queda diferencial das partículas (Van Leussen, 1988). Segundo Costa (1995), o mecanismo de colisão mais importante em ambiente estuarino será o resultante

de gradientes de velocidade, sendo a agitação térmica importante apenas no início do processo. Quanto aos mecanismos de coesão, pode-se considerar que numa suspensão há essencialmente dois tipos de forças que actuam entre as partículas (Eisma, 1986; Van Leussen, 1988): as forças Van der Waals ou forças intermoleculares que diminuem rapidamente com o aumento da distância entre as partículas; as forças electrostáticas geradas pela dupla camada eléctrica formada à superfície das partículas de argila. Duas partículas em suspensão, ao aproximarem-se, são repelidas devido à camada difusa de catiões que as envolve; se houver um acréscimo da concentração de iões positivos em suspensão (por exemplo, por aumento da salinidade) verifica-se a compressão da camada difusa de iões positivos e a redução consequente das forças repulsivas entre as partículas, favorecendo a agregação. A floculação por acréscimo de sal na suspensão, ou floculação salina, tem sido considerada como o processo condicionante da sedimentação estuarina. No entanto, a sua eficiência é cada vez mais questionada, uma vez que as propriedades electrostáticas das partículas são fortemente influenciadas pelo revestimento metálico e orgânico que frequentemente apresentam na natureza (Van Leussen, 1988). A capacidade de agregação de um sedimento pode ser avaliada através da capacidade de troca catiónica (CTC). Dos minerais das argilas, que constituem parte importante dos sedimentos coesivos, a caulinite é a argila menos coesiva, com baixo valor de CTC (3-15 meq/100g); a esmectite é dos minerais de argila com maior capacidade de coesão, apresentando uma CTC de 80-150 meq/100g (De Wit, 1995).

Para além da acção das forças electrostáticas, outros mecanismos podem ser responsáveis pela agregação de partículas em suspensão (Van Leussen, 1988): agregação orgânica, onde as partículas individuais se ligam através de matéria orgânica; biofloculação, em que as ligações entre as partículas se fazem através de polímeros orgânicos produzidos por microorganismos; peletização, resultante da acção de organismos filtradores.

De um modo geral, dois tipos de flocos podem ser encontrados em meio estuarino (Eisma, 1986; Van Leussen, 1988): microflocos, com dimensões até 100 μm , constituídos por partículas minerais fortemente ligadas por matéria orgânica; macroflocos, com diâmetros até 3-4 mm, formados por microflocos e partículas individuais fragilmente ligados entre si.

Devido ao processo de floculação, as propriedades dos sedimentos coesivos tornam-se muito diferentes das dos sedimentos constituídos apenas por partículas individuais (Van Leussen, 1988; Costa, 1989): a dimensão dos flocos é superior à dimensão das partículas individuais; a distribuição granulométrica de um sedimento floculado apresenta melhor selecção; a densidade dos flocos é geralmente inferior à das partículas individuais, devido à presença de água intersticial nos agregados; a forma dos flocos aproxima-se mais da forma esférica, havendo redução do atrito entre a superfície do agregado e o fluido.

2.2.2. *Velocidade de Queda das Partículas em Suspensão*

A movimentação vertical das partículas em suspensão em direcção ao leito (*settling*) é geralmente descrita através da velocidade de queda (*settling velocity*), que combina os efeitos das forças gravitacionais, viscosidade e interacções interpartículas (Costa, 1995). A velocidade de queda de um sedimento em suspensão é um dos parâmetros mais importantes para descrever o comportamento dos sedimentos coesivos em meio estuarino, uma vez que controla a distribuição vertical de material em suspensão e as taxas de deposição (Mehta *et al.*, 1989). Como a velocidade de queda das partículas é influenciada pelas propriedades físicas e químicas do sedimento e meio onde se encontra, os sedimentos de ambientes costeiros apresentem uma larga gama de velocidades de queda, geralmente entre 0,01-10 mm/s (Berlamont *et al.*, 1993).

Devido à floculação, a velocidade de queda dos sedimentos coesivos, ao contrário das areias, não está directamente relacionada com a dimensão das partículas individuais, mas sim com a forma, dimensão e densidade dos agregados (Berlamont *et al.*, 1993). A velocidade de queda dos flocos é superior à das partículas individuais, uma vez que o aumento da dimensão e a redução do atrito é mais significativa que a diminuição da densidade (Costa, 1989, 1995). No entanto, alguns autores referem que a formação de macroflocos com densidades muito baixas, em certas condições, pode implicar velocidades de queda inferiores ao esperado (Migniot, 1968).

Uma vez que a velocidade de queda das partículas não é facilmente obtida por via teórica, e depende das propriedades do meio, a sua determinação é efectuada indirectamente *in situ* ou em laboratório (Mehta *et al.*, 1989). Para tal, são vulgarmente

usadas colunas de sedimentação de laboratório ou de campo, como o tubo de Owen ou tubo de Van Rijn (Eisma *et al.*, 1997). Desde o final dos anos 80 que métodos directos de determinação da velocidade de queda, baseados na utilização de sistemas vídeo, têm vindo a ser desenvolvidos (Van Leussen, 1988; Dearnaley, 1991; Delo e Ockenden, 1992; Van Leussen e Cornelisse, 1993). Quando a concentração de sedimentos numa suspensão é inferior a 0,1-0,3 g/l considera-se que ocorre a queda livre das partículas (*free settling*), não havendo interferência entre elas (Costa, 1989). Neste caso, a velocidade de queda das partículas individuais pode ser obtida através da lei de Stokes, considerando as partículas esféricas e o número de Reynolds inferior a 1 (Van Leussen, 1988):

$$w_s = \frac{D^2}{18} \left(\frac{\rho_s - \rho}{\mu} \right) g \quad (5.1)$$

onde D = diâmetro das partículas; ρ_s = massa volúmica das partículas; ρ = massa volúmica do fluido; g = aceleração da gravidade; μ = viscosidade dinâmica do fluido.

Quando a concentração de sedimentos em suspensão é superior ao limite da queda livre das partículas a frequência de colisão aumenta, causando condições para a agregação e conseqüente aumento da velocidade de queda. Neste caso, a velocidade de queda depende da concentração dos sedimentos em suspensão (Figura V.2-2) (Ross, 1988; Costa, 1989; Costa e Mehta, 1990).

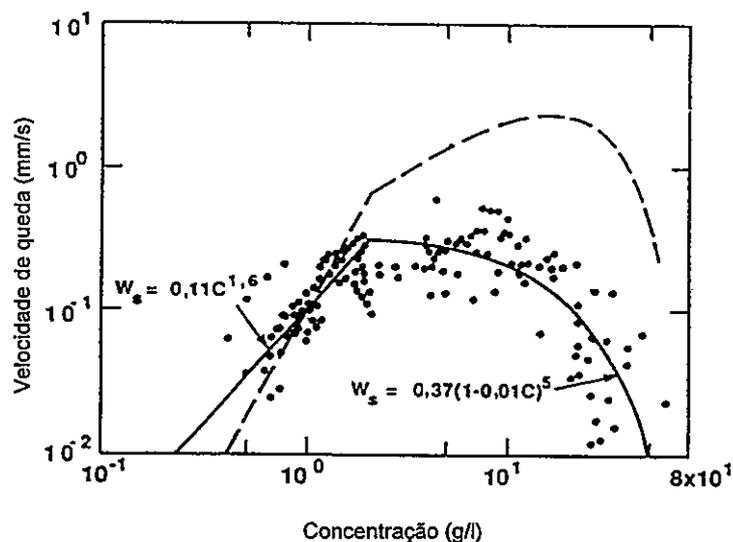


Figura V.2-2 - Variação da velocidade de queda com a concentração de sedimentos em suspensão (adapt. Mehta, 1989).

Para concentrações até 2-10 g/l, a velocidade de queda aumenta com a concentração correspondendo ao domínio de queda das partículas por floculação (*floculation or enhanced settling*) (Berlamont *et al.*, 1993):

$$w_s = k_1 C^{n_1} \quad (5.2)$$

em que w_s = velocidade de queda dos flocos; C = concentração dos sedimentos em suspensão; k_1 , n_1 = constantes que variam com as características dos estuários, e que podem ser determinadas *in situ* ou em laboratório. Quando a concentração de sedimentos em suspensão é superior a 2-10 g/l, a velocidade de queda das partículas diminui rapidamente com o aumento da concentração (Berlamont *et al.*, 1993) (Figura V.2-2), resultando o processo de queda reduzida das partículas (*hindered settling*); os agregados formam uma rede fechada através da qual a água intersticial é forçada a fluir lentamente para permitir a movimentação das partículas (Costa, 1989). A relação entre w_s e C passa a ser:

$$w_s = w_{s0} (1 - k_2 C)^{n_2} \quad (5.3)$$

em que w_{s0} = velocidade de queda correspondente ao valor da concentração inicial (C_0); K_2 = parâmetro que varia com características hidráulicas e sedimentares; n_2 = constante que geralmente toma o valor 5, segundo Mehta (1986).

Tem sido demonstrado em laboratório que, de um modo geral, a velocidade de queda aumenta com o aumento da salinidade até cerca de 3‰, estando a floculação, a partir deste valor, dependente da concentração dos sedimentos em suspensão (Pejrup, 1986). No entanto, no caso dos sedimentos esmectíticos a dependência da velocidade de queda em relação à salinidade é importante mesmo para valores de salinidade acima de 10‰ (Mehta *et al.*, 1989) (Figura V.2-3). Este comportamento da esmectite deverá estar relacionado com a sua CTC elevada e velocidade de queda muito baixa.

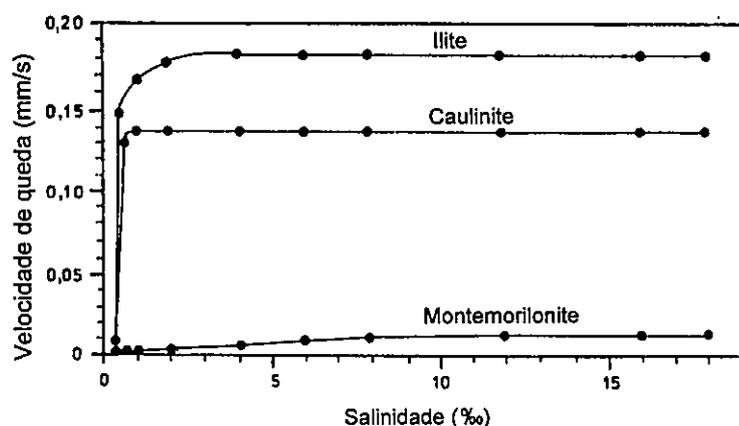


Figura V.2-3 - Variação da velocidade de queda de minerais das argilas com o aumento da salinidade (adapt. Van Leussen, 1988).

2.3. Processos no Leito

2.3.1. Consolidação

A evolução de um leito de sedimentos coesivos é caracterizada por um aumento progressivo da densidade, à medida que a água intersticial vai sendo expelida devido ao peso dos níveis sobrejacentes. Ao longo deste processo, designado por consolidação, o contacto entre as partículas aumenta, provocando o colapso dos flocos e o acréscimo das tensões efectivas. A tensão efectiva (σ') é definida por:

$$\sigma' = \sigma - p \quad (5.4)$$

sendo σ = tensão total; p = pressão de água intersticial ou tensão neutra (*pore water pressure*). A consolidação primária inicia-se quando as tensões efectivas começam a tornar-se significativas, devido ao aumento do contacto entre as partículas sólidas, e termina quando a pressão intersticial em excesso (diferença entre a pressão de água intersticial e a pressão hidrostática) for completamente dissipada (Mehta *et al.*, 1989). A consolidação secundária resulta da deformação plástica do leito sob um peso constante.

O processo de consolidação de um leito de sedimentos coesivos é caracterizado pelo grau de expulsão da água intersticial, ou seja permeabilidade do leito, e pelo grau de deformação da estrutura dos flocos, que pode ser traduzido através da tensão efectiva (Berlamont *et al.*, 1993). Estes parâmetros não são apenas função da composição do material e da sua densidade, mas também da história evolutiva do leito. Processos

físico-químicos e orgânicos afectam o processo de consolidação (De Wit, 1995), sendo a bioturbação um fenómeno muito importante na alteração das características do leito após a deposição.

O comportamento dos sedimentos coesivos face à consolidação pode ser monitorizado *in situ* (Delo e Ockenden, 1992). No entanto, tem sido geralmente estudado em laboratório, uma vez que as condições de ensaio são mais facilmente controladas (Edge e Sills, 1989; Berlamont *et al.*, 1993; Alexis *et al.*, 1993; Costa e Freire, 1995). Embora a permeabilidade e a tensão efectiva não sejam parâmetros de fácil obtenção experimental, podem ser determinados em função da massa volúmica natural (*bulk density*) e da pressão de água intersticial. Os ensaios de consolidação consistem em introduzir uma mistura de água e sedimento numa coluna vertical, que pode atingir 3 m de altura, procedendo-se então à monitorização ao longo do tempo da evolução da densidade e da pressão de água intersticial a diferentes níveis. A tensão total (σ) num certo nível (z) é calculada por integração do perfil de densidade entre a superfície e esse nível (Berlamont *et al.*, 1993):

$$\sigma = \int_z^0 \rho g dz \quad (5.5)$$

em que ρ = massa volúmica natural da mistura; g = aceleração gravítica. A pressão neutra é medida em cada nível através de transdutores de pressão, sendo a tensão efectiva obtida pela relação 5.4. A permeabilidade (k) é calculada em função da densidade global média (ρ) assumindo válida a lei de Darcy (Berlamont *et al.*, 1993):

$$\frac{Q}{A} = k \frac{\Delta h}{L} \quad (5.6)$$

sendo Δh = diferença entre a pressão medida no fundo da coluna e a pressão hidrostática, num determinado Δt ; $L = (L_{i+1} + L_i) / 2$, em que L é a espessura média do sedimento sendo L_i a espessura no instante t_i ; A = secção da coluna; $Q = A(L_i - L_{i+1}) / 2\Delta t$, em que Q é a taxa média do fluxo de água intersticial. A relação entre k e ρ (considerando ρ entre 1130 e 1210 kg/m³) pode ser definida como (Berlamont *et al.*, 1993):

$$\log k = a\rho + b \quad (5.7)$$

onde a e b = constantes empíricas. Na Figura V.2-4, apresenta-se um exemplo da evolução da densidade e tensão efectiva num sedimento durante o processo de consolidação.

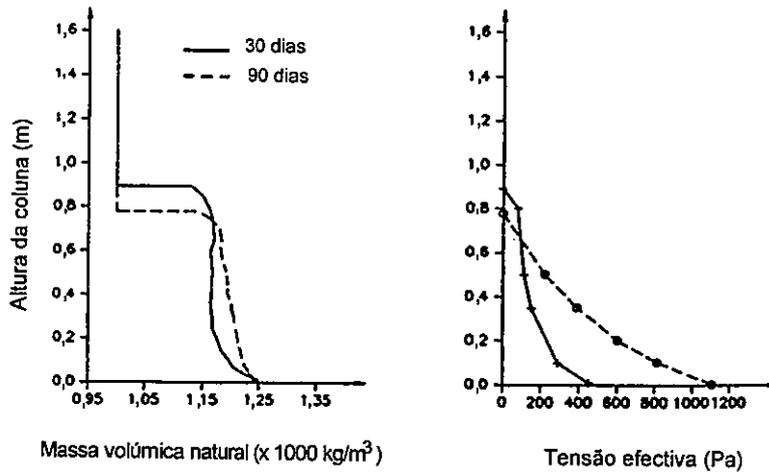


Figura V.2-4 - Variação da massa volúmica natural e da tensão efectiva de uma suspensão de sedimentos coesivos, ao longo de um ensaio de consolidação (adapt. Berlamont *et al.*, 1993).

Os resultados obtidos através de ensaios experimentais têm sido usados no desenvolvimento de modelos numéricos de previsão da sedimentação e da consolidação de sedimentos coesivos (Toorman, 1992). A integração do fenómeno da consolidação no estudo do transporte de sedimentos coesivos é fundamental, uma vez que a história do sedimento após a deposição afecta parâmetros condicionadores do transporte, como, por exemplo, a tensão crítica de erosão.

2.4. Trocas entre a Coluna de Água e o Leito

2.4.1. Tensão de Corte no Fundo

A tensão de corte no fundo exercida no leito pela acção de correntes (movimento unidireccional) pode ser calculada através da expressão (Sanford, 1994):

$$\tau = \rho c_f u^2 \quad (5.8)$$

sendo ρ = massa volúmica da água; c_f = coeficiente empírico de atrito; u = velocidade da corrente. Outro modo de calcular a tensão de corte no fundo é através da velocidade de corte:

$$\tau = \rho u_*^2 \quad (5.9)$$

em que u_* = velocidade de corte que, considerando um perfil logarítmico de velocidades, pode ser calculada através da expressão de Prandtl e von Karman:

$$u_* = \frac{ku(z)}{\ln(z/z_0)} \quad (5.10)$$

em que k = constante von Karman com o valor de 0,4; $u(z)$ = velocidade medida à altura z acima do fundo; z_0 = rugosidade do fundo.

A avaliação das tensões de corte em sedimentos coesivos, sob acção de correntes unidireccionais, faz-se experimentalmente através de canais anulares. Os canais anulares foram desenvolvidos de modo a evitar a recirculação por bombagem usada nos canais rectangulares, o que provocaria a destruição dos flocos em suspensão. Estes canais apresentam uma tampa circular cujo movimento, em contacto com a superfície líquida, é responsável pela promoção do escoamento. As tensões de corte no fundo são geralmente inferidas através das velocidades de rotação da tampa e da base do canal, após calibração (Berlamont *et al.*, 1993). A utilização dos canais anulares no estudo experimental do comportamento dos sedimentos coesivos iniciou-se com o trabalho pioneiro de Partheniades *et al.* (1966). O domínio de aplicação destes canais anulares tem-se mostrado variado, permitindo analisar o comportamento dos sedimentos coesivos face às características do sedimento e do fluido (Kuijper *et al.*, 1990a, 1990b; Winterwerp *et al.*, 1993). Recentemente tem surgido o interesse da utilização destes equipamentos no estudo da interacção entre a dinâmica dos sedimentos e processos biológicos (Montague *et al.*, 1993) e químicos (Krishnappan, 1993). O desenvolvimento de um canal anular de utilização no campo (VIMS) tem permitido o estudo *in situ* dos processos de erosão e deposição (Maa, 1993).

A tensão de corte no fundo por acção das ondas (movimento oscilatório) pode ser calculada através da relação (Delo e Ockenden, 1992):

$$\tau = \frac{1}{2} \rho f U_{om}^2 \quad (5.11)$$

em que f = factor de atrito da onda que depende do número de Reynolds da onda e da rugosidade relativa; U_{om} = velocidade orbital máxima junto ao fundo dada pela expressão (4.18).

2.4.2. Deposição

Quando as partículas de sedimento deixam de estar em suspensão na coluna de água e passam a fazer parte do leito considera-se que houve deposição (*deposition*), podendo esta ser temporária. A deposição de sedimentos coesivos depende de vários factores, quer inerentes ao sedimento (concentração junto ao fundo, velocidade de queda das partículas), quer inerentes ao escoamento (tensão de corte no fundo). O valor da tensão de corte no fundo abaixo do qual há deposição de sedimento é denominado por tensão crítica de deposição (τ_{cd}). No caso de sedimentos uniformes, a taxa de deposição pode ser descrita através da formulação de Krone (Verbeek *et al.*, 1993):

$$D = \left[1 - \frac{\tau}{\tau_{cd}} \right] w_s C_b \quad \text{para } \tau < \tau_{cd} \quad (5.12)$$

sendo D = taxa de deposição por unidade de área; τ = tensão de corte no fundo; τ_{cd} = tensão crítica de deposição; w_s = velocidade de queda; C_b = concentração de sedimento junto ao fundo. Uma vez que esta formulação considera um sedimento uniforme, quando $\tau \geq \tau_{cd}$ não ocorre deposição ($D=0$).

Como na natureza os sedimentos não são uniformes, o processo de deposição deve ser caracterizado por várias tensões críticas de deposição, ou por um valor médio. Formulações mais complexas têm sido apresentadas para o caso de sedimentos não uniformes, sendo a taxa de deposição calculada como a soma de várias classes de deposição (Mehta *et al.* 1989):

$$D = \sum i p_i w_{si} C_{bi} \quad (5.13)$$

em que w_{si} = velocidade de queda da classe i do sedimento; p_i = probabilidade que cada partícula da classe i do sedimento tem em atingir o fundo e permanecer no leito; C_{bi} = concentração junto ao fundo da classe i do sedimento.

A determinação da tensão crítica de deposição para um dado sedimento coesivo é geralmente feita através de ensaios em canal anular (Mehta e Partheniades, 1979; Delo, 1988; Verbeek *et al.*, 1993; Portela e Freire, 1998). O sedimento é inicialmente ressuspendido a uma velocidade elevada, permitindo posteriormente a deposição por decréscimo de velocidade. Na Figura V.2-5 são apresentados perfis de concentração de

sedimento em suspensão ao longo do tempo, para diferentes valores de tensão de corte no fundo.

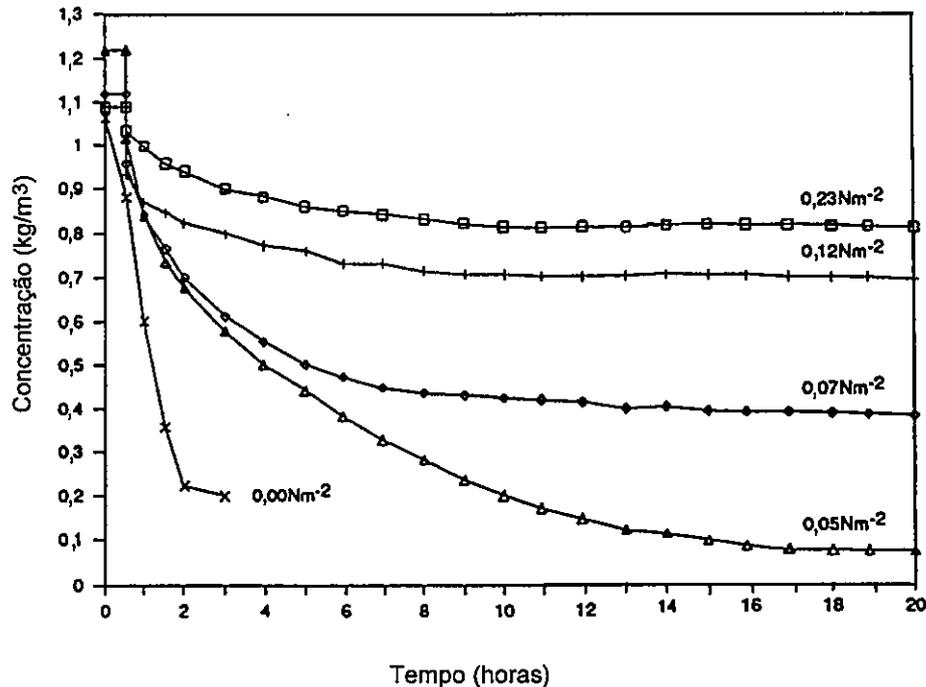


Figura V.2-5 - Concentração de sedimento em suspensão para diferentes tensões de corte no fundo, ao longo de um ensaio de deposição (adapt. Berlamont *et al.*, 1993).

Os valores da tensão crítica de deposição obtidos experimentalmente em sedimentos coesivos variam geralmente entre 0,05-0,2 Pa; num sedimento não homogêneo, os agregados de maiores dimensões podem iniciar a sua deposição para valores de τ_{cd} entre 0,2-1 Pa (Berlamont *et al.*, 1993).

2.4.3. Erosão

A erosão descreve o processo em que uma partícula do leito de sedimento entra em suspensão. Num leito de sedimentos coesivos, as partículas estão sujeitas a forças de ligação entre si que dependem da composição do sedimento, da composição do fluido intersticial, das características do escoamento que provoca erosão, e do modo de formação do leito e sua evolução (Mehta *et al.*, 1989). Essas forças são traduzidas por uma resistência ao corte (*shear strength*), que aumenta em profundidade devido ao aumento da

densidade e grau de consolidação. Para ocorrer erosão é necessário que a tensão de corte no fundo seja superior à resistência ao corte, ou seja, que a tensão de corte no fundo exceda o valor de tensão crítica de erosão desse sedimento (τ_{ce}). Assim, para um leito de sedimentos coesivos, a tensão crítica de erosão pode ser definida como o valor da tensão de corte no fundo a partir da qual se dá o início da erosão do sedimento (Berlamont *et al.*, 1993).

Considerando que a tensão crítica de erosão de um determinado sedimento é equivalente à resistência ao corte do mesmo sedimento, então τ_{ce} depende principalmente da massa volúmica seca, e pode ser definido como (Mehta *et al.*, 1989):

$$\tau_{ce} = \zeta \rho_{sd}^{\delta} \quad (5.14)$$

onde ρ_{sd} = massa volúmica seca do sedimento; δ e ζ = coeficientes empíricos obtidos experimentalmente.

Podem-se considerar dois mecanismos fundamentais de erosão de um leito de sedimentos coesivos (De Wit, 1995): erosão superficial e erosão em massa. No primeiro caso, que ocorre quando a tensão de corte no fundo é moderada, os agregados depositados à superfície do leito são arrancados floco-a-floco; a erosão superficial termina à profundidade onde a tensão de corte no fundo iguala a resistência ao corte. A erosão em massa ocorre geralmente para tensões de corte no fundo elevadas, em que porções de sedimento são removidas por ruptura do leito a determinada profundidade.

A taxa de erosão superficial para leitos densos e uniformes pode ser definida como (Ariathurai e Arulanandan, 1978):

$$E = M \left(\frac{\tau}{\tau_{ce}} - 1 \right) \quad \text{para } \tau > \tau_{ce} \quad (5.15)$$

em que M = parâmetro empírico que depende das características físico-químicas do sedimento (Mehta *et al.*, 1989). Quando $\tau \leq \tau_{ce}$ não ocorre erosão ($E=0$). No caso de leitos de baixa densidade, parcialmente consolidados, a taxa de erosão superficial (ε) pode ser definida como:

$$\varepsilon = \varepsilon_f e^{\alpha_2(\tau - \tau_{ce})^{1/2}} \quad (5.16)$$

em que ε_f = taxa de erosão do floco; α_2 = coeficiente empírico.

Os processos de erosão são geralmente estudados experimentalmente recorrendo a canais anulares (Montague *et al.*, 1993; Winterwerp e Kranenburg, 1997). Geralmente inicia-se o ensaio com um leito de sedimento no fundo do canal, aumentando-se sucessivamente as tensões de corte no fundo de modo a provocar erosão. Os valores experimentais típicos da tensão crítica de erosão de vasas estuarinas variam entre 0,1 e 2 Pa (Berlamont *et al.*, 1993). Os resultados experimentais mostram que, para um dado sedimento, o valor da tensão crítica de erosão é sempre superior ao valor da tensão crítica de deposição (Van Rijn, 1989). No entanto, certas alterações que podem ocorrer no leito após a deposição, como por exemplo a bioturbação, poderão inverter esta regra.

2.4.4. Lodo Fluido

O lodo fluido (*fluid mud*) consiste numa suspensão densa, com concentrações típicas da ordem de 70 g/l (Odd e Rodger, 1986), que pode fazer a transição entre a coluna de água e o leito de sedimento (ver Figura V.2-1B). Apresenta uma interface de concentrações bem delimitada da suspensão superior que pode ser detectada através de eco-sonda.

A formação do lodo fluido envolve fenómenos muito complexos que ainda não estão totalmente explicados. No entanto, a sua formação é geralmente associada a dois processos diferentes (Odd e Rodger, 1986): deposição de uma suspensão com concentrações inferiores a 50 g/l; liquefacção do leito, quer pela acção de ondas, quer por agitação mecânica provocada por dragas ou propulsores de embarcações. No primeiro caso, o factor determinante para a formação do lodo fluido é o modo como a velocidade de queda dos flocos varia em função da concentração; no domínio da queda reduzida das partículas (ver 2.2.2.), a velocidade de queda diminui drasticamente (Delo e Ockenden, 1992), podendo resultar um aumento brusco da concentração junto ao fundo, se a energia do meio o permitir, e principalmente quando a taxa de deposição excede a taxa de consolidação do leito (Kranenburg e Winterwerp, 1997).

Quando a determinada profundidade as tensões de corte no fundo, induzidas pelas ondas, são superiores à tensão de cedência (*yield stress*) do leito coesivo, a estrutura colapsa e o sedimento comporta-se como um fluido, dando-se o fenómeno denominado genericamente como liquefacção (De Wit, 1995). Tal como no caso dos sedimentos não

coesivos, a liquefacção do leito implica a diminuição das tensões efectivas em relação às pressões intersticiais. Numerosos estudos experimentais e de modelação numérica têm aprofundado o conhecimento sobre os processos que levam à formação de lodo fluido, principalmente sob a acção das ondas (Odd e Rodger, 1986; Lindenberg *et al.*, 1989; Maa e Mehta, 1990; De Wit e Kranenburg, 1996).

Importantes níveis de lodo fluido podem ser observados na natureza, principalmente associados a eventos episódicos (storm surges) (De Wit, 1995). A camada de lodo fluido pode ser estacionária ou móvel (Mehta, 1989), podendo mobilizar-se para a coluna de água ou ser transportada através de correntes, resultando em ambos os casos taxas de transporte elevadas. A mobilização de uma suspensão estacionária é um processo mal conhecido mas sabe-se que pode ocorrer quando ondas de vento actuam no lodo fluido. Neste caso, dá-se a diminuição da densidade da suspensão e um desequilíbrio da interface lodo fluido-água, provocando mobilização da suspensão de alta densidade (Mehta *et al.*, 89). O transporte em massa do lodo fluido pode resultar da acção gravítica em declives do fundo acentuados (Delo e Ockenden, 1992).

De um modo geral, o lodo fluido está associado quer a processos erosivos, quer a processos deposicionais; no primeiro caso, com a liquefacção de parte de um leito e o seu transporte; no segundo caso, com a passagem de sedimento da suspensão para a lutoclina ou passando a fazer parte do leito por perda de água.

Modelos mais recentes consideram que a ausência de mistura do sedimento em suspensão na totalidade da coluna de água pode originar estratificação, com a formação de um nível concentrado de sedimento em suspensão junto ao fundo (CBS - *concentrated benthic suspension*). A formação deste nível estará associada ao equilíbrio dinâmico entre os fluxos deposicionais e verticais, podendo ser muito fino, por vezes não detectável, com concentrações da ordem de 5-10 g/l ou mais elevadas. Nestes modelos, o lodo fluido é considerado como uma forma particular do CBS, podendo ser formado a partir deste ou vice versa (Winterwerp, 1998), mas sempre associado a uma transição brusca com a interface da coluna de água.

3. Comportamento Experimental de Sedimentos Coesivos da Baía do Seixal

3.1. Considerações Gerais

Pretendeu-se analisar experimentalmente o comportamento de sedimentos coesivos que constituem os rasos de maré da baía do Seixal. Para tal, utilizou-se a coluna de sedimentação e o canal anular existentes na Estação Experimental de Sedimentos Coesivos do Laboratório Nacional de Engenharia Civil, descrita por Freire e Portela (1997a). Os ensaios em coluna de sedimentação consistem na sedimentação de partículas em suspensão, com vista à determinação das respectivas velocidades de queda. Os ensaios em canal anular reproduzem, em condições controladas, os processos de erosão e deposição de sedimentos coesivos, permitindo a avaliação dos valores críticos da tensão de corte do fundo necessários à deposição e erosão destes sedimentos.

3.2. Ensaio em Coluna de Sedimentação

3.2.1. Condições de Ensaio

O ensaio em coluna de sedimentação consiste em deixar uma suspensão de sedimentos (que inicialmente foi bem homogeneizada) decantar no interior de uma coluna com cerca de 2 m de altura e 0,10 m de diâmetro. Ao longo do ensaio são simultaneamente recolhidas amostras a diferentes níveis (*i*), em instantes de tempo (*n*) previamente definidos; as amostras são analisadas com vista à determinação da concentração de sedimentos em suspensão. Assim, obtêm-se vários perfis de concentração ao longo da coluna em diferentes instantes de tempo. O equipamento utilizado e a metodologia seguida no ensaio estão descritos pormenorizadamente no Anexo I.

A suspensão utilizada no ensaio de sedimentação foi preparada a partir de sedimento de fundo da baía do Seixal, recolhido num raso de maré, correspondente à amostra F63 da Figura III.2-3. Trata-se de uma vasa, constituída por cerca de 99% de material silto-argiloso, do qual 16% apresenta dimensão inferior a 2 μm (Figura V.3-1). O diâmetro médio do sedimento é cerca de 12 μm . O sedimento apresentou massa volúmica natural (*bulk density*) de 1348 kg/m^3 , massa volúmica seca (*dry density*) de 600 kg/m^3 e teor em matéria orgânica particulada de 11%. A suspensão para o ensaio foi preparada peneirando previamente o sedimento, a húmido, num crivo de malha 100 μm ; ao resíduo

passado juntou-se água da torneira até se obter uma concentração inicial (C_0) de 1,5 g/l. A temperatura da suspensão no instante inicial do ensaio foi de 20° e a salinidade 0‰.

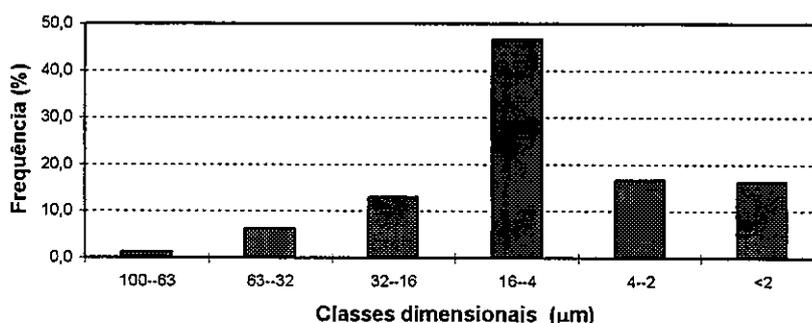


Figura V.3-1 - Distribuição granulométrica do sedimento usado nos ensaios com coluna de sedimentação e canal anular.

3.2.2. Tratamento e Interpretação dos Resultados

A determinação das velocidades de queda, nos diversos níveis da coluna, faz-se geralmente através do método proposto por Ross (1988). Este método, baseado numa equação de diferenças finitas é complexo, justificando-se a sua utilização apenas em análises pormenorizadas. Neste estudo, cujo objectivo principal era o de analisar o comportamento da suspensão e não a quantificação precisa da velocidade de queda, recorreu-se a um método de cálculo mais simples, apresentado por Freire e Portela (1997b). Considera-se que a velocidade de queda das partículas em suspensão (w_s), representativa da amostra total, no instante n , é dada por:

$$w_s^n = - \frac{(C^{n+1} - C^n) H^n}{C^n \Delta t^n} \quad (5.17)$$

em que C^n e C^{n+1} = valores médios da concentração de sedimento em suspensão na coluna nos instantes n e $n+1$, calculados a partir de conjuntos de valores correspondentes a diferentes níveis de amostragem, que neste caso foram 8; H^n = altura da coluna de água no instante n ; Δt^n = intervalo de tempo entre os instantes n e $n+1$. Uma vez que os dois níveis inferiores da coluna têm espaçamentos diferentes (ver Anexo I), não foram incluídos no cálculo das concentrações médias. Através deste método obtém-se um valor da velocidade de queda aproximado, uma vez que se considera que a distribuição vertical da

concentração é uniforme, e que a velocidade de queda varia linearmente com a concentração, pressupostos que são simplificações da realidade. No entanto, note-se que a comparação dos valores de velocidade de queda obtidos para os sedimentos da baía do Seixal, através do método de Ross e deste método aproximado, realizada por Voisin (1997) indica que são da mesma ordem de grandeza.

A variação da concentração dos sedimentos em suspensão, ao longo do ensaio, em cada nível de amostragem está apresentada na Figura V.3-2. Verifica-se que a concentração diminui com o tempo mas mantém-se praticamente constante em cada momento ao longo da coluna. A variação de concentração é mais evidente nos instantes iniciais. É natural que na base da coluna haja um aumento da concentração devido à deposição; no entanto, esse aumento não está expresso nos resultados obtidos uma vez que, devido a condicionamentos técnicos, não houve amostragem nesse nível.

A relação entre os valores de velocidade de queda e da concentração de sedimentos em suspensão, obtidos ao longo do ensaio, está apresentada na Figura V.3-3. Apresenta-se igualmente a relação encontrada por Voisin (1997) para sedimento do fundo da baía do Seixal, colhido num canal de maré (amostra F12 na Figura III.2-3). O sedimento usado por este autor apresenta características semelhantes ao utilizado neste trabalho (98% de fracção inferior a $63\mu\text{m}$); o equipamento e a metodologia de ensaio foram os mesmos, com excepção da preparação da suspensão que foi efectuada a partir de sedimento seco. Verifica-se que a velocidade de queda aumenta com a concentração, e que para concentrações iniciais diferentes obtém-se velocidades de queda com a mesma ordem de grandeza.

No Quadro V.3-1 apresentam-se os resultados dos ensaios de sedimentação com sedimentos do estuário do Tejo, e resultados apresentados por vários autores para o mesmo tipo de material e ambiente sedimentar.

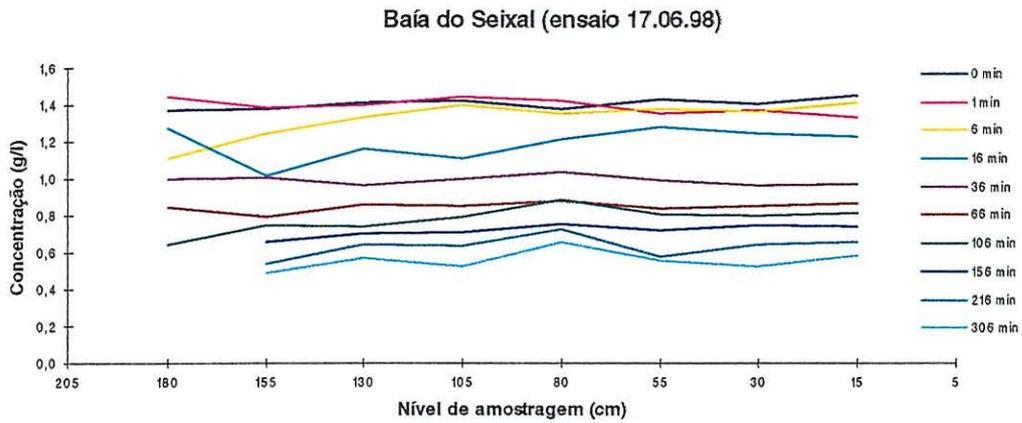


Figura V.3-2 - Variação da concentração de sedimentos em suspensão ao longo do ensaio de coluna de sedimentação, para os sedimentos da baía do Seixal.

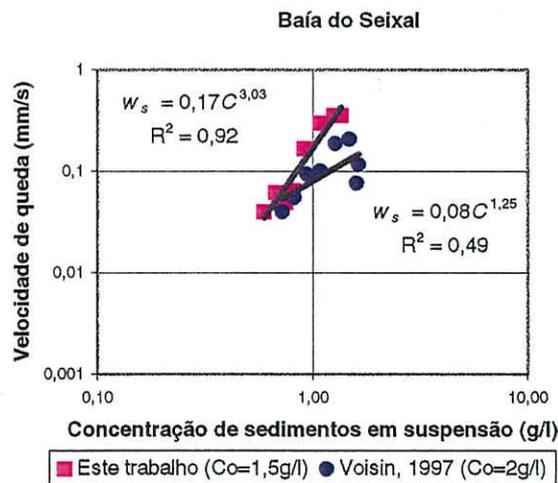


Figura V.3-3 - Relação entre a velocidade de queda e a concentração de sedimentos em suspensão, para os sedimentos da baía do Seixal.

Quadro V.3-1

Velocidades de queda médias para os sedimentos da Baía do Seixal.

	C_o (g/l)	w_s (mm/s)		
Estuário do Tejo (este trabalho)	1,5	0,17	laboratório	$w_s=0,17C^{3,03}$
Estuário do Tejo (Voisin, 1997)	1	0,15	laboratório	$w_s=0,22C^{0,8}$
	1,75	0,13		$w_s=0,16C^{1,04}$
	2	0,1		$w_s=0,08C^{1,25}$
Estuário do Tamisa (Burt, 1986)	até 4		<i>in situ</i>	$w_s=1,73C^{1,37}$
Mar de Waden (Pejrup, 1988a)	0,05-1	0,1-1	<i>in situ</i>	$w_s=0,95C^{0,51}$
Estuário do Tamar (Barton <i>et al.</i> , 1991)	1-10		laboratório	$w_s=0,2C^{0,63-0,74}$
			<i>in situ</i>	$w_s=0,92 C^{1,9}$
Øre sund (Valeur <i>et al.</i> , 1995)		0,04		
Estuário do Elba			<i>in situ</i>	$w_s=22,56C^{2,07}-0,30C^{1,97}$
Estuário do Weser (Puls <i>et al.</i> , 1988)				$w_s=0,063C^{0,47}-0,14C^{1,04}$

Verifica-se que a constante k da equação 5.2 apresenta um valor geralmente inferior nos ensaios em laboratório, como se pode verificar pelos resultados de Barton *et al.* (1991) para o mesmo sedimento (Quadro V.3-1); a constante n_1 mantém o seu valor entre 1 e 2 para locais e metodologias diferentes. No caso dos sedimentos da baía do Seixal este valor é um pouco superior. Pode concluir-se, através destes resultados, que não há variação significativa no comportamento da velocidade de queda com a concentração da suspensão, para a gama de concentrações estudadas; no entanto, parece haver tendência para que os valores obtidos em ensaios de laboratório sejam inferiores aos obtidos *in situ*. Vários autores indicam que a ausência de condições de turbulência nos ensaios em laboratório poderá implicar valores de velocidade de queda inferiores aos que se verificam na natureza, uma vez que a turbulência pode favorecer a floculação (Owen, 1971). Wolanski *et al.* (1992) consideram a velocidade de queda como uma função da intensidade da turbulência; no entanto referem, ao contrário de Owen (1971), que a ausência de turbulência nos ensaios de laboratório poderá originar valores mais elevados da velocidade de queda, uma vez que fortes condições de turbulência podem introduzir processos de mistura que causem movimentação ascendente das partículas, resultando velocidades de queda superiores ao esperado. O que foi referido acima indica que a avaliação da

velocidade de queda através de ensaios em coluna de sedimentação é muito sensível à metodologia e às condições iniciais de ensaio. Verifica-se que sedimentos de proveniência diferente mostram uma variação pouco significativa dos valores de velocidade de queda médios.

Na Figura V.3-4 é apresentada a variação da concentração média de sedimento em suspensão e da velocidade de queda média, obtida ao longo dos ensaios com sedimento da baía do Seixal. A evolução da concentração é semelhante nos dois ensaios, sendo a diferença de valores justificada pela diferença das concentrações iniciais; a velocidade de queda diminui ao longo do tempo, atingindo valores semelhantes nos dois ensaios, no instante final; a oscilação dos valores de velocidade de queda nos instantes iniciais do ensaio de Voisin (1997) pode ser devida a deficiente homogeneização inicial da suspensão.

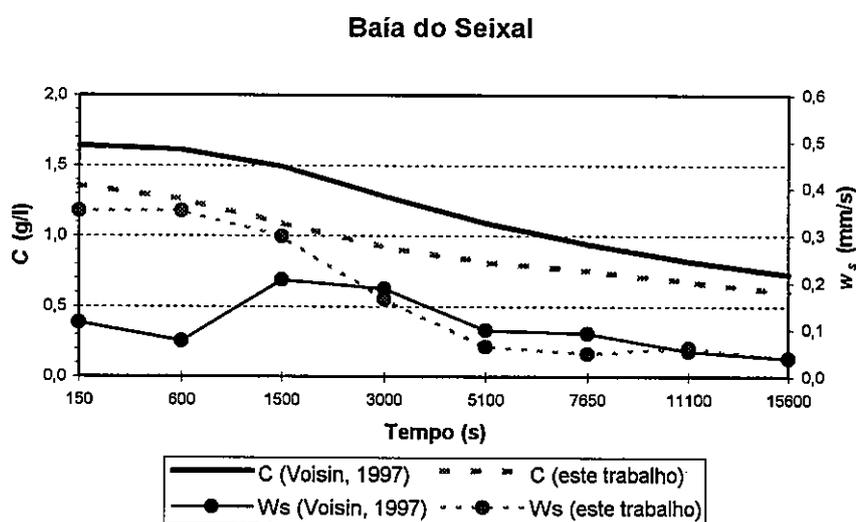


Figura V. 3-4 - Variação da concentração de sedimento em suspensão e da velocidade de queda durante os ensaios de sedimentação.

Os resultados obtidos no ensaio com a coluna de sedimentação foram utilizados para avaliar o diâmetro equivalente à velocidade de queda das partículas em suspensão. Determinou-se o diâmetro médio equivalente através da lei de Stokes (ver expressão 5.1), tendo em conta as limitações desta aplicação em sedimentos floculados:

$$D = (1,12 \cdot 10^{-6} W_s)^{1/2} \quad (5.18)$$

em que D = diâmetro das partículas em metros; w_s = velocidade de queda em m/s.

O diâmetro médio equivalente das partículas em suspensão varia entre 20 μm e 7 μm ao longo do ensaio (Figura V.3-5). O diâmetro médio equivalente à velocidade de queda média de 0,17 mm/s é de 14 μm , da mesma ordem de grandeza do diâmetro médio obtido para o sedimento inicial através da análise granulométrica por difracção laser.

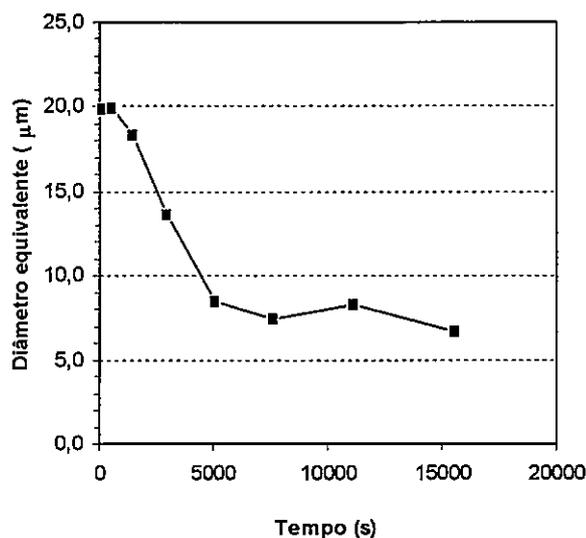


Figura V. 3-5 - Variação do diâmetro médio equivalente durante o ensaio de sedimentação.

Os resultados obtidos não confirmaram a importância do efeito da floculação no processo de sedimentação. Na interpretação dos resultados do ensaio de sedimentação devem ser consideradas certas limitações: a suspensão não esteve sujeita a condições naturais de turbulência, o que pode ter tido influência no processo da floculação; a concentração de sedimento em suspensão diminuiu, devido à recolha de amostras, havendo perturbação das condições do ensaio. Algumas metodologias desenvolvidas recentemente procuram ultrapassar estas limitações recorrendo, nomeadamente, à medição directa da concentração e introdução de condições de turbulência na coluna (Wolanski *et al.*, 1992).

Embora com as limitações já referidas, os resultados obtidos sugerem que a velocidade de queda média dos sedimentos em suspensão na baía do Seixal varia entre 0,1 e 0,2 mm/s, para concentrações entre 1 e 2 g/l.

3.3. Ensaio em Canal Anular

3.3.1. Condições de Ensaio

Os canais anulares são canais circulares usados na simulação de fluxos com alternância do sentido das correntes, constituídos por uma base e tampa que rodam em sentidos opostos. O equipamento usado nos ensaios está descrito pormenorizadamente no Anexo I. Uma suspensão de sedimentos em água é introduzida no canal, monitorizando-se a sua concentração em tempo real a diferentes alturas, através de um sensor óptico (OSLIM - *optical silt measurement instrument*) (Delft Hydraulics, 1991). Este sensor mede a atenuação da intensidade de um feixe de luz devido à absorção e reflexão nas partículas em suspensão. Os ensaios de deposição iniciam-se com a homogeneização da suspensão, e consistem em impor tensões de corte no fundo sucessivamente decrescentes de modo a favorecer a deposição do sedimento; os ensaios de erosão iniciam-se com um leito de sedimento colocado no fundo do canal, e consistem na monitorização da evolução da concentração de sedimento em suspensão, à medida que se impõem valores crescentes de tensão de corte no fundo.

A tensão de corte no fundo no canal anular pode ser calculada através da expressão (Kuijper, 1990a e 1990b):

$$\tau = 0,275V^{1,37} \quad (5.19)$$

sendo τ = tensão de corte no fundo (Pa); V = velocidade (m) dada por:

$$V = |w_t - w_b| r \quad (5.20)$$

em que w_t = velocidade angular da tampa (rad/s); w_b = velocidade angular da base do canal (rad/s); r = raio do canal anular, sendo no canal usado de 1,86 m. Com base na calibração dos campos de velocidades no canal (Voisin, 1997) e em estudos realizados no canal da Delft University of Technology (Booij, 1994), que apresenta características semelhantes ao do LNEC, assumiu-se que a relação entre as velocidades da base e da tampa, de modo a minimizar as circulações secundárias, é de 1:3.

O sensor óptico usado na medição da concentração de sedimentos em suspensão foi previamente calibrado para o sedimento usado nos ensaios, considerando várias concentrações de sedimento em suspensão entre 0 e 2 g/l; a correlação entre a

concentração e os valores medidos pelo OSLIM apresenta um coeficiente de correlação de 0,99, sendo a recta de calibração a seguinte (Portela e Freire, 1997):

$$C = -0.094 + 0.942O_v \quad (5.21)$$

em que C = concentração de sedimento em suspensão (g/l); O_v = voltagem de saída do OSLIM (V).

Uma vez que esta recta de calibração não se aplica quando os valores medidos no OSLIM são muito baixos, a discussão dos resultados dos ensaios é baseada sobretudo nos valores de atenuação da luz no OSLIM, e não na concentração de sedimentos em suspensão.

3.3.2. Ensaio de Deposição

A metodologia seguida no ensaio de deposição está descrita no Anexo I e baseia-se na apresentada por Kuijper (1990a e 1990b) e Portela e Freire (1997). O sedimento usado corresponde à mesma amostra de sedimento analisado na coluna de sedimentação (ver V.3.2), tendo sido previamente passado por via húmida num crivo de malha 100 mm; adicionou-se água de modo a obter concentração inicial de 0,4 g/l. A salinidade da suspensão foi de 5,3‰.

O ensaio iniciou-se com a homogeneização da suspensão por um período de 24 h, durante o qual foram impostas velocidades de rotação correspondentes a um valor de tensão de corte no fundo de $\tau=0,4$ Pa. Posteriormente, aplicaram-se valores decrescentes de velocidade de rotação do canal, correspondentes a valores pré-definidos de tensão de corte no fundo; os patamares de tensão de corte no fundo impostos, por períodos sucessivos de 24 h, foram 0,4, 0,2, 0,1 e 0,05 Pa. A medição da atenuação da luz foi efectuada continuamente, durante a última hora de cada período de 24 horas.

Na Figura V.3-6 estão representadas as séries temporais dos valores obtidos através da sonda óptica, na última hora de cada patamar de velocidades. Verifica-se que a quantidade de sedimento em suspensão diminui consideravelmente entre os valores de $\tau=0,2$ e 0,1 Pa. Desde modo, pode concluir-se que a deposição do sedimento é muito significativa após a redução da tensão de corte no fundo de 0,2 para 0,1 Pa. Considerando a média dos valores obtidos no OSLIM, em cada patamar de tensão de corte aplicada (Quadro V.3-2), verifica-se que no final do ensaio se depositou cerca de 73% do sedimento

inicialmente em suspensão; dessa percentagem, cerca de 47 % sedimentou quando a tensão de corte variou de 0,2 para 0,1 Pa, e cerca de 13% nos restantes intervalos de tempo. Os resultados obtidos estão de acordo com os apresentados em Portela e Freire (1997 e 1998) para o mesmo sedimento, mas para concentração inicial de 0,6 g/l e salinidade 0‰. A partir de um dos ensaios efectuados, os autores apontam para uma deposição particularmente significativa quando da redução da tensão de corte entre 0,125 e 0,1 Pa.

Se considerarmos a recta de calibração anteriormente apresentada, os valores de concentração de sedimento em suspensão variam entre 0,3 e 0,01 g/l durante todo o ensaio (Quadro V.3-2).

Quadro V.3-2

Variação dos valores no OSLIM e da concentração de sedimentos em suspensão durante o ensaio de deposição.

τ (Pa)	OSLIM (V)	Concentração (g/l)
0,4	0,404	0,29
0,2	0,351	0,24
0,1	0,163	0,06
0,05	0,108	0,01

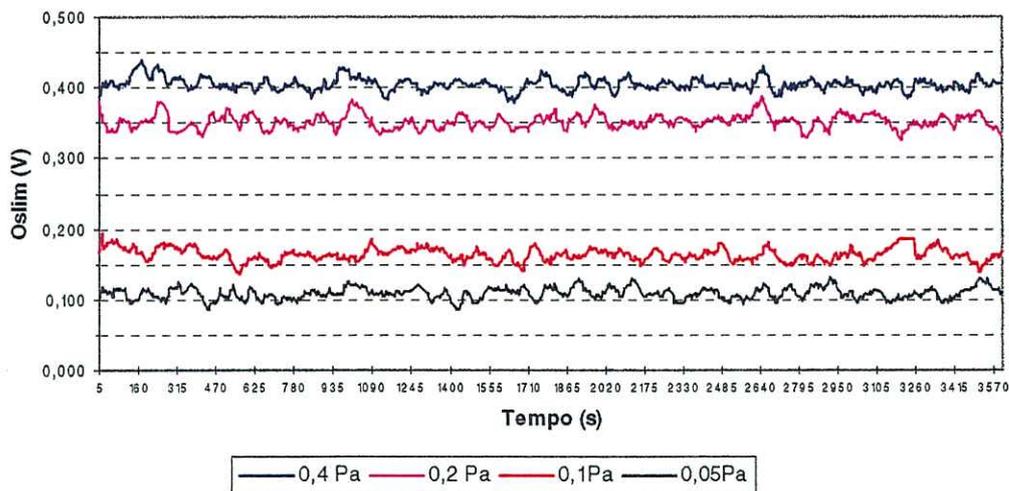


Figura V.3-6 - Séries temporais de valores obtidos pelo OSLIM durante o ensaio de deposição com sedimentos da baía do Seixal.

Como limitação principal aos resultados deste ensaio aponta-se a dificuldade que houve em obter uma recta de calibração do OSLIM, através da qual teria sido possível determinar, com algum rigor, os valores de concentração da suspensão. Esta dificuldade prende-se com a possível alteração da resolução do sensor ao longo do tempo, e com a variabilidade da capacidade de atenuação da luz da própria suspensão. No entanto, mesmo com essa limitação, o ensaio permitiu indicar que a tensão crítica de deposição do sedimento estudado, constituído essencialmente por fracção silto-argilosa, varia entre 0,1-0,2 Pa.

3.3.3. Ensaio de Erosão

A metodologia seguida neste ensaio baseou-se na apresentada por Kuijper (1990a e 1990b) e está apresentada no Anexo I. A suspensão usada foi a mesma utilizada no ensaio anterior, com concentração inicial de cerca de 0,4 g/l. Após um período inicial de mistura, deixou-se depositar todo o sedimento de modo a formar um leito no fundo.

O ensaio consistiu na aplicação sucessiva de 7 patamares de velocidade, por um período de 1 hora cada, correspondente a tensões de corte no fundo crescentes (de 0,1 a 0,7 Pa). A medição da atenuação da luz no OSLIM foi efectuada continuamente durante as 7 horas em que decorreu o ensaio. Como se pode observar na Figura V.3-7, os valores do OSLIM mostram variação significativa quando a tensão de corte varia entre 0,3 e 0,4 Pa. Através do valor médio da atenuação da luz, correspondente a cada patamar da tensão de corte (Figura V.3-8), foi possível verificar que o sedimento começa a estar significativamente presente na suspensão a partir de valores de tensão entre 0,4 e 0,5 Pa. Da totalidade da ressuspensão de sedimento do fundo do canal, ao longo do ensaio, estima-se que cerca de 30% ocorreu quando as tensões de corte variaram entre 0,4 e 0,5 Pa, e 37% entre 0,5 e 0,6 Pa.

O facto de o valor médio de atenuação da luz correspondente à tensão de 0,1 Pa se apresentar ligeiramente superior aos dois valores seguintes, resulta possivelmente da acumulação de sedimento no interior dos tubos que dão acesso ao OSLIM, no início do ensaio.

Uma das principais limitações dos resultados obtidos é o facto da medição da atenuação da luz não ter sido precedida de um período de estabilização da suspensão, para cada valor de tensão aplicado, tal como aconteceu no ensaio de deposição.

Os resultados obtidos no ensaio sugerem que a tensão crítica de erosão do sedimento estudado da baía do Seixal, constituído essencialmente por fracção silto-argilosa, seja de 0,4-0,5 Pa.

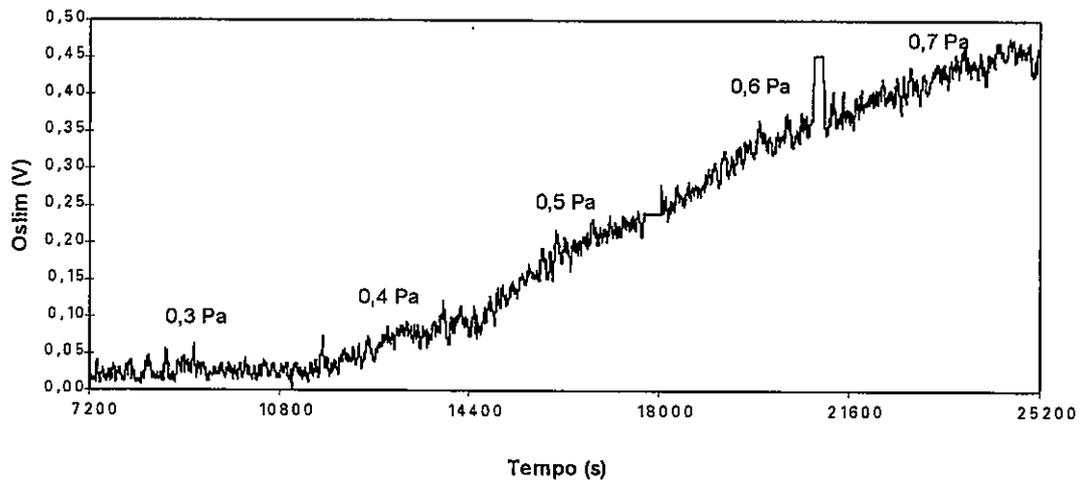


Figura V.3-7 - Série temporal de valores do OSLIM durante o ensaio de erosão com sedimentos da baía do Seixal.

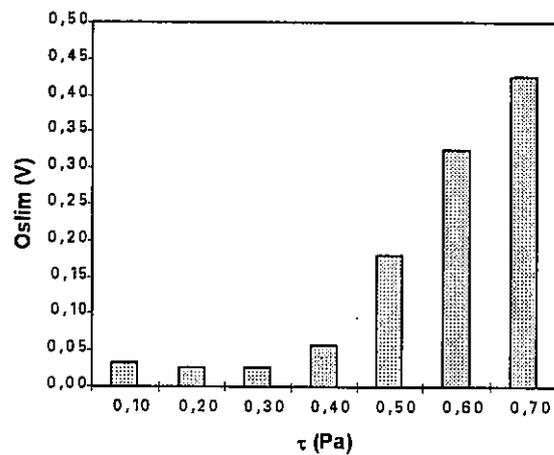


Figura V.3-8 - Valores médios do OSLIM durante o ensaio de erosão com sedimentos da baía do Seixal.

4. Dinâmica Sedimentar na Baía do Seixal

4.1. Considerações Gerais

Pretendeu-se estudar as condições actuais do transporte sedimentar na baía do Seixal e analisar as suas implicações na morfodinâmica do sistema de sapal e rasos de maré. Para tal, programou-se e executou-se em colaboração com o Instituto Hidrográfico duas campanhas de monitorização de correntes de maré, turbidez, temperatura e salinidade da água. Estes parâmetros foram medidos sinopticamente em duas estações, ao longo de um ciclo de marés vivas (11.02.1998) e de marés mortas (23.03.1998), com amplitudes de 3,12 m e 1,50 m, respectivamente. Os níveis de maré foram monitorizados através de um marégrafo instalado para o efeito no Seixal. Efectuaram-se também colheitas de água para avaliação da concentração dos sedimentos em suspensão e análise da sua composição granulométrica. Efectuou-se ainda o levantamento hidrográfico dos canais e rasos de maré da baía do Seixal em 11.02.1998, para actualizar a informação batimétrica. A descrição do equipamento e a metodologia seguida nas campanhas de campo, no processamento e validação dos dados, é apresentada no Anexo I.

As medições efectuadas tiveram como principal objectivo a caracterização dos factores que intervêm na dinâmica sedimentar do sistema e a avaliação dos fluxos sedimentares entre as unidades morfo-sedimentares intertidais (sapais e rasos de maré) e os canais de maré. Devido à sua curta duração temporal, os dados recolhidos não permitem por si só a avaliação de tendências evolutivas do sistema. Para tal, seria necessária a recolha de séries temporais de medições sinópticas no sapal, rasos de maré e canais, em condições variadas de caudal fluvial, amplitude de maré e parâmetros meteorológicos. No entanto, a monitorização efectuada permitiu obter, pela primeira vez, resultados objectivos sobre o trânsito sedimentar de material em suspensão numa zona marginal do estuário do Tejo. Além do mais, os resultados obtidos podem ter aplicabilidade noutros sistemas semelhantes.

4.2. *Fisiografia*

As estações de medição foram implantadas em dois troços do canal principal que drena o sistema de sapal e rasos de maré da baía do Seixal (Figura V.4-1). A estação 1 situou-se no talvegue do rio Judeu, frente ao Seixal, a cerca de 750 m da embocadura da baía; a estação 2 localizou-se no Talaminho, 2500 m a montante da estação 1, junto ao raso de maré da margem direita do canal.

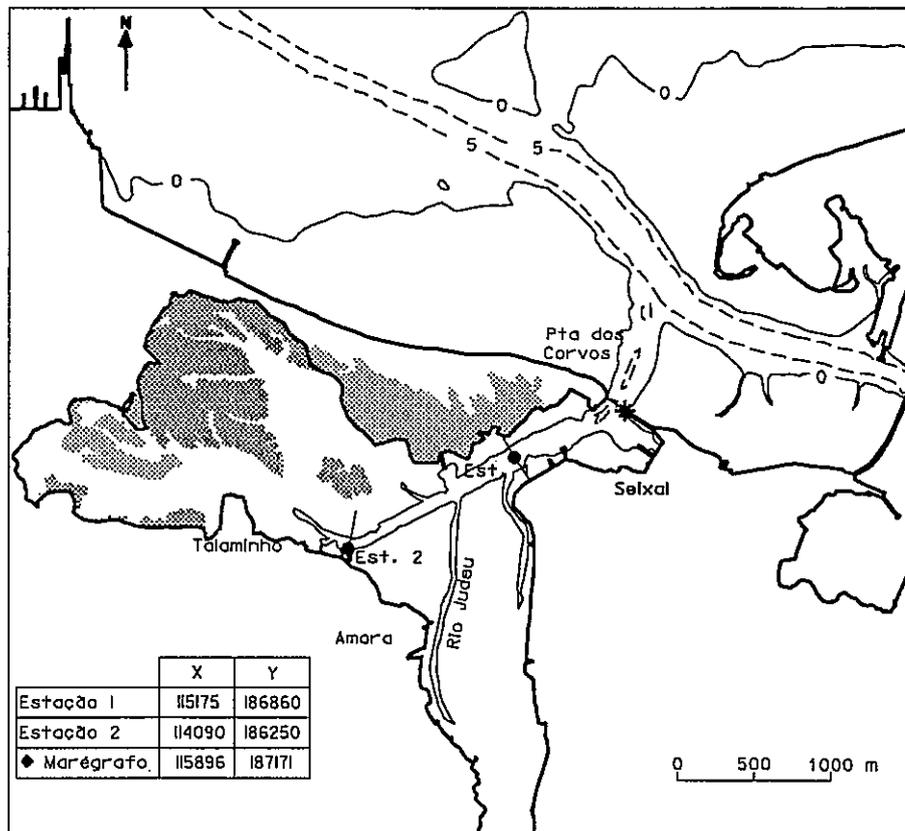


Figura V.4-1 - Localização das estações de monitorização.

No local da estação 1, o canal apresenta uma secção em “u” regular, apresentando-se marginado por rasos de maré praticamente simétricos (Figura V.4-2). A profundidade na vertical da estação é de 4 m (ZH), sendo a profundidade máxima do talvegue nessa secção de 4,2 m (ZH). A secção do canal no local da estação 2 é irregular e os rasos de maré apresentam grande assimetria; a profundidade do local da estação é de 0,4 m (ZH) e a profundidade máxima do talvegue de 0,6 m (ZH). Na zona da estação 1, os sedimentos de fundo são areias vasosas, enquanto na estação 2 o fundo é constituído por vasas (Figura V.4-3).

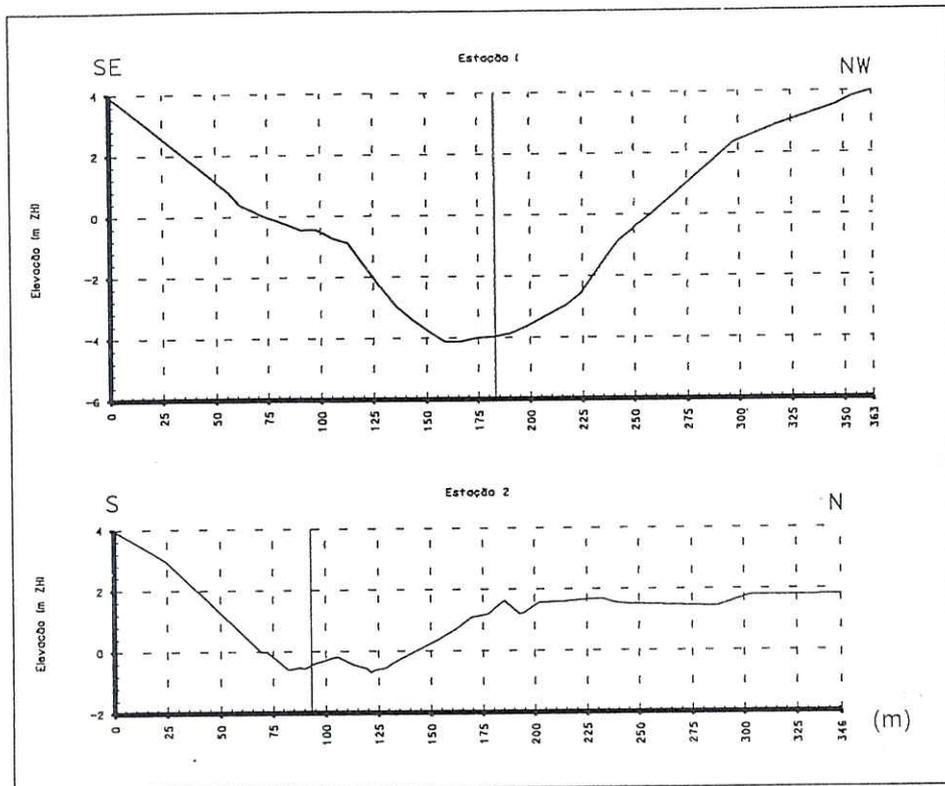


Figura V.4-2 - Perfis batimétricos do canal e rasos de maré adjacentes no local das estações de monitorização.

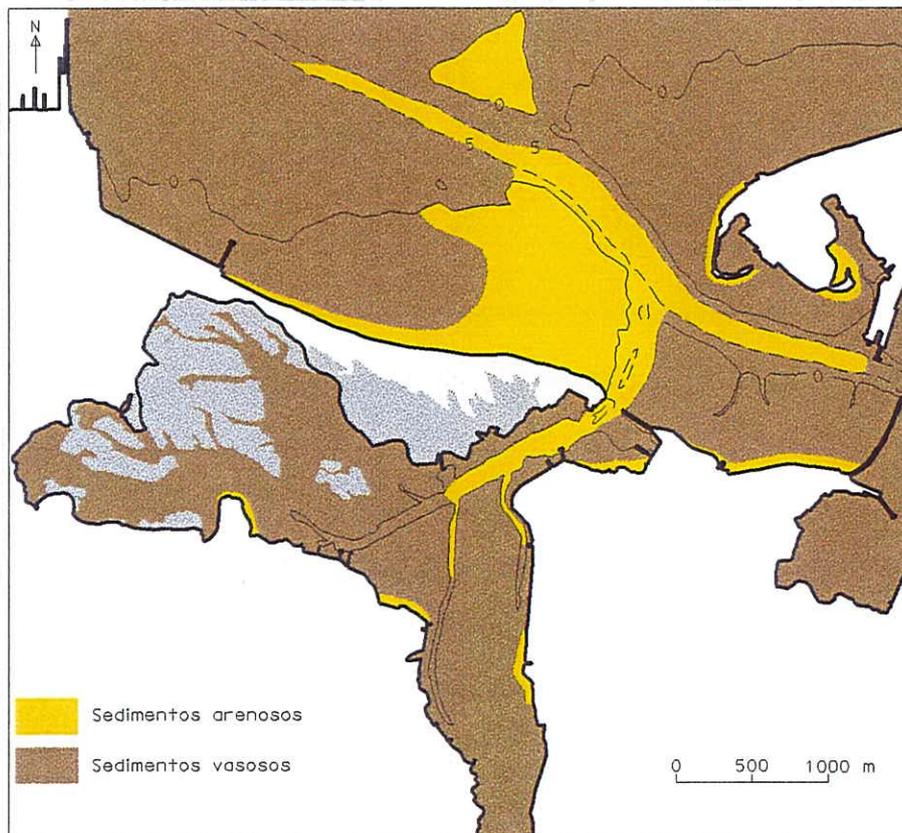


Figura V.4-3 - Distribuição dos sedimentos na baía do Seixal.

A comparação dos perfis batimétricos de 1981 e 1998 (ver referência dos levantamentos hidrográficos no Anexo I) no local das duas estações mostra uma tendência geral para erosão dos rasos de maré (Figura V.4-3). Em relação aos canais, a estação 1 apresenta erosão, enquanto na estação 2 houve assoreamento. No Quadro V.4-1 apresentam-se taxas de erosão e de assoreamento em cada secção.

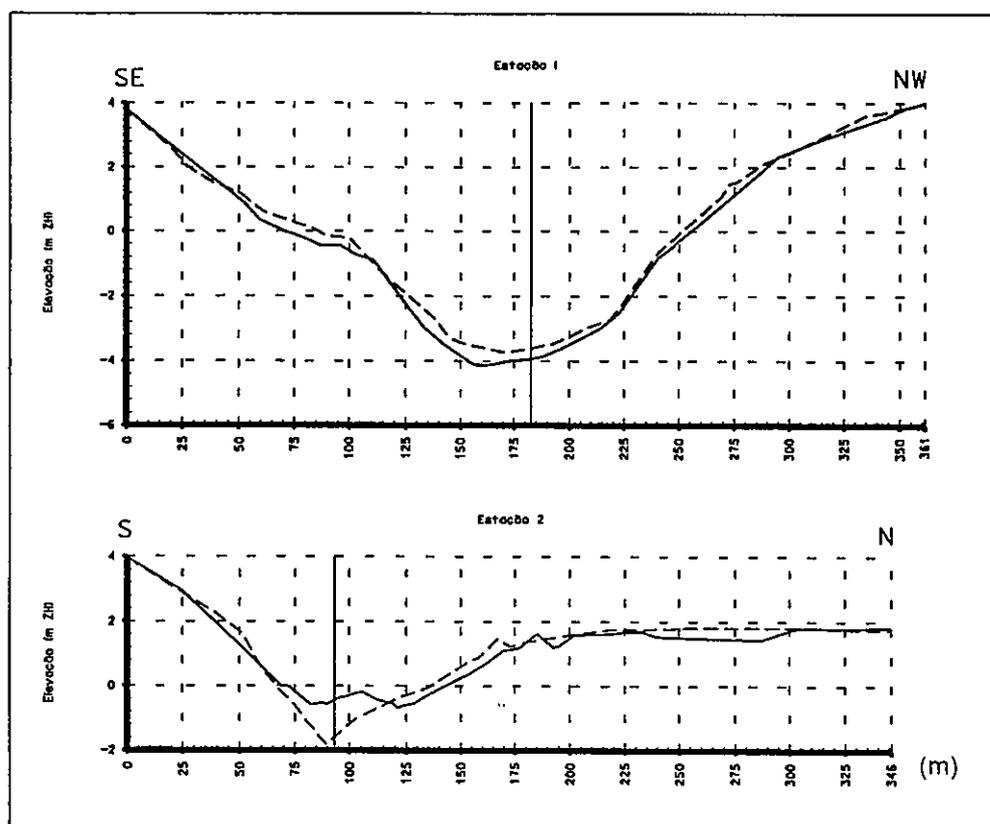


Figura V.4-4. Comparação dos perfis batimétricos de 1981 e 1998 no local das estações de monitorização (---- 1981 — 1998).

Quadro V.4-1

Resultados de assoreamento e erosão dos perfis batimétricos no local das estações 1 e 2.

(cm/ano)	Estação 1 (Seixal)	Estação 2 (Talaminho)
Assoreamento	+0,1	+0,6
Erosão	-1,4	-0,9
A-E	-1,3	-0,3

Os valores obtidos concordam com a taxa de evolução dos fundos da baía do Seixal, apresentada e discutida em III.4.4., que indica tendência para erosão dos rasos de maré e canais. Tal como foi referido nesse ponto, a evolução batimétrica dos fundos da baía do Seixal pode incluir efeitos de operações de dragagem, o que poderá ser importante principalmente nos resultados obtidos para a estação 1.

4.3. Hidrodinâmica

4.3.1. Características da Maré

A maré observada no Seixal (ver Figura V.4-1 para a localização do marégrafo) apresentou as características enumeradas no Quadro V.4-2.

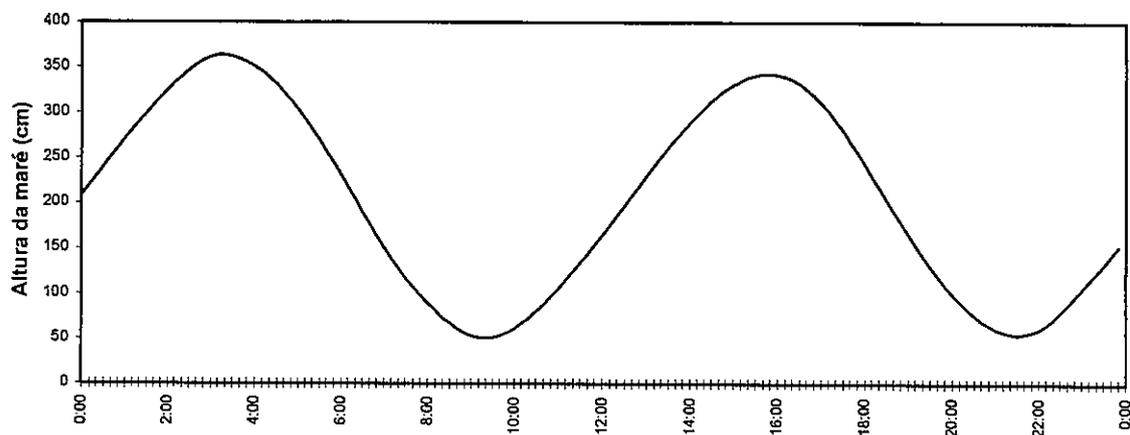
Quadro V.4-2

Características da maré observada na Baía do Seixal.

	1ª campanha (11.02.98)	2ª campanha (23.03.98)
Amplitude (m)	3,12	1,50
Nível máximo (m ZH)	3,63	2,88
Nível mínimo (m ZH)	0,51	1,38

Verifica-se que a curva de maré local apresenta alguma assimetria, sendo os tempos de vazante mais curtos que os de enchente (Figura V.4-5). A assimetria da curva de maré é mais evidente em marés vivas, atingindo a diferença entre as durações da enchente e da vazante cerca de 50 minutos. Esta assimetria reflectir-se-á na intensidade das correntes de maré, como será discutido no ponto seguinte. É uma situação descrita em alguns estuários principalmente quando o volume de água retido acima das áreas intertidais é elevado quando comparado com o volume de água nos canais (Eisma, 1998).

Baía do Seixal (11.02.98)



Baía do Seixal (23.03.98)

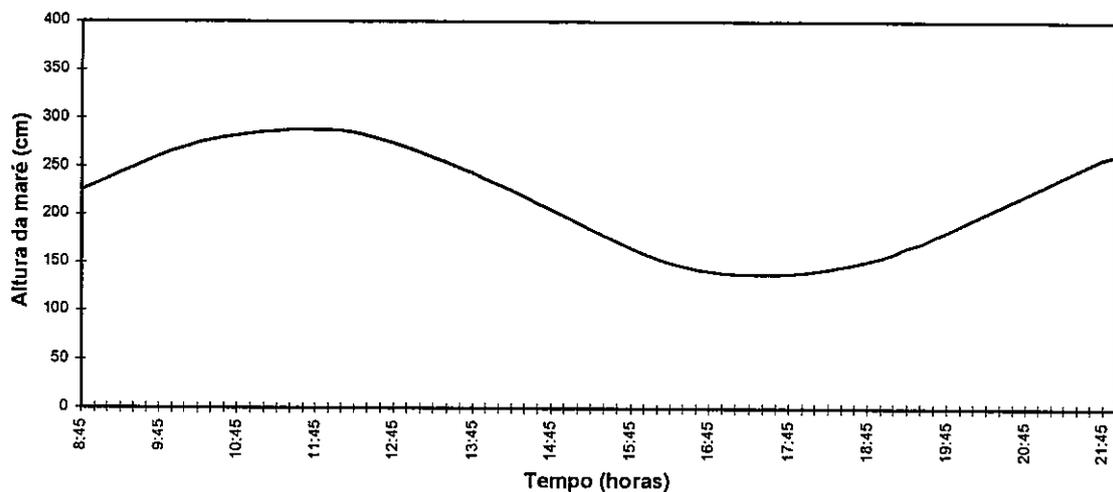
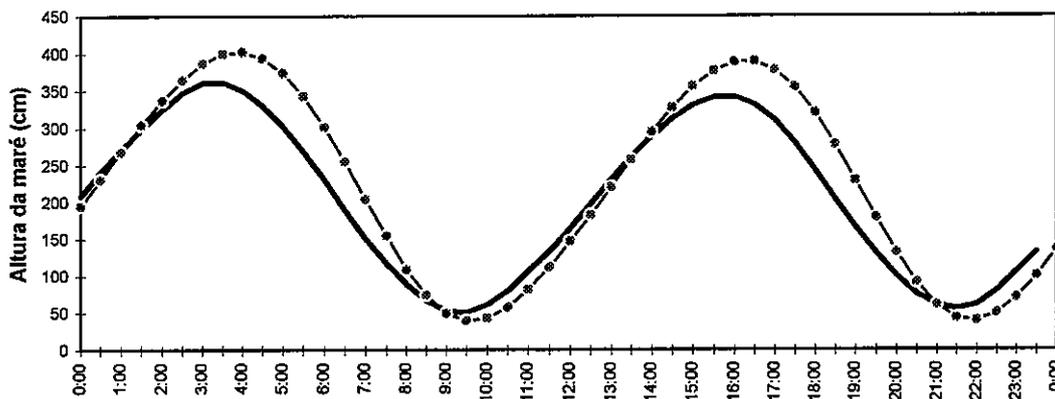


Figura V.4-5 - Curvas de maré observadas no Seixal.

As curvas de variação temporal da maré obtidas no Seixal foram comparadas com as curvas de previsão do Instituto Hidrográfico para aquele local (programa MARE, versão 1.3) (Figura V.4-6). De referir que a localização do marégrafo usado na campanha não coincide com a do marégrafo considerado na previsão; o primeiro localizou-se no canal do Seixal (ver Figura V.4-1), o segundo no rio Coina, na zona da Azinheira (coordenadas: 38°39',08N; 9°4',49W). Deste facto esperar-se-iam, eventualmente, algumas diferenças entre as curvas observadas e previstas. No entanto, as diferenças constatadas foram

consideráveis: a maré observada apresenta uma amplitude inferior ao previsto em marés vivas, e superior em marés mortas; em ambos os casos, as estofas de maré ocorrem antes da previsão (cerca de 30 minutos em maré viva e 1 hora em maré morta). Estas diferenças não podem ser explicadas apenas pela localização dos maregráfos, nem por factores meteorológicos ou hidrológicos. Resta considerar a existência de alguma imprecisão na previsão das marés para aquele local através do programa mencionado, já que os valores de previsão obtidos pela Tabela de Marés (Instituto Hidrográfico, 1997) aproximam-se dos observados, quer em amplitude, quer nos tempos de ocorrência das estofas.

Seixal (11.02.98)



Seixal (23.03.98)

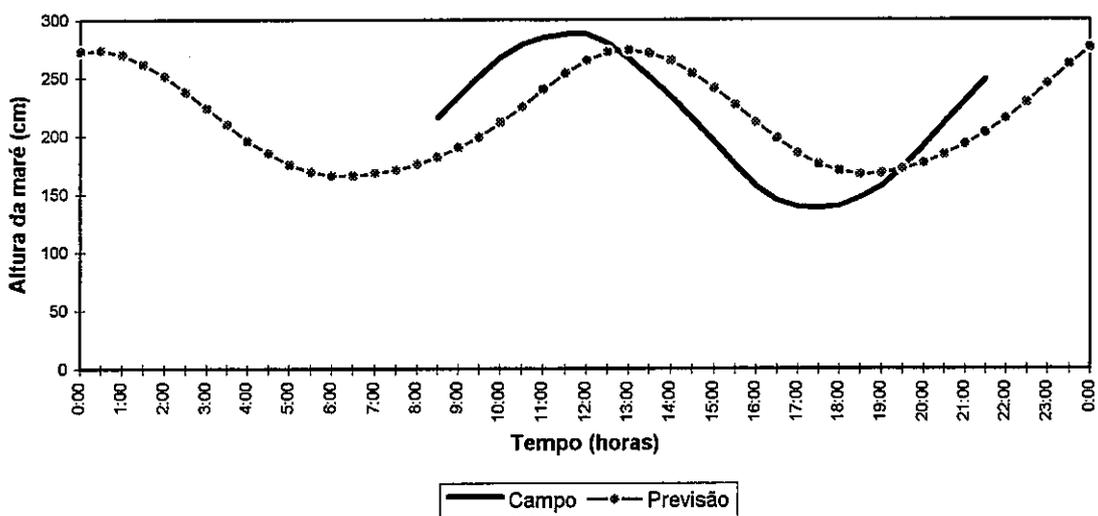


Figura V.4-6 - Curvas de maré observadas e previstas no Seixal.

Comparando as curvas de maré observadas no Seixal e no Terreiro do Paço (coordenadas: 38°42',3N; 9°07',9W) (Figura V.4-7), verifica-se que há um atraso na ocorrência das estofas a montante, superior em marés mortas, que corresponde ao tempo de propagação da onda de maré (Quadro V.4-3). A amplitude da maré é semelhante em ambas as estações.

Através dos resultados obtidos pode-se concluir que a curva de maré no Seixal se apresenta ligeiramente assimétrica, com tempos de vazante inferiores aos de enchente.

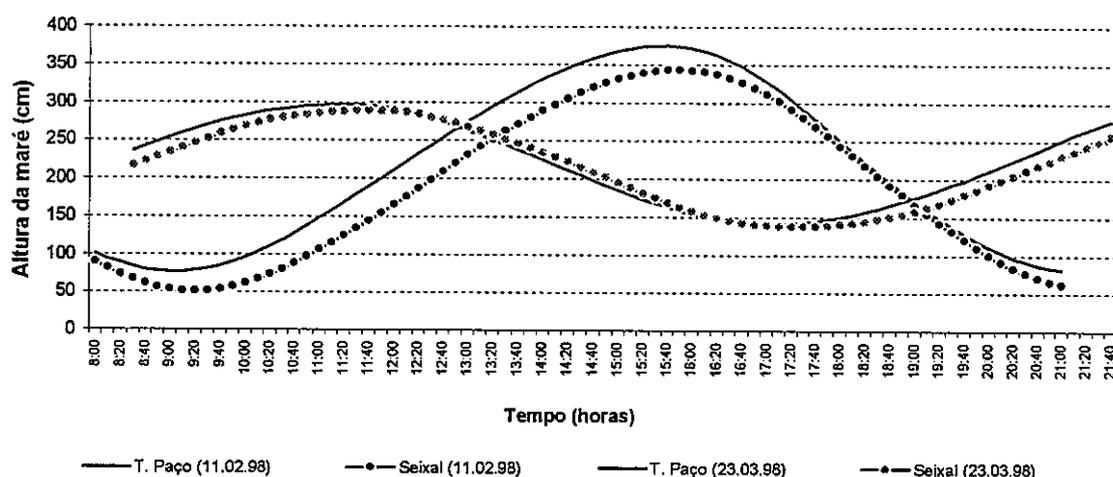


Figura V.4-7 - Comparação das curvas de maré observadas no Seixal e no Terreiro do Paço.

Quadro V.4-3

Atraso na ocorrência das estofas de maré no Seixal, em relação ao Terreiro do Paço.

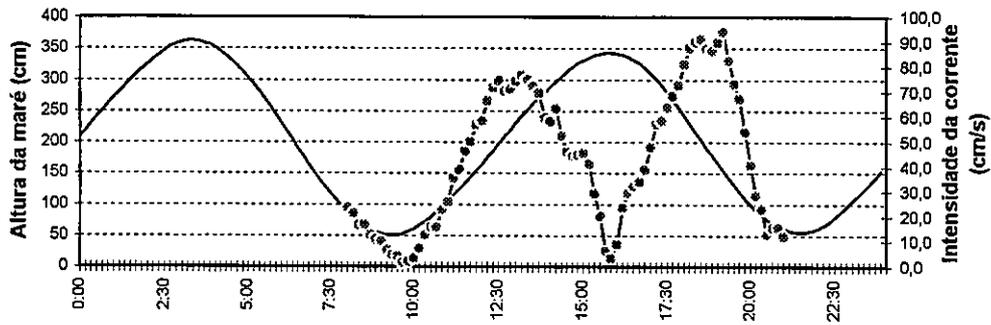
	Preia-mar	Baixa-mar
Marés vivas	5 min.	15 min.
Marés mortas	25 min.	15 min.

4.3.2. *Correntes de Maré*

Os valores apresentados na análise das correntes de maré correspondem à média de 10 minutos de medição (uma observação por minuto) para a estação 1; no caso da estação 2, correspondem ao valor médio de 100 s de medição obtido em intervalos de 30 minutos na campanha de marés vivas, e de 10 minutos em marés mortas. A diferença na frequência das leituras deve-se ao equipamento utilizado nas duas estações (ver Anexo I). Os correntómetros foram colocados a diferentes níveis na coluna de água, de modo a detectar alguma variação significativa da intensidade e direcção das correntes. Uma vez que não se verificaram variações importantes assume-se que os valores obtidos representam a média na coluna de água.

Os dados recolhidos na baía do Seixal mostram que os valores máximos e médios da intensidade da corrente são mais elevados na vazante, em marés vivas (Figura V.4-8), e na enchente, em marés mortas, em ambas as estações (Figura V.4-9). No caso das marés vivas, este facto reflecte a assimetria das curvas de maré com tempos de vazante inferiores aos de enchente. Em ambos os casos, a intensidade mais elevada ocorre entre a meia-maré e a estofa seguinte. A diferença entre a intensidade máxima de vazante e de enchente é superior em maré viva e na estação 2 (Quadro V.4-4).

Baía do Seixal - estação 1



Baía do Seixal - estação 2 (11.02.98)

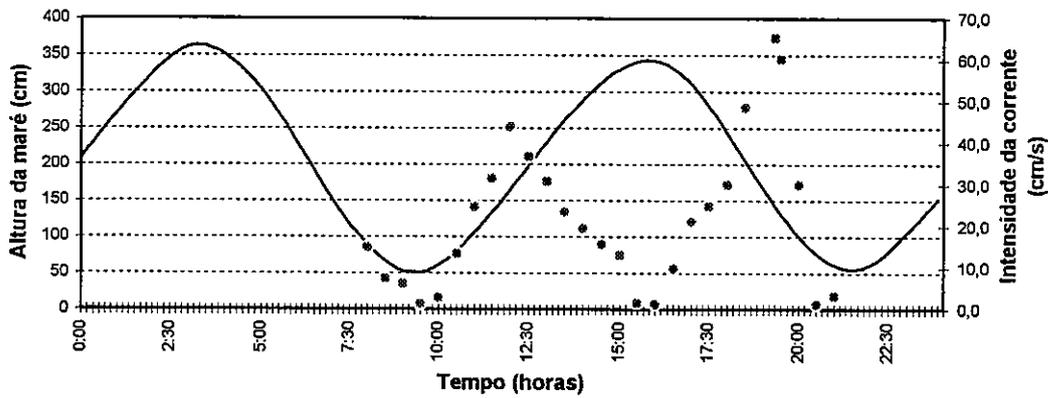
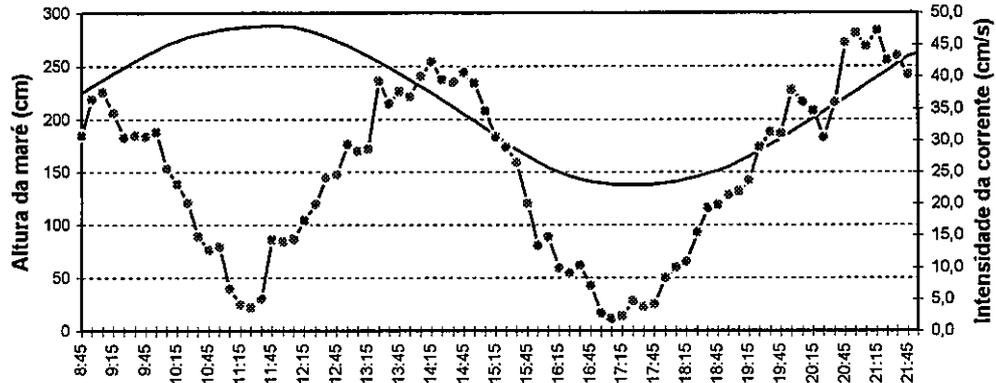


Figura V.4-8 - Intensidade das correntes de maré medidas na baía do Seixal, em situação de maré viva (11.02.98).

Baía do Seixal - estação 1 (23.03.98)



Baía do Seixal - estação 2

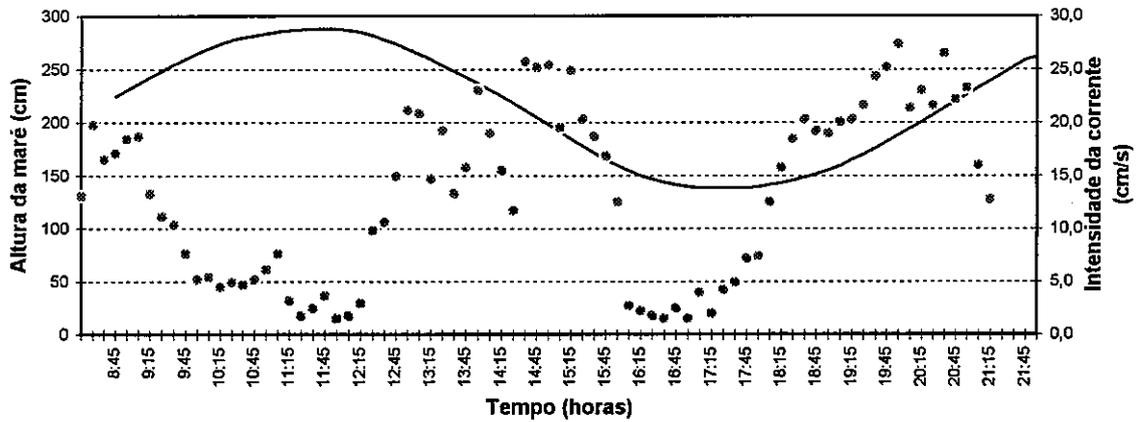


Figura V.4-9 - Intensidade das correntes de maré medidas na baía do Seixal, em situação de maré morta (23.03.98).

Quadro V.4-4

Intensidades máximas e médias das correntes de maré observadas durante a vazante e enchente na baía do Seixal.

		Intensidade máx. (cm/s)		Intensidade méd. (cm/s)	
		Estação 1	Estação 2	Estação 1	Estação 2
Maré viva	Vazante	96,8	65,4	53,8	26,9
	Enchente	80,7	44,1	42,0	19,9
Maré morta	Vazante	45,5	25,7	24,7	13,9
	Enchente	51,3	27,3	26,5	17,5

Os valores obtidos em maré morta na estação 2 apresentam uma oscilação considerável, o que poderá reflectir imprecisão do aparelho utilizado nesta estação, principalmente quando a intensidade das correntes é baixa.

Nas marés estudadas, a inversão das correntes em preia-mar coincide com a estofa de maré. No entanto, em baixa-mar, a inversão é mais demorada, fazendo-se com um ligeiro desfazamento em relação à estofa: em marés vivas, devido à dominância da vazante, a intensidade absoluta das correntes é superior a zero mesmo quando o nível de maré é mínimo, anulando-se após a estofa; em marés mortas, as correntes anulam-se antes da estofa de baixa-mar devido à sua fraca intensidade.

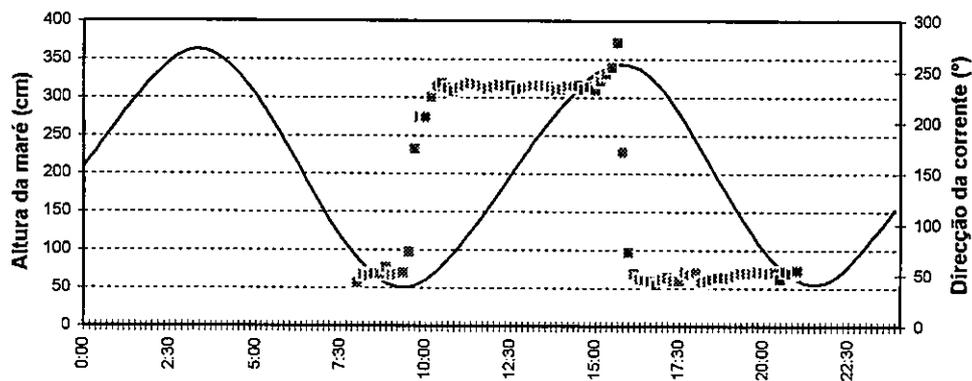
Dos dados analisados conclui-se que na baía do Seixal a maré apresenta dois tipos de assimetria: o primeiro, em que a duração da enchente é diferente da duração de vazante, reflectindo-se na diferença entre a média das intensidades de enchente e de vazante; o segundo é traduzido pela diferença entre o tempo de inversão das correntes na preia-mar e na baixa-mar. Estas assimetrias da maré são importantes no que diz respeito ao transporte residual de sedimentos (Eisma, 1998), como será analisado adiante.

A assimetria da curva de maré resulta da distorção não linear da onda de maré, geralmente causada por efeitos de atrito e de interacção com a batimetria (Eisma, 1998). Dos efeitos de atrito resultam geralmente enchentes mais curtas, com maior intensidade das correntes. Estes sistemas de enchente dominante são típicos de zonas de espraiados, sendo frequentemente descritos na literatura (Ashley e Zeff, 1988; Pethick, 1996; Eisma, 1998). No entanto, em bacias onde o volume de água retido acima das áreas intertidais é elevado, quando comparado com o volume de água nos canais, a baixa velocidade nas zonas intertidais causa que a maré em águas altas se propague mais lentamente que em águas baixas quando confinada aos canais; este facto provoca que a vazante seja mais curta que a enchente, resultando correntes de vazante com intensidades superiores (Friedrichs e Aubrey, 1988). Os efeitos opostos que o atrito e a geometria da bacia, por um lado, e os espraiados por outro, têm na onda de maré, fazem com que seja difícil prever a dominância de vazante ou de enchente num determinado sistema. A baía do Seixal é um exemplo particular em que a dominância da enchente ou da vazante depende da amplitude de maré: em marés mortas, o sistema é dominado pela enchente devido aos efeitos de interacção da onda de maré com a batimetria e geometria da baía, sendo uma situação

típica das zonas de espraiados; em marés vivas, a capacidade de retenção de água nos espraiados torna-se importante provocando a dominância da vazante no sistema (Eisma, 1998). Neste último caso, a descontinuidade morfológica entre a embocadura da baía e a zona interior poderá aumentar o efeito de dominância da vazante.

A direcção das correntes de maré observadas na baía do Seixal aproxima-se da direcção dos canais em ambas estações (Figuras V.4-10 e V.4-11). Na estação 1, a direcção das correntes varia entre 230° e 240° durante a enchente, e entre 50° e 60° na vazante; na estação 2, a direcção das correntes é de 280°-290° na enchente, e de 100°-110° na vazante. Nos resultados referentes à estação 2, a mudança de sentido das correntes não está tão bem marcada como nos resultados da estação 1. Este facto deve-se ao modo de funcionamento diferente dos correntómetros utilizados nas estações (ver Anexo I).

Baía do Seixal - estação 1



Baía do Seixal - estação 2 (11.02.98)

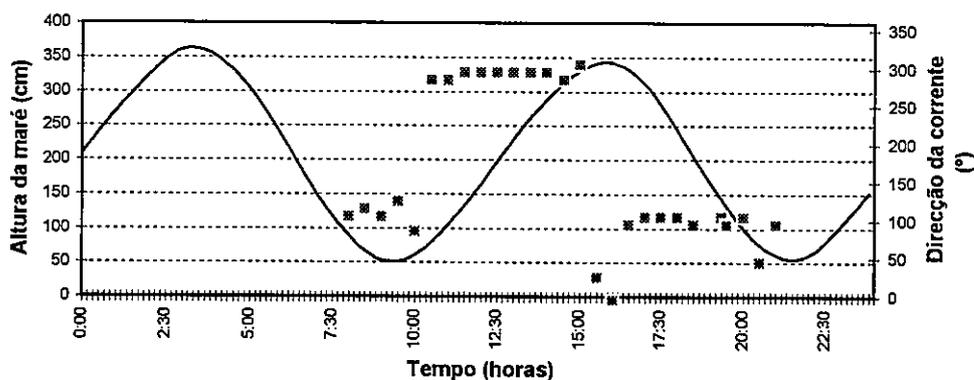
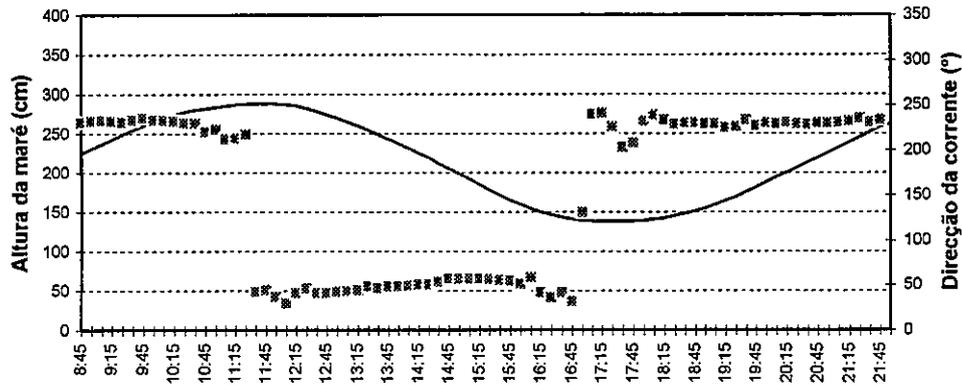


Figura V.4-10 - Direcção das correntes de maré medidas na Baía do Seixal, em situação de maré viva (11.02.98).

Baía do Seixal - estação 1 (23.03.98)



Baía do Seixal - estação 2

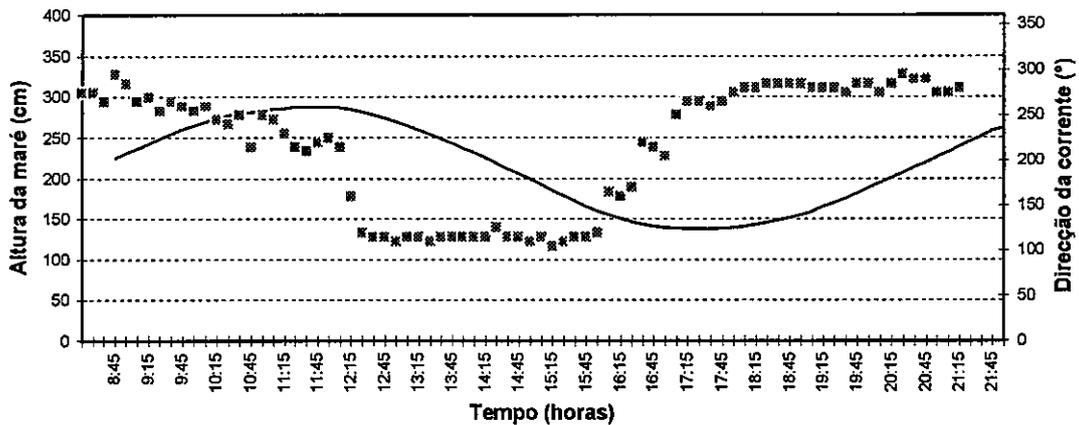


Figura V.4-11 - Direcção das correntes de maré medidas na Baía do Seixal, em situação de maré morta (23.03.98).

4.3.3. Prismas de Maré

Pretendeu-se quantificar, de modo aproximado, a relação entre os volumes de água no interior da baía em preia-mar e baixa-mar, durante os ciclos de maré viva e maré morta. Considerando que a circulação na baía do Seixal tem apenas origem na maré, não havendo entrada de água através da rede hidrográfica local, os volumes de água que atravessam a secção da estação 1 deverão representar aproximadamente os volumes que entram e saem da baía durante o período de maré. Os volumes de água foram calculados por integração dos caudais ao longo do tempo, durante a enchente e a vazante. Devido a condicionalismos

técnicos, não se dispõe de medições durante ciclos de maré completos o que limita a interpretação dos resultados.

Na Figura V.4-12 estão representados os volumes cumulativos de água que atravessaram as secções das estações de medida durante os períodos de maré viva e de maré morta. No caso da maré de maior amplitude, verifica-se que o volume de água que entra na baía (correspondente à estação 1) durante a enchente é cerca de $9 \times 10^6 \text{ m}^3$, enquanto na estação 2 é de apenas $1,2 \times 10^6 \text{ m}^3$. A relação entre estes volumes mantém-se na vazante. Embora os resultados apresentados não contemplem os 30 minutos finais da vazante, considerou-se que devido à fraca intensidade das correntes, os caudais nessa altura não deveriam ser significativos de modo a alterar a tendência dos resultados. Conclui-se assim que, cerca de 87% da água que entra na baía durante a enchente de marés vivas não atinge a estação 2, mantendo-se esta proporção no período de vazante. Este facto sugere que o canal do rio Judeu e os rasos de maré adjacentes, em direcção à Amora, apresentam grande capacidade de retenção de água. Os resultados em maré viva mostram que não há fluxo residual de enchente ou de vazante.

Em maré morta, e como seria de esperar, os volumes de água que atravessam as secções estudadas são inferiores aos verificados em maré viva. Embora as medições não incluam um período de enchente completo, os resultados indicam, pelo menos aparentemente, que o volume de enchente é ligeiramente superior ao de vazante. Considerando que o somatório dos dois troços de enchente é representativo de um período de enchente completo, a diferença de volumes em relação à maré viva é de 50% na vazante e de 30% na enchente. Os resultados sugerem aparente fluxo residual na enchente em maré morta. A relação de volumes entre as duas estações é semelhante à obtida em maré viva, entre 10 e 15%.

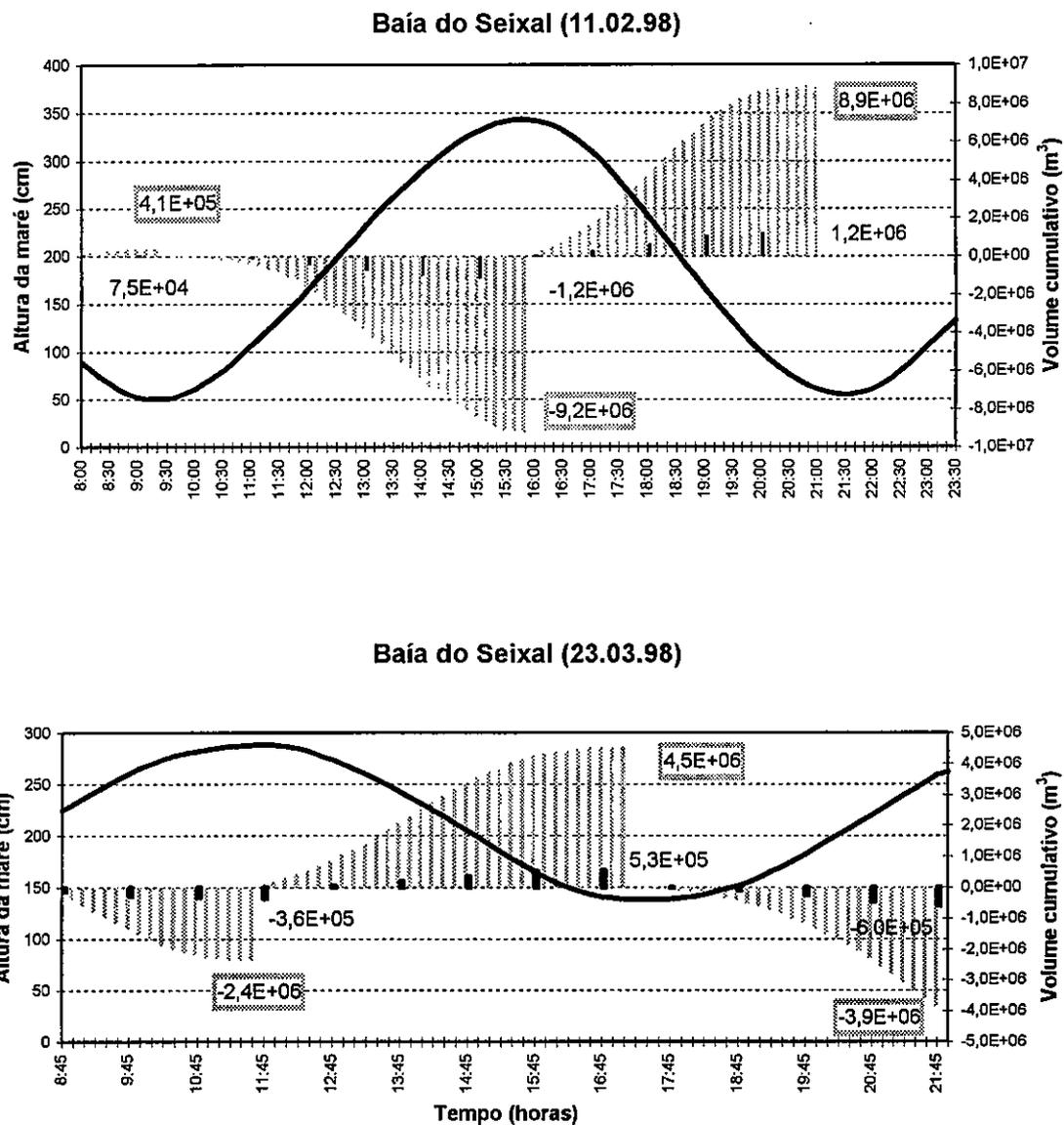


Figura V.4-12 - Volume cumulativo de água nas secções da estação 1 e estação 2, em situação de maré viva (11.02.98) e maré morta (23.03.98).

Embora com as limitações referidas, os resultados fornecem informações interessantes sobre os fluxos de água entre a baía do Seixal e o exterior, e sobre a circulação no interior da baía. A maior parte do volume de água que entra na baía do Seixal não atinge a estação a montante; mostrando a grande capacidade de retenção de água do troço montante do rio Judeu. Em maré viva dá-se a renovação quase completa da água no interior da baía. Os resultados obtidos reflectem as características hidráulicas dos canais estudados; o canal do rio Judeu, onde está implantada a estação 1, faz a ligação da baía com o exterior, enquanto o canal a montante faz a ligação entre o rio Judeu e o sapal,

drenando grande parte da zona de espriados. O primeiro transportará volume de água superior, sendo o caudal função directa da variação do nível de água no exterior (Figura V.4-13). O segundo caso, corresponderá a um canal com menor capacidade de resposta às variações do nível exterior da baía, dependendo da capacidade de retenção de água dos espriados e da velocidade de drenagem dos mesmos.

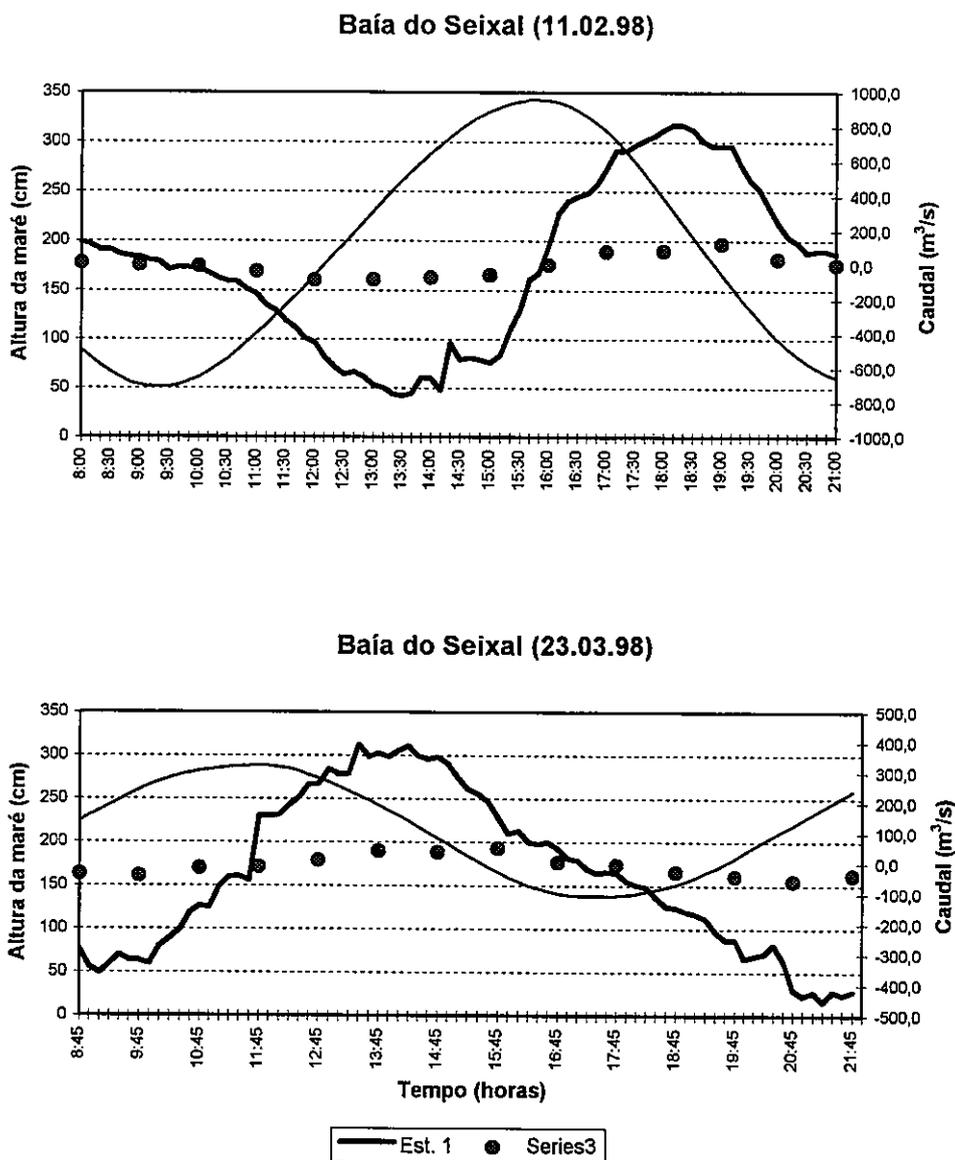


Figura V.4-13 - Variação do caudal nas secções da estação 1 e estação 2, em situação de maré viva (11.02.98) e maré morta (23.03.98).

4.3.4. Caudal Fluvial

As condições hidrodinâmicas verificadas durante as campanhas foram condicionadas principalmente pela maré, no entanto verificou-se que a descarga fluvial do rio Tejo apresentou valores consideravelmente diferentes nas duas campanhas. No Quadro V.4-5 apresenta-se a média obtida através dos valores de caudais médios diários dos 5 dias que antecederam as campanhas medidos na estação hidrométrica de Santarém-Ómnias, gentilmente cedidos pelo Instituto da Água.

Quadro V.4-5

Caudal médio observado na estação hidrométrica de Santarém-Ómnias, nos 5 dias que antecederam a campanha (Instituto da Água).

Campanha	Caudal médio (m ³ /s)
11.02.98	1436,09
23.03.98	157,47

Não foi possível obter informações hidrológicas relativamente à rede hidrográfica local devido à inexistência de estações hidrométricas nos afluentes da baía do Seixal. A ocupação antrópica da região envolvente à baía, incluindo a artificialização das linhas de água, sugere que o caudal fluvial local não deverá ter expressão na hidrodinâmica da zona em estudo. No entanto, em alturas de precipitação elevada, a rede hidrográfica local (principalmente o rio Judeu e a Vala da Quinta da Princesa) deverá ter importância no acarreio de sedimentos para a baía.

4.3.5. Vento

A hidrodinâmica das áreas intertidais é geralmente dominada pelas correntes de maré mas, em zonas pouco profundas, o vento pode alterar profundamente a circulação devido à elevação do nível da água e formação de ondas (Eisma, 1998). Em certas condições, a velocidade orbital junto ao fundo induzida por ondas de geração local pode ser mais significativa na ressuspensão de sedimentos dos rasos de maré do que a velocidade da corrente (Pejrup, 1986; Luettich *et al.*, 1990).

Durante as campanhas efectuadas na baía do Seixal, os valores de intensidade de vento (Quadro AIII-8 no Anexo III) não tiveram expressão significativa na hidrodinâmica da baía. No entanto, observações visuais em dias de vento forte do quadrante sul (por exemplo, intensidade do vento de 11 cm/s no dia 12.05.94) mostraram que situações de mareta podem ocorrer no interior da baía, principalmente quando o nível da água é elevado. Nessas condições, a agitação tem um papel importante na erosão das zonas mais elevadas dos rasos de maré, provocando rebordos de erosão ou taludes entre o sapal e o raso, e a entrada em suspensão de material.

4.4. Propriedades Físico-Químicas da Água

4.4.1. Salinidade

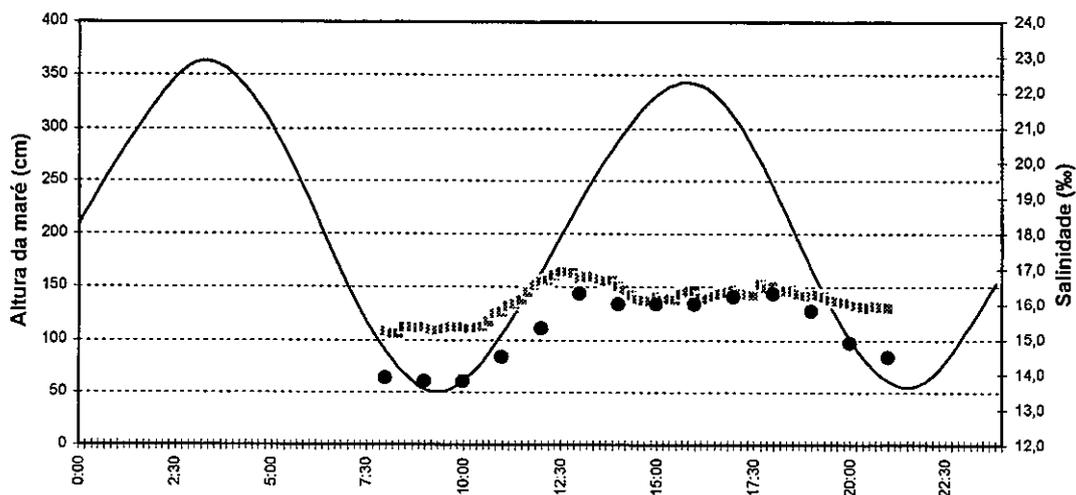
O comportamento da salinidade mostra que esta, no interior da baía, depende exclusivamente da entrada de água do exterior com salinidade superior, não havendo entrada significativa de água doce no sistema (Figura V.4-14).

Em maré viva, a salinidade variou entre 15-17‰ na estação 1, e 14-17‰ na estação 2. Tal como seria de esperar, o valor máximo ocorre na estação a jusante. Durante a enchente os valores nas duas estações aproximam-se, coincidindo praticamente durante a preia-mar. No entanto, no final da vazante, a salinidade nas duas estações difere, sugerindo mistura incompleta da água a montante. A amplitude de variação da salinidade é superior na estação 2 (2,5‰), onde ocorrem valores mais baixos na vazante.

Na campanha efectuada em maré morta, os valores de salinidade foram superiores aos observados em maré viva, embora apresentando amplitude reduzida; a salinidade variou apenas 1‰ entre as duas estações. Não se encontra explicação para a ocorrência de salinidade mais elevada em maré morta; o salinómetro estava calibrado, o que afasta a possibilidade de erro instrumental. A pequena amplitude dos valores de salinidade em maré morta dever-se-á à renovação incompleta da água na baía.

Uma vez que os valores de precipitação média e de caudal fluvial (Quadro AIII-8 do Anexo III) nos dias que antecederam as campanhas foram idênticos, a salinidade verificada na baía do Seixal dependerá apenas da variação da maré e da temperatura do ar. De um modo geral, os valores de salinidade observados são concordantes com os apresentados por Calvário (1982) e Castanheiro e Crespo (1983) para o estuário interno do Tejo.

Baía do Seixal (11.02.98)



Baía do Seixal (23.03.98)

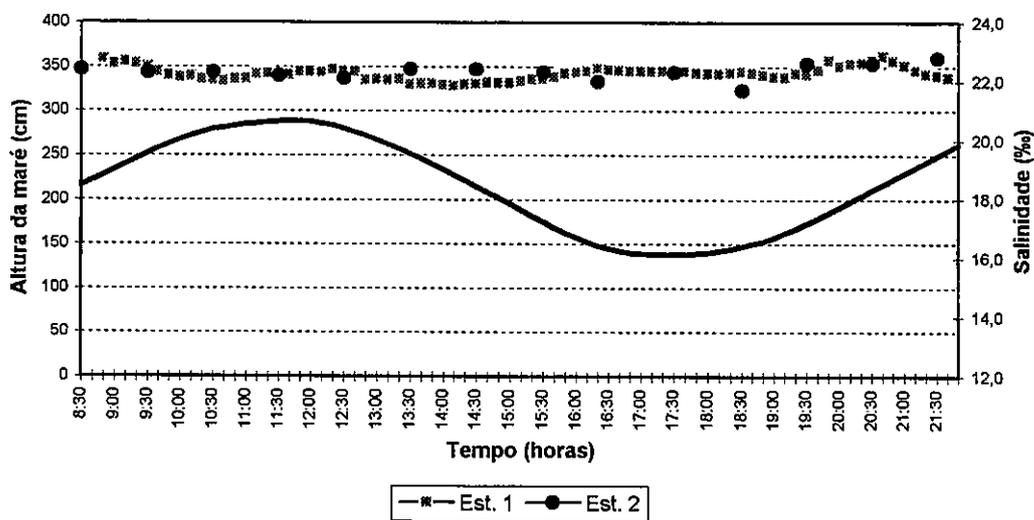


Figura V.4-14 - Variação da salinidade na baía do Seixal, em situação de maré viva (11.02.98) e maré morta (23.03.98).

4.4.2. Temperatura

Na baía do Seixal verifica-se que a variação da temperatura da água ao longo do ciclo da maré depende do aquecimento diurno do ar (Figura V.4-15). A extensão lateral da baía e a profundidade média reduzida favorecem o aquecimento da água por exposição solar.

Em maré viva, os valores da temperatura da água variaram entre 14° e 16° e, em maré morta, entre 17° e 21°. Verifica-se que a temperatura média do ar foi cerca de 2° mais elevada na segunda campanha. (ver Quadro AIII-8 do Anexo III). Tanto em maré viva como em maré morta, os valores de temperatura da água foram superiores na estação 2, que também teve amplitude térmica maior. Este facto deverá estar relacionado com a menor espessura da coluna de água nesta estação, havendo resposta mais rápida às variações da temperatura do ar. A evolução da temperatura ao longo do ciclo de marés vivas mostrou, em ambas as estações, um aumento no final do dia. Este aspecto poderá resultar da presença, no final da vazante, de água mais quente proveniente de zonas menos profundas e mais expostas ao Sol, como as áreas de sapal.

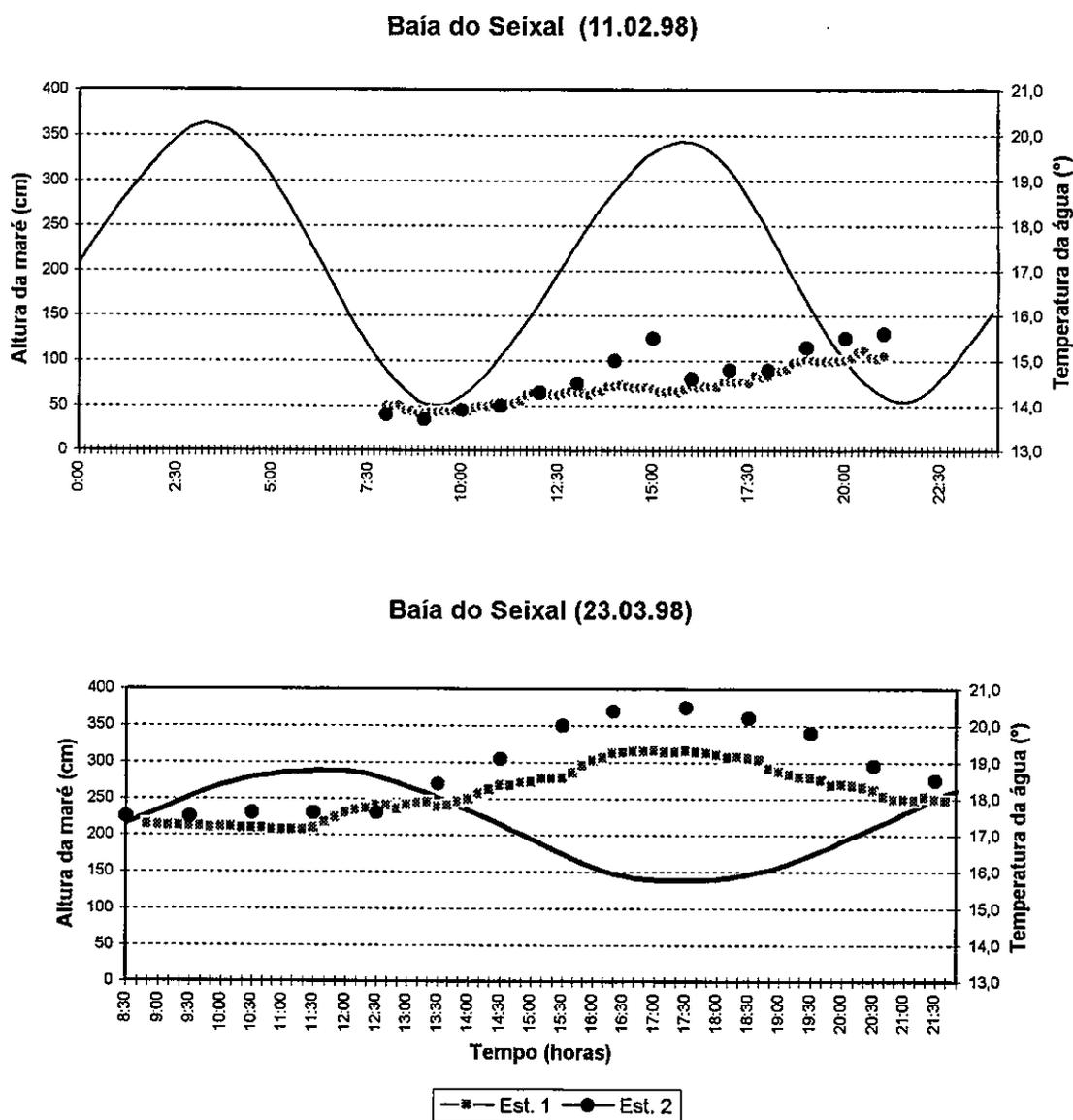


Figura V.4-15 - Variação da temperatura da água na Baía do Seixal, em situação de maré viva (11.02.98) e maré morta (23.03.98).

4.5. Sedimentos

4.5.1. *Condições de Ressuspensão dos Sedimentos de Fundo*

O fundo da baía do Seixal é constituído praticamente na sua totalidade por vasas e vasas arenosas com carácter coesivo, ou seja cuja fracção $< 2 \mu\text{m}$ ocorre em percentagens superiores a 10% da amostra total. As areias e areias vasosas encontram-se exclusivamente no talvegue do rio Judeu e, pontualmente no interior da baía (ver Figura V.4-3); são areias grosseiras com diâmetro médio entre 0,5 e 1 mm. Pelo que foi exposto conclui-se que a suspensão de sedimentos coesivos será o modo de transporte mais importante na dinâmica

sedimentar da baía do Seixal. No entanto, haverá transporte de areias por carga de fundo no troço final do rio Judeu, principalmente no troço que estabelece a ligação com o exterior da baía.

Na análise das condições de ressuspensão dos sedimentos de fundo na baía do Seixal, consideraram-se duas situações distintas: o transporte em suspensão dos sedimentos coesivos nos rasos de maré e canais pouco profundos, com base nas condições hidrodinâmicas observadas na estação 2; o transporte de areias por carga de fundo, tendo em conta as condições hidrodinâmicas observadas na estação 1. Em ambos os casos, as condições de ressuspensão dos sedimentos de fundo foram avaliadas em função da tensão de corte no fundo exercida no leito pela acção das correntes de maré.

Para as condições observadas durante as campanhas de maré viva e maré morta, a tensão de corte no fundo foi calculada através da expressão (5.8), aqui relembrada:

$$\tau = \rho c_f u^2$$

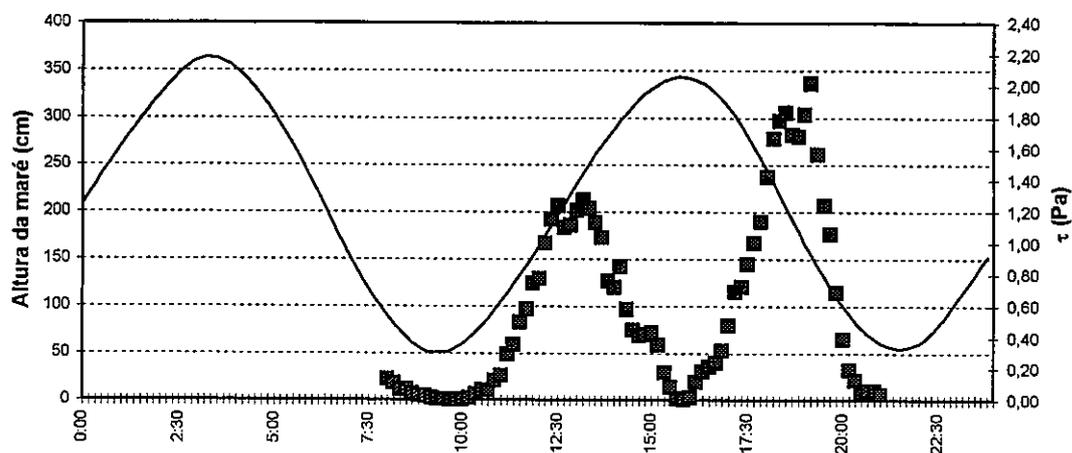
O coeficiente empírico de atrito (c_f) foi determinado através da expressão seguinte:

$$c_f = \frac{n^2 g}{h^{1/3}} \quad (5.22)$$

em que n = factor de Manning, considerado neste caso com o valor 0,020 (Portela, 1997); g = aceleração gravítica; h = profundidade média local.

A variação da tensão de corte no fundo ao longo da maré viva e maré morta está apresentada, respectivamente, na Figura V.4-16 e Figura V.4-17. Os valores mais elevados da tensão de corte no fundo ocorrem a meia maré, correspondendo às intensidades das correntes mais elevadas (ver Figura V.4-8 e Figura V.4-9). No entanto, como a tensão de corte no fundo varia inversamente com a profundidade local, os valores mais elevados da tensão de corte ocorrem em intervalos de tempo mais curtos que aqueles que caracterizam as correntes mais elevadas.

Baía do Seixal (11.02.98)



Baía do Seixal (23.03.98)

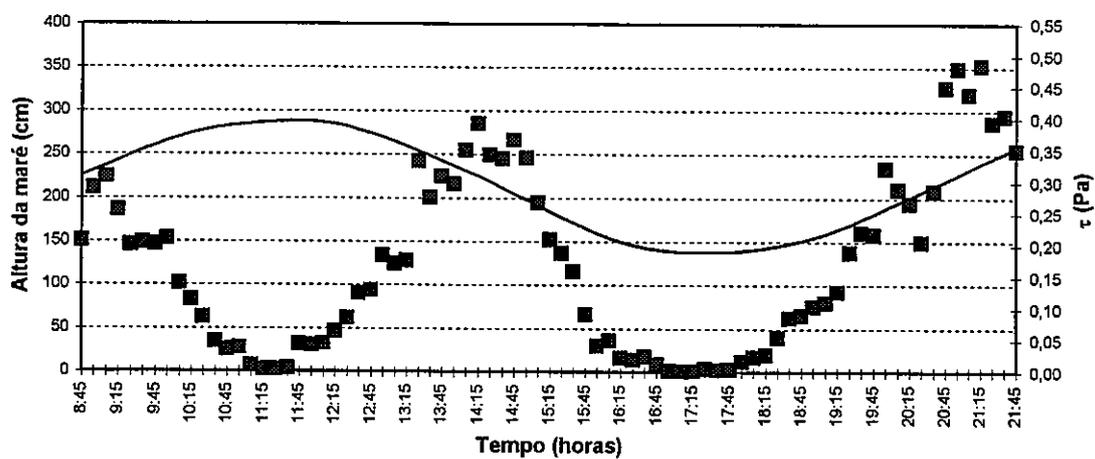
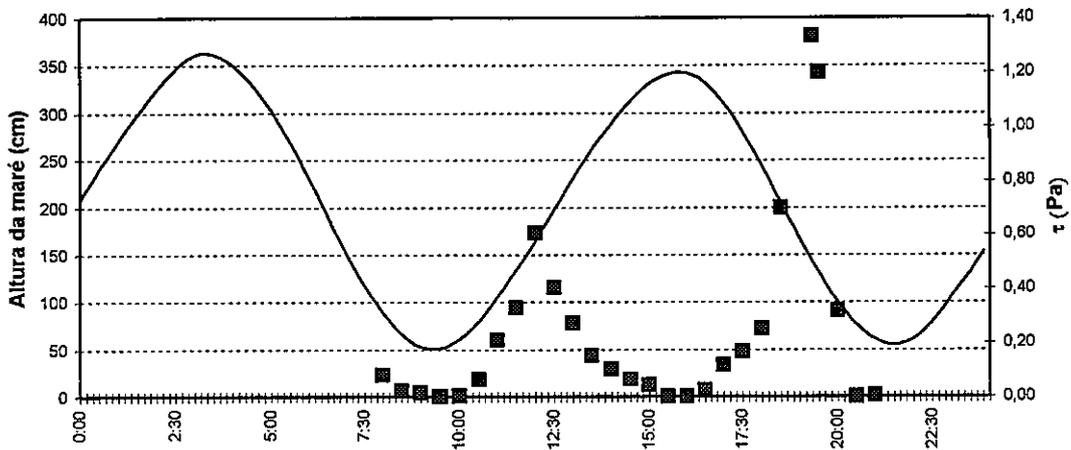


Figura V.4-16 - Variação da tensão de corte no fundo na estação 1, em situação de maré viva (11.02.98) e maré morta (23.03.98).

Baía do Seixal (11.02.98)



Baía do Seixal (23.03.98)

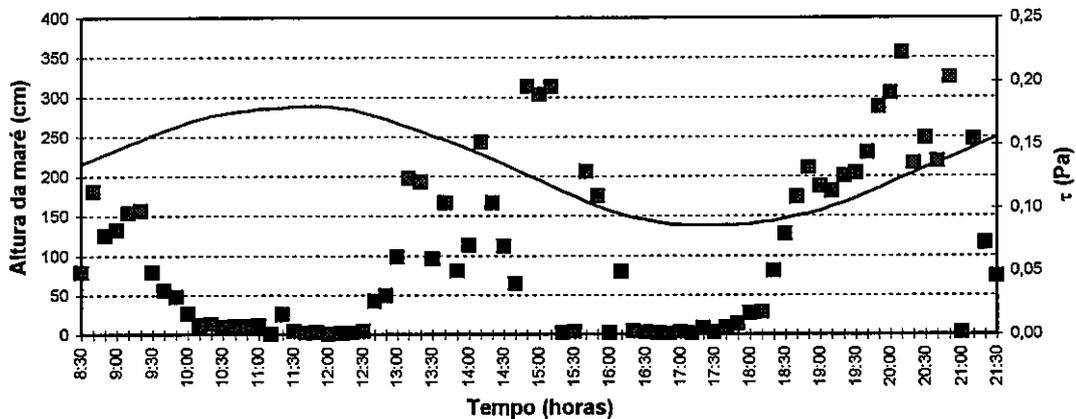


Figura V.4-17 - Variação da tensão de corte no fundo na estação 2, em situação de maré viva (11.02.98) e maré morta (23.03.98).

Ressuspensão de sedimentos coesivos

Os ensaios efectuados em canal anular, com sedimento vasoso recolhido no fundo da baía do Seixal (ver V.3.2.1.), mostraram que a ressuspensão destes sedimentos é significativa a partir de valores de tensão de corte no fundo de 0,4 a 0,5 Pa.

Tendo em conta estes valores de tensão crítica de erosão, e analisando os resultados obtidos na estação 2 da tensão de corte no fundo, conclui-se que as condições de ressuspensão dos sedimentos coesivos ocorrem apenas em maré viva; a tensão de corte no fundo é superior a 0,4 Pa durante 50 minutos na enchente, e 1 hora e 30 minutos na

vazante (Figura V.4-18). Estes resultados podem sugerir que é durante a vazante de águas vivas que ocorrem as melhores condições para a ressuspensão dos sedimentos coesivos do fundo dos rasos de maré e canais.

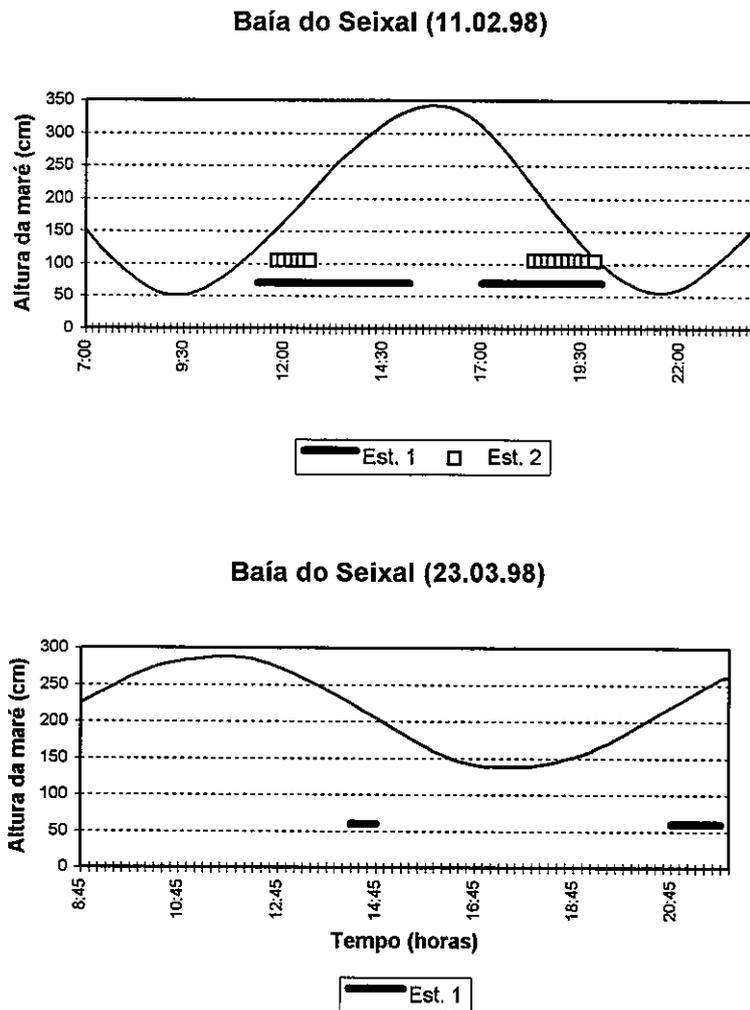


Figura V.4-18 - Condições de entrada em movimento dos sedimentos de fundo da baía do Seixal.

Entrada em movimento das areias

Em relação às areias, considerou-se que, para um diâmetro médio de 0,5 e 1mm, a tensão crítica de erosão varia entre 0,4 e 0,7 Pa. Este valor foi obtido através da relação entre a tensão crítica de erosão e o diâmetro das partículas apresentada por Miller *et al.* (1977) com base no trabalho de Lane (1955) (Figura V.4-19). O valor de tensão crítica considerado é concordante com o obtido por Freire (1993) para areias semelhantes mas através do método apresentado por Sternberg (1972).

Os valores de tensão de corte no fundo mostram que, tanto em maré viva como em maré morta, há condições para o início de movimento dos sedimentos arenosos no fundo do canal do rio Judeu (estação 1); a tensão de corte no fundo é superior ao valor crítico de erosão considerado (0,4 Pa) durante um período mais longo na enchente, quer em águas vivas, quer em águas mortas (Figura V.4-18). Estes resultados sugerem transporte residual por carga de fundo na enchente.

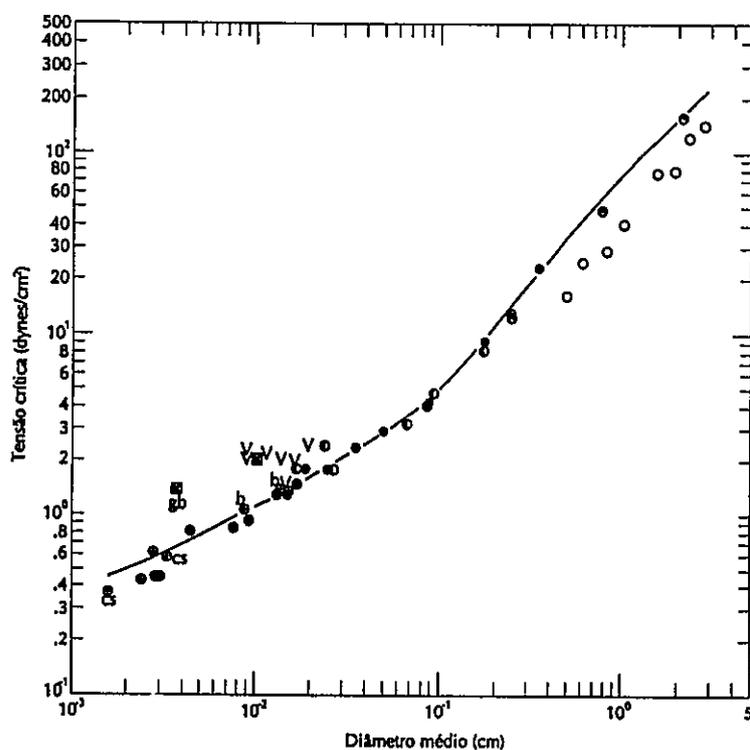


Figura V.4-19 - Relação entre o diâmetro médio e a tensão de corte no fundo necessária à entrada em movimento de partículas, com a densidade do quartzo e em água a 20° (adapt. Miller *et al.*, 1977).

Ressuspensão de sedimentos coesivos com mistura de areia

Através de ensaios experimentais sabe-se que a adição de areias a um sedimento vasoso, ou a adição de sedimentos silto-argilosos a uma areia, aumenta a tensão crítica de erosão. Uma vez que a maior parte dos sedimentos encontrados em estuários são misturas com granulometrias diversas, têm-se assistido a grande número de estudos experimentais sobre o comportamento das misturas de sedimentos face à erosão (Torfs *et al.*, 1995;

Torfs, 1997). No entanto, uma vez que o comportamento dos sedimentos depende das características específicas do material envolvido é difícil obter uma relação válida entre a percentagem de finos ou de areia numa mistura e a tensão crítica de erosão.

Na baía do Seixal, o teor em finos nos sedimentos arenosos é inferior a 20%. Face a este valor, considera-se que o comportamento das areias não deverá ser afectado significativamente pela presença de sedimentos silto-argilosos. Em contrapartida, os sedimentos vasosos podem incluir até cerca de 70% de areia na sua composição, o que poderá modificar drasticamente o seu comportamento face à erosão. Uma vez que não se dispõe de dados experimentais sobre o comportamento destes sedimentos, considerou-se que a adição de cerca de 50% de areia numa vasa poderia aumentar a tensão crítica de erosão num factor de 2 (Torfs *et al.*, 1995). Assim, para $\tau_{ce} > 0,6$ Pa, as condições de ressuspensão dos sedimentos de fundo da baía do Seixal serão reduzidas significativamente, passando a ocorrer apenas num curto período (cerca de 1 hora) durante a vazante de marés vivas.

Os resultados obtidos mostram que no interior da baía do Seixal, em rasos de maré e em canais pouco profundos, as correntes de maré podem provocar ressuspensão dos sedimentos coesivos do fundo, principalmente durante a vazante de marés vivas. Em marés de menor amplitude, parece não haver condições para a erosão dos sedimentos finos do fundo. Estes resultados podem sugerir a possível exportação de sedimento fino dos rasos de maré durante a vazante de marés vivas. Em relação às areias do fundo dos canais, verifica-se que o seu movimento é restrito no interior da baía, havendo condições para a entrada de material vindo do exterior.

A possível importância da acção do vento na ressuspensão de sedimentos coesivos em zonas intertidais, fenómeno amplamente referido na literatura (Shideler, 1984; Pejrup, 1986; Azley e Grizzle, 1988; Sanford, 1994; Christie *et al.*, 1997), não foi analisada, uma vez que durante as campanhas as condições foram de vento fraco.

4.5.2. Concentração de Sedimentos em Suspensão

Os resultados da concentração de sedimentos em suspensão (CSS) na baía do Seixal foram obtidos indirectamente, na estação 1 através da medição *in situ* da turbidez da água

(Figura V.4-20), e na estação 2 através da determinação gravimétrica dos sedimentos em suspensão em amostras de água colhidas a duas profundidades (Figura V.4-21).

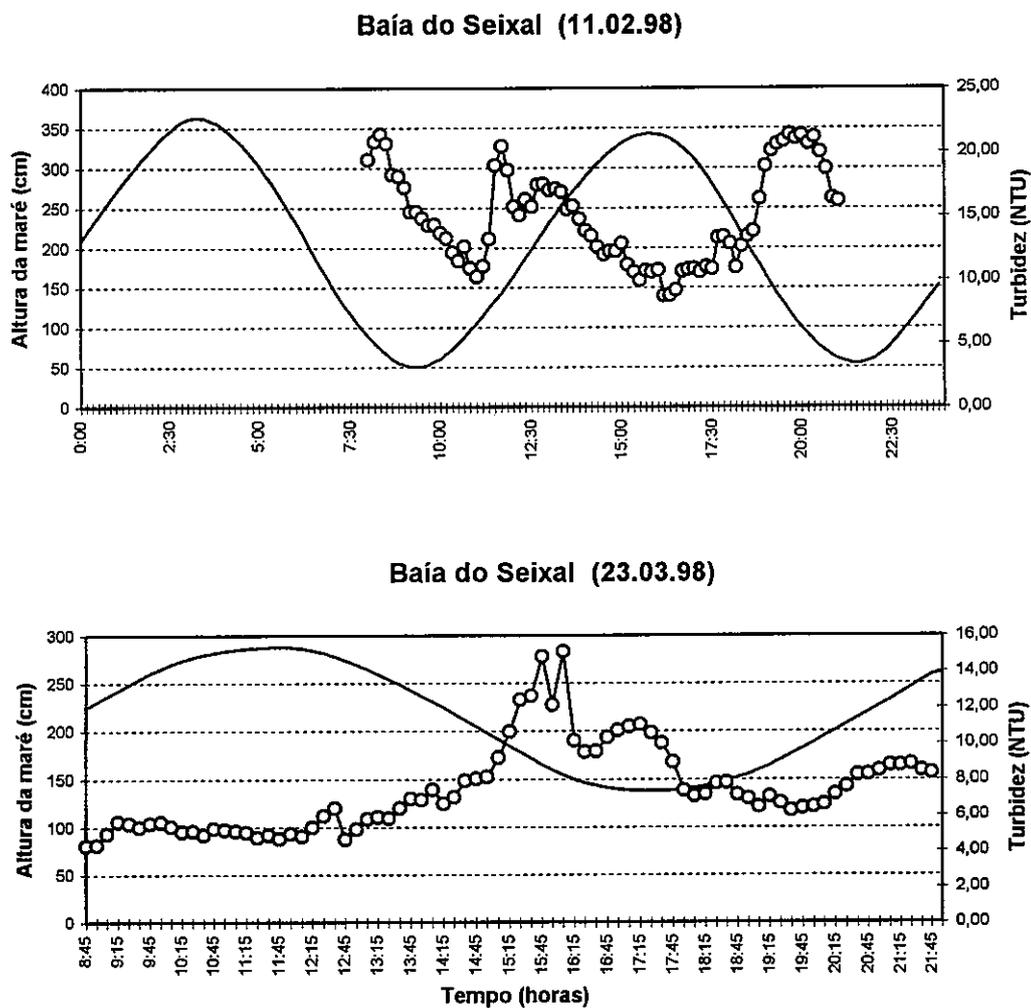
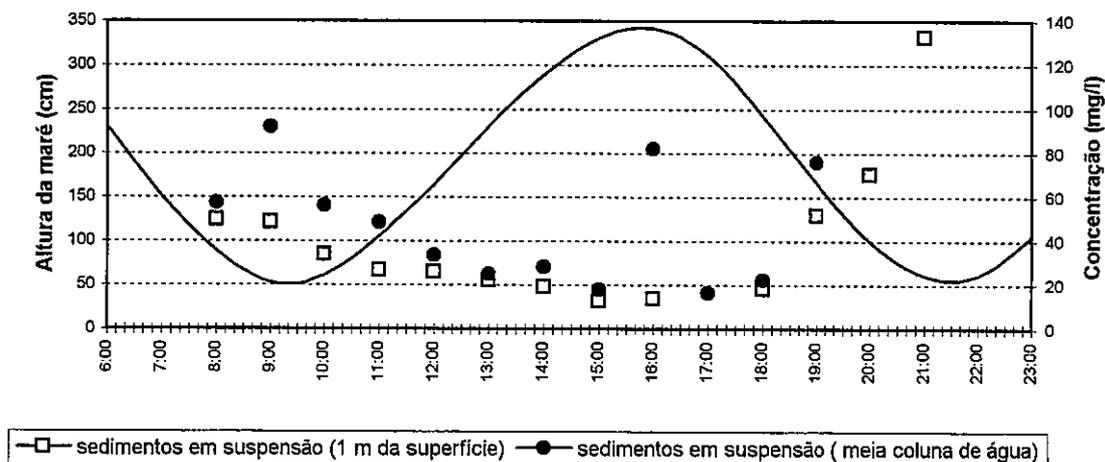


Figura V.4-20 - Variação da turbidez na estação 1, em situação de maré viva (11.02.98) e maré morta (23.03.98).

Baía do Seixal (11.02.98)



Baía do Seixal (23.03.98)

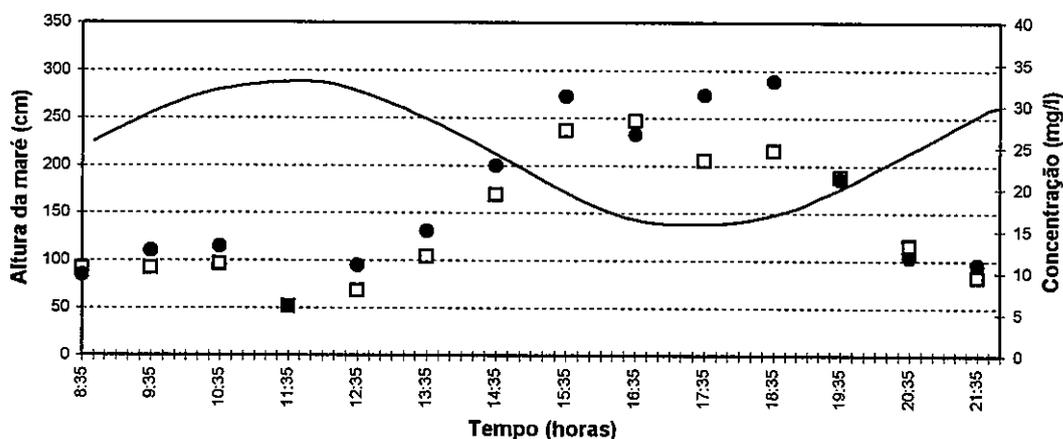


Figura V.4-21 - Variação da concentração de sedimentos em suspensão (CSS) na estação 2, em situação de maré viva (11.02.98) e maré morta (23.03.98).

Uma vez que interessava comparar os valores obtidos nas duas estações e quantificá-los em relação à CSS, foi necessário encontrar uma correspondência entre os valores de turbidez da água medidos em NTU (*neflometer turbidity units*) e os valores de CSS em mg/l. Para tal, usaram-se valores de CSS obtidos na estação 1 através da análise de amostras de água recolhidas em diferentes instantes da campanha de medição. A cada valor de CSS correspondeu um valor de turbidez medido nesse instante preciso, e um valor médio de turbidez obtido através da média de 5 minutos de medição, antes e depois do instante de recolha (Quadro V.4-6).

Quadro V.4-6

Valores usados na correlação entre a concentração de sedimentos em suspensão e a turbidez da água.

Instante de amostragem (23.03.98)	CSS (mg/l)	Turbidez inst. (NTU)	Turbidez méd. (NTU)
10:53	9,78	4,91	5,12
12:56	8,55	5,71	5,59
14:49	8,60	8,55	8,14
17:40	13,50	9,05	8,95
19:59	10,38	6,39	6,52

Analisando a correspondência entre os valores de CSS e turbidez, verifica-se que o 3º instante de medição apresenta turbidez instantânea e turbidez média diferentes do que seria de esperar; por esse facto, o 3º instante de medição foi excluído da correlação. A relação entre os valores de CSS e turbidez instantânea, e turbidez média é apresentada na Figura V.4-22. A recta de correlação escolhida para a conversão dos valores de turbidez foi baseada nos valores de turbidez média. Esta escolha deveu-se à melhor correlação apresentada ($r^2=0,88$) e ao facto dos valores de turbidez média representarem melhor a CSS obtida. Deste modo, os valores de turbidez obtidos na estação 1 foram transformados em CSS através da recta de regressão:

$$CSS = 3 + 1,15T \quad (5.23)$$

sendo CSS = concentração de sedimentos em suspensão em mg/l; T = turbidez média em intervalos de 10 minutos, expressa em NTU.

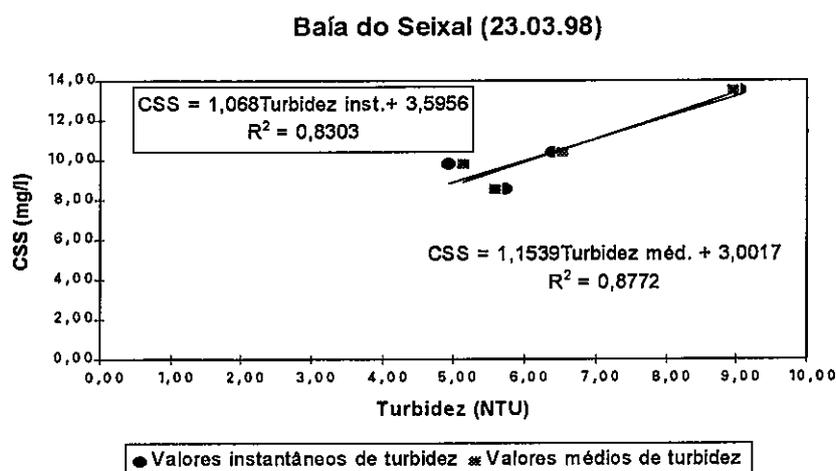


Figura V.4-22 - Correlação entre a concentração de sedimentos em suspensão e a turbidez (estação 1).

Convém referir que a capacidade de atenuação da luz do sedimento em suspensão é muito sensível à composição e distribuição granulométrica das partículas, não havendo uma relação universal que relacione CSS com a turbidez (Valeur *et al*, 1995). A flocculação ou o aumento da matéria orgânica em suspensão podem alterar as propriedades ópticas de uma determinada suspensão. A matéria orgânica atenua mais eficazmente a luz que o material inorgânico devido à sua menor densidade e à maior irregularidade superficial. No entanto, uma vez que apresenta menor peso, pode, para a mesma concentração de sedimento em suspensão, corresponder a valores de turbidez diferentes (Pejrup, 1986).

Nas Figuras V.4-23 e V.4-24 apresentam-se os valores de CSS obtidos na estação 1, através da relação (5.23), e os valores de concentração média de sedimentos em suspensão ao longo da coluna de água obtidos na estação 2.

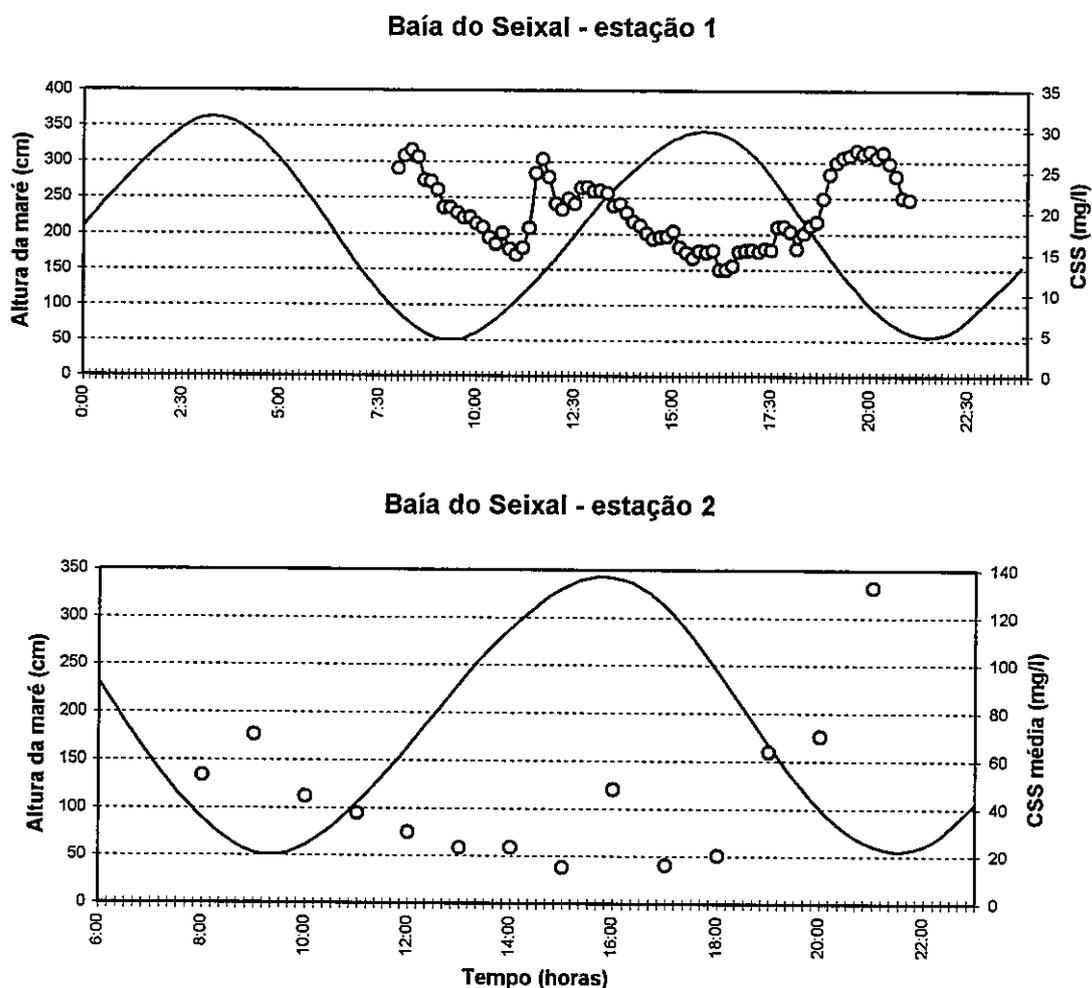
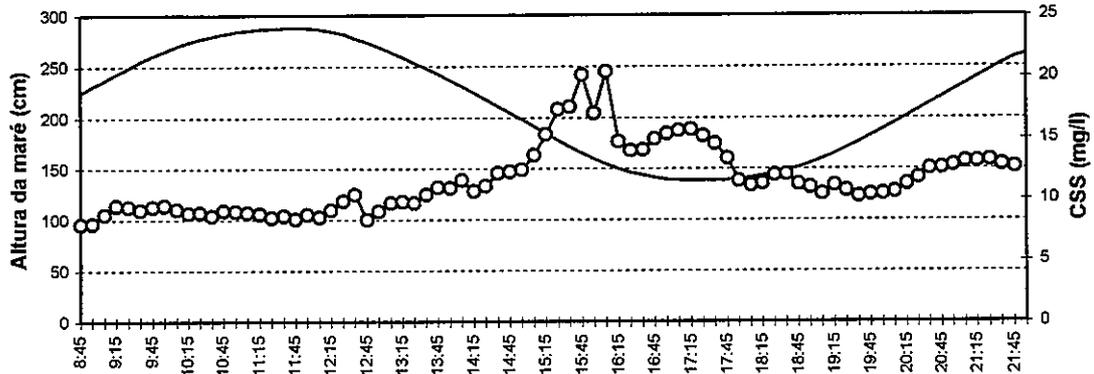


Figura V.4-23 - Variação da concentração de sedimentos em suspensão na Baía do Seixal, em situação de maré viva (11.02.98).

Baía do Seixal - estação 1



Baía do Seixal - estação 2

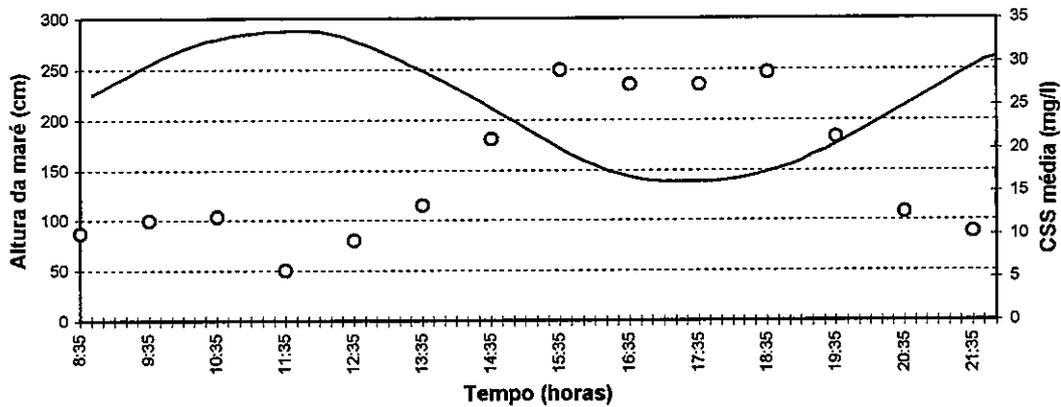


Figura V.4-24 - Variação da concentração de sedimentos em suspensão na Baía do Seixal, em situação de maré morta (23.03.98).

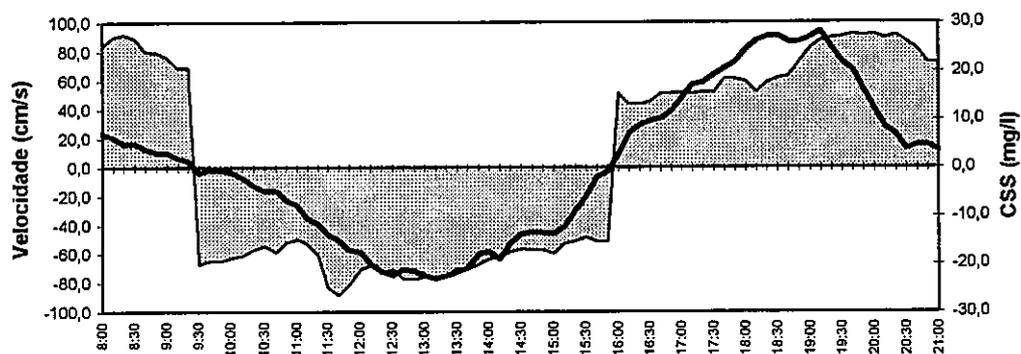
Verifica-se que os valores de CSS variam entre 13 e 140 mg/l em maré viva, e entre 5 e 30 mg/l em maré morta, sendo mais elevados na estação 2. A CSS máxima observada na estação 1, em marés vivas, encontra-se subvalorizada pelo menos de uma ordem de grandeza, uma vez que o sensor de turbidez atingiu o limite de detecção (21,36 NTU) na força da vazante (ver Figura V.4-20). Observa-se uma tendência nítida para a CSS ser mais elevada no final da vazante e durante a baixa-mar. Na preia-mar os valores são mínimos, havendo, no entanto, concentração residual de 13 a 15 mg/l em maré viva, e de 5 a 7 mg/l em maré morta. Os valores da concentração residual concordam com os observados noutras áreas do estuário interno (Castanheiro e Crespo, 1983; Castanheiro, 1985; Freire, 1993).

Na estação a montante, a CSS é persistentemente mais elevada a meia coluna de água do que à superfície (ver Figura V.4-21). Às 16:00, observa-se um valor estranhamente elevado face aos outros resultados; uma vez que poderá reflectir ressuspensão induzida pelo toque da garrafa de amostragem no fundo, não foi considerado na análise dos resultados. Embora os valores obtidos não sejam suficientes para afirmar a existência de estratificação de CSS na estação 2, pelo menos sugerem a sua possível presença. Na estação a jusante, a sonda da turbidez foi colocada a diferentes níveis, de modo a detectar alguma variação significativa da turbidez ao longo da coluna de água; não tendo sido detectada qualquer variação nos valores, pode-se concluir que não há evidências de estratificação de CSS neste local.

Os resultados mostram que não há entrada significativa de material em suspensão na baía vindo do exterior. Medições efectuadas no exterior da baía, no limite leste da restinga, em condições de maré viva e durante a enchente (dia 15.12.96), indicaram valores de 20-30 mg/l para a CSS à superfície; o que praticamente corresponde à concentração residual verificada no interior.

Observando a evolução da intensidade das correntes de maré e da CSS em maré viva (Figura V.4-25) e em maré morta (Figura V.4-26), verifica-se que a distribuição espacio-temporal da CSS mostra que os picos de concentração ocorrem após a aceleração das correntes na vazante. O facto dos valores mais elevados de CSS coincidirem com a baixa-mar e os mais baixos com a PM, poderá reflectir, tal como Pejrup (1988b) refere, um gradiente horizontal de CSS com valores mais elevados a montante na baía. Estes resultados sugerem que o material em suspensão na baía do Seixal terá origem, na sua maior parte, em zonas de espraçados a montante, havendo condições preferenciais para a sua ressuspensão durante a vazante, tal como foi referido em V.4.5.1.

Baía do Seixal - estação 1



Baía do Seixal - estação 2

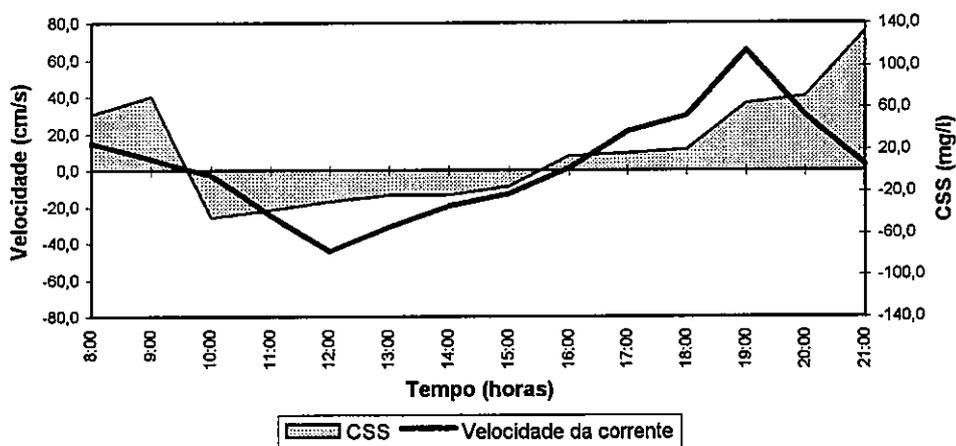
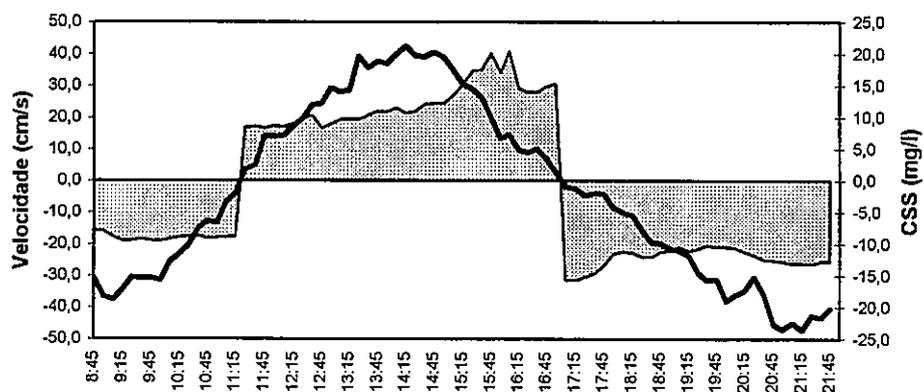


Figura V.4-25 - Variação da intensidade da corrente e da CSS na baía do Seixal, em situação de maré viva (11.02.98).

Baía do Seixal - estação 1



Baía do Seixal - estação 2

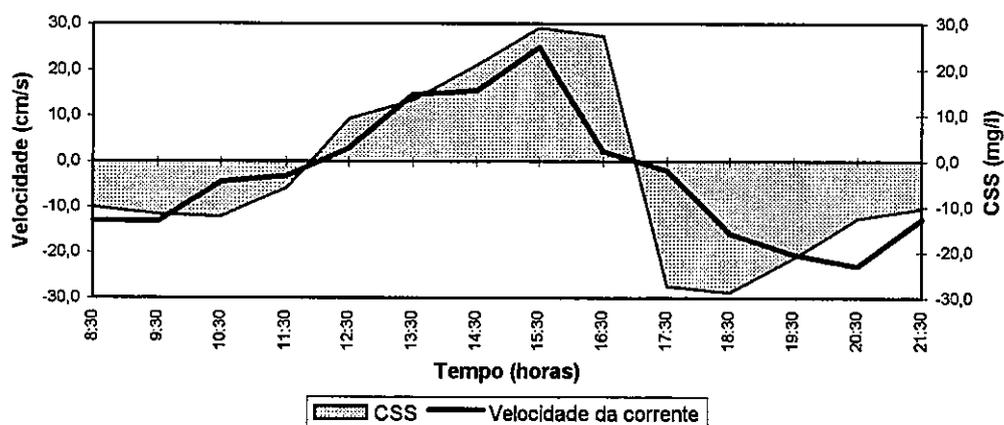


Figura V.4-26 - Variação da intensidade da corrente e da CSS na baía do Seixal, em situação de maré morta (23.03.98).

Uma vez que o tempo de imersão dos sapais (cotas > 3 m) é reduzido, mesmo em maré viva, concentrando-se nas estofas de preia-mar, estas zonas não deverão constituir fontes preferenciais de material. A ressuspensão dos sedimentos de fundo deverá sobretudo ocorrer nos rasos de maré e nos canais pouco profundos, principalmente no final da vazante.

Segundo Ashley e Zeff (1988) a tendência para os valores máximos de CSS ocorrerem em baixa-mar, e os mínimos em preia-mar concorda com o modelo de Postma, em que o transporte residual para montante se faz por incrementos discretos.

4.5.3. Composição dos Sedimentos em Suspensão

Houve interesse em quantificar a componente orgânica particulada do material sedimentar em suspensão. Geralmente a matéria orgânica particulada (POM - *particulate organic mater*) é estimada indirectamente através da relação:

$$POM(\%) = POC(\%) \cdot f \quad (5.24)$$

em que *POC* = carbono orgânico particulado (*particulate organic carbon*); $f = 2$ (Loring e Rantala, 1992), parâmetro dependente do tipo de material. Usualmente determina-se a *POC* através de métodos analíticos rigorosos; enquanto a determinação da *POM* pode ser feita de um modo aproximado, por exemplo através da incineração da amostra total na mufla (ver Anexo 1).

O teor em *POM* nos sedimentos em suspensão da baía do Seixal variou entre 10 e 23% em marés vivas, e entre 14 e 70% em de marés mortas (Quadro V.4-7). Convém referir, no entanto, que a estes resultados pode estar associado um erro máximo da ordem de 10%. Analisando os valores da concentração de *POM* verifica-se que estes são superiores na campanha de marés vivas. Nos sedimentos de fundo, os teores em matéria orgânica são inferiores aos observados nos sedimentos em suspensão. O teor de *POC* obtido nas vasas das zonas intertidais e subtidais da baía do Seixal variou entre 3 e 6% (ver Figura III.3-16), a que correspondem teores de *POM* na ordem de 6 a 12%.

Quadro V.4-7

Resultados da quantificação da matéria orgânica particulada nos sedimentos em suspensão da Baía do Seixal.

	Instante de amostragem	POM (%)	POM (mg/l)
11.02.98	8:00	19,3	9,6
	9:00	11,9	5,8
	11:00	12,0	3,2
	13:00	11,1	2,8
	15:00	10,1	1,8
	18:00	23,1	5,2
	19:00	15,9	12,1
23.03.98	8:30	69,9	6,8
	10:30	53,5	7,0
	12:30	45,5	4,9
	14:30	33,2	7,6
	16:30	17,3	4,6
	18:30	14,4	4,7
	20:30	50,4	6,0

Analisando a relação entre o teor em POM e a CSS, verifica-se que para o caso da campanha de marés mortas parece haver uma relação inversa (Figura V.4-27), indicando que às amostras com maior concentração de sedimentos em suspensão corresponde menor fracção orgânica. Em marés vivas, o teor em POM mantém-se praticamente constante com o aumento da concentração de sedimentos em suspensão.

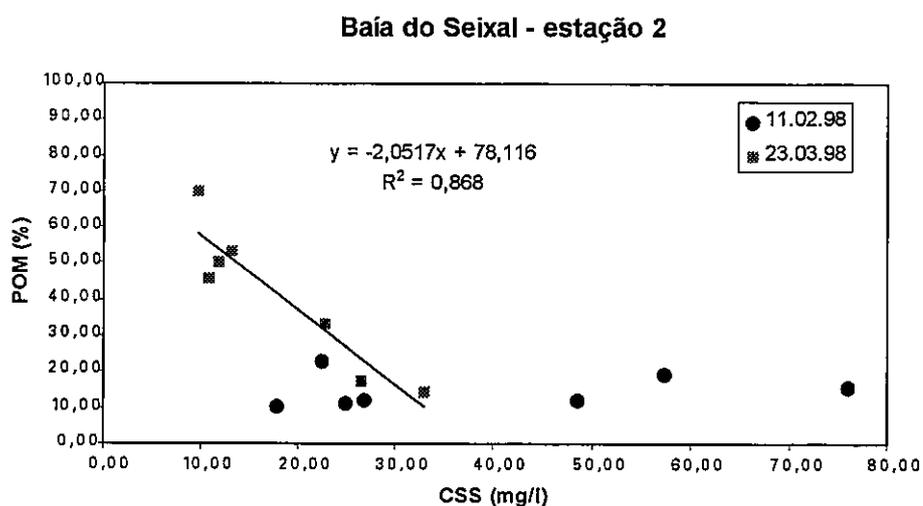


Figura V.4-27 - Relação entre os teores em matéria orgânica particulada e a concentração dos sedimentos em suspensão.

Considerando a variação da concentração de matéria orgânica particulada em suspensão ao longo da maré (Figura V.4-28), verifica-se que os valores máximos ocorrem no início da vazante e são na ordem de 12 mg/l em marés vivas, e de 8 mg/l em marés mortas. O facto da maior concentração de POM ocorrer na campanha de marés vivas e no início da vazante poderá resultar da erosão das zonas de sapal.

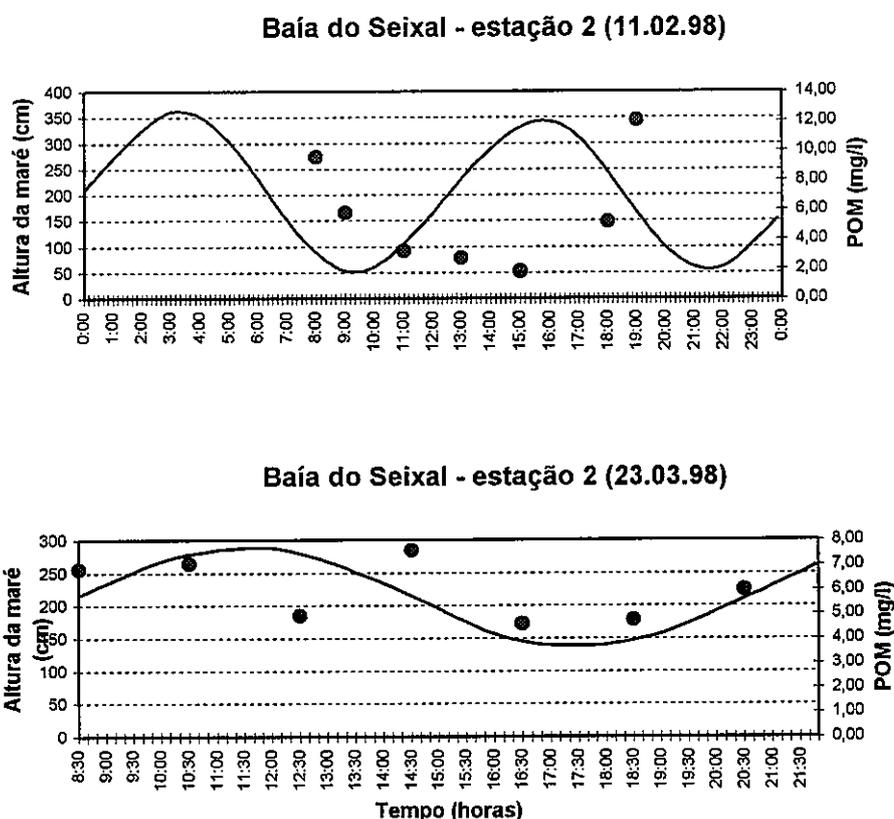


Figura V. 4-28 - Variação da concentração em matéria orgânica particulada dos sedimentos em suspensão, em situação de maré viva (11.02.98) e maré morta (23.03.98).

Conclui-se que a componente orgânica pode ser importante na composição dos sedimentos em suspensão, possivelmente com origem em detritos vegetais provenientes das zonas de sapal; o material orgânico autóctone poderá ser também importante na fracção residual de sedimento em suspensão.

Tal como referido por Vale (1990), verifica-se que a fracção residual de sedimento que permanece em suspensão, quando a intensidade das correntes é mínima, apresenta

maior componente orgânica do que o material mais grosseiro que participa nos ciclos de erosão-deposição. Tal como será visto mais adiante, essa componente orgânica terá uma velocidade de queda inferior às partículas minerais, pelo que permanece em suspensão, não tendo tempo de depositar-se devido à aceleração das correntes.

4.5.4. Distribuição Granulométrica dos Sedimentos em Suspensão

Quando há condições para a floculação os sedimentos silto-argilosos em suspensão agregam-se; neste caso as suas características de transporte em suspensão não são necessariamente dependentes das propriedades das partículas dispersas. No entanto, a granulometria das partículas é uma característica intrínseca do material, pelo menos em alguns períodos de tempo, afectando de vários modos o comportamento dos sedimentos em suspensão, principalmente quando apresentam uma componente siltítica importante (Teeter, 1993).

As amostras de sedimentos em suspensão não sofreram dispersão química antes de se proceder à análise granulométrica; no entanto, houve dispersão mecânica causada pelas condições de operação do analisador de partículas (ver Anexo I). Deste modo, considerou-se que as distribuições granulométricas dos sedimentos em suspensão, aqui analisadas, correspondem a partículas individuais e não a agregados.

Os sedimentos em suspensão na baía do Seixal são constituídos principalmente pelas fracções granulométricas silte e argila, podendo incluir partículas de areia fina. Os valores do diâmetro médio dos sedimentos variam entre 10 e 15 μm (silte médio), com excepção da amostra 26 (Quadro V.4-8) que apresenta um diâmetro médio da ordem de 34 μm (silte muito grosseiro).

Quadro V.4-8

Resultados da análise granulométrica dos sedimentos em suspensão da Baía do Seixal.

		Instante de amostragem	Diâmetro méd. (μm)	Desvio padrão (μm)
2	11.02.98	8:00	12,6	15,0
4		9:00	14,4	16,7
9		12:00	11,9	14,3
13		14:00	10,4	12,7
25		20:00	14,9	17,2
26		21:00	33,6	27,1
19II		23.03.98	15:30	11,8
23II	17:30		11,7	14,6

Embora os dados de granulometria dos sedimentos em suspensão sejam escassos, os resultados obtidos mostram que não há variação significativa do diâmetro médio das partículas ao longo da maré (Figura V.4-29); apenas em maré viva ocorre um valor mais elevado no final da vazante, que corresponde à já referida amostra 26.

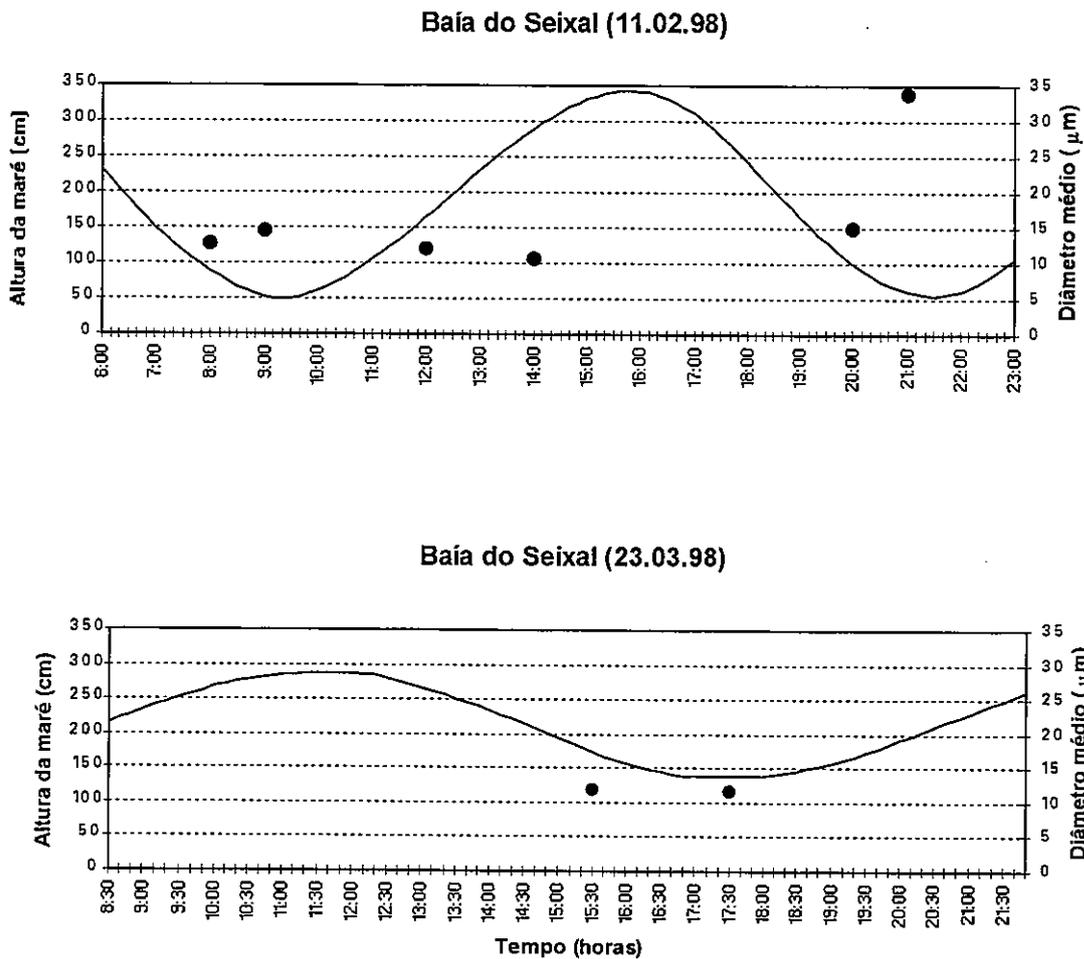


Figura V.4-29 - Variação do diâmetro médio dos sedimentos em suspensão na Baía do Seixal, em situação de maré viva (11.02.98) e maré morta (23.03.98).

Verifica-se uma relação de proporcionalidade directa entre o diâmetro médio dos sedimentos em suspensão e a CSS (Figura V.4-30), com coeficiente de correlação de 0,8. Esta correlação, e o facto da componente orgânica do sedimento diminuir à medida que a CSS aumenta, sugere que quando as correntes de maré são mais intensas poderá ocorrer ressuspensão de partículas inorgânicas, da dimensão de silte muito grosseiro ou mesmo de areia fina. Quando a intensidade das corrente é fraca o material em suspensão será constituído por partículas mais finas, provavelmente com uma componente orgânica importante.

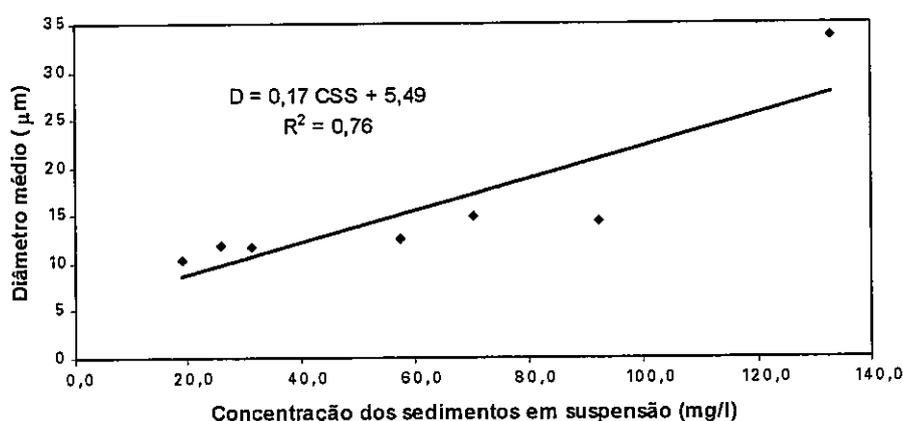


Figura V.4-30 - Correlação entre o diâmetro médio do sedimento em suspensão e a CSS na baía do Seixal.

Geralmente, os sedimentos em suspensão constituídos por flocos e partículas individuais têm distribuições granulométricas características, praticamente simétricas, com modas bem desenvolvidas; por outro lado, a distribuição granulométrica de um sedimento não floculado é menos calibrada e apresenta uma moda inferior (Kranck, 1975; Pejrup, 1988a; Freire e Andrade, 1994).

Na Figura V.4-31 estão representadas as distribuições granulométricas de sedimentos em suspensão e de fundo da baía do Seixal. Tal como já foi referido, os sedimentos em suspensão apresentam dois tipos de distribuição granulométrica: uma, semelhante à das amostras de fundo, mal seleccionada e com diâmetro médio da ordem de 10-15 µm; outra, correspondendo a sedimentos mais grosseiros, com diâmetro médio de 30-35 µm, melhor seleccionada. Os sedimentos em suspensão com distribuições do primeiro tipo poderão corresponder a sedimentos que tiveram condições para a floculação. O segundo tipo de distribuição granulométrica corresponderá a uma fracção grosseira que entra em suspensão numa altura de maior intensidade das correntes de maré. A distribuição da amostra de fundo, colhida num raso de maré, é idêntica à da amostra 2 de sedimento em suspensão; ou seja, a distribuição do sedimento de fundo poderá reflectir a constituição do sedimento que esteve floculado em suspensão e que foi depositado (Kranck, 1975).

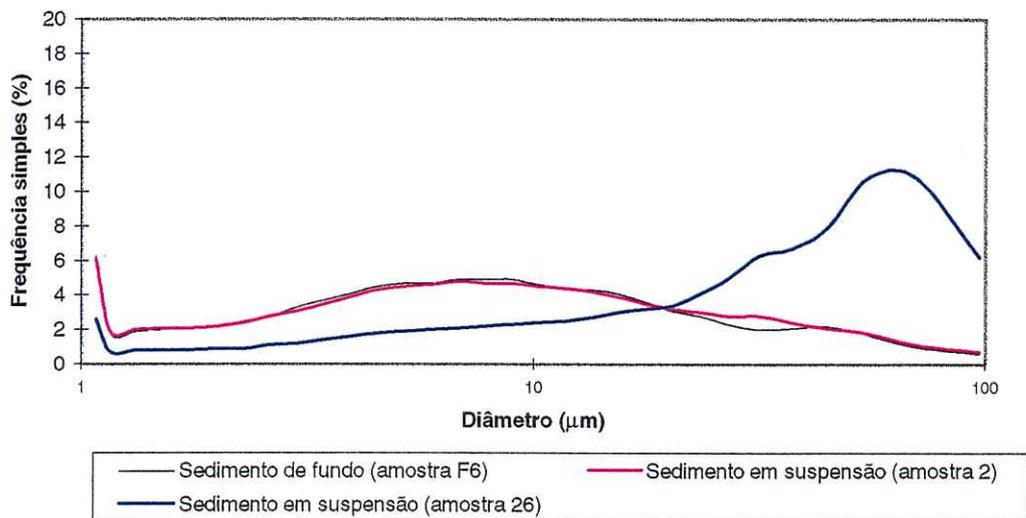


Figura V.4-31 - Distribuição granulométrica dos sedimentos em suspensão e de fundo da baía do Seixal.

Tendo em conta a hidrodinâmica da baía e a variação da concentração dos sedimentos em suspensão ao longo do ciclo de maré, conclui-se que poderá haver condições para a flocculação de partículas finas em suspensão, favorecida por uma provável componente orgânica importante. Esses flocos terão condições para permanecerem em suspensão mesmo quando a concentração está abaixo do limite da flocculação, devido à fraca intensidade das correntes de maré. Quando a intensidade das correntes aumenta, principalmente durante a vazante, haverá a entrada de material mais grosseiro em suspensão, na sua maior parte inorgânico, que terá condições para depositar-se assim que as correntes enfraqueçam. Durante a baixa-mar os sedimentos floculados poderão permanecer em suspensão e virem a ser arrastados em direcção a montante pelas correntes de enchente. Deste modelo resulta acarreio preferencial de siltes grosseiros e de areia fina em direcção aos canais, e o transporte de material mais fino, com componente orgânica importante, para montante, em direcção aos rasos de maré e sapais.

4.5.5. Velocidade de Queda das Partículas em Suspensão

Uma vez que a velocidade de queda é um parâmetro fundamental no estudo do transporte de sedimentos coesivos, pretendeu-se analisar os resultados obtidos experimentalmente (abordados em V.3.) face às informações recolhidas *in situ* sobre o comportamento dos sedimentos na baía do Seixal.

Através das medições efectuadas verifica-se que a concentração dos sedimentos em suspensão, na maior parte do ciclo de maré, se situa abaixo de 100 mg/l. Nestas condições, e segundo o modelo apresentado em V.3., a velocidade de queda das partículas não depende da concentração mas do diâmetro médio das partículas individuais, sendo convenientemente descrita pela lei de Stokes (expressão 5.1). No entanto, em marés vivas, no máximo da vazante, e em alturas de forte acarreo de material proveniente das margens, a CSS na baía do Seixal deverá ultrapassar esse valor. Admitindo que neste caso existem condições necessárias para a flocculação das partículas em suspensão, a velocidade de queda é determinada através da expressão (5.2). Os ensaios experimentais efectuados com sedimentos de fundo da baía do Seixal (ver V.2.2.1) mostraram que a relação entre a velocidade de queda das partículas e a concentração obedece à expressão (Figura V.4-32):

$$W_s = 0,10C^{1,60} \quad (5.25)$$

Considerando a relação 5.25, verifica-se que para uma gama de concentrações da ordem de 500 mg/l, a velocidade de queda dos flocos será da ordem de 0,03 mm/s.

Baía do Seixal

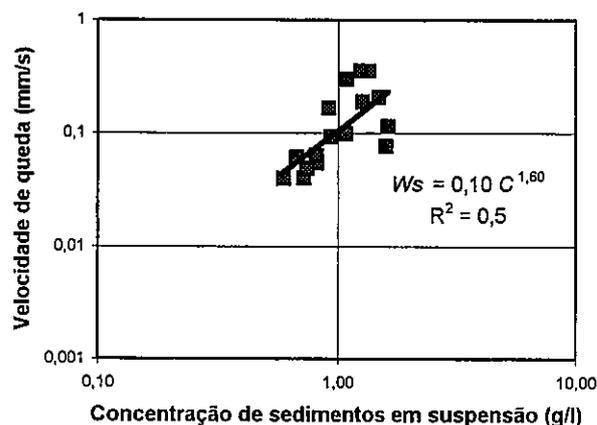


Figura V.4-32 - Relação entre a velocidade de queda e a concentração de sedimentos em suspensão na baía do Seixal.

Conclui-se que no sistema estudado a concentração de sedimentos em suspensão não atinge, na maior parte do ciclo de maré, valores de tal modo elevados que condicione a flocculação das partículas. No entanto, os resultados sugerem que, em alguns casos, poderá haver condições para flocculação, provavelmente relacionada em parte com a presença de matéria orgânica e com alturas de maior acarreo de material com proveniência na rede hidrográfica local. A formação de flocos poderá ter importância na mobilidade das partículas mais finas, uma vez que a sua velocidade de queda é significativamente baixa.

4.6. Fluxos Sedimentares

4.6.1. Caudal Sólido em Suspensão

Pretendeu-se analisar a quantidade de sedimento transportado em suspensão na baía do Seixal durante os diferentes períodos de maré. Para tal, determinou-se o caudal sólido ao longo da maré nas secções correspondentes a cada uma das estações. Este foi obtido através dos caudais líquidos (ver secção 4.3.3) e da CSS para cada instante de medição. Considerou-se associado a este cálculo um erro total de $\pm 11\%$. Na interpretação dos resultados deve-se ter em conta que, na estação 1 em marés vivas, os valores máximos na enchente e na vazante estão subvalorizados.

Como se pode observar na Figura V.4-33, durante a maré viva os valores máximos de caudal sólido ocorrem na estação 1, a meia vazante e a meia enchente, sendo respectivamente de 18 e 17 kg/s. Na estação 2, a variação ao longo da maré é mínima, sendo o valor máximo observado de 8 kg/s a meia vazante, coincidente com o máximo da estação 1; a meia enchente, o valor observado é apenas de 3 kg/s. Em maré morta, a variação é menos evidente em ambas as estações. Os valores máximos são observados a meia enchente na estação 1 (4 kg/s) e a meia vazante na estação 2 (1 kg/s).

Os resultados obtidos mostram que o transporte residual de sedimentos em suspensão na baía do Seixal dá-se sobretudo na estação 2, principalmente durante a vazante de marés vivas. Em relação à estação 1, mesmo tendo em conta a limitação dos resultados em maré viva, os valores são semelhantes tanto na enchente como na vazante.

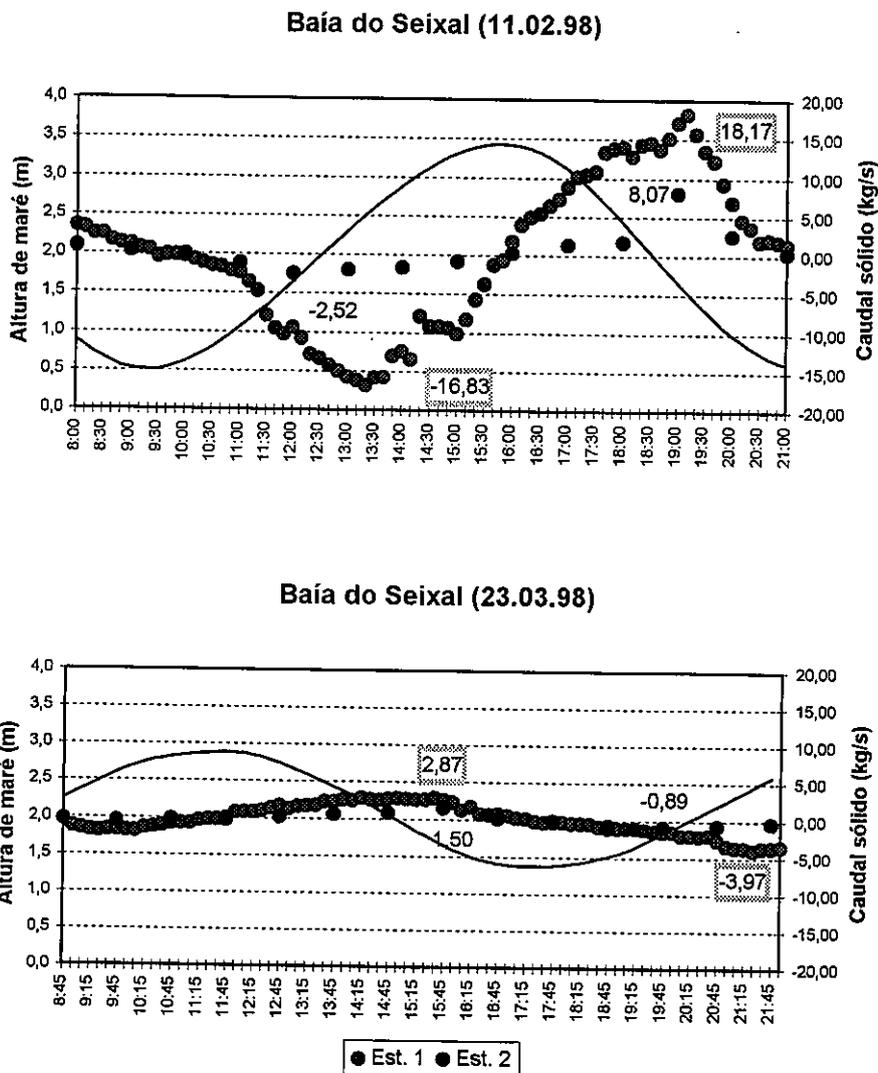
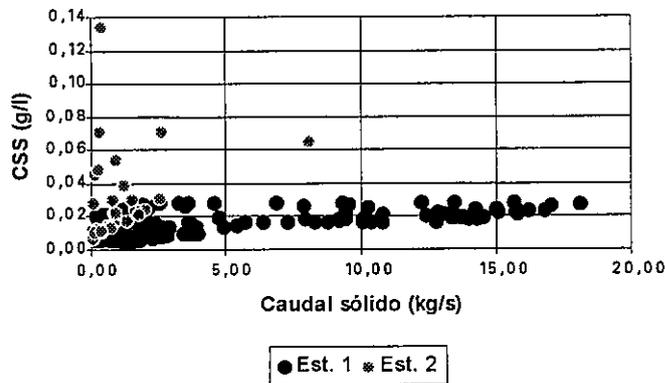


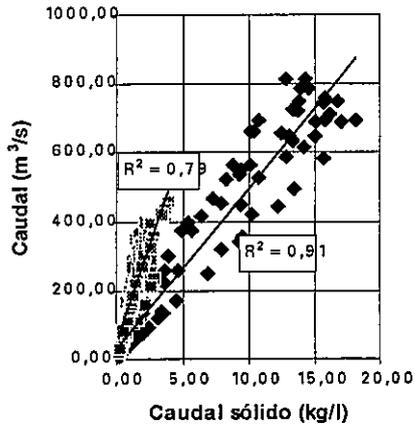
Figura V.4-33 - Variação do caudal sólido em suspensão na baía do Seixal, em situação de maré viva (11.02.98) e em situação de maré morta (23.03.98).

Pretendeu-se determinar qual o principal factor que condiciona o padrão de distribuição do caudal sólido ao longo da maré. Para tal, analisou-se a correlação existente entre os valores de caudal sólido e CSS, e entre o caudal sólido e o caudal líquido para as duas estações (Figura V.4-34). No primeiro caso a correlação é fraca, enquanto entre caudal sólido e caudal líquido a correlação é elevada, principalmente na estação 1. Verifica-se assim, que a distribuição do caudal sólido ao longo da maré está principalmente dependente do volume de água que circula nos canais mais profundos e não da variação da concentração de sedimentos em suspensão.

Baía do Seixal



Baía do Seixal (Est. 1)



Baía do Seixal (Est. 2)

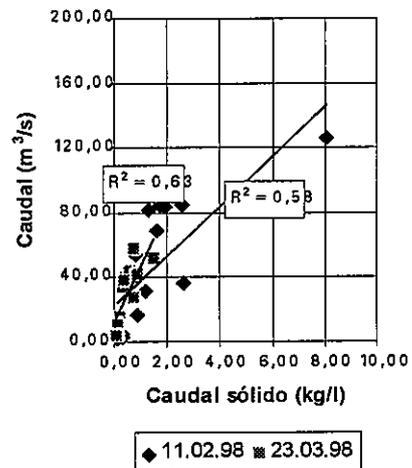


Figura V.4-34 - Correlações entre o caudal sólido e a concentração de sedimentos em suspensão e o caudal.

4.6.2. Balanço Sedimentar

De modo a obter algumas informações sobre o balanço sedimentar no interior da baía do Seixal, avaliou-se a quantidade de sedimento que atravessou cada secção das

estações de medição. O sedimento transportado foi determinado por integração dos caudais sólidos nos períodos de enchente e vazante.

Durante as 13 horas de medição, em maré viva (Figura V.4-35), a quantidade de material transportado em suspensão é superior na estação 1 ($3,6 \times 10^5$ kg), sendo praticamente uma ordem de grandeza acima do que ocorre na estação 2 ($8,6 \times 10^4$ kg). Enquanto na estação 1 parece haver equilíbrio entre a quantidade de material transportado na enchente e na vazante, na estação 2 a quantidade de material transportado na vazante é cerca de 40% superior ao transportado na enchente. Este aspecto torna-se ainda mais evidente se considerarmos que o período analisado não corresponde à totalidade da vazante. Em relação à maré morta, a quantidade total de sedimento transportado é da mesma ordem de grandeza nas duas estações ($7,6 \times 10^4$ kg para a estação 1 e $2,5 \times 10^4$ kg para a estação 2), e nos diferentes períodos da maré.

Durante as 13 horas de medição verifica-se que, em maré viva, os resultados sugerem algum transporte residual em suspensão a favor da vazante na estação 2 ($2,6 \times 10^4$ kg). Conclui-se que durante as marés vivas há acarreo de material vindo de montante mas que não se reflecte nos valores observados na estação a jusante. Em marés mortas, o transporte residual é da mesma ordem de grandeza nas duas estações e no sentido da enchente: $8,0 \times 10^3$ kg na estação 1 e $2,8 \times 10^3$ kg na estação 2. Estes resultados estão de acordo com o fluxo líquido residual obtido para a maré morta (ver V.4.3.3).

Do que foi analisado conclui-se que o transporte residual de sedimento em suspensão é mais importante a montante, na estação 2, principalmente durante o período de vazante em marés vivas, havendo transporte residual nítido para jusante. Em relação à estação 1, a quantidade de sedimento transportado em suspensão é semelhante nas duas fases da maré, em maré viva, não havendo transporte residual significativo. Em maré morta, parte do sedimento exportado dos rasos de maré para o canal é transportado pela enchente. Este facto sugere que há trocas de material em suspensão entre os canais e os rasos de maré mas que o sistema é fechado em relação ao exterior da baía. O canal do rio Judeu, pelo menos no seu troço jusante, comporta-se apenas como veículo de transporte, entre a baía e o exterior, de sedimentos por carga de fundo.

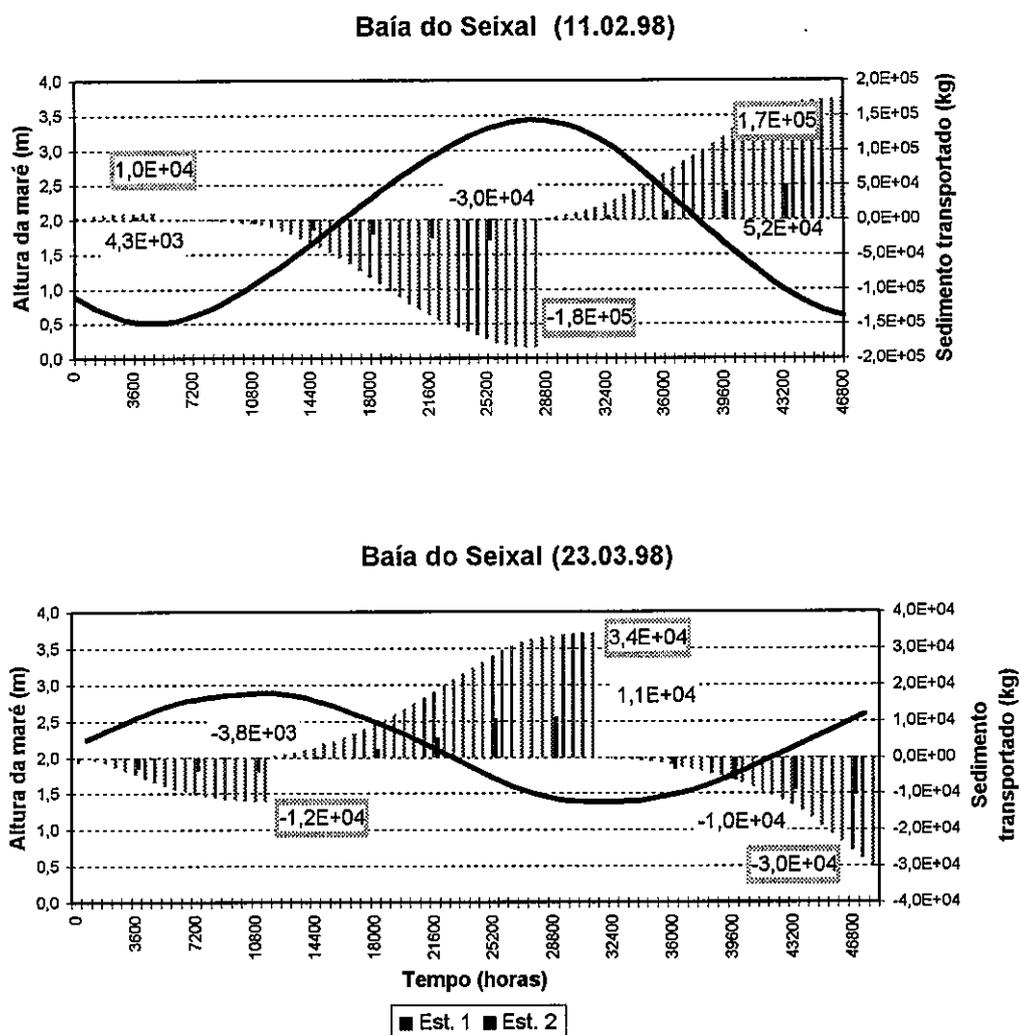


Figura V.4-35 - Quantidade de sedimento transportado em suspensão na Baía do Seixal, durante um ciclo de maré viva (11.02.98) e um ciclo de maré morta (23.03.98).

Com o objectivo de avaliar as implicações do transporte residual de sedimentos em suspensão na evolução morfológica da baía do Seixal, analisaram-se os volumes de sedimento transportado num ano nas duas estações (Quadro V.4-9). Verifica-se que em relação à estação 2 o volume de sedimento residual é cerca de $5 \times 10^3 \text{ m}^3$. Considerando o volume movimentado na enchente e na vazante durante um ano, na área dos rasos de maré e canais a montante da estação 2, obtém-se uma taxa média de erosão do raso (transporte residual no sentido da vazante) de 0,3 cm/ano. Este valor concorda com a tendência erosiva dos rasos de maré demonstrada através da análise à mesoescala dos fundos da baía do Seixal (III.4.4).

Quadro V.4-9

Resultados volumétricos residuais do transporte em suspensão na baía do Seixal durante 1 ano (- transp. na enchente; + transp. na vazante).

	Est. 1	Est. 2
	(x 10 ³ m ³ /ano)	
M. viva	0	+5,2
M. morta	-1,6	-0,6
Total	-1,6	+4,7

4.7. Modelo Morfodinâmico

Os resultados obtidos permitem propor um modelo de dinâmica sedimentar na baía do Seixal, válido para condições de escoamento fundamentalmente dependentes da maré, e livre de entrada significativa de sedimento da margem terrestre.

No que respeita à carga de fundo, a baía do Seixal comporta-se como uma armadilha sedimentar eficiente caracterizada por aportes significativos do estuário interno, principalmente em águas vivas, que ficam retidos preferencialmente à entrada da baía, nos canais mais profundos.

Os sedimentos em suspensão parecem ter a sua origem fundamentalmente no interior da baía, derivados dos processos de ressuspensão nos rasos de maré e canais pouco profundos. Os resultados sugerem que não há contribuição significativa do estuário interno com sedimentos em suspensão para o interior da baía. Os sedimentos coesivos são resuspenso preferencialmente dos rasos de maré e canais pouco profundos, durante a vazante de águas vivas. O material em suspensão é constituído por partículas silto-argilosas e uma componente orgânica importante, que poderão constituir flocos em condições particulares, e partículas mais grosseiras individuais.

A capacidade de ressuspensão é maximizada durante o período de vazante, principalmente em ciclos de águas vivas. A concentração de sólidos em suspensão é significativamente mais elevada a montante na baía, mas traduz-se em caudais sólidos totais baixos uma vez que estes dependem essencialmente dos prismas líquidos envolvidos.

A estação localizada sobre o rio Judeu mostra um balanço sedimentar simétrico entre a enchente e a vazante, o que implica que também não há exportação dos sedimentos

em suspensão para fora da baía do Seixal. No entanto, a estação mais interior mostra um balanço sedimentar claramente deslocado a favor da vazante no mesmo intervalo de tempo.

O modelo hidrodinâmico e de dinâmica sedimentar na baía do Seixal pode ser descrito do seguinte modo: durante a vazante, o sedimento resuspendido dos rasos de maré é transportado para os canais, mantendo-se em suspensão durante a baixa-mar; posteriormente, o sedimento em suspensão é transportado para montante pelas correntes de enchente, depositando-se, em parte, durante a preia-mar nos sapais e nas zonas mais elevadas dos rasos de maré. Tal como Freire (1993) refere para a Cala do Norte, os sedimentos em suspensão são constituídos por uma fracção que participa no ciclo erosão/deposição, e outra que permanece em suspensão mesmo quando a intensidade das correntes se anula. O resultado desta dinâmica consistirá no acarreio de siltes grosseiros e areia fina em direcção aos canais, e transporte de material fino para montante, em direcção aos sapais. Deste modo, o modelo morfodinâmico é essencialmente um modelo de redistribuição, em que os sapais e rasos de maré elevados tendem à acreção, e os canais pouco profundos e rasos de maré baixos a erodir.

5. Síntese

Os resultados obtidos mostram que na baía do Seixal há redistribuição de sedimento entre os rasos de maré e sapais e os canais, não havendo, no entanto, trocas de sedimento importantes com o exterior da baía. A introdução de sedimento no interior da baía deverá estar ligada a eventos máximos, principalmente através da rede local e descargas excepcionais do Tejo.

A tendência de transporte residual mostra a exportação de sedimento dos rasos para os canais. Essa tendência evolutiva à microescala é também demonstrada através da análise a médio termo. No entanto, as evidências morfológicas não apontam para que essa tendência possa ser assumida à macroescala, uma vez que implicaria desequilíbrios altimétricos entre os diferentes elementos morfo-sedimentares que não se verificam. Assim, o modelo evolutivo proposto aponta para um equilíbrio dinâmico no interior da baía alterado apenas em alturas de eventos máximos.

Capítulo VI

Conclusões

A história geológica recente da bacia do Tejo e a resposta da rede hidrográfica às oscilações do nível do mar no Quaternário imprimiram ao estuário características morfológicas e sedimentares particulares que têm condicionado a resposta do sistema à acção dos agentes modeladores.

O estuário interno do Tejo é caracterizado pela presença de extensas zonas intertidais de conteúdo sedimentar silto-argiloso, constituídas por rasos de maré e sapais. Estas áreas são alimentadas por sedimento em suspensão de origem fluvial, redistribuído pelas correntes de maré.

O estudo da evolução dos fundos do estuário interno nas últimas 6 décadas mostra que os processos de assoreamento são dominantes na zona montante. As únicas áreas onde os processos erosivos predominam coincidem com os canais principais, onde a intensidade das correntes é suficiente para gerar condições de não deposição ou mesmo de erosão. No entanto, os resultados obtidos sugerem que as operações de dragagem têm mantido essa tendência nesses locais.

Em contraste com a natureza essencialmente silto-argilosa da sedimentação intra-estuarina, surgem na margem sul do estuário interno praias e restingas de natureza arenosa, cuja presença reflecte a actividade de agitação de geração local que interfere de modo significativo no comportamento hidrodinâmico e sedimentar desta margem.

O clima de agitação local caracteriza-se por alturas significativas de onda compreendidas entre 0,2 e 0,4 m e períodos de zero ascendente de 2 s, em condições médias. Em condições extremas, as alturas variam entre 0,7 e 1,3 m e os períodos de zero ascendente podem atingir os 3 s. Dos vários domínios estudados, o do Alfeite é aquele que

apresenta um clima de agitação mais intenso, relacionado com as nortadas, não só devido às maiores distâncias de *fetch* que se lhe associam, como também à intensidade mais elevada de ventos daquele quadrante.

As ondas de geração local no estuário interno têm capacidade para causar a ressuspensão de sedimentos de fundo com granulometria de areias grosseiras. Essa ressuspensão é mais frequente nas zonas intertidais e subtidais pouco profundas (entre 1 a 4 m de profundidade) mas, em condições de ventos fortes, a ressuspensão é também possível em domínios subtidais mais profundos (até 6 m de profundidade).

A agitação local é igualmente responsável pela acumulação de areia nas zonas marginais viradas às direcções de *fetch* mais longo. O transporte sedimentar longitudinal residual associa-se principalmente à presença de ventos de N e W em condições de regime médio, e a ventos de N e NW durante eventos extremos. As tempestades de alta energia e baixa frequência são muito importantes na determinação dos volumes sedimentares envolvidos. Os resultados obtidos para o transporte longitudinal permitiram definir para o estuário interno dois domínios, associados às ondas de geração local: o domínio do Alfeite, com transporte residual anual direccionado para SE; o da Base Aérea-Samouco, com transporte residual anual dirigido para SW. O caudal sólido mobilizado é de $18 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{ano}$ no Alfeite e de $28,5 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{ano}$ na Base Aérea-Samouco. Convém referir que os resultados quantitativos obtidos analiticamente para o transporte longitudinal podem encerrar imprecisões consideráveis. No entanto, os resultados qualitativos obtidos concordam com indicadores morfológicos, como as direcções de desenvolvimento e de progradação das restingas de areia; os resultados qualitativos de índole direccional, sobre a dispersão de material sedimentar, concordam também com a localização das fontes sedimentares potenciais. Os diferentes troços analisados apresentam aspectos distintos de dinâmica sedimentar, embora estejam sujeitos a condições de agitação similares à escala regional; vários factores contribuem para essa particularidade: a orientação dos diferentes troços relativamente aos ventos dominantes e às correntes de maré; os aspectos morfológicos locais; a quantidade de sedimento disponível na zona litoral; as acções antrópicas.

A actividade conjunta das correntes de maré e das ondas, potencia significativamente o transporte longitudinal de sedimentos arenosos ao longo da margem sul do estuário interno.

A acção de ondas de geração local na mobilização, transporte e deposição marginais de material sedimentar grosseiro é particularmente bem demonstrada pela génese e evolução da restinga do Alfeite. A instalação desta restinga terá correspondido a um episódio de mobilização considerável de material grosseiro, proveniente de fontes sedimentares próximas - as rochas detríticas miocénicas e pliocénicas que afloram em escarpas vivas perto do canal de embocadura do estuário. A instalação da restinga proporcionou a manutenção de um ambiente de baixa energia com sedimentação essencialmente vasosa na baía do Seixal, e o desenvolvimento do sapal de Corroios.

Considerando que a instalação definitiva da restinga terá ocorrido há cerca de 500 anos atrás (Freitas *et al.*, em publicação; Queiroz, 1995), esse episódio parece coincidir aproximadamente com o estabelecimento na Península Ibérica da Pequena Idade do Gelo, caracterizada por condições mais frias e áridas que as actuais. De facto, foram encontradas, em testemunhos de sondagens efectuadas na região, evidências de variações climáticas durante a época de instalação da restinga, através de indicadores biológicos e geoquímicos, possivelmente atribuíveis àquele evento (Queiroz, 1995; Andrade e Freitas, 1996 e Freitas *et al.*, em publicação).

A restinga do Alfeite mostra uma variação morfológica evidente nos últimos 150 anos que é dominada pelos processos de erosão. Embora as transformações da linha de costa não se distribuam uniformemente no tempo e no espaço, o intervalo estudado (de 144 anos) revela evolução morfológica gradual de uma margem rectilínea para uma forma arqueada. Entre 1849 e 1993 a superfície total erodida atingiu 15 ha, dos quais 80% foram removidos entre 1939 e 1979. Nesses 40 anos a taxa de erosão média foi de 0,3 ha/ano. Após este período de recessão intensa, os resultados sugerem uma certa estabilidade do sistema, possivelmente devido à aquisição de uma forma arqueada em equilíbrio com as novas condições hidrodinâmicas e sedimentares. A taxa média de erosão nos 144 anos estudados equivale a um caudal sólido da ordem de $3 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{ano}$, sendo a taxa de erosão máxima de $9 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{ano}$. Considerando um volume de retenção sedimentar na restinga de $4 \times 10^6 \text{ m}^3$ e admitindo que esta se formou há cerca de 500 anos,

consumindo a totalidade das areias em trânsito longitudinal, a taxa de transporte anual equivalente é da ordem de $8 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{ano}$.

O aumento da tendência erosiva que caracteriza a década de 30 parece relacionar-se directamente com a construção de importantes infra-estruturas na zona do Alfeite. Estas obras incluíram a construção da Base Naval do Alfeite e outras estruturas na região. A erosão da praia do Alfeite surge como resposta ao corte do transporte longitudinal pela implantação de estruturas impermeáveis, perpendiculares à costa, e à redução da intensidade das fontes sedimentares derivada da expansão da área urbana sobre zonas agrícolas e da protecção das arribas. Conclui-se que a evolução morfológica da restinga, à mesoescala temporal, é particularmente sensível à intervenção antrópica devido à alteração dos balanços sedimentares locais originados essencialmente por perturbação da intensidade das fontes sedimentares.

A definição de padrões de evolução à microescala da praia do Alfeite é complexa uma vez que o sistema está sujeito a numerosos factores e as alterações morfológicas são pouco evidentes. No entanto, os resultados obtidos permitem concluir que o padrão de evolução dos perfis transversais se inclui nos tipos característicos para as praias estuarinas estudados por Nordstrom (1992) e Nordstrom e Jackson (1992). O sector oriental tem uma evolução distinta do sector ocidental; o primeiro evolui no sentido de erosão, devido a deficiência no transporte longitudinal, enquanto o segundo parece estar mais exposto a eventos extremos, mas mantém algum equilíbrio do balanço sedimentar. A deficiência no sector oriental, que já tinha sido notada quando da análise da evolução histórica da restinga, pode estar a ser incrementada por modificação da direcção de propagação das ondas, quer por acção do vento local, quer pelo reajuste morfológico da linha de costa e dos fundos adjacentes. O equilíbrio sedimentar do sector ocidental da praia parece resultar da erosão do sector oriental e de alimentação localizada pelos bancos de vazante do canal do Seixal.

A evolução à mesoescala da baía do Seixal mostra uma diferença acentuada entre o comportamento das zonas subtidal e intertidal, com alguma dominância dos processos erosivos, e o da zona supratidal onde as taxas de sedimentação são positivas e relativamente elevadas. A análise da evolução morfológica da baía do Seixal nas últimas 4 décadas mostra que, em geral, há estabilidade na forma e superfície das principais manchas

de sapal na zona de Corroios. No entanto, existem evidências de recuo das margens do sapal, possivelmente devido a desequilíbrio provocado por erosão do raso de maré. As alterações mais evidentes na superfície das zonas marginais da baía do Seixal, no período analisado, devem-se sobretudo a impactos de natureza antrópica.

A análise da evolução dos fundos da baía do Seixal na última década mostra uma predominância dos processos erosivos, a que corresponde uma taxa de erosão de 2 cm/ano em valor médio. Esta tendência evolutiva foi confirmada através da análise da dinâmica sedimentar actual baseada na monitorização das condições hidrodinâmicas e sedimentares. A análise evolutiva à microescala forneceu uma taxa média anual de erosão dos rasos de maré da baía do Seixal de 0,3 cm/ano. Os resultados obtidos permitem propor um modelo de dinâmica sedimentar na baía válido para condições de escoamento fundamentalmente dependentes da maré, e livre de entrada significativa de sedimento proveniente da margem terrestre.

No que respeita à carga de fundo, a baía do Seixal comporta-se como uma armadilha sedimentar eficiente, caracterizada por entrada significativa de material proveniente do estuário interno, fundamentalmente em épocas de águas vivas, que fica retido preferencialmente à entrada da baía, nos canais mais profundos.

Os sedimentos em suspensão parecem ter a sua origem principal no interior da baía, e resultam dos processos de ressuspensão nos rasos de maré e canais pouco profundos. Os resultados experimentais sugerem que não há contribuição significativa do estuário interno como fonte de sedimentos coesivos para o interior da baía. Os sedimentos coesivos são resuspenso preferencialmente dos rasos de maré e canais pouco profundos, durante os períodos de vazante de águas vivas. O material em suspensão é constituído por partículas silto-argilosas e uma componente orgânica importante, possivelmente floculadas, e partículas mais grosseiras, individuais. Tendo em conta a hidrodinâmica da baía e a variação da concentração dos sedimentos em suspensão ao longo do ciclo de maré, conclui-se que há condições para a floculação de partículas finas em suspensão, favorecida possivelmente pela componente orgânica. Esses flocos terão condições para permanecer em suspensão, mesmo quando a sua concentração diminui abaixo do limite da floculação, devido à fraca intensidade das correntes de maré. Quando a intensidade das correntes aumenta, principalmente durante a vazante, haverá a entrada de material mais grosseiro em

suspensão, na sua maior parte inorgânico, que terá condições para se depositar assim que as correntes percam intensidade. Durante o período de baixa-mar, os sedimentos floculados poderão permanecer em suspensão e ser arrastados posteriormente para montante pelas correntes de enchente. Deste modelo, resulta acarreo preferencial de siltes grosseiros e de areia fina em direcção aos canais, e o transporte de material mais fino, com componente orgânica importante, para montante em direcção aos rasos de maré e sapais. Esta dinâmica corresponde ao estabelecimento de um mecanismo natural de segregação textural, cujas consequências na distribuição dos sedimentos de fundo são aparentemente confirmadas pela cartografia efectuada.

A capacidade de ressuspensão é maximizada durante o período de vazante, principalmente em ciclos de águas vivas. As concentrações de sólidos em suspensão são significativamente mais elevadas a montante, mas traduzem-se em caudais sólidos totais diminutos uma vez que dependem essencialmente dos prismas líquidos envolvidos, também de volumetria reduzida.

O modelo hidrodinâmico e de dinâmica sedimentar na baía do Seixal pode ser resumido do seguinte modo: durante a vazante, o sedimento resuspenso dos rasos de maré é transportado para os canais, mantendo-se em suspensão durante a baixa-mar; posteriormente, é reconduzido para montante pelas correntes de enchente, depositando-se, em parte, durante a preia-mar nos sapais e nas zonas mais elevadas dos rasos de maré. Deste modo, o modelo morfodinâmico é essencialmente um modelo de redistribuição, em que os sapais e rasos de maré elevados tendem para a acreção vertical e os canais pouco profundos e os rasos de maré baixos a erodir. Este modelo concorda com os valores elevados de taxas de sedimentação observados no sapal de Corroios (da ordem de 1cm/ano segundo Caçador *et al.*, 1996 e Freitas *et al.*, em publicação), e com o padrão erosivo das zonas intertidais baixas e canais. No entanto, as evidências morfológicas não apontam para que essa tendência possa ser estendida à macroescala, uma vez que implicaria desequilíbrios altimétricos entre os diferentes elementos morfo-sedimentares, que não se verificam. Assim, o modelo evolutivo proposto aponta para um equilíbrio dinâmico no interior da baía alterado apenas em alturas de eventos máximos.

Os estudos realizados mostraram que as margens estuarinas são particularmente sensíveis a alterações extremas dos balanços sedimentares locais, sendo clara a interdependência entre a evolução morfológica e a interferência antrópica no sistema.

*

O trabalho desenvolvido no âmbito desta tese abriu novas perspectivas de estudo, quer no contexto geral da morfodinâmica das margens estuarinas, quer mais concretamente em relação ao sistema estuarino estudado. Alguns dos pontos que se referem a seguir, embora iniciados neste trabalho, não tiveram o desenvolvimento desejado, por imposições de tempo ou logísticas.

Tendo em vista a definição dos modelos de previsão do clima de agitação e de propagação de ondas mais adequados ao estudo de praias estuarinas, seria interessante a aplicação ao estuário interno do Tejo de outros modelos de geração e propagação, nomeadamente considerando ondas irregulares e incorporando o fenómeno da difracção.

A recolha de séries temporais de agitação num período de tempo prolongado, incluindo condições extremas de vento, e a utilização de areias marcadas na avaliação experimental do transporte longitudinal e das trocas sedimentares entre os vários componentes da praia, seria certamente um contributo para a compreensão mais completa dos seus padrões de evolução, bem como na previsão da evolução futura destas praias estuarinas.

A investigação da acção das ondas de geração local na ressuspensão de sedimentos coesivos, nomeadamente nos rasos de maré em alturas de tempestade, é um aspecto que tem vindo a ser apenas afluído nas últimas décadas, que importa analisar e aprofundar numa perspectiva de evolução do sistema a médio prazo.

Seria igualmente interessante, de modo a melhorar a compreensão da dinâmica sedimentar da baía do Seixal, monitorizar os parâmetros hidráulicos e sedimentares locais durante ciclos de maré completos e em diferentes condições hidrodinâmicas e climáticas. Essa análise seria completada com a aplicação de um modelo de transporte de sedimentos coesivos para a possível definição de tendências evolutivas.

Visando a melhor compreensão da dinâmica dos sedimentos coesivos e suas implicações no padrão de distribuição do conteúdo sedimentar nos rasos de maré e sapais,

seria importante a análise experimental do comportamento destes sedimentos em função da sua composição granulométrica e mineralógica, com especial relevância para os minerais de argilas, e conteúdo em matéria orgânica. A análise experimental do comportamento de misturas de sedimentos coesivos e areia face aos processos de erosão e deposição, acompanhada pela determinação experimental de tensões críticas para diferentes proporções de mistura, seria outro contributo fundamental.

Finalmente, e uma vez que a acção antrópica se mostrou particularmente efectiva nos padrões evolutivos das margens estuarinas, uma cartografia dos factores antrópicos e avaliação dos impactes a eles associados (por exemplo, acção das embarcações na ressuspensão de sedimento e instabilidade das margens) constituiria por certo uma importante ferramenta para o planeamento e gestão destas zonas.

Referências Bibliográficas

- Abecasis, F. (1987) O Regime Aluvionar da Costa Portuguesa entre Peniche e a Foz do Mira. *Ingenium*: 4-18.
- AGPL (1978) *Estuário do Tejo. Natureza da Superfície do Leito*. Administração Geral do Porto de Lisboa, Divisão de Estudos e Projectos, escala 1:100 000.
- Alcoforado, M.J., Alegria, M.F., Pereira, A.R., Sirgado, C. (1982) *Dominios Bioclimáticos em Portugal Definidos por Comparação dos Índices de Gaussen e de Emberger*. Linha de Acção de Geografia Física, rel. 14, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa.
- Alexis, A., Thomas, P., Gallois, S. (1993) *Tassement des Sediments Cohesifs*. Rapport Final du Contrat de Recherche MAST I, E.D.F. /IFREMER/I.U.T. St. Nazaire.
- Allen, J.R.L. (1985) *Principles of Physical Sedimentology*. George Allen & Unwin, London.
- Allen, J.R.L., Pye, K. (1992) Coastal Saltmarshes: Their Nature and Importance. In: Allen, J.R.L., Pye, K. (eds), *Saltmarshes. Morphodynamics, Conservation and Engineering Significance*: 1-18. Cambridge University Press.
- Anderson, F. (1972) Resuspension of Estuarine Sediments by Small Amplitude Waves. *Jour. of Sed. Petrology*, 42 (3): 602-607.
- Andrade, C. Freire de (1933) A Tectónica do Estuário do Tejo e dos Vales Submarinos ao Largo da Costa da Caparica, e a sua Relação com as Nascentes Termo-Medicinais de Lisboa, *Comunicações dos Serv. Geológicos de Portugal*, Vol. XIX: 23-40.
- Andrade, C. (1990) *O Ambiente de Barreira da Ria Formosa, Algarve-Portugal*. Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, Lisboa.
- Andrade, C., Freitas, C. (1996) Climate Change and Coastal Evolution in Europe. In: Groot, T. (ed.), *Climate Change and Coastal Evolution in Europe*, Final Report, Vol. 2. Rijks Geologische Dienst, Haarlem.
- Andrade, C., Freitas, C. (1998) Architecture and Recent Development of an Estuarine Detached Beach. The Alfeite Sand Spit (Tagus Estuary, Portugal). In: de Prat, J. (ed.), *Littoral'98*: 101-109, European Coast Association for Science and Tecnology, Barcelona.
- Andrade, C., Freitas, C., Bastos, A., Abrantes, A., Antunes, P. (1998) Morfodinâmica de Microescala em Sapais do Estuário do Tejo. Uma Abordagem Experimental. In: *Actas do V Congresso de Geologia (Resumos)*. Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro, Tomo 84, Fasc. 1: C67-C70.
- Ariathurai, R., Arulanandan, K. (1978) Erosion Rates of Cohesive Soils. *Jour. of the Hydraulics Division*, Vol. 104, No. HY2: 279-283.
- Ashley, G., Grizzle, R. (1988) Interations Between Hydrodynamics, Benthos and Sedimentation in a Tide-Dominated Coastal Lagoon. *Marine Geology*, 82: 61-81.
- Ashley, G., Zeff, M. (1988) Tidal Channel Classification for a Low-Mesotidal Salt Marsh. *Marine Geology*, 82: 17-32.

- Azevedo, M.T. (1982) *O Sinclinal de Albufeira. Evolução Pós-Miocénica e Reconstituição Paleogeográfica*. Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, Lisboa.
- Azevedo, M.T. (1987) Reconstituição Paleogeográfica do Tejo no Plio-Quaternário. In: *Actas do I congresso do Tejo "Que Tejo, Que Futuro?"*, 2º Vol.: 27-31. Fund. Calouste Gulbenkian.
- Azevedo, M.T., Cabral, J. (1986) Estratigrafia e Tectónica da Península de Setúbal. In: *Guia da Excursão B2/B3 do 2º Congresso Nacional de Geologia*, Lisboa.
- Bagnold, R.A. (1963) Beach and Nearshore Processes. Part I. Mechanics of Marine Sedimentation. In: Mill, M.N. (ed) *The sea*, Vol. 3: 507-528.
- Bailard, J. (1984) A Simplified Model for Longshore Sediment Transport. In: *Proc. 19th Int. Conf. Coastal Engineering*, Vol. 3: 1454-1470, Houston, ASCE.
- Baldaque da Silva, A. A. (1893) *Estudo Historico Hydrographico sobre a Barra e o Porto de Lisboa*. Tomo I, Administração do Porto de Lisboa, 2ª edição 1990.
- Bao-Can, W., Eisma, D. (1988) Mudflat Deposition along the Wenzhou Coastal Plain in Southern Zhejiang, China. In: de Boer, L. *et al.* (eds), *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*: 265-274. D. Reidel Publishing Company.
- Barton, M.L., Stephens, J.A., Uncles, R.J., West, J.R. (1991) Particle Fall Velocities and Related Variables in the Tamar estuary. In: M.Elliott, J.-P. Ducrottoy (eds), *Estuaries and Coasts: Spacial and Temporal Intercomparisons*: 31-36. Olsen & Olsen, Fredensborg.
- Berlamont, J., Ockenden, M., Toorman, E., Winterwerp, J. (1993) The Characterisation of Cohesive Sediment Properties. *Coastal Engineering*, 21: 105-128.
- Bishop, C., Donelan, M. (1987) Measuring Waves with Pressure Transducers. *Coastal Engineering*, 11: 309-328.
- Bodges, K., Kraus, N. (1991) Critical Examination of Longshore Transport Rate Magnitude. *Coastal Sediments'91*: 139-155. ASCE.
- Booij, R. (1994) *Measurements of the Flow Field in a Rotating Annular Flume*. Communications on Hydraulic and Geotechnical Engineering, Rep. 94-2. Delft University of Technology, Delft.
- Boorman, L., Garbutt, A., Barratt, D. (1998) The Role of Vegetation in Determining Patterns of the Accretion of Salt Marsh Sediment. In: Black, K., Paterson, D., Cramp, A. (eds), *Sedimentary Processes in the Intertidal Zone*, 139: 389-399. Geological Society, London.
- Bradley, R., Diaz, H., Eischeid, J., Jones, P., Kelly, P., Goodess, C. (1987) Precipitation Fluctuations over Northern Hemisphere Land Areas Since the Mid-19th Century. *Science*, Vol. 237: 171-175.
- Bretschneider, C. L. (1954) *Field Investigations of Wave Energy Loss in Shallow Water Ocean Waves*, TM-46, U.S. Army, Corps of Engineers, Beach Erosion Board, Washington, D.C.
- Bretschneider, C. (1958) Revisions in Wave Forecasting: Deep and Shallow Water. In: *Proc. of Sixth Conference on Coastal Engineering*: 30-67, Florida, ASCE.
- Brindley, G.W., Brow, G. (1980) *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification*. Mineral. Soc., Londres.
- Burt, T.N. (1986) Field Settling Velocities of Estuarine Muds. In Mehta, A (ed), *Estuarine Cohesive Sediment Dynamics*. Lectures Notes on Coastal and Estuarine Studies, 14: 126-150, Springer-Verlag, Florida.

- Cabral, E.D. (1790) Memória sobre Danos Causados pelo Tejo nas Suas Ribanceiras. *Memórias Económicas da Academia Real das Ciências de Lisboa*. Tomo II, Academia Real das Ciências, Lisboa.
- Cabral, J. (1993) *Neotectónica de Portugal Continental*. Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para obtenção do Grau de Doutor em Geologia, Lisboa.
- Cabral, J., Dias, R., Brum, A. (1984) Estudo de Falhas Afectando Formações Plio-Quaternárias na Zona da Fonte da Telha (Península de Setúbal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Tomo 70, Fasc. 1: 83-91.
- Caçador, M.I. (1986) *Estrutura e Função das Manchas de Sapal do Estuário do Tejo*. Relatório elaborado no âmbito das provas de aptidão pedagógica e capacidade científica, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- Caçador, M.I. (1987) Estrutura e Função das Manchas de Sapal do Estuário do Tejo. In: *Actas do I congresso do Tejo "Que Tejo, Que Futuro?"*: 131-138. Fund. Calouste Gulbenkian.
- Caçador, M.I.; Catarino, F. (1979) Estrutura e Produção do Salgado de Corroios. In: *Iº Simpósio Nacional de Estuários*, LNEC.
- Caçador, I., Vale, C., Catarino, F. (1996) Accumulation of Zn, Pb, Cu, Cr and Ni in Sediments Between Roots of the Tagus Estuary Salt Marshes, Portugal. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 42: 393-403.
- Calvário, J. (1982) *Povoamentos Bentónicos Intertidais (Substratos Móveis)*. Estudo Ambiental do Estuário do Tejo, CNA/Tejo n. 19, rel.18.
- Carter, R. W. (1988) *Coastal Environments. An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines*. Academic Press, Cambridge.
- Carvalho, A.M. Galopim de (1968) *Contribuição para o Conhecimento Geológico da Bacia Terciária do Tejo*. Memórias dos Serv. Geológicos de Portugal, 15, Lisboa.
- Carvalho M.M., Capitão, R., Fortes, C. (1996) *Protecção do Forte do Bugio. Caracterização da Agitação Marítima na Zona do Bugio*. Rel. 232/96-NPP, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.
- Castanheiro, J. (1983) *Evolução dos Fundos do Estuário do Tejo*. Boletim da Soc. de Geografia de Lisboa, série 101ª, n. 1-6: 92-104.
- Castanheiro, J. (1985) *Matéria em Suspensão no Estuário do Tejo: Distribuição e Variabilidade*. CNA/ Tejo, rel.2, 3ªsérie, DGQA, Lisboa.
- Castanheiro, J., Crespo, J. (1983) *Dinâmica de Sedimentos. Resultados Referentes às Observações Realizadas em 1981*. Estudo Ambiental do Estuário do Tejo. CNA/Tejo n.31, rel. 28, PGIRH/T, Lisboa.
- Castanho, J. (1966) *Rebentação das Ondas e Transporte Litoral*. Memória 275, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.
- Catarino, F. (1980) Papel das Zonas Húmidas do Tipo Sapal na Descontaminação das Águas. In: *Ciência. Separata Colóquios sobre Biologia e Poluição*: 9-16. Associação de Estudantes da Fac. Ciências de Lisboa.
- CERC (1984) *Shore Protection Manual*. Vol. I. Corps of Eng., U.S. Govt. Printing Office, Washington D.C.
- Christie, M.C., Dyer, K., Fennessy, M., Huntley, D. (1995) Field Measurements of Erosion Across a Shallow Water Estuarine Mudflat. *Coastal Dynamics'95*: 759-770, ASCE.

- Christie, M.C., Dyer, K., Huntley, D. (1997) The Erosional Response of Estuarine Mudflats to Tidal Currents and Waves. *Coastal Dynamics'97*: 834-843, ASCE.
- Ciavola, P., Taborda, R., Ferreira, O., Dias, J.M.A. (1997a) Field Observations of Sand-Mixing Depths on Steep Beaches. *Marine Geology*, 141: 147-156.
- Ciavola, P., Taborda, R., Ferreira, O., Dias, J.M.A. (1997b) Field Measurement of Longshore Sand Transport and Control Processes on a Steep Meso-Tidal Beach in Portugal. *Jour. of Coastal Research*, 13 (4): 1119-1129.
- COMARTEC (1994) *TT-Wave Monitor V1.0, Operation Manual*. Comartec, Lda, Lisboa.
- Costa, M.S. (1995) Agitação Marítima na Costa Portuguesa. *Anais do Instituto Hidrográfico*, 13: 35-40.
- Costa, R.G. (1989) *Flow-Fine Sediment Hysteresis in Sediment-Stratified Coastal Waters*. MSc Thesis. University of Florida, Gainesville.
- Costa, R.G. (1995) *Three-Dimensional Modelling of Cohesive Sediment Transport in Estuarine Environments*. PhD Dissertation. University of Liverpool. Tese Hidráulica, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.
- Costa, R. G., Freire, P. (1995) Cohesive Sediment Research at LNEC. Part II - Consolidation Studies. In: *Advances in Coastal Morphodynamics: An Overview of the G8-Coastal Morphodynamics Project*: 6.32-6.34. Delft Hydraulics.
- Costa, R.G., Mehta, A. J. (1990) Flow-Fine Sediment Hysteresis in Sediment-Stratified Coastal Waters. *Proc. XXII Int. Conf. Coastal Eng.*: 2047-2060, ASCE, Delft.
- Covas, J.M.A. (1976) *Modelos Matemáticos para o Estudo da Propagação e Deformação das Ondas de Gravidade. O Cálculo Automático de Diagramas de Refracção*. Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.
- Covas, J.A., Fortes, C.J. (1989) *Modelo Matemático de Cálculo das Características da Agitação Marítima Gerada pelo Vento*. Rel. 252/89-NPP, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.
- Covas, J., Fortes, C.J. (1992) *Nova Ponte do Tejo em Lisboa. Condicionismos Hidráulicos e de Navegação. Caracterização da Agitação Marítima*. Rel. 199/92-NPP, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.
- Dalrymple, R., Zaitlin, B., Boyd, R. (1992) Estuarine Facies Models: Conceptual Basis and Stratigraphic Implications. *Jour. of Sedimentary Petrology*, Vol. 62, No. 6: 1130-1146.
- Danish Hydraulic Institute (1991) *LITPACK V1.21 User Guide*. Danish Hydraulic Institute, Hørsholm.
- Darbyshire, J. (1957) A note on the Comparison of Proposed Wave Spectrum Formulae. *Deutsch. Hydrog. Zeits.*, 10, No.5: 184-190.
- Daveau, S. (1977) L'Évolution Géomorphologique Quaternaire au Portugal. Principaux Aspects et Problèmes Posés par son Étude. In: *Supplément au Bulletin AFEQ*, 1, 50: 11-21.
- Daveau, S. (1982) Espaço e Tempo. Evolução do Ambiente Geográfico de Portugal ao Longo dos Tempos Pré-Históricos. In: *Clio*, 2: 13-37, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa.
- Davidson, M.A. (1992) *Implementation of Linear Wave Theory in the Frequency Domain for the Conversion of Sea Bed Pressure to Surface Elevation*. School of Civil and Structural Engineering Report, No.92-008. University of Plymouth.
- Davies, A. G. (1985) Observations of the Stability of Oscillatory Flow above the Seabed and of Sand Ripple Formation. *Continental Shelf research*, Vol.4, No.5: 553-580.

- Davies, A. G., Villaret, C. (1994) Suspension of Sand in Oscillatory Flow above Ripples: Discrete-Vortex Model and Laboratory Experiments. In: Rajaona & Sleath (eds), *Sediment Mechanisms in Coastal Environments and Rivers-EUROMECH 310*: 37-52, Bêlorgey.
- De Wit, P.J. (1995) *Liquefaction of Cohesive Sediments Caused by Waves*. Delft University Press.
- De Wit, P.J., Kranenburg, C. (1996) On the Effects of a Liquefied Mud Bed on Wave and Flow Characteristics. *Jour. of Hydraulic Research*, 34 (1): 3-18.
- Dean, R., Berek, E., Gable, C., Seymour, R. (1982) Longshore Transport Determined by an Efficient Trap. *Coastal Engineering'82*: 954-968.
- Dearnaley, M.P. (1991) *Flocculation and Settling of Cohesive Sediments*. HR Wallingford, Report SR 272.
- Deigaard, R., Fredsøe, J., Hedegaard, B. (1986) Mathematical Model for Littoral Drift. *Jour. of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 112(3): 351-369.
- Deigaard, R., Fredsøe, J., Hedegaard, B., Zyserman, J.A., Andersen, O. (1988) Littoral Drift Model for Natural Environments. In: *21th Coastal Engineering Conference*: 1603-1617, Malaga, Spain.
- Delft Hydraulics (1991) *Optical Silt Measuring Instrument. Type OSLIM*. Delft Hydraulics.
- Delo, E.A. (1988) *Estuarine Muds Manual*. Hydraulics Research Wallingford, Report SR 164.
- Delo, E.A., Ockenden, M.C., (1992) *Estuarine Muds Manual*. HR Wallingford, Report SR 309.
- Dias, I. (1998) *Caracterização Mineralógica e Tecnológica de Argilas Especiais de Bacias Terciárias Portuguesas*. Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para obtenção do grau de Doctor em Geologia, Lisboa.
- Dias, J.M.A. (1987) *Dinâmica Sedimentar e Evolução Recente da Plataforma Continental Portuguesa Setentrional*. Dissertação apresentada à Faculdade de Ciências de Lisboa para obtenção do grau de Doutor em Geologia, Lisboa.
- Dias, J.M.A. (1990) A Evolução Actual do Litoral Português. *Geonovas*, 11: 15-27.
- Dias, J.M.A., Taborda, R. (1988) Evolução Recente do Nível do Mar em Portugal. *Anais do IH*: 83-97.
- Dias, J.M.A., Taborda, R. (1992) Tidal -Gauge Data in Deducing Secular Trends of Relative Sea Level and Crustal Movements in Portugal. *Jour. Coastal Research*, 8, 3: 655-659.
- Doody, J. P. (1996) Management and Use of Dynamic Estuarine Shorelines. In: Nordstrom, K., Roman, C. (eds), *Estuarine Shores. Evolution, Environments and Human Alterations*. John Wiley & Sons, Chichester, p. 421-434.
- Dyer, K. (1998) The Typology of Intertidal Mudflats. In: Black, K., Paterson, D., Cramp, A. (eds), *Sedimentary Processes in the Intertidal Zone*. Special Publications, 139: 389-399, Geological Society, London.
- Earle, M., Bishop, J. (1984) *A Practical Guide to Ocean Wave Measurement and Analysis*. Endeco Inc., Marion, MA.
- Edge, M., Sills, G. (1989) The Development of Layered Sediment Beds in the Laboratory as an Illustration of Possible Field Processes. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, Vol. 22: 271-279.
- Einstein, H. A., Krone, R. B. (1962) Experiments to Determine Modes of Cohesive Sediment Transport in Salt Water. *Jour. Geophysical Research*, 67: 1451-1461.

- Eisma, D. (1986) Flocculation and De-Flocculation of Suspended Matter in Estuaries. *Netherlands Journal of Sea Research*, 20 (2/3): 183-199.
- Eisma, D., Dyer, K., Van Leussen, W. (1997) The In-situ Determination of the Settling Velocities of Suspended Fine-grained Sediment - A Review. In: Burt, N., Parker, R., Watts, J. (eds.) *Coesive Sediments*: 17-44. John Wiley & Sons, Chichester.
- Eisma, D. (1998) *Intertidal Deposits. River Mouths, Tidal Flats and Coastal Lagoons*. Marine Science Series. CRC Press, Florida.
- Elias, N.P. (1992) *Nova Ponte do Tejo em Lisboa. Caracterização das Condições Hidrodinâmicas e de Estabilidade dos Canais*. Rel. 212/92-NET, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.
- Engelund, F., Fredsøe, J. (1976) A Sediment Transport Model for Straight Alluvial Channels. *Nordic Hydrology*, 7: 293-306.
- Fairbridge, R.W. (1980) The Estuary: Its Definition and Geodynamic Cycle. In: Olausson, E., Cato, I. (eds), *Chemistry and Biogeochemistry of Estuaries*: 1-35, John Wiley & Sons, Chichester.
- Ferreira, D. (1981) *Carte Geomorphologique du Portugal*. Memórias do Centro de Estudos Geográficos, No. 6, Lisboa.
- Finkelstein, K., Hardaway, C.S. (1988) Late Holocene Sedimentation and Erosion of Estuarine Fringing Marshes, York River, Virginia. *Jour. of Coastal Research*, 4, 3: 447-456.
- Folk, R. Ward, W. (1957) Brazos River Bar: A Study in the Significance of Grain Size Parameters. *Jour. of Sedimentary Petrology*, Vol. 27, No. 1: 3-26.
- Fortes, C., Capitão, R., Sancho, F., Covas, J., Carvalho, M. (1998) *Marina da EXPO. Estudos de hidráulica marítima*. Rel. 38/98-NPP, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.
- Fredsøe, J. (1984) The Turbulent Boundary Layer in Combined Wave-Current Motion. *Jour. of Hydraulic Engineering*, 110 (HY8): 1103-1120.
- Fredsøe, J., Deigaard, R. (1992) *Mechanics of Coastal Sediment Transport. Advanced Series on Ocean Engineering*. Vol.3, World Scientific.
- Freire, M.E. (1989) *A Planície Litoral entre a Trafaria e a Lagoa de Albufeira*. SNPRCN, Coleção Estudos, No. 3, Faculdade de Letras de Lisboa.
- Freire, P. (1993) *Caracterização e Dinâmica de Sedimentos em Sistemas de Canais do Estuário do Tejo - Cala do Norte*. Dissertação de Mestrado apresentada à Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Mestre em Geologia Económica e Aplicada, Lisboa.
- Freire, P.; Andrade, C. (1994) Sedimentation in Channel Systems of the Upper Tagus Estuary - Cala do Norte. In: *Proceedings "Littoral 94 - Second International Symposium EUROCOAST"*: 523-532, Eurocoast Portugal, Lisboa.
- Freire, P., Andrade, C. (1998) Wind-Induced Sand Transport in Tagus Estuarine Beaches. First Results. *Netherlands Journal of Aquatic Ecology* (em publicação).
- Freire, P., Portela, L. (1997a) A Estação Experimental para o Estudo dos Sedimentos Coesivos do LNEC. In: *Seminário sobre Lagunas Costeiras e Ilhas-Barreira da Zona Costeira de Portugal*: 207-211. Associação Eurocoast-Portugal.
- Freire, P., Portela, L. (1997b) *Estudo Experimental de Sedimentos Coesivos. Metodologia de ensaio com coluna de sedimentação*. Rel. 197/97, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.

- Freitas, C. (1995) *A Laguna de Albufeira (Península de Setúbal). Sedimentologia, Morfologia e Morfodinâmica*. Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, Lisboa.
- Freitas, C., Andrade, C., Pinto, C. (1993) Dispersão de Glaucónia no Arco Litoral Caparica-Cabo Espichel. Primeiros Resultados. In: *Actas da III Reunião do Quaternário Ibérico*: 257-266, Universidade de Coimbra.
- Freitas, C., Andrade, C., Moreno, J.C., Munhá, J.M., Cachão, M. (em publicação) The Sedimentary Record of Recent (last 500 years) Environmental Changes in the Tagus Marshes, Portugal. *Geologie en Mijnbouw*.
- Frey, R., Basan, P. (1978) Coastal Salt Marshes. In: Davis, R.A. (ed), *Coastal Sedimentary Environments*: 101-169, Springer-Verlag, New York.
- Friedman, G. (1961) Distinction Between Dune, Beach and River Sands from their Textural Characteristics. *Jour. of Sedimentary Petrology*, Vol. 31, No.4: 514-529.
- Friedman, G. (1967) Dynamic Processes and Statistical Parameters Compared for Size Frequency Distribution of Beach and River Sands. *Jour. of Sedimentary Petrology*, Vol. 37, No.2: 327-354.
- Friedman, G. (1979) Address of the Retiring President of the International Association of Sedimentologists: Differences in Size Distributions of Populations of Particles among Sands of Various Origins. *Sedimentology*, 26: 3-32.
- Friedman, G., Sanders, J. (1978) *Principles of Sedimentology*. John Wiley & Sons, New York.
- Friedrichs, C., Aubrey, D. (1988) Non-linear Tidal Distortion in Shallow Well-mixed Estuaries: a Synthesis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 27: 521-545.
- Galvin, C. (1967) Longshore Current Velocity: a Review of Theory and Data. *Reviews of Geophysics*, Vol. 5, No. 3: 287-304.
- Galvin, C. (1968) Breaker Type Classification on Three Laboratory Beaches. *Jour. of Geophysical Research*, Vol. 73, No. 12: 3651-3659.
- Gama, G., Dias, J.M.A., Ferreira, O., Taborda, R. (1994) Analysis of Storm Surge in Portugal. In: *Proceedings "Littoral 94 - Second International Symposium EUROCOAST"*: 381-387, Eurocoast Portugal, Lisboa.
- Garcia, C., Oliveira, A., Jouanneau, J.M., Dias, J.A., Rodrigues, A., Weber, O. (1995) *As Plumas Turbidas dos Rios Tejo e Sado - Primeiros Resultados*. Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, Memória No. 4: 941-945.
- Garcia C., Dias, J.M.A. (1998) Fornecimentos de Matéria em Suspensão para a Plataforma Adjacente ao rio Tejo Durante Invernos Secos. In: *Actas do 1º Simpósio Interdisciplinar sobre Processos Estuarinos*: 61-64, Universidade de Faro.
- Garniel, A., Mierwald, U. (1996) Changes in the Morphology and Vegetation Along the Human-Altered Shoreline of the Lower Elbe. In: Nordstrom, K., Roman, C. (eds), *Estuarine Shores. Evolution, Environments and Human Alterations*: 375-396, John Wiley & Sons, Chichester.
- Gaudêncio, M.J., Guerra, M.T., Glémarec, M. (1991) Recherches Biosédimentaires sur la Zone Maritime de L' Estuaire du Tage, Portugal: Données Sédimentaires Préliminaires. In: *Estuaries and Coasts: Spacial and Temporal Intercomparisons*: 11-16, ECSA 19 Symposium, Olsen & Olsen.
- Hardisty, J. (1988) Measurement of Shallow Water Wave Direction for Longshore Sediment Transport. *Geo-Marine Letters*, 8: 35-39.

- Hattori, M. (1982) Field Study of Onshore-Offshore Sediment Transport. In: *Proc. 18th International Coastal Engineering Conference*: 923-940.
- Hayes, M. (1975) Morphology of Sand Accumulation in Estuaries: an Introduction to the Symposium. In: Cronin, L.E. (ed), *Estuarine Research*, Vol. II: 3-22, Academic Press, London.
- Hayes M. (1979) Barrier Island Morphology as a Function of Tidal and Wave Regime. In: Leatherman, S. (ed), *Barrier Islands from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico*. Academic Press, New York.
- Hidroprojecto e Berin (1991) *Melhoria das Condições de Navegabilidade do Rio Tejo (Cala do Norte). Estudo de Viabilidade Técnica, Económica e Financeira*. Análise do Estado de Referência, Vol. I, Lisboa.
- Hidroprojecto e Berin (1992) *Melhoria das Condições de Navegabilidade do Rio Tejo (Cala do Norte). Estudo de Viabilidade Técnica, Económica e Financeira*. Análise Técnica, Vol. I, Tomo 1, Lisboa.
- Hidroprojecto e Drena (1979) *Região de Saneamento Básico de Lisboa*. Estudos de Base de Engenharia. Estuário do Tejo, Vol II.
- Hume, T., Beamsley, B., Green, M., Lange, P. de, Hicks, D. (1995) Influence of Seabed Topography and Roughness on Longshore Wave Processes. *Coastal Dynamics'95*: 975-986, ASCE.
- Hurdle, D.P., Stive, R.J.H. (1989) Revision of SPM 1984 Wave Hindcast Model to Avoid Inconsistencies in Engineering Applications. *Coastal Engineering*, 12: 339-351.
- Inman, D., Bagnold, R. (1963) Beach and Nearshore Processes. Part II. Littoral Processes. In: Mill, M.N. (eds) *The Sea*, Vol. 3: 529-553.
- Instituto da Água (1995) *Exploração das Principais Albufeiras de Portugal Continental*, 1994. Ministério do Ambiente, Direcção de Serviços de Recursos Hidráulicos, Lisboa.
- Instituto Hidrográfico (1989) *Porto de Lisboa (de Alcântara ao Canal do Montijo)*. Levantamento Hidrográfico, carta 47, escala 1:15 000, Instituto Hidrográfico, Lisboa.
- Instituto Hidrográfico (1990) *Roteiro da Costa de Portugal*. Instituto Hidrográfico, 2^a edição, Lisboa.
- Instituto Hidrográfico (1990a) *Porto de Lisboa (de Terreiro do Trigo a Sacavém)*. Levantamento Hidrográfico, carta 48, escala 1:15 000, Instituto Hidrográfico, Lisboa.
- Instituto Hidrográfico (1990b) *Rio Tejo (de Sacavém a Vila Franca de Xira)*. Levantamento Hidrográfico, carta 49, escala 1:15 000, Instituto Hidrográfico, Lisboa.
- Instituto Hidrográfico (1997) *Tabela das Marés 1998*. Portugal, Instituto Hidrográfico, Lisboa.
- Jackson, N., Nordstrom, K. (1992) Site Specific Controls on Wind and Wave Processes and Beach Mobility on Estuarine Beaches in New Jersey, USA. *Jour. of Coastal Research*, 8, 1: 88-98.
- Jago, C.F., Hardisty, J. (1984) Sedimentology and Morphodynamics of a Macrotidal Beach, Pendine Sands, SW Wales. *Marine Geology*, 60: 123-154.
- Jordan, T., Pierce, J.W., Correll, D.L. (1986) Flux of Particulate Matter in the Tidal Marshes and Subtidal Shallows of the Rhode River Estuary. *Estuaries*, Vol. 9, No. 4B: 310-319.
- Kamphuis, J.W., Davies, M.H., Nairn, R., Sayao, O. (1986) Calculation of Littoral Sand Transport Rate. *Coastal Engineering*, 10: 1-21.

- Kearney, M.S., Stevenson, J.C. (1991) Island Land Loss and Marsh Vertical Accretion Rate Evidence for Historical Sea-Level Changes in Chesapeake Bay. *Jour. of Coastal Research*, 7, 2: 403-415.
- Kearney, M.S., Stevenson, J.C., Ward, L.G. (1994) Spatial and Temporal Changes in Marsh Vertical Accretion Rates at Monie Bay: Implications for Sea Level Rise. *Jour. of Coastal Research*, 10, 4: 1010-1020.
- Komar, P. (1976) *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice-Hall, Inc., New Jersey.
- Komar, P. (1977) Beach Sand Transport: Distribution and Total Drift. *Jour. of the Waterway Port Coastal and Ocean Division*, Vol. 103, No. WW2: 225-239.
- Komar, P. (1990) Littoral Sediment Transport. In: Herbich, J. (ed), *Handbook of Coastal and Ocean Engineering*, Vol. 2: 681-714, Gulf Publishing Company, Houston, Texas.
- Komar, P., Inman, D. L. (1970) Longshore Sand Transport on Beaches. *Jour. Geophysical Research*, Vol. 75, No. 30: 5514-5527.
- Komar, P., Shay, J. Oltman (1990) Nearshore Currents. In: Herbich, J. (ed), *Handbook of Coastal and Ocean Engineering*, Vol. 2: 651-680. Gulf Publishing Company, Houston.
- Kranck, K. (1975) Sediment Deposition from Flocculated Suspensions. *Sedimentology*, 22: 111-123.
- Kranenburg, C., Winterwerp, J. C. (1997) Erosion of Fluid Mud Layers. I: Entrainment Model. *Jour. of Hydraulic Engineering*, Vol. 123, No. 6: 504-511.
- Kraus, N. (1987) Application of Portable Traps for Obtaining Point Measurements of Sediment Transport Rates in the Surf Zone. *Jour. of Coastal Research*, 3 (2): 139-152.
- Kraus, N., Isobe, M., Igarashi, H., Sasaki, T., Horikawa, K. (1982) Field Experiments on Longshore Sand Transport in the Surf Zone. *Coastal Engineering' 1982*: 969-988.
- Krishnappan, B.G. (1993) Rotating circular flume. *Jour. of Hydraulic Engineering*, 119: 758-767.
- Kuijper, C., Cornelisse, J.M., Winterwerp, J.C. (1990a) *Erosion and Deposition Characteristics of Natural Muds. Sediments from the Westerschelde (near Breskens)*. Cohesive Sediments, Report 29. Rijkswaterstaat, Delft Hydraulics.
- Kuijper, C., Cornelisse, J.M., Winterwerp, J.C. (1990b) *Erosion and Deposition Characteristics of Natural Muds. Sediments from the Eems-Dollard (Delfzijl)*. Cohesive Sediments, Report 35. Rijkswaterstaat, Delft Hydraulics.
- Lane, E. (1955) Design of Stable Channels. *Trans. Am. Soc. Civ. Engrs.*, 120: 1234-1260.
- Larsonneur, C. (1977) La cartographie des Dépôts Meubles sur le Plateau Continental Français: Méthode Mise au Point et Utilisée en Manche. *Jour. Rech. Oceanogr.* 2(2): 33-39.
- Lemos, P. (1972) *Estuário do Tejo*. Administração Geral do Porto de Lisboa, Lisboa.
- Lima, M. (1995) *Alguns Aspectos Naturais e Ambientes Referentes à Área Envolvente do Moinho de Maré de Corroios, com Destaque para a sua Caldeira*. DPHN, Ecomuseu Municipal, Câmara Municipal do Seixal.
- Lindenberg, J., Van Rijn, L. C., Winterwerp, J. C. (1989) Some Experiments on the Wave-Induced Liquefaction of Soft Cohesive Soils. *Jour. Coastal Research*, 5:127-137.
- Liu, P. (1971) Normalized and Equilibrium Spectra of Wind Waves in Lake Michigan. *Jour. Phys. Oceanog.*, 1: 249-257.
- LNEC (1967) *Especificação E201-1967. Solos-Determinação do Teor em Matéria Orgânica*. Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.

- Lobo, L.M. (1977) *Estuário do Tejo. Porto de Lisboa*. Administração do Porto de Lisboa, Lisboa
- Longuet-Higgins, M. S. (1952) On the Statistical Distribution of the Height of Sea Waves. *Jour. Mar. Res.*, 11, No.3: 245-266.
- Loring, D.H.; Rantala, R.T.T. (1992) Manual for the Geochemical Analyses of Marine Sediments and Suspended Particulate Matter. *Earth-Science Reviews*, 32: 235-283.
- Loureiro, J. (1979) *Curvas de Duração dos Caudais Médios Diários no Rio Tejo*. Direcção Geral de Recursos e Aproveitamentos Hidráulicos, Lisboa.
- Loureiro, J.J., Macedo, M.E. (1986) Bacia Hidrográfica do Rio Tejo. In: *Monografias Hidrológicas dos Principais Cursos de Água de Portugal Continental*: 279-337, DGRAH, Lisboa.
- Lousada, C. (1995) *Contribuição para o Estudo da Proveniência dos Sedimentos Arenosos das Praias da Margem Esquerda do Estuário do Tejo*. Relatório do Projecto EU-0445, "Climate Change and Coastal Evolution in Europe", Geofcul. Lisboa.
- Luetlich, R., Harleman, D., Somlyody, L. (1990) Dynamic Behavior of Suspended Sediment Concentrations in a Shallow Lake Perturbed by Episodic Wind Events. *Limnol. Oceanogr.*, 35(5): 1050-1067.
- Maa, J.P.-Y. (1993) VIMS Sea Carousel: Its Hydrodynamic Characteristics. In: Mehta, A. (ed.), *Nearshore and Estuarine Cohesive Sediment Transport*. Coastal and Estuarine Studies, 42: 265-280. American Geophysical Union, Washington, DC.
- Maa, J.P.-Y., Mehta, A.J. (1990) Soft Mud Response to Water Waves. *Jour. of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, Vol. 116, No. 5: 634-650.
- Mehta, A. (1986) Characterisation of Cohesive Sediment Properties and Transport Processes in Estuaries. In: Mehta, A. (ed), *Estuarine Cohesive Sediment Dynamics*. Lectures notes on Coastal and Estuarine Studies, 14: 290-325, Springer-Verlag.
- Mehta, A. (1989) On Estuarine Cohesive Sediment Suspension Behaviour. *Jour. of Geophysical Research*, 94 (C10): 14,303-14,314.
- Mehta, A.J., Hayter, E.J., Parker, R., Krone, R.B., Teeter, A.M. (1989) Cohesive Sediment Transport. I: Process Description. *Jour. of Hydraulic Engineering*, 115: 1076-1093.
- Mehta, A.J., Partheniades, E. (1979) Kaolinite Resuspension Properties. *Jour. of the Hydraulics Division (ASCE)* 105: 411-416.
- Martinez, P. (1987) WAVE: Program for Simulating Onshore-Offshore Transport in Two Dimensions Using the MACINTOSH Computer. *Computers & Geosciences*, Vol.13, No.5: 513-540.
- Martins, M., Ferreira, J., Calvão, T., Figueiredo, H. (1984) Nutrientes no Estuário do Tejo- Comparação da Situação em Caudais Médios e em Cheia, com Destaque para Alterações na Qualidade da Água. In: *I Simpósio Luso-Brasileiro de Engenharia Sanitária e Ambiental-Qualidade da Água*: 1-9, APRH, Lisboa.
- Mendes, D.C., Coelho, M.F. (1989) *Potencialidades da Energia Eólica. Estudos Preliminares. Vol. I*. Monografias de Meteorologia e Geofísica, No. 13, Instituto de Meteorologia, Lisboa.
- Mendonça, J.J.L. (1990) *Sistema Aquífero Aluvionar do Vale do Tejo (Vila Nova da Barquinha a Alverca): Características e Funcionamento Hidráulico*. Dissertação apresentada à Universidade de Coimbra para obtenção do grau de Doutor em Geologia, Coimbra.
- Migniot, C. (1968) Étude des Propriétés Physiques de Différents Sédiments Très Fins et de Leur Comportement Sous des Actions Hydrodynamiques. *La Houille Blanche*, 7: 591-620.

- Miller, M.C., McCave, I.N., Komar, P.D. (1977) Threshold of Sediment Motion under Unidirectional Currents. *Sedimentology*, 24: 507-527.
- Montague, C., Paulic, M., Parchure, T. (1993) The Stability of Sediments Containing Microbial Communities: Initial Experiments with Varying Light Intensity. In: Mehta, A. (ed.), *Nearshore and Estuarine Cohesive Sediment Transport*. Coastal and Estuarine Studies, 42: 348-359. American Geophysical Union, Washington, DC.
- Monteiro, J.H., Moita, I. (1971) Morfologia e Sedimentos da Plataforma Continental e Vertente Continental Superior ao Largo da Península de Setúbal. In: *I Congresso Luso-Hispano-Americano de Geologia Económica*, Sec.6: 301-330, Madrid/Lisboa.
- Moreira, M. E. (1987) Inventário e Representação Cartográfica dos Biótopos do Estuário do Tejo a Partir de Imagens Satélitais Digitalizadas. In: *Actas do I Congresso do Tejo*: 109-125. Fund. Calouste Gulbenkian.
- Morfett, J. (1990) A "Virtual Power" Function for Estimating the Alongshore Transport of Sediment by Waves. *Coastal Engineering*, 14: 439-456.
- Mougenot, D. (1988) *Geologie de la Marge Portugaise*. These de Doctorat d'etat ès Sciences Naturelles. Présentée à l'université Pierre et Marie Curie Paris VI pour obtenir le grade de Docteur ès Sciences, Tome I, Tome II.
- Nabais, A. (1986) *Moinhos de Maré. História do Concelho do Seixal*. Câmara Municipal do Seixal.
- Nabais, A. (1993) *Nota Histórica*. Abertura do Concurso de Ideias, PDM. Câmara Municipal do Seixal.
- Nabais, A., Ramos, P. (1987) *100 Anos do Porto de Lisboa*. Administração do Porto de Lisboa, Lisboa.
- Nielsen, P. (1986) Suspended Sediment Concentrations under Waves. *Coastal Engineering*, 10: 23-31.
- Nielsen, P. (1988) Three Simple Models of Wave Sediment Transport. *Coastal Engineering*, 12: 43-62.
- Nordstrom, K. (1977) The Use of Grain Size Statistics to Distinguish Between High-and-Moderate-Energy Beach Environments. *Jour. Sedimentary Petrology*, Vol. 47, No. 3: 1287-1294.
- Nordstrom, K. (1980) Cyclic and Seasonal Beach Response: A Comparison of Oceanside and Bayside Beaches. *Physical Geography*, 1, 2: 177-196.
- Nordstrom, K. (1992) *Estuarine Beaches*. Elsevier Science Publishers, Ltd, New York.
- Nordstrom, K., Bauer, B., Davidson-Arnott, R., Gares, P. (1996) Offshore Aeolian Transport Across a Beach: Carrick Finn Strand, Ireland. *Jour. Coastal Research*, 12, 3: 664-672.
- Nordstrom, K., Jackson, N. (1992) Two-dimensional Change on Sandy Beaches in Meso-tidal Estuaries. *Zeits. Geomorph. N. F.*, 34, 4: 465-478.
- Odd, N., Rodger, J. (1986) *An Analysis of the Behaviour of Fluid Mud in Estuaries*. Hydraulics Research, Report SR 84.
- Oliveira, R. (1967) *Contribuição para o Estudo do Estuário do Tejo*. *Sedimentologia*. Memória 296, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.
- Oliveira, I.B.M. (1973) *Embocaduras Lagunares. Contribuição para o Estudo das suas Condições de Equilíbrio*. Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.

- Owen, M.V. (1971) The Effects of Turbulence on Settling Velocities of Silt Floccs. In: *Proc. 14th Cong. International Association for Hydraulic Research*, Vol. 4: 27-32, Paris, France.
- Palma, J.C.P. (1996) *Sistemas de Automação, Comando e Aquisição de Dados para o Canal Anular de Sedimentos Coesivos*. Rel. 41-CPCE, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.
- Partheniades, E., Kennedy, J.F., Etter, R.J., Hayer, R.P. (1966) *Investigations of the Depositional Behavior of Fine Cohesive Sediments in an Annular Rotating Channel*. Rep. No. 96, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts, USA.
- Pejrup, M. (1986) Parameters Affecting Fine-Grained Suspended Sediment Concentrations in a Shallow Micro-Tidal Estuary, Ho Bugt, Denmark. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 22: 241-254.
- Pejrup, M. (1988a) Flocculated Suspended Sediment in a Micro-Tidal Environment. *Sedimentary Geology*, 57: 249-256.
- Pejrup, M. (1988b) Suspended Sediment Transport Across a Tidal Flat. *Marine Geology*, 82: 187-198.
- Pejrup, M. (1988c) The Triangular Diagram used for Classification of Estuarine Sediments: A New Approach. In: Boer, L.P. et al. (eds), *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*: 289-300, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht.
- Pethick, J.S. (1992) Saltmarsh Geomorphology. In: Allen, J.R.L., Pye, K. (eds), *Saltmarshes. Morphodynamics, Conservation and Engineering Significance*: 41-62, Cambridge University Press, Cambridge.
- Pethick, J.S. (1996) The Geomorphology of Mudflats. In: Nordstrom, K., Roman, C. (eds), *Estuarine Shores: Evolution, Environments, and Human Alterations*: 185-211, John Wiley & Sons, Chichester.
- Pethick, J.S. (1997) The Beneficial use of Dredged Sediment in Estuaries: a Trickle Charging Experiment in the Medway Estuary Kent, UK. In: *Proceedings of the CEDA Dredging Days*: 143-157.
- Pierson, W.J., Neumann, G., James, R.W. (1955) Observing and Forecasting Ocean Waves by Means of Wave Spectra and Statistics. U.S. Dept. Of the Navy Hydrog. Offic. Publ., No. 603.
- Pomeroy, L.R., Wieger, T.R.G. (1981) *The Ecology of a Salt Marsh*. Ecological Studies 38. Springer-Verlag, New York.
- Portela, L. (1996) *Modelação Matemática de Processos Hidrodinâmicos e de Qualidade de Água no Estuário do Tejo*. Dissertação para a obtenção do grau de Doutor em Engenharia do Ambiente, IST, Lisboa.
- Portela, L., Freire, P. (1997) *Estudo Experimental de Sedimentos Coesivos. Ensaio de Deposição em Canal Anular com Sedimento do Sapal de Corroios*. Rel. 268/97-NET, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.
- Portela L., Freire, P. (1998) Deposição de Sedimentos Coesivos do Sapal de Corroios: Estudo em Canal Anular. In: Carvalho, G. Soares de, Gomes, F. Veloso, Pinto, F. Taveira (eds) *Seminário sobre Dragagens, Dragados e Ambientes Costeiros*: 71-78. Associação Eurocoast-Portugal.
- Portela, L., Neves, R. (1994) Numerical Modelling of Suspended Sediment Transport in Tidal Estuaries: a Comparison Between the Tagus and the Scheldt. *Netherlands Journal of Aquatic Ecology*, 28 (3-4): 329-335.

- Postma, H. (1967) Sediment Transport and Sedimentation in the Estuarine Environment. In: Lauff, G.H. (ed), *Estuaries*: 158-179. Amer. Assoc. for the Advancement of Science, Washington.
- Postma, H. (1980) Sediment Transport and Sedimentation. In: Olausson, E., Cato, I. (eds), *Chemistry and Biogeochemistry of Estuaries*: 153-186. John Wiley & Sons, Chichester.
- Puls, W., Kuehl, H., Heymann, K. (1988) Settling Velocity of Mud Flocs: Results of Field Measurements in the Elbe and the Weser Estuary. In: Dronhers, J., Van Leussen, W. (eds), *Physico-Chemical Processes in Estuaries*: 404-424, Springer-Verlag, Berlin.
- Queiroz, P. (1995) *Estudo Palinológico do Perfil Sedimentar do Sapal do Alfeite, Estuário do Tejo*. Relatório do Projecto EU-0445, "Climate Change and Coastal Evolution in Europe", Geofcul. Lisboa.
- Ramalho, M., Rey, J., Zbyszewski, G., Matos Alves, C., Costa, C., Kullberg, M. C. (1981) *Notícia Explicativa da Folha 34-C (Cascais) da Carta Geológica de Portugal*. Escala 1: 50 000. Serv. Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Ramos, M.I. (1980) *Cartografia da Vegetação dos Sapais do Estuário do Tejo. Estrutura e Produtividade*. Relatório de Estágio de Licenciatura. FCUL, Lisboa.
- Ranwell, D. S. (1972) *Ecology of Salt Marshes and Sand Dunes*. Chapman and Hall, London.
- Reis, R., Gonçalves, M. (1981) Caracterização Climática da Região Agrícola do Ribatejo e Oeste. *O Clima de Portugal*, Fasc.XXXII, Instituto de Meteorologia, Lisboa.
- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, F., Carvalho, D., Monteiro, J.H. (1979) *Introduction à la Géologie Générale du Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Ribeiro, O. (1986) *Portugal. O Mediterrâneo e o Atlântico*. Coleção "Nova Universidade", Livraria Sá da Costa Editora, 4ª edição, Lisboa.
- Ribeiro, O., Lautensach, H. (1987) *Geografia de Portugal*. Vol. 1. A Posição Geográfica e o Território. Edições Sá da Costa, Lisboa.
- Rodrigues, A., Cardoso da Silva, M., Câmara, A., Fernandes, T., Ferreira, G. (1988) Dispersion Modelling for a Complex Estuary-The Case of the Tagus. *Water Science Tech.*, 20, 6/7: 271-276.
- Roman, C.T., Nordstrom, K. (1996) Environments, Processes and Interactions of Estuarine Shores. In: Nordstrom, K., Roman, C. (eds), *Estuarine Shores. Evolution, Environments and Human Alterations*: 1-12, John Wiley & Sons, Chichester.
- Ross, M.A. (1988) *Vertical Structure of Estuarine Fine Sediment Suspensions*. PhD Dissertation. University of Florida, Gainesville.
- Ross, M.A., Mehta, A. (1989) On the Mechanics of Lutoclines and Fluid Mud. In: Mehta, A., Hayter, E. (eds), *Jour. of Coastal Research*. High Concentration Cohesive Sediment Transport, Special Issue, No. 5: 51-61.
- Sancho, F. (1991) *Propagação de Ondas Marítimas: Modelo Numérico de Refracção-Difracção*. Dissertação de Mestrado em Engenharia Mecânica, IST, Lisboa.
- Sanford, L. (1994) Wave-Forced Resuspension of Upper Chesapeake Bay Muds. *Estuaries*, Vol. 17, No. 1B: 148-165.
- Seymour, R. (1977) Estimation Wave Generation on Restricted Fetches. *Jour. Water., Port, Coastal and Ocean Division (ASCE)*, 103, WW2: 251-264.

- Serviços Geológicos de Portugal (1968) *Carta Geológica de Portugal*. Escala 1: 000 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Serviços Geológicos de Portugal (1992) *Carta Geológica de Portugal*. Escala 1: 500 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Sherman, D., Nordstrom, F., Jackson, N., Allen, L. (1994) Sediment Mixing-Depths on a Low-Energy Reflective Beach. *Jour. of Coastal Research*, 10 (2): 297-305.
- Shideler, G. (1984) Suspended Sediment Responses in a Wind-Dominated Estuary of the Texas Gulf Coast. *Jour. of Sedimentary Petrology*, Vol. 54, No. 3: 0731-0745.
- Sternberg, R.W. (1972) Predicting Initial Motion and Bedload Transport of Sediment Particles in the Shallow Marine Environment. In: Smith, Douane, Pilkey (eds), *Shelf Sediment Transport. Processes and Patterns*: 61-82, Power Hutchinson, Ross.
- Stevenson, J., Kearney, M. (1996) Shoreline Dynamics on the Windward and Leeward Shores of a Large Temperate Estuary. In: Nordstrom, K., Roman, C. (eds), *Estuarine Shores. Evolution, Environments and Human Alterations*: 233-259, John Wiley & Sons, Chichester.
- Stoddart, D., Reed, D., French, J. (1989) Understanding Salt-Marsh Accretion, Scolt Head Island, Norfolk, England. *Estuaries*, Vol. 12, No.4: 228-236.
- Stumpf, R. (1983) The Process of Sedimentation on the Surface of a Salt Marsh. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 17: 495-508.
- Sverdrup, H.U., Munk, W.H. (1947) *Wind, Sea, and Swell Theory of Relationships in Forecasting*. Washington, D.C. U.S. Dept. of the Navy Hydrog. Offic. Publ. No. 601.
- Sunamura, T. (1992) *Geomorphology of Rocky Coasts*. John Wiley & Sons, Chichester.
- Taborda, A.S. (1993) *Automatização dos Ensaio da Coluna de Sedimentação*. Rel. 295-CPCE, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.
- Taborda, R., Dias, J.M.A. (1992) Análise da Sobrelevação do Nível Médio do Mar de Origem Meteorológica durante os Temporais de Fev/Mar de 1978 e Dez de 1981. *Geonovas*, No. Especial 1: A Geologia e o Ambiente: 89-97, Associação Portuguesa de Geólogos, Lisboa.
- Taborda, R., Ferreira, O., Dias, J.M.A., Moita, P. (1994) Field Observations of Longshore Sand Transport in a High Energy Environment. In: *Proceedings "Littoral 94 - Second International Symposium EUROCOAST"*: 479-487, Eurocoast Portugal, Lisboa.
- Teeter, A. (1993) Suspended Transport and Sediment-Size Transport Effects in a Well-Mixed, Meso-Tidal Estuary. In: Mehta, A. J. (ed.), *Nearshore and Estuarine Cohesive Sediment Transport*. Coastal and Estuarine Studies, 42: 411-429. American Geophysical Union, Washington, DC.
- Teixeira, S. (1990) *Dinâmica das Praias da Península de Setúbal (Portugal)*. Dissertação de Mestrado em Geologia Económica e Aplicada, FCUL, Lisboa.
- Thorez, J. (1976) *Practical Identification of Clay Minerals*. G. Lelotte, Dison.
- Toorman, E.A. (1992) *Modelling of Fluid Mud Flow and Consolidation*. PhD. Thesis. Civil Eng. Dept., K. U. Leuven.
- Torfs, H. (1997) Erosion of Mixed Cohesive/Non Cohesive Sediments in Uniform Flow. In: Burt, N.; Parker, R., Watts, J (eds), *Coesive sediments*: 245-252, John Wiley & Sons, Chichester.

- Torfs, H., Willison, H., Huysentruyt, H. (1995) Settling and Erosion Characteristics Of Mud/Sand Mixtures. In: *Coastal Dynamics'95*: 749-758.
- Tullot, I. (1986) Cambios Climaticos en la Peninsula Iberica Durante el Ultimo Milenio, con Especial Referencia a la "Pequeña Edad Glacial". In: Lopez-Vera, F. (ed) *Quaternary Climate in Western Mediterranean*: 237-248, Universidad Autonoma, Madrid.
- Vale, C. (1981) Entrada de Matéria em Suspensão no Estuário do Tejo durante as Cheias de Fevereiro de 1979. *Recursos Hídricos*, Vol. 2, 1:37-45.
- Vale, C. (1990) Temporal Variations of Particulate Metals in the Tagus River Estuary. *The Science of the Total Environment*, 97/98: 137-154.
- Vale, C., Catarino, F., Cortesão, C., Caçador, M.I. (1990) Presence of Metal-Rich Rhizoconcretions on the Roots of *Spartina Maritima* from the Salt Marshes of the Tagus Estuary, Portugal. *The Science of the Total Environment*, 97/98: 617-626.
- Vale, C., Gaudêncio, M.J. Guerra, T. (1989) Evaluation of the Ecological Impact. In: *Actes du Séminaire International sur les Aspects Environnementaux liés aux Activités de Dragages*: 119-128, Nantes.
- Vale, C., Sundby, B. (1987) Suspended Sediment Fluctuations in the Tagus Estuary on Semi-Diurnal and Fortnightly Times Scales. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 25: 495-508.
- Valeur, J., Pejrup, M., Jensen, A. (1995) Particle Dynamics in the Sound Between Denmark and Sweden. In: *Coastal Dynamics'95*: 951-962.
- Van Leussen, W. (1988) Aggregation of Particles, Settling Velocity of Mud Flocs: a Review. In: Dronkers, J., Van Leussen, W. (eds), *Physical Processes in Estuaries*: 347-403, Springer-Verlag, Berlin.
- Van Leussen, W., Cornelisse, J. (1993). The Role of Large Aggregates in Estuarine Fine-Grained Sediment Dynamics. In: Mehta, A. (ed), *Nearshore and Estuarine Cohesive Sediment Transport*. Coastal and Estuarine Studies, 42: 75-91. American Geophysical Union, Washington, DC.
- Van Rijn, L. (1989) *Handbook Sediment Transport by Currents and Waves*. Rep. H461, Delft Hydraulics.
- Van Rijn, L., Havinga, F. (1995) Transport of Fine Sands by Currents and Waves. II. *Jour. of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, Vol. 121, No. 2: 123-133.
- Van Rijn, L., Nieuwjaar, W., Kaay, T., Nap, E., Kampen, A. (1993) Transport of Fine Sands by Currents and Waves. *Jour. of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, Vol. 119, No. 2: 123-143.
- Vanne, J-R., Mougenot, D. (1981) *La Plate-Forme Continentale du Portugal et les Provinces Adjacentes: Analyse Geomorphologique*. Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal, No. 28, Lisboa.
- Verbeek, H., Cornelisse, J. M. (1997) Erosion and Liquefaction of Natural Mud Under Surface Waves. In: Burt, N., Parker, R., Watts, J. (eds), *Coesive Sediments*: 353-363. John Wiley & Sons, Chichester.
- Verbeek, H., Kuijper, C., Cornelisse, J.M., Winterwerp, J.C. (1993) Deposition of Graded Natural Muds in The Netherlands. In: Mehta, A. (ed), *Nearshore and Estuarine Cohesive Sediment Transport*. Coastal and Estuarine Studies, 42: 185-204. American Geophysical Union, Washington, DC.

- Voisin, O. (1997) *Caractérisation Expérimentale de la Vitesse de Chute de Sédiments et Étalonnage en Vitesse d'un Canal Circulaire*. Mémoire en Vue de l'Obtention du Titre d'Ingénieur (Ets: Laboratório Nacional de Engenharia Civil). Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand 2.
- Voulgaris, G. (1992) *Suspended Sediment Transport in the Littoral Zone*. Thesis submitted to the University of Southampton for the Degree of Doctor of Philosophy. Department of Oceanography. Faculty of Science.
- Voulgaris, G., Wilkin, M.P., Collins, M.B. (1995) The *in situ* Passive Acoustic Measurement of Shingle Movement under Waves and Currents: Instrument (TOSCA) Development and Preliminary Results. *Continental Shelf Research*, 15: 1195-1211.
- Wallace, R.S. (1988) Quantification of Net Shore-Drift Rates in Puget Sound and Strait of Juan de Fuca, Washington. *Jour. of Coastal Research*, 4, 3:395-403.
- Wang, H., Lee D-Y, Garcia, A. (1986) Time Series Surface-Wave Recovery from Pressure Gage. *Coastal Engineering*, 10: 379-393.
- Winterwerp, J.C. (1998) Sediment-Fluid Interactions: a Literature Survey. In: Toorman, E., Berlamont, J. (eds) *Book of Abstracts COSINUS*, 1st Annual General Meeting: 1-2.
- Winterwerp, J. C., Cornelisse, J., Kuijper, C. (1993) A Laboratory Study on the behavior of mud from the western Scheldt under tidal conditions. In: Mehta, A. (ed), *Nearshore and Estuarine Cohesive Sediment Transport*. Coastal and Estuarine Studies, 42: 295-313. American Geophysical Union, Washington, DC.
- Winterwerp, J. C., Kranenburg, C. (1997) Erosion of Fluid Mud Layers. II: Experiments and Model Validation. *Jour. of Hydraulic Engineering*, Vol. 123, No. 6: 512-519.
- Wolanski, E., Gibbs, R.J., Mazda, Y., Mehta, A., King, B. (1992) The Role of Turbulence in the Settling of Mud Floccs. *Jour. of Coastal Research*, 8: 35-46.
- Zbyszewski, G. (1943) Éléments pour Servir à l'Étude du Pliocène Marin au Sud du Tage. La Faune des Conches Supérieurs d'Alfeite. *Comun. Sociedade Geológica de Portugal*, Tomo XXIV: 25-31.
- Zbyszewski, G. (1963) *Notícia Explicativa da Folha 4- Lisboa da Carta Geológica dos Arredores de Lisboa*. Escala 1: 50 000. Serv. Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Zbyszewski, G. (1964) *Notícia Explicativa da Folha 2- Loures da Carta Geológica dos Arredores de Lisboa*. Escala 1: 50 000. Serv. Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Zbyszewski, G., Torre de Assunção, C. (1965) *Notícia Explicativa da Folha 30-D (Alenquer) da Carta Geológica de Portugal*. Escala 1: 50 000. Serv. Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Zbyszewski, G., Veiga Ferreira, O. (1968a) *Notícia Explicativa da Folha 31-C (Coruche) da Carta Geológica de Portugal*. Escala 1: 50 000. Serv. Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Zbyszewski, G., Veiga Ferreira, O. (1968b) *Notícia Explicativa da Folha 35-C (Santo Isidro de Pegões) da Carta Geológica de Portugal*. Escala 1: 50 000. Serv. Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Zbyszewski, G., Veiga Ferreira, O. (1969) *Notícia Explicativa da Folha 35-A (Santo Estêvão) da Carta Geológica de Portugal*. Escala 1: 50 000. Serv. Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Zbyszewski, G., Veiga Ferreira, O., Manuppela, G., Torre de Assunção, C. (1965) *Notícia Explicativa da Folha 38-B (Setúbal) da Carta Geológica de Portugal*. Escala 1: 50 000. Serv. Geológicos de Portugal, Lisboa.

Anexo I

Metodologias e Técnicas Utilizadas

1. Elementos Bibliográficos

1.1. Análise Histórica

Com o objectivo de analisar os aspectos evolutivos à mesoescala da restinga do Alfeite (ver III.4.3) foi efectuada uma pesquisa exaustiva da documentação existente sobre aquela área, incluindo documentos escritos, mapas, levantamentos cartográficos ou hidrográficos e fotografias. Salvaguardando a subjectividade das descrições e a imprecisão de algumas representações iconográficas, estes elementos constituíram uma importante fonte de informação, quer na análise da configuração das margens do estuário, quer no reconhecimento de alguns aspectos da sua ocupação antrópica.

A quantificação da evolução da linha de costa (nível da maré alta), incluiu duas abordagens: a avaliação da modificação do traçado planimétrico da linha de costa e a quantificação das áreas erodidas ou acumuladas. Esta análise efectuou-se através da comparação de 8 mapas datados de 1849 a 1993 (ver Quadro III.4-2), que constituem as representações mais rigorosas desta região. O traçado da linha de costa foi digitalizado e ajustado à escala comum de 1:25 000 usando como referências fixas os moinhos de maré, bem representados em todos os documentos. A sobreposição das representações e a avaliação da variação da superfície foi efectuada através de técnicas de comparação automática usando o programa AUTOCAD, versão 12. No cálculo de áreas considerou-se apenas a variabilidade da margem norte da restinga do Alfeite, entre a Ponta do Mato e a Ponta dos Corvos (ver Figura III.4-5 e Figura III.4-6), uma vez que a representação da zona interna, principalmente do sapal de Corroios, é deficiente. O estudo da evolução da baía do Seixal, nomeadamente do sapal, foi efectuado através da análise de mapas morfológicos desenhados a partir da interpretação da fotografia aérea (ver III.4.4).

1.2. Comparação Cartográfica

Com vista à análise da evolução dos fundos estuarinos (domínios subtidal e intertidal) procedeu-se à comparação de levantamentos hidrográficos (Quadro AI-1). Relativamente ao estuário interno, a comparação foi efectuada em duas áreas distintas: entre Vila Franca de Xira e Alcochete, utilizando os levantamentos datados de 1926/28 e 1991; entre Alcochete e Cacilhas, com os levantamentos de 1930/32 e 1991 (ver III.4.2). Os levantamentos de 1926/28 e 1930/32 foram corrigidos tendo em atenção os diferentes

planos de redução das sondas então utilizados. Relativamente à baía do Seixal efectuou-se a comparação entre os levantamentos hidrográficos de 1981 e 1998 (ver III.4.4.). O levantamento mais recente da baía do Seixal foi efectuado no âmbito deste estudo pela empresa L.H.T., Lda., em 11.02.1998. Desenvolveu-se segundo fiadas espaçadas de 40 m, perpendiculares ao alongamento preferencial das batimétricas; o posicionamento foi assegurado com rigor de ± 30 cm.

Quadro AI-1

Levantamentos hidrográficos utilizados na comparação cartográfica.

Ano	Escala	Referência
1926/28	1:25 000	Plano Hidrográfico do Poço do Bispo a Vila Franca de Xira (nº74), Ministério da Marinha, Repartição de Hidrografia.
1930/32	1:25 250	Plano hidrográfico do Porto de Lisboa, Oficiais em Serviço na Missão Hidrográfica da Costa de Portugal.
1981	1:5 000	Prancheta 73D/81. Rio Judeu, C. Seixal, Instituto Hidrográfico.
1991	1:15 000	Porto de Lisboa (de Alcântara ao Canal do Montijo), nº 47, Instituto Hidrográfico.
1990	1:15 000	Porto de Lisboa (do Terreiro do Trigo a Sacavém), nº 48, Instituto Hidrográfico.
1990	1:15 000	Porto de Lisboa (de Sacavém a Vila Franca de Xira), nº 49, Instituto Hidrográfico.
1998	1:2 500	Levantamento hidrográfico da baía do Seixal, L.H.T.

A metodologia seguida na comparação dos levantamentos hidrográficos compreendeu a sua digitalização prévia e comparação automática através do *software* “Site Works” da INTERGRAPH para modelos digitais de terreno. Obteve-se, por um lado, a distribuição espacial das zonas em que no período considerado houve deposição ou erosão, bem como as áreas correspondentes a cada uma dessas tendências; por outro lado estimaram-se os volumes globais de erosão e deposição, na totalidade da área analisada.

1.3. Fotointerpretação

A interpretação de fotografias aéreas teve vários objectivos: definição e delimitação dos elementos morfo-sedimentares das margens do estuário interno e definição do tipo de ocupação antrópica dessas margens (ver III.2 e III.3), efectuada sobre bases à escala aproximada de 1:15 000; caracterização morfológica de pormenor da restinga do Alfeite e baía do Seixal através da elaboração de esboços geomorfológicos (ver III.4) sobre bases à escala aproximada de 1:8 000. A fotointerpretação foi efectuada por observação estereoscópica da cobertura aérea vertical com sobreposição de 60%. Completou-se a informação recolhida com levantamentos cartográficos recentes e reconhecimentos de campo. No Quadro AI-2 apresenta-se a lista dos levantamentos aerofotográficos analisados.

Quadro AI-2

Fotografias áreas utilizadas na elaboração do mapa morfológico.

Ano	Escala	Fonte	
1958	1: 8 000	Inst. Português de Cartografia e Cadastro	FIADA 3: 7399 a 7407
			FIADA 4: 7452 a 7461
1989/90	1: 15 000	Inst. Português de Cartografia e Cadastro	FIADA 5: 7520 a 7526
			FIADA 13S1: 2318 a 2320
			FIADA 14: 2313 a 2316
			FIADA 15: 6770 a 6778
			FIADA 16S: 6785 a 6788
			FIADA 16S1: 1028 a 1031
			FIADA 17S: 6828 a 6831
			FIADA 17S1: 999 a 1002
			FIADA 18S: 1495 a 1497
			FIADA 18S1: 994 a 998
1991	1:8 000	Força Aérea Portuguesa	FIADA 19: 7497 a 7499
			FIADA 4: 4989 a 4994
			FIADA 3: 4958 a 4965 (a cores)

2. Campanhas de Campo

2.1 Amostragem de Sedimentos

2.1.1. Objectivos

As campanhas de amostragem tiveram como objectivo a recolha de amostras representativas dos diferentes elementos morfo-sedimentares das margens do estuário

interno e a colheita de sedimentos da restinga do Alfeite e da baía do Seixal. Colheram-se igualmente algumas amostras nas formações miocénicas e pliocénicas da região envolvente.

2.1.2. Amostras Superficiais (Regiões Supratidais e Intertidais)

Colheram-se amostras superficiais em sapais, rasos de maré e praias estuarinas. Escolheram-se os locais de amostragem de acordo com a representatividade dos elementos morfo-sedimentares a estudar, e também por razões de carácter logístico (facilidade de acesso). A localização dos pontos de amostragem no estuário interno, na restinga do Alfeite e na baía do Seixal é apresentada nas Figuras III.2-1 e III.2-2, respectivamente. As coordenadas dos pontos de amostragem e as datas de colheita apresentam-se no Quadro AIII-1 do Anexo III.

As colheitas efectuadas nos sapais e rasos de maré foram realizadas em baixa-mar, tendo havido o cuidado de eliminar a capa mais superficial do sedimento. Nas praias, a amostragem incidiu nos vários sectores do perfil transversal ou, simplesmente, no ponto médio da face da praia. Uma vez que se pretendeu caracterizar o último evento de deposição, a colheita processou-se na camada superficial de sedimento, não tendo em conta a heterogeneidade possível em profundidade.

2.1.3. Amostras de Fundo (Regiões Intertidais e Subtidais)

A amostragem de sedimentos de fundo, efectuada em canais e rasos de maré (canal do Barreiro e baía do Seixal) distribuiu-se por 4 campanhas (13.11.1994, 15.12.1994, 21.12.1994, 27.05.1995), obtendo-se um total de 50 amostras (Figura III.2-2). Estas foram colhidas, com a colaboração da GEOSUB, a partir de uma embarcação e com uma draga manual de maxilas do tipo “Petit Ponar” da WILDCO (volume aproximado de 3 litros). A localização dos pontos de amostragem foi efectuada a partir de 2 estações localizadas em terra, equipadas com teodolitos, e com o apoio de pontos notáveis da planimetria, previamente coordenados.

2.2. Sondagens de Reconhecimento

Efectuaram-se algumas sondagens superficiais de reconhecimento na restinga do Alfeite e sapal de Corroios (ver Figura III.2-2). Procedeu-se à descrição da litologia dos

tarolos de sondagem, não tendo sido feita amostragem. Os resultados são apresentados e discutidos em III.3.2.

O equipamento utilizado foi integralmente manual e variou consoante o material sedimentar atravessado, tal como descrito por Freitas (1995). De um modo geral, o primeiro metro foi sondado com trado de meia cana, de 5 cm de diâmetro e 50 cm ou 100 cm de comprimento. Abaixo desta profundidade e em vasas, utilizou-se uma sonda “Dachnowski” (5 cm x 50 cm); em areias optou-se por uma sonda de pistão de tipo “Van Der Staay” adaptada e construída no Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa.

2.3. Monitorização de Perfis de Praia

O acompanhamento da evolução morfológica e sedimentar da praia do Alfeite e do raso de maré adjacente (ver III.5) fundamentou-se na monitorização periódica de dois perfis transversais em zonas distintas daquela praia (perfil A - N205 e perfil B - N202) e de um perfil transversal às barras arenosas do delta de vazante do canal do Seixal (perfil C - N346) (Figura III.5-1). A localização dos perfis foi escolhida em função dos aspectos morfológicos que interessava acompanhar, mas também pela existência de referências fixas no tempo.

A monitorização dos perfis incluiu o levantamento topográfico, em baixa-mar, da superfície da praia e do raso de maré, e a colheita de amostras representativas dos diferentes troços (ou apenas da face da praia quando as variações observadas não justificaram uma amostragem mais pormenorizada). Os levantamentos topográficos foram efectuados com um nível WILD GST20 e estadia. A frequência dos levantamentos foi função das diferentes condições de maré (amplitude) e condições climáticas (vento, caudais fluviais), tendo as campanhas, num total de 19, decorrido entre Maio de 1994 e Junho de 1996.

2.4. Recolha de Séries Temporais de Agitação Marítima

Devido à importância do conhecimento deste factor hidrodinâmico, tentou-se obter informação objectiva sobre o regime de agitação no interior do estuário, tendo-se concluído pela sua inexistência. Em alternativa, optou-se por efectuar as observações

possíveis que incluíram observações visuais da ondulação ao longo da praia do Alfeite e execução de uma campanha instrumental para recolha de séries temporais de ondulação. Os resultados são discutidos em IV.2.2.

A estimativa visual da altura significativa das ondas foi efectuada com o auxílio de uma estaca calibrada. Os períodos foram determinados através da média de 3 medições da frequência, definida pela passagem das cristas de onda num determinado ponto, durante 1 minuto. Salvaguardando a imprecisão destas medições, os resultados obtidos permitiram uma primeira avaliação *in situ* das características da agitação local.

A medição de séries temporais da ondulação foi efectuada na praia do Alfeite em 17 de Junho de 1997, na estação PA1 (Figura III.2-3), com equipamento cedido pelo Museu de História Natural e grupo DISEPLA. Utilizaram-se 2 transdutores de pressão piezoresistiva com sensores KELLER AG (modelo PA-46) baseados em membrana cerâmica. Os transdutores, com amplificação e compensação da temperatura para registar os dados das ondas como descrito em Hardisty (1988), foram calibrados em laboratório de modo a estabelecer uma relação linear entre a pressão e o nível da água, e para a determinação do *offset* típico do sensor (Comartec, 1994).

Os transdutores foram instalados em duas varas verticais cravadas no fundo do raso de maré adjacente à praia, separados de 4 m entre si, e a cerca de 12 m da linha de rebentação. Os sensores ficaram submersos, a 0,12 m acima do nível médio local. O estabelecimento do valor zero *offset* foi assumido no local com os sensores fora de água (Comartec, 1994). A medição foi efectuada quando a linha de rebentação estava para terra do aparato de medição.

O intervalo de medição utilizado foi de 5 Hz tal como sugerido por Hattori (1982) e Voulgaris *et al.* (1995). A escolha deste intervalo está relacionada com a capacidade de armazenamento dos resultados e os requisitos para a análise espectral posterior dos dados. Earle e Bishop (1984) referem ainda que, se o intervalo de colheita é demasiadamente longo, as altas frequências não são identificadas, causando uma interpretação errónea do espectro.

As medições iniciaram-se às 11:59, durante a enchente, e terminaram após a preia-mar. A escolha dos intervalos de amostragem relacionou-se com a intensidade do vento sentida no local. Fizeram-se 3 séries contínuas de medições:

- 1ª série (ALF97012) de 20 minutos (11:59 - 12:19);
- 2ª série (ALF97021) de 24 minutos (12:31 - 12:58);
- 3ª série (ALF97031) de 66 minutos (13:02 - 14:08). A 3ª série foi posteriormente dividida em 3 subséries (ALF970311; ALF970312; ALF970313) devido à sua dimensão.

Os dados recolhidos através do sistema de aquisição de dados ligado aos transdutores foram convertidos de analógicos para digitais através de *software* da Comartec (1994).

2.5. Monitorização de Rasos de Maré e Canais

2.5.1. Considerações Gerais

O apoio à análise da evolução morfológica e sedimentar à microescala da baía do Seixal compreendeu a realização de duas campanhas de monitorização de correntes, concentração de sedimentos em suspensão e parâmetros físico-químicos da água (ver V.4). As campanhas foram efectuadas em colaboração com o Instituto Hidrográfico, Divisão de Oceanografia.

Efectuou-se previamente uma campanha de reconhecimento da região durante uma baixa-mar de marés vivas, de modo a seleccionar os locais das estações. As campanhas de medição decorreram durante 13 horas, em 2 estações (ver Figura V.4-1), em situação de maré viva (11.02.1998) e maré morta (23.03.1998).

As medições foram efectuadas a partir de dois botes ZEBRO III fundeados à proa e à popa, de modo a que a variação da direcção da corrente não implicasse grande variação nas posições de observação em relação ao fundo. O posicionamento das duas estações foi assegurado com um receptor GPS.

A medição da altura da maré local foi realizada por um marégrafo METERCRAFT instalado no molhe sul do canal do Seixal (ver Figura V.4-1 para localização). Os maregramas foram posteriormente digitalizados em intervalos de 10 minutos.

2.5.2. Correntes

A medição das correntes foi efectuada na estação 1 por um correntómetro acústico RCM-9 (que inclui sensores de temperatura, condutividade e neflometria), com

observações de minuto a minuto. Assumiu-se que os resultados obtidos correspondem ao valor médio na coluna de água. Na estação 2, menos profunda, utilizou-se um correntómetro BRAYSTOKE de leitura directa. As medições de correntes foram efectuadas durante 100 s, a intervalos de 30 minutos na primeira campanha, e de 10 minutos na segunda. O correntómetro foi posicionado de modo a efectuar as medições a 1,5 m do fundo durante o ciclo de maré.

A determinação da direcção das correntes realizou-se através de agulhas magnéticas instaladas nos correntómetros. Os valores direccionais foram corrigidos da declinação magnética (5°W).

2.5.3. Turbidez e Sedimentos em Suspensão

Na estação 1, a turbidez da água (expressa em NTU) foi monitorizada através de um sensor instalado no correntómetro RCM-9, com leituras de minuto a minuto.

Não foi possível na estação 2 realizar medições directas de neflometria porque os valores de concentração de sedimentos em suspensão excediam o limite superior de detecção dos sensores. Assim, colheram-se amostras de água de hora a hora, a meia altura da coluna de água e a 1 m da superfície (quando a altura da maré assim o permitia). A amostragem foi efectuada com uma garrafa de imersão horizontal KAHLSICO-OPWASO 2, com 2 litros de capacidade, e activada por mensageiro. Posteriormente, procedeu-se à determinação em laboratório da concentração de sedimento em suspensão por via gravimétrica, descrita em 4.3.

2.5.4. Parâmetros Físico-Químicos da Água

Na estação 1, a salinidade e a temperatura foram medidas através de sensores instalados nos correntómetros, com leituras de minuto a minuto. Na estação 2, utilizou-se uma sonda de leitura directa WTW-LF 196 calibrada em laboratório; as medições efectuaram-se de 30 em 30 minutos, a meia coluna de água.

3. Ensaaios Experimentais de Sedimentos Coesivos

3.1. Objectivos

Pretendeu-se analisar experimentalmente o comportamento dos sedimentos coesivos dos rasos de maré da baía do Seixal, face aos processos de sedimentação e de transporte. Para tal, utilizou-se uma coluna de sedimentação de laboratório e um canal anular existentes na Estação Experimental de Sedimentos Coesivos do Laboratório Nacional de Engenharia Civil (Freire e Portela 1997a). Os resultados são apresentados e discutidos em V.3.

3.2. Ensaaios em Coluna de Sedimentação

3.2.1. Objectivos

Os ensaios em coluna de sedimentação tiveram por objectivo a determinação da velocidade de queda dos sedimentos em suspensão.

3.2.2. Equipamento

O equipamento utilizado nestes ensaios está descrito em Freire e Portela (1997b), sendo constituído por uma coluna de sedimentação e uma estrutura de suporte rotativa (Fotografia XXXI - Anexo IV). A coluna de sedimentação é constituída por um tubo de perspex transparente, com altura de 2,60 m, diâmetro interno de 0,11 m e capacidade efectiva de ensaio de 21 litros. A coluna está fixa à parede do edifício de modo a ser possível a sua rotação de 180 graus para promover a homogeneização da mistura. A coluna dispõe de dez electroválvulas, através das quais se faz a recolha de amostras, dispostas relativamente à base da coluna às cotas de 5, 15, 30, 55, 80, 105, 130, 155, 180 e 205 cm. As electroválvulas abrem simultaneamente, permitindo a amostragem em instantes pré-definidos às cotas referidas. Os recipientes de recolha, com 100 ml de capacidade, são colocados na estrutura rotativa de suporte em dez tabuleiros porta-receptáculos. O movimento de rotação da estrutura e a abertura das electroválvulas é automatizado, sendo comandado por autómato programável e computador. O tempo de abertura das electroválvulas e o intervalo de tempo entre aberturas são pré-definidos pelo utilizador e introduzidos no *software* de ensaio (Taborda, 1993).

3.2.3. Metodologia de Ensaio

A preparação da suspensão a ser utilizada no ensaio foi efectuada partindo do sedimento colhido *in situ*, que foi posteriormente passado num crivo de malha 1 mm, por via húmida. Adicionou-se água até se obter uma concentração inicial pretendida, de 1,5 g/l.

A metodologia de ensaio está descrita em Freire e Portela (1997b). A suspensão é introduzida na coluna pela extremidade superior, fechando-se de seguida a tampa. Após a homogeneização total da mistura e imediatamente antes do ensaio, bloqueia-se a coluna na posição vertical e abre-se a válvula de passagem montada na tampa. Após a estabilização da mistura medem-se a temperatura inicial e a altura inicial. As amostragens são efectuadas simultaneamente em todas as tomadas equivalentes às diferentes alturas das electroválvulas, nos seguintes tempos de recolha: 0, 1, 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60 e 90 minutos. O nível da superfície livre da suspensão após cada colheita é medido.

3.2.4. Determinação da Concentração de Sedimentos em Suspensão

Utilizou-se o método gravimétrico para determinação da concentração de sedimentos em suspensão em cada amostra colhida. As amostras foram filtradas através de um sistema de microfiltração por vácuo, usando filtros "Milipore" 0,45 µm. O volume de água de cada amostra foi medido com uma pipeta. Antes de serem utilizados, os filtros vão à estufa a uma temperatura não superior a 40°C durante 1 hora. Posteriormente, são pesados numa balança de precisão. Após a filtragem, os filtros com o resíduo sólido são levados à estufa e pesados nas mesmas condições. A massa de sedimento obtida por diferença ponderal é dividida pelo volume de água da amostra para se obter a concentração de sedimento em suspensão.

3.3. Ensaio em Canal Anular

3.3.1. Objectivos

Os ensaios em canal anular têm por objectivo a determinação das tensões de corte no fundo em condições de deposição ou de erosão. Os ensaios de deposição iniciam-se com a homogeneização da suspensão, e consistem em impor tensões de corte no fundo sucessivamente decrescentes de modo a favorecer a deposição do sedimento; os ensaios de erosão iniciam-se com um leito de sedimento no fundo do canal, e consistem na

monitorização da evolução da concentração de sedimento em suspensão à medida que se impõem valores crescentes de tensão de corte no fundo.

3.3.2. Equipamento

O canal anular da Estação Experimental de Sedimentos Coesivos do LNEC está descrito em Portela e Freire (1997). É constituído por um canal-base circular, com um diâmetro médio de 3,72 m, e por um anel superior ou tampa (Fotografia XXXII - Anexo IV). A secção do canal-base apresenta uma largura de 0,30 m e uma altura de 0,39 m (esta altura é regulável, podendo atingir um valor máximo de 0,47 m). O canal-base e a tampa superior são animados de movimentos de rotação independentes, em sentidos opostos, para minimizar as circulações secundárias. Com base na calibração das velocidades obtidas para este canal (Voisin, 1997), e em outros estudos realizados em canais semelhantes (Booij, 1994), decidiu-se adoptar uma relação de 1 : 3 entre as velocidades angulares da base e da tampa.

O canal está equipado com um sensor óptico (OSLIM - *optical silt measurement instrument*) (Delft Hydraulics, 1991) para a monitorização em tempo real da concentração de sedimentos em suspensão a diferentes alturas. Este sensor mede a atenuação da intensidade de um feixe de luz devido à absorção e reflexão nas partículas em suspensão. O OSLIM foi calibrado com sedimento proveniente da área de estudo, numa gama de concentrações de 0 a 2 g/l (Portela e Freire, 1997). Os sistemas de automação, comando e aquisição de dados estão descritos em Palma (1996).

3.3.3. Metodologia de Ensaio de Deposição

A metodologia seguida neste ensaio está descrita em Portela e Freire (1997). O sedimento a utilizar foi previamente passado num crivo de malha 100 mm por via húmida. À suspensão obtida adicionou-se mais água até se obter uma concentração inicial de 0,4 g/l. A suspensão apresentou uma salinidade de 5,3‰.

O ensaio iniciou-se com a homogeneização da suspensão por um período de 24 h, durante o qual foram impostas velocidades de rotação correspondentes a um valor de tensão de corte no fundo de $\tau=0,4$ Pa. Posteriormente, aplicaram-se valores decrescentes de velocidade de rotação do canal, correspondentes a valores pré-definidos de tensão de corte no fundo. Os patamares de tensão de corte no fundo impostos, por períodos

sucessivos de 24 h, foram; 0,4 Pa; 0,2 Pa; 0,1 Pa; 0,05 Pa. A medição da atenuação da luz foi efectuada continuamente, durante a última hora de cada período de 24 horas.

3.3.4. Metodologia de Ensaio de Erosão

A metodologia seguida no ensaio de erosão baseou-se na apresentada por Kuijper (1990a e 1990b). A suspensão usada no ensaio foi a mesma utilizada no ensaio anterior, com concentração inicial de cerca de 0,4 g/l. Após um período inicial de mistura, deixou-se depositar a totalidade do sedimento, de modo a formar um leito no fundo. Posteriormente, aplicaram-se sucessivamente 7 patamares de velocidade, por um período de 1 hora cada, correspondentes a tensões de corte no fundo crescentes (0,1 Pa; 0,2 Pa; 0,3 Pa; 0,4 Pa; 0,5 Pa; 0,6 Pa; 0,7 Pa). A medição da atenuação da luz no OSLIM foi efectuada continuamente durante as 7 horas em que decorreu o ensaio.

4. Análise Laboratorial dos Sedimentos

4.1. Considerações Gerais

Os sedimentos estudados incluem diversos tipos de material detrítico: sedimentos essencialmente arenosos, provenientes das praias; sedimentos silto-argilosos, com grande percentagem de matéria orgânica, dos rasos de maré e dos sapais; sedimentos em suspensão. Por esta razão a metodologia utilizada na análise laboratorial das amostras colhidas, com vista à sua caracterização sedimentológica, variou em função das propriedades específicas de cada amostra.

4.2. Sedimentos Superficiais

A análise laboratorial dos sedimentos superficiais teve como principal objectivo a sua classificação, determinação da composição mineralógica e caracterização granulométrica. Assim, procedeu-se inicialmente ao tratamento prévio das amostras: remoção dos sais solúveis por lavagens e decantações sucessivas; secagem na estufa, a temperatura não superior a 40°C para as amostras com fracção silto-argilosa importante, e de 100°C para amostras de areia; quarteamento para obtenção de diferentes tomas destinadas às análises a efectuar.

4.2.1. Classificação

Os sedimentos superficiais foram classificados segundo o critério de Larssonneur (1977), baseado na percentagem da fracção silto-argilosa ($< 63 \mu\text{m}$) (Quadro AI-3).

Quadro AI-3

Classificação dos sedimentos seg. Larssonneur (1977).

% da fracção de dimensão < $63 \mu\text{m}$	Classificação do sedimento
0-5	areia
5-25	areia vasosa
25-75	vasa arenosa
75-100	vasa

A separação das fracções com dimensões superiores e inferiores a $63\mu\text{m}$ foi efectuada por via húmida, num crivo ASTM de malha quadrangular de $63\mu\text{m}$ (4ϕ), após dispersão química com amónia (10%) da amostra total, como descrito por Freire (1993).

As areias foram classificadas segundo o critério definido no Quadro AI-4, baseado no diâmetro médio, que foi calculado pelo método dos momentos segundo Friedman (1961).

Quadro AI-4

Classificação das areias.

Diâmetro médio das areias (escala ϕ)	Classificação das areias
> -1	cascalho
-1 a 0	areia muito grosseira (areão)
0 a 1	areia grosseira
1 a 2	areia média
2 a 3	areia fina
3 a 4	areia muito fina

4.2.2. Mineralogia

Teor em carbonatos

O teor em carbonato de cálcio da amostra total foi determinado por diferença ponderal após ataque directo da amostra total com ácido clorídrico diluído a 10%.

Teor em matéria orgânica

O teor em carbono orgânico particulado da amostra total foi obtido através da oxidação com dicromato de potássio e titulação com sulfato ferroso, segundo a Especificação LNEC E 201 (LNEC, 1967). A matéria orgânica particulada da amostra total foi determinada por diferença ponderal antes e após a incineração do sedimento na mufla a 500°C, durante uma hora.

Minerais das argilas

Quarteou-se a fracção silto-argilosa ($< 63 \mu\text{m}$) a partir de uma suspensão aquosa previamente preparada, num divisor de líquidos FRITSCH, tendo uma das tomas sido retirada para estudo dos minerais das argilas. A matéria orgânica dessa toma foi destruída por ataque directo, primeiro a frio e depois a 40°C, com peróxido de hidrogénio (20 vol.). O carbonato de cálcio foi eliminado por ataque com ácido clorídrico sob controle de pH (sempre superior a 3) segundo método descrito em Freire (1993). A recolha da fracção $< 2\mu\text{m}$ foi efectuada por decantação da amostra desfloculada. Esta fracção foi depositada numa lâmina de vidro e seca ao ar, à temperatura ambiente, de modo a constituir um agregado orientado. Procedeu-se à difractometria de raios X do agregado sem qualquer tratamento prévio e após glicolação com etilenoglicol durante 24 horas, no vazio. Utilizou-se um aparelho PHILIPS PW 1080, utilizando a radiação $K_{\alpha}\text{Cu}$ monocromatizada por filtro de níquel. A velocidade do goniómetro foi de $V_g=1^\circ$, de 2θ por minuto e a velocidade do papel de registo $V_p=10 \text{ mm/minuto}$.

A identificação dos minerais foi feita tendo em atenção os picos de difracção típicos, referenciados em Thorez (1976) e Brindley e Brown (1980). A análise semiquantitativa foi efectuada utilizando as áreas dos picos dos difractogramas (agregado orientado glicolado), correspondentes aos espaçamentos dos máximos de difracção característicos de cada mineral, afectados pelo respectivo poder reflectante (Dias, 1998).

4.2.3. Granulometria

Areias

A granulometria da fracção grosseira ($> 63 \mu\text{m}$) foi efectuada a seco, por agitação mecânica durante 15 minutos de uma série de peneiros ASTM, com dimensões de malha variável entre -2ϕ (4mm) e 4ϕ ($63\mu\text{m}$), dispostos em intervalos de $0,5\phi$.

Os parâmetros granulométricos (média, desvio padrão e assimetria) das distribuições foram calculados pelo método dos momentos (Friedman, 1961, 1967 e 1979) que, segundo Friedman e Sanders (1978), são mais sensíveis ao ambiente de deposição que os calculados pelo método gráfico de Folk e Ward (1957).

Fracção silto-argilosa

A granulometria da fracção silto-argilosa foi obtida a partir do resíduo em suspensão, num analisador de partículas por difracção de um feixe laser FRITSCH PARTICLE SIZER-ANALYSETTE 22. Limitou-se inferiormente a classe dimensional mais fina a $0,5\mu\text{m}$.

4.3. Sedimentos em Suspensão

As amostras de água com sedimento em suspensão foram filtradas através de um sistema de microfiltração por vácuo, usando filtros “Milipore” $0,45 \mu\text{m}$. A concentração dos sedimentos em suspensão foi determinada por via gravimétrica como descrito em 3.2.4.

A determinação da matéria orgânica particulada foi efectuada por incineração na mufla a 500°C dos filtros com o resíduo sólido, durante 1 hora. Obteve-se o teor da fracção orgânica por diferença ponderal, antes e após a incineração, tendo em conta o peso do filtro.

Para se proceder à análise granulométrica dos sedimentos em suspensão retirou-se o resíduo sólido dos filtros com auxílio de ultrasons. O resíduo, em suspensão em água, foi analisado pelo método descrito em 4.2.3.



Anexo II

Modelos Numéricos Aplicados

1. Considerações Gerais

Neste anexo pretende-se fazer apenas uma breve descrição dos modelos matemáticos utilizados. A descrição pormenorizada dos fundamentos teóricos, que os suportam, e das aplicações possíveis encontram-se detalhadas nas referências bibliográficas citadas.

2. Modelo de Propagação de Maré

No cálculo das características das correntes de maré ao longo do estuário interno (ver II.3.2 e IV.3.2) utilizou-se um modelo hidrodinâmico bidimensional de propagação da maré, desenvolvido pela HIDROPROJECTO, S.A. O modelo, assente no algoritmo de Leendertse, simula a hidrodinâmica (maré real), calculando as alturas de água e os campos de velocidade (intensidade e direcção das correntes de maré) associados à propagação da onda de maré e ao afluxo de caudais fluviais (Hidroprojecto e Berin, 1992). Nos seus aspectos mais genéricos, as equações que intervêm na formulação do modelo (hidrodinâmico e de qualidade de água) são: as equações de Navier-Stokes; a equação da continuidade do volume; a equação do balanço de massa de um determinado constituinte; a equação de estado.

As condições de fronteira relativas às alturas de água foram definidas com base nos dados de previsão da maré do Instituto Hidrográfico, para diferentes postos mareográficos dentro do estuário do Tejo. Relativamente aos caudais fluviais, impôs-se a condição de um caudal médio, ou seja $300 \text{ m}^3/\text{s}$.

3. Modelo de Geração de Ondas pelo Vento (SMB89)

O modelo de previsão de agitação marítima SMB89, desenvolvido no Laboratório Nacional de Engenharia Civil (Covas e Fortes, 1989), foi utilizado para estimar o clima de agitação no interior do estuário (ver IV.2.1).

O modelo baseia-se no método de Sverdrup, Munk e Bretschneider, segundo as equações apresentadas por Hurdle e Stive (1989), e tem por objectivo a caracterização da agitação marítima gerada pelo vento em planos de água limitados horizontalmente (lagos, estuários, grandes bacias portuárias, etc.).

O modelo determina as características da agitação marítima (altura significativa e período significativo) à saída da zona de geração, a partir dos parâmetros velocidade do vento, duração e *fetch*, e os valores de *fetch* mínimo e da duração mínima do vento necessários para se atingir o estado de completo desenvolvimento da agitação. Permite ainda o cálculo do *fetch* efectivo.

4. Modelo de Propagação de Ondas (REFRAC)

Aplicou-se o modelo REFRAC na propagação das ondas no estuário interno para o cálculo das características na rebentação (IV.2.3.2). Este modelo, de raio de onda, desenvolvido no Laboratório Nacional de Engenharia Civil (Covas, 1976), efectua a refração de ondas regulares baseando-se nas equações do raio de onda e do coeficiente de afastamento de ortogonais.

Os dados a fornecer ao modelo são os valores de profundidade na região a estudar e o nível de maré, e os períodos e rumos ao largo das ondas monocromáticas consideradas. Obtém-se o desenho do diagrama de refração e o valor da relação H/H_0 , entre a altura de onda num ponto localizado em águas pouco profundas e a altura ao largo correspondente.

5. Modelo de Evolução da Linha de Costa (LITPACK)

Este modelo foi utilizado como complemento à abordagem analítica na avaliação das condições de ressuspensão de sedimentos arenosos do fundo do estuário interno, por acção das ondas de geração local (IV.3.2.3), e no cálculo do transporte sólido longitudinal (IV.3.3.3).

Este modelo, desenvolvido pelo Danish Hydraulic Institute (Danish Hydraulic Institute, 1991), é constituído por um conjunto de módulos integrados que simulam fenómenos hidrodinâmicos e sedimentares da zona costeira, incluindo a acção de ondas e correntes litorais. É utilizado na modelação de processos da zona litoral, nomeadamente transporte transversal e longitudinal de sedimentos não coesivos, avaliação de balanços sedimentares e evolução morfológica transversal e longitudinal da linha de costa, nomeadamente das evoluções relacionadas com a implantação de obras costeiras.

O modelo baseia-se nas equações da hidrodinâmica da camada limite turbulenta (Engelung e Fredsøe, 1976), do transporte sob a acção conjunta das ondas e correntes

(Fredse, 1984), da distribuição de sedimentos em suspensão na zona de rebentação, e do transporte sólido litoral (Deigaard, *et al.* 1986, 1988).

Os módulos utilizados da versão V1.21 foram: STP, no cálculo do transporte de sedimentos não coesivos sob acção de ondas e correntes; LITCURR, no cálculo da corrente longitudinal gerada num dado perfil de praia, sob acção de uma onda, uma corrente e uma situação de actuação do vento; LITLONG, no cálculo do transporte sólido longitudinal num dado perfil de praia, sob acção de uma onda, uma corrente e uma situação de actuação do vento.



Anexo III

Quadros

Quadro AIII-1

Referência e localização das amostras.

Ref. amostra	Localização	Coordenadas		Data de colheita
		x	y	
rasos de maré e canais				
C5	Cala do Norte	121528,70	211475,20	12.02.92
C9	M.da Póvoa	119237,50	209314,50	12.02.92
C14	M.da Póvoa	119783,30	210351,00	12.02.92
C20	Alverca	122567,90	212701,40	12.02.92
C37	Trancão	117507,00	203594,30	13.02.92
C35	Sacavém	117090,00	202715,00	13.02.92
C47	S. João da Talha	117706,50	206908,50	13.02.92
C71	M. de Alhandra	124086,20	214449,50	13.03.92
C74	Cala das Barcas	123447,00	213567,80	13.03.92
F 3	Corroios	113458,14	187496,18	13.11.94
F 8	Corroios	113045,46	186543,02	13.11.94
F 9	Corroios	113681,36	187378,77	13.11.94
F 11	Corroios	113694,32	186896,28	13.11.94
F 14 R	Corroios	114415,35	186831,00	15.12.94
F 17	Corroios	114796,00	185625,11	13.11.94
F 19	Corroios	114917,56	186586,28	13.11.94
F 25	Corroios	115713,47	186854,18	21.12.94
F 34	alfeite	114538,59	188075,73	21.12.94
F 50	Corroios	114050,51	186957,01	15.12.94
F 51	Corroios	114032,25	186493,48	15.12.94
F 2	Corroios	112821,47	186603,92	13.11.94
F 6	Corroios	113261,69	186810,73	13.11.94
F 7	Corroios	113141,78	186651,98	13.11.94
F 10	Corroios	113572,28	187286,62	13.11.94
F 10A	Corroios	113816,75	187164,33	13.11.94
F 12	Corroios	113749,65	186523,25	13.11.94
F 13	Corroios	113405,71	186657,05	13.11.94
F 13 R	Corroios	113548,99	186537,53	15.12.94
F 14	Corroios	114254,66	186316,86	13.11.94
F 16	Corroios	114702,93	186015,54	13.11.94
F 18	Corroios	115055,69	186808,62	13.11.94
F 20	Corroios	115307,59	186835,19	13.11.94
F 21	Corroios	114923,31	185824,93	13.11.94
F 21 R	Corroios	115143,21	185899,53	15.12.94
F 22	Corroios	115087,43	185937,12	13.11.94
F 23	Seixal	115504,08	187187,22	21.12.94
F 24	Seixal	115542,52	186964,81	21.12.94
F 26	Alfeite	113441,27	188361,24	21.12.94
F 27	Alfeite	113601,83	188677,85	21.12.94
F 28	Seixal	113806,18	188911,85	21.12.94
F 29	Seixal	113978,54	189248,56	21.12.94
F 30	Alfeite	114000,48	188120,41	21.12.94
F 31	Alfeite	114107,46	188440,89	21.12.94

Quadro AIII-1 (cont.)

Referência e localização das amostras.

Ref. amostra	Localização	Coordenadas		Data de colheita
		x	y	
F 32	Alfeite	114323,57	188822,73	21.12.94
F 35	Alfeite	114717,31	188536,52	21.12.94
F37	Alfeite	115314,77	188124,99	21.12.94
F 38	Alfeite	115592,35	188413,84	21.12.94
F 39	Canal do Barreiro	115765,53	188451,32	21.12.94
F 40	Alfeite	115729,05	187646,14	27.05.95
F 41	Canal do Barreiro	116052,18	188168,61	27.05.95
F 42	Canal do Barreiro	116187,34	188307,96	27.05.95
F 43	Canal do Seixal	115937,51	187532,05	27.05.95
F 44	Canal do Seixal	116195,80	187407,30	27.05.95
F 45	Canal do Barreiro	116478,06	187868,91	27.05.95
F 52	Corroios	114769,28	186596,08	15.12.94
F 53	Corroios	114743,46	186286,91	15.12.94
F 60	Rio Judeu	115085,98	184452,49	15.12.94
F 61	Rio Judeu	115176,72	184558,36	15.12.94
F 62	Rio Judeu	115321,50	184838,32	15.12.94
F 63	Corroios	112924,40	186926,20	26.10.97
sapais				
CM7	P.de Sta.Iria (baixo sapal)	120050,20	210774,20	06.11.91
C88	S. J. da Talha (baixo sapal)	117723,00	207139,10	06.08.92
C89	Marinha (sapal elevado)	126634,10	211287,40	06.08.92
C90	Pta da Erva (sapal elevado)	128850,00	207040,00	06.08.92
S1	Corroios (sapal elevado)	112818,40	187299,80	29.03.94
S2	Corroios (sapal ocupado)	114264,40	187360,50	06.03.95
S3	Corroios (baixo sapal)	113571,20	187754,30	26.10.97
praias estuarinas				
P. Arcos		98763,98	192006,30	25.10.97
A1	Algés - IPIMAR	104425,10	192617,70	29.04.97
A2	Algés	103794,90	192887,90	29.04.97
A3	Algés - Crux Quebrada	103675,90	192915,60	29.04.97
P. Brand.	Porto Brandão (face)	106512,90	190528,40	18.10.94
Almada	Almada (face)	110887,50	191367,10	18.10.94
Q.Arrab1	Q. da Arrábida (face)	109043,70	190767,10	30.01.95
Q.Arrab2	Q. da Arrábida (face)	108895,20	190718,00	30.01.95
Trafaria	Trafaria (face)	104349,90	190205,50	30.01.95
C.Vapor1	Cova do Vapor (face)	102817,30	189294,90	30.01.95
C.Vapor 2	Cova do Vapor (face)	102133,30	189058,30	30.01.95
PA1	Praia do Alfeite (face)	113553,70	187910,50	23.08.94
PA2	Praia do Alfeite (face)	113976,80	187726,70	23.08.94
PA3	Praia do Alfeite (face)	114278,90	187634,50	23.08.94
PA4	Praia do Alfeite (face)	114819,20	187544,20	23.08.94
PA5	Praia do Alfeite (face)	115178,30	187531,60	23.08.94
PA6	Praia do Alfeite (face)	115357,80	187487,50	23.08.94
PA7	Praia do Alfeite (face)	115673,20	187366,10	23.08.94
Seixal 1	Qta da Trindade (face)	116233,90	187000,80	30.01.95

Quadro AIII-1 (cont.)

Referência e localização das amostras.

Ref. amostra	Localização	Coordenadas		Data de colheita
		x	y	
Seixal 2	Azinheira (face)	117198,20	186777,40	30.01.95
Seixal 3	Seixal (face)	115708,80	186769,80	30.01.95
Arrentela	Arrentela (face)	115290,00	185386,40	30.01.95
Amora	Amora (face)	114452,30	185986,80	30.01.95
S. André	Sto. André (face)	118851,00	186701,70	31.01.95
Barreiro 1	Barreiro (face)	116729,90	188109,70	31.01.95
Barreiro 2	Barreiro (face)	116521,30	188313,50	31.01.95
Rosário	Rosário (face)	123477,20	190137,70	31.01.95
Alcochet 1	Alcochete (face)	128388,50	199330,40	07.02.95
Alcochet 2	Praia dos Moínhos (face)	127109,80	198285,70	07.02.95
Alcochet 3	Marinha de Almada (face)	125511,30	197652,50	07.02.95
B. Aérea 1	Samouco (face)	122607,50	195770,30	07.02.95
B. Aérea 2	Montijo (face)	120262,00	191873,20	02.08.95
B. Aérea 3	Montijo (face)	120544,00	194223,80	02.08.95
perfil de praia A				
<i>origem</i>		115160,45	187493,12	
A1 12.5	duna			12.05.94
A2 12.5	berma			12.05.94
A3 12.5	face			12.05.94
A4 12.5	face			12.05.94
A5 12.5	face			12.05.94
A6 12.5	pto. rebent.			12.05.94
A7 12.5	raso			12.05.94
A8 12.5	raso			12.05.94
A1 3.6	duna			03.06.94
A2 3.6	berma			03.06.94
A3 3.6	face			03.06.94
A4 3.6	pto. rebent.			03.06.94
A5 3.6	raso			03.06.94
A1 12.6	duna			12.06.94
A2 12.6	berma			12.06.94
A3 12.6	face			12.06.94
A4 12.6	face			12.06.94
A5 12.6	raso			12.06.94
A1 27.6	duna			27.06.94
A2 27.6	berma			27.06.94
A3 27.6	face			27.06.94
A4 27.6	raso			27.06.94
A1 26.7	duna			26.07.94
A2 26.7	berma			26.07.94
A3 26.7	face			26.07.94
A4 26.7	areão			26.07.94
A5 26.7	pto. rebent.			26.07.94
A6 26.7	raso			26.07.94
Af 23.8	face			23.08.94
Af 8.11	face			08.11.94

Quadro AIII-1 (cont.)

Referência e localização das amostras.

Ref. amostra	Localização	Coordenadas		Data de colheita
		x	y	
Af 17.11	face			17.11.94
Af 8.2	face			08.02.95
A1 22.5	berma			22.05.95
A2 22.5	face			22.05.95
A3 22.5	raso			22.05.95
Af 19.07	face			19.07.95
Af 29.10	face			29.10.95
PA 22.2	face			22.02.96
perfil de praia B				
<i>origem</i>		114531.18	187567.37	
B1 3.6	duna			03.06.94
B2 3.6	berma			03.06.94
B3 3.6	face			03.06.94
B4 3.6	face			03.06.94
B5 3.6	pto. rebent.			03.06.94
B6 3.6	raso			03.06.94
B7 3.6	raso			03.06.94
B1 12.6	duna			12.06.94
B2 12.6	berma			12.06.94
B3 12.6	face			12.06.94
B4 12.6	face			12.06.94
B5 12.6	pto. rebent.			12.06.94
B6 12.6	raso			12.06.94
B1 27.6	duna			27.06.94
B2 27.6	berma			27.06.94
B3 27.6	face			27.06.94
B4 27.6	face			27.06.94
B5 27.6	pto. rebent.			27.06.94
B6 27.6	raso			27.06.94
B1 26.7	duna			26.07.94
B2 26.7	berma			26.07.94
B3 26.7	face			26.07.94
B4 26.7	areão			26.07.94
B5 26.7	pto. rebent.			26.07.94
B6 26.7	raso			26.07.94
Bf 23.8	face			23.08.94
Bf 17.11	face			17.11.94
Bf 8.2	face			08.02.95
B1 22.5	face			22.05.95
B2 22.5	face			22.05.95
B3 22.5	raso			22.05.95
Bf 19.7	face			19.07.95
Bf 29.10	face			29.10.95

Quadro AIII-1 (cont.)

Referência e localização das amostras.

Ref. amostra	Localização	Coordenadas		Data de colheita
		x	y	
perfil de praia C				
C1 16.8	perfil C			16.08.95
C2 16.8	perfil C			16.08.95
C3 16.8	perfil C			16.08.95
C4 16.8	perfil C			16.08.95
C5 16.8	perfil C			16.08.95
C6 16.8	perfil C			16.08.95
C7 16.8	perfil C			16.08.95
C8 16.8	perfil C			16.08.95
CA1 22.2	perfil C			22.02.96
CA3 22.2	perfil C			22.02.96
formações enquadrantes				
M1	Almada (Miocénico)	110552,00	191223,50	18.10.94
Q-corte A	Corroios (Quaternário)	112059,20	186223,00	28.03.95
Q-corte B	Corroios (quaternário)	112059,20	186223,00	28.03.95
Seixal	Seixal (Pliocénico)	116182,20	186539,30	26.10.97
Caparica	praia da Caparica (face)	103491,10	186872,30	26.10.97
superficiais na restinga				
R1	superficial (crista)	114276,80	187580,80	26.10.97
R2	superficial (crista)	114277,60	187537,50	26.10.97
R3	superficial (cava)	114278,80	187472,40	26.10.97
A 188	sondagem Alfeite 2	114264,40	187360,50	06.03.95
A 112	sondagem Alfeite 2	114264,40	187360,50	06.03.95

Quadro AIII-2

Resultados do modelo de previsão de agitação marítima no domínio Alfeite.

vel. vento (m/s)	N		NE		NW	
	H _s (m)	T _z (s)	H _s (m)	T _z (s)	H _s (m)	T _z (s)
1	0,02	0,5	0,02	0,5	0,02	0,5
2	0,09	1,2	0,08	1,2	0,06	0,9
3	0,17	1,6	0,16	1,5	0,10	1,1
4	0,25	1,9	0,24	1,8	0,14	1,3
5	0,33	2,1	0,31	2,0	0,19	1,4
6	0,42	2,2	0,38	2,1	0,24	1,5
7	0,51	2,4	0,45	2,3	0,28	1,6
8	0,59	2,5	0,52	2,4	0,34	1,7
9	0,68	2,6	0,58	2,5	0,39	1,8
10	0,77	2,8			0,44	1,9
11	0,87	2,9			0,49	2,0
12	0,96	3,0	0,75	2,9	0,55	2,0
13	1,05	3,1				
14						
15					0,72	2,2
16	1,32	3,4				

Quadro AIII-3

Resultados do modelo de previsão de agitação marítima no domínio Base Aérea.

vel. vento (m/s)	NW		W		SW	
	H _s (m)	T _z (s)	H _s (m)	T _z (s)	H _s (m)	T _z (s)
1	0,02	0,5	0,02	0,5	0,02	0,5
2	0,08	1,1	0,08	1,1	0,08	1,1
3	0,14	1,4	0,15	1,5	0,14	1,4
4	0,20	1,6	0,21	1,7	0,20	1,6
5	0,26	1,8	0,28	1,8	0,26	1,8
6	0,33	1,9	0,35	2,0	0,33	1,9
7	0,40	2,0	0,42	2,1	0,40	2,0
8	0,47	2,1	0,50	2,2	0,46	2,1
9	0,54	2,2	0,57	2,4	0,53	2,3
10	0,61	2,3	0,65	2,5	0,60	2,4
11	0,68	2,4	0,73	2,6	0,67	2,4
12	0,75	2,5	0,81	2,6	0,74	2,5
13						
14					0,88	2,7
15	0,98	2,8				
16						
17					1,1	2,9
18			1,27	3,1		

Quadro AIII-4

Resultados do modelo de previsão de agitação marítima no domínio Samouco.

vel. vento (m/s)	N		NW		W	
	H _s (m)	T _z (s)	H _s (m)	T _z (s)	H _s (m)	T _z (s)
1	0,02	0,5	0,02	0,5	0,02	0,5
2	0,08	1,1	0,08	1,2	0,08	1,2
3	0,16	1,5	0,16	1,5	0,15	1,5
4	0,23	1,7	0,23	1,7	0,22	1,7
5	0,30	1,9	0,30	1,9	0,28	1,9
6	0,36	2,1	0,38	2,1	0,36	2,0
7	0,42	2,2	0,45	2,2	0,43	2,1
8	0,48	2,4	0,53	2,4	0,51	2,3
9	0,53	2,5	0,61	2,5	0,58	2,4
10	0,58	2,6	0,69	2,6	0,66	2,5
11	0,62	2,7	0,76	2,7	0,74	2,6
12	0,66	2,8	0,84	2,8	0,82	2,7
13	0,70	2,9				
14						
15			1,13	3,0		
16	0,80	3,1				
17						
18					1,30	3,2

Quadro AIII-5

Condições para a entrada em movimento dos sedimentos de fundo no domínio Alfeite.

T_z (s)	h (m)									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0,5										
0,9										
1,1	1,38									
1,2	0,89									
1,3	0,65									
1,4	0,51									
1,5	0,43									
1,6	0,37	1,67								
1,7	0,33	1,25								
1,8	0,31	0,99								
1,9	0,29	0,82								
2,0	0,27	0,70	1,85							
2,1	0,26	0,62	1,47							
2,2	0,25	0,56	1,22							
2,3	0,24	0,51	1,04							
2,4	0,23	0,47	0,91	1,78						
2,5	0,23	0,44	0,81	1,50						
2,6	0,22	0,42	0,74	1,29						
2,8	0,22	0,39	0,63	1,02	1,67					
2,9	0,21	0,37	0,59	0,93	1,46					
3,0	0,21	0,36	0,56	0,85	1,30					
3,1	0,21	0,35	0,53	0,79	1,17	1,75				
3,4	0,20	0,33	0,48	0,67	0,92	1,28	1,78			

Quadro AIII-6

Condições para a entrada em movimento dos sedimentos de fundo no domínio Base Aérea.

T_z (s)	h (m)									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0,5										
1,1	1,38									
1,4	0,51									
1,5	0,43									
1,6	0,37	1,67								
1,7	0,33	1,25								
1,8	0,31	0,99								
1,9	0,29	0,82								
2,0	0,27	0,70	1,85							
2,1	0,26	0,62	1,47							
2,2	0,25	0,56	1,22							
2,3	0,24	0,51	1,04							
2,4	0,23	0,47	0,91	1,78						
2,5	0,23	0,44	0,81	1,50						
2,6	0,22	0,42	0,74	1,29						
2,7	0,22	0,40	0,68	1,14	1,94					
2,8	0,22	0,39	0,63	1,02	1,67					
2,9	0,21	0,37	0,59	0,93	1,46					
3,1	0,21	0,35	0,53	0,79	1,17	1,75				

Quadro AIII-7

Condições para a entrada em movimento dos sedimentos de fundo no domínio Samouco.

T_z (s)	h (m)									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0,5										
1,1	1,38									
1,2	0,89									
1,5	0,43									
1,7	0,33	1,25								
1,9	0,29	0,82								
2,0	0,27	0,70	1,85							
2,1	0,26	0,62	1,47							
2,2	0,25	0,56	1,22							
2,3	0,24	0,51	1,04							
2,4	0,23	0,47	0,91	1,78						
2,5	0,23	0,44	0,81	1,50						
2,6	0,22	0,42	0,74	1,29						
2,7	0,22	0,40	0,68	1,14	1,94					
2,8	0,22	0,39	0,63	1,02	1,67					
2,9	0,21	0,37	0,59	0,93	1,46					
3,0	0,21	0,36	0,56	0,85	1,30					
3,1	0,21	0,35	0,53	0,79	1,17	1,75				
3,2	0,21	0,34	0,51	0,74	1,07	1,56				

Quadro AIII-8

Condições climatéricas na Estação Meteorológica de Lisboa (Instituto de Meteorologia) (valores às 0:00, 6:00, 12:00 e 18:00)

	Vento		Temperatura do ar (°)	Precipitação (nas últimas 6 horas)
	Direcção (graus)	Velocidade (m/s)		
8.02.98	50	4	12	1022
	50	5	10	1020
	40	6	13	1021
	60	5	12	1020
9.02.98	50	4	11	1021
	60	4	11	1020
	50	4	12	1022
	80	3	14	1022
10.02.98	50	5	12	1024
	50	4	11	1024
	60	4	14	1025
	70	1	16	1024
11.02.98	40	3	14	1026
	40	2	11	1026
	60	4	15	1028
	80	2	17	1026
20.03.98	310	1	17	1027
	40	3	13	1026
	40	1	20	1026
	240	3	20	1023
21.03.98	250	2	14	1023
	360	1	12	1022
	-	2	19	1021
	230	4	18	1019
22.03.98	0	0	13	1019
	250	2	11	1018
	-	3	17	1019
	-	3	16	1018
23.03.98	0	0	13	1020
	50	1	11	1020
	60	3	19	1021
	330	4	20	1020

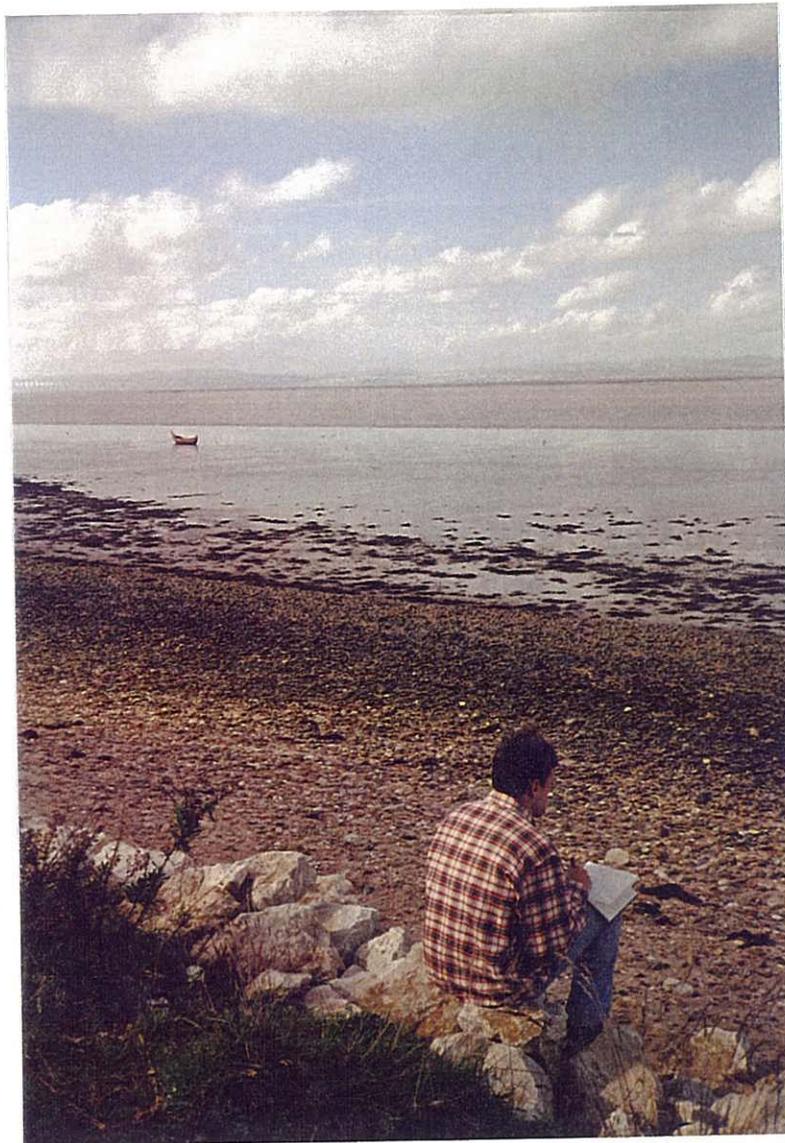


Anexo IV

Fotografias



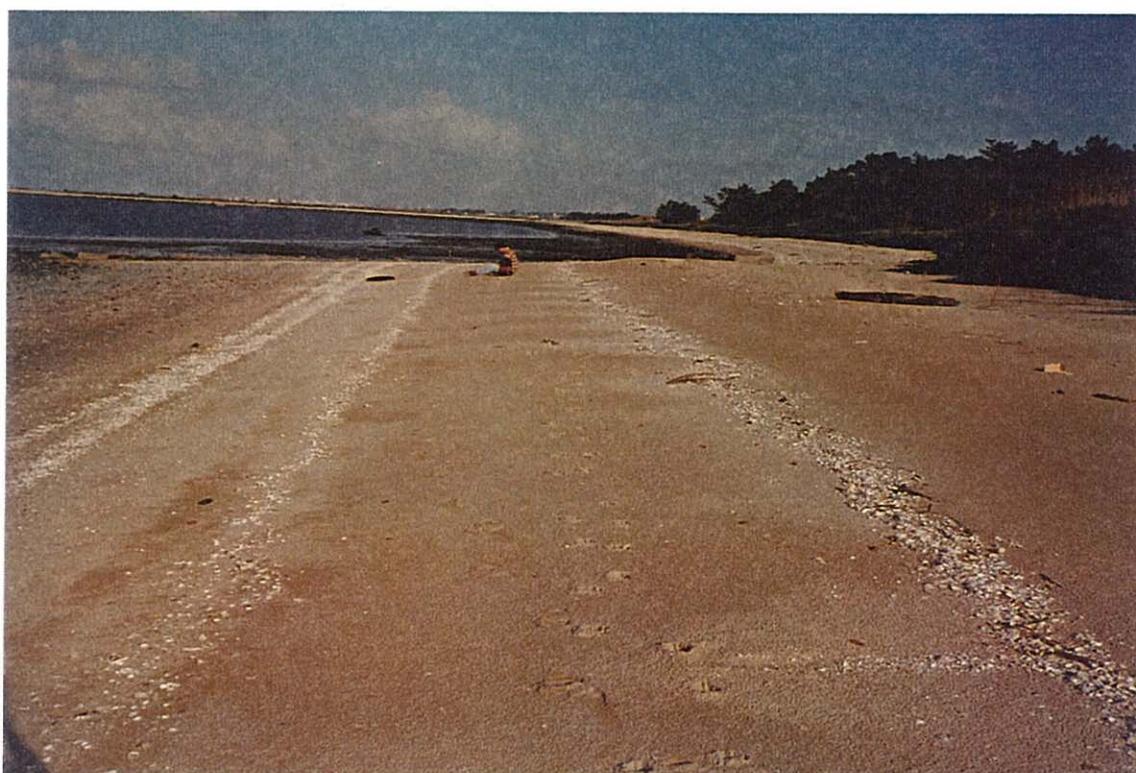
Fotografia I - Aspecto da margem estuarina no Sapal das Hortas, Alcochete, Fev. 1995 (vista para sul).



Fotografia II - Aspecto da margem estuarina em Cardieiras, Alcochete, Fev. 1995
(vista para oeste).



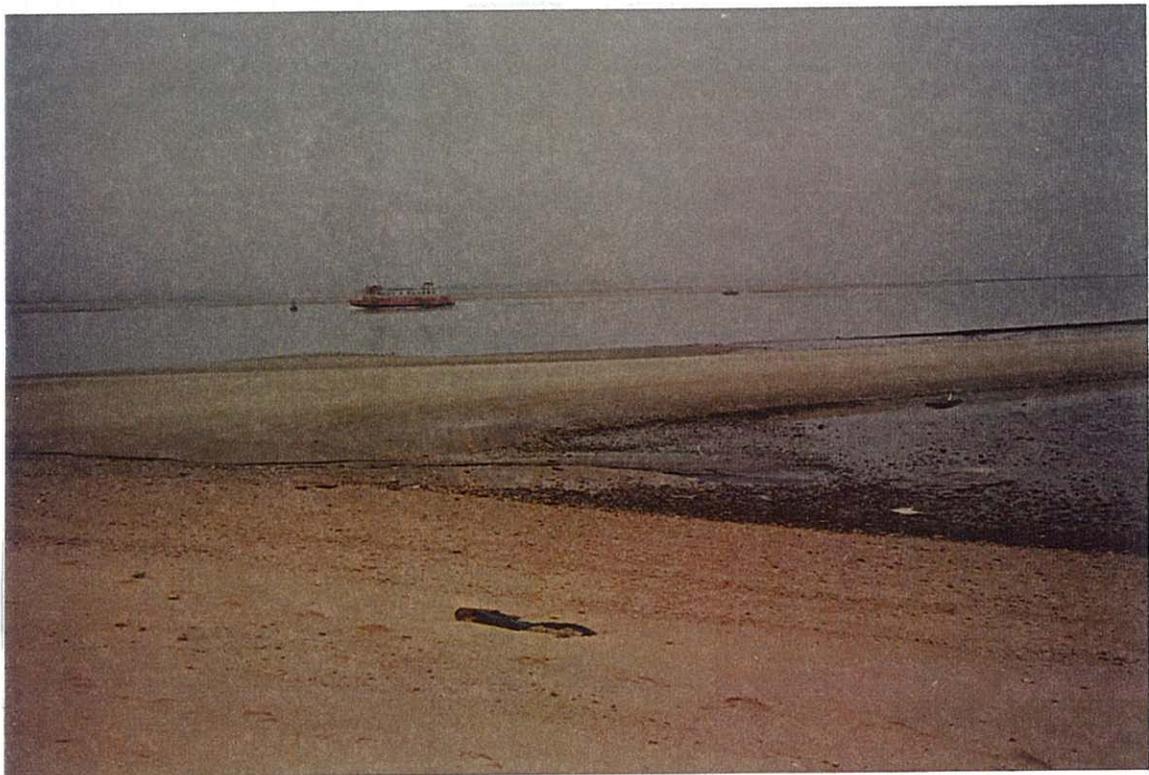
Fotografia III - Aspecto da margem estuarina em Alcochete, Fev. 1995 (vista para norte).



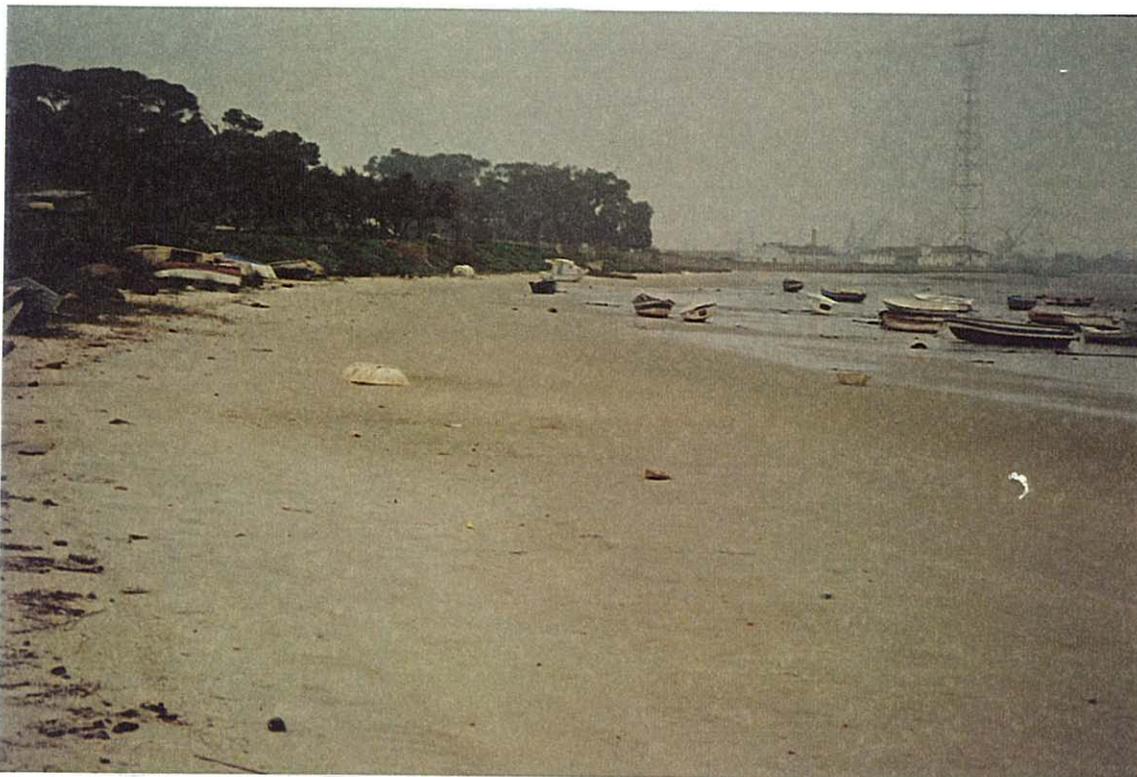
Fotografia IV - Aspecto da margem estuarina a sul do Samouco, Fev. 1995 (vista para norte).



Fotografia V - Aspecto da margem estuarina no Rosário - Gaio (Montijo), Jan. 1995 (vista para sul).



Fotografia VI - Aspecto da praia estuarina no Barreiro, Jan. 1995 (vista para sudoeste).



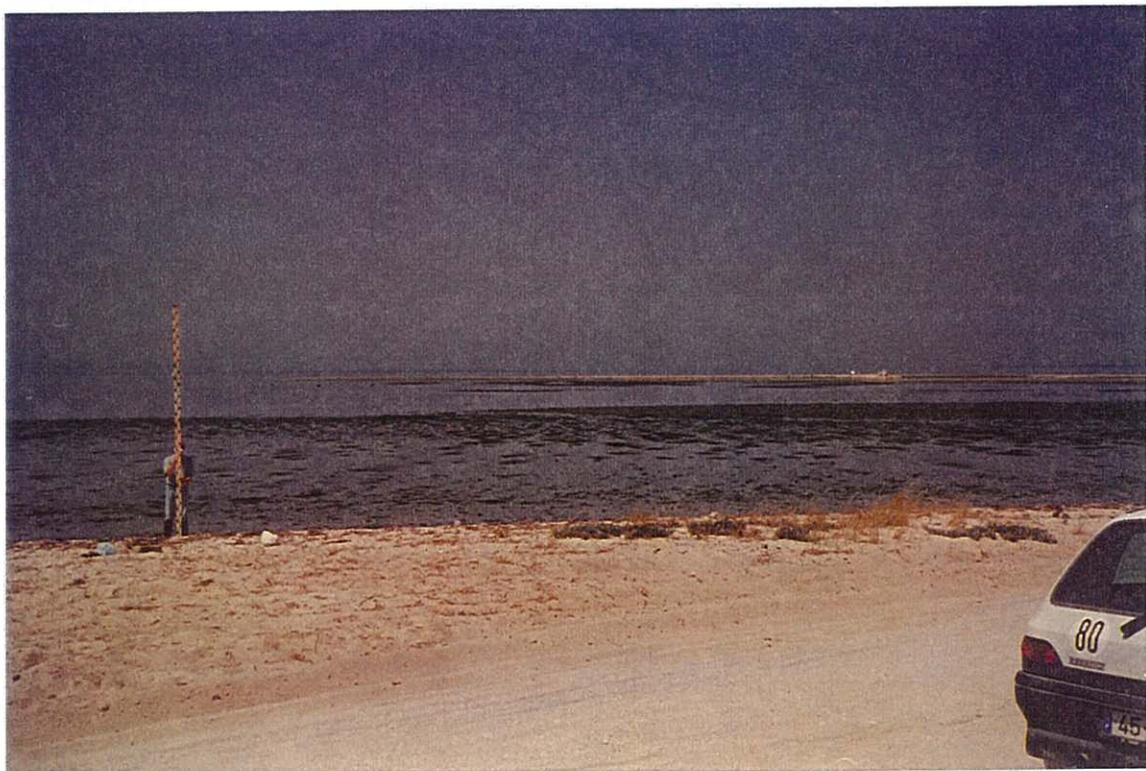
Fotografia VII - Aspecto da margem estuarina em S. André (Barreiro), Jan. 1995 (vista para sul).



Fotografia VIII - Praia estuarina no Talaminho, Baía do Seixal, Dez. 1994 (vista para sul).



Fotografia IX - Praia do Alfeite, Dez. 1994 (vista para leste).



Fotografia X - Aspecto do raso de maré na Praia do Alfeite, Jul. 1995 (vista para nordeste).



Fotografia XI - Aspecto do raso de maré e sapal na Baía do Seixal, Out. 1997 (vista para sudeste).



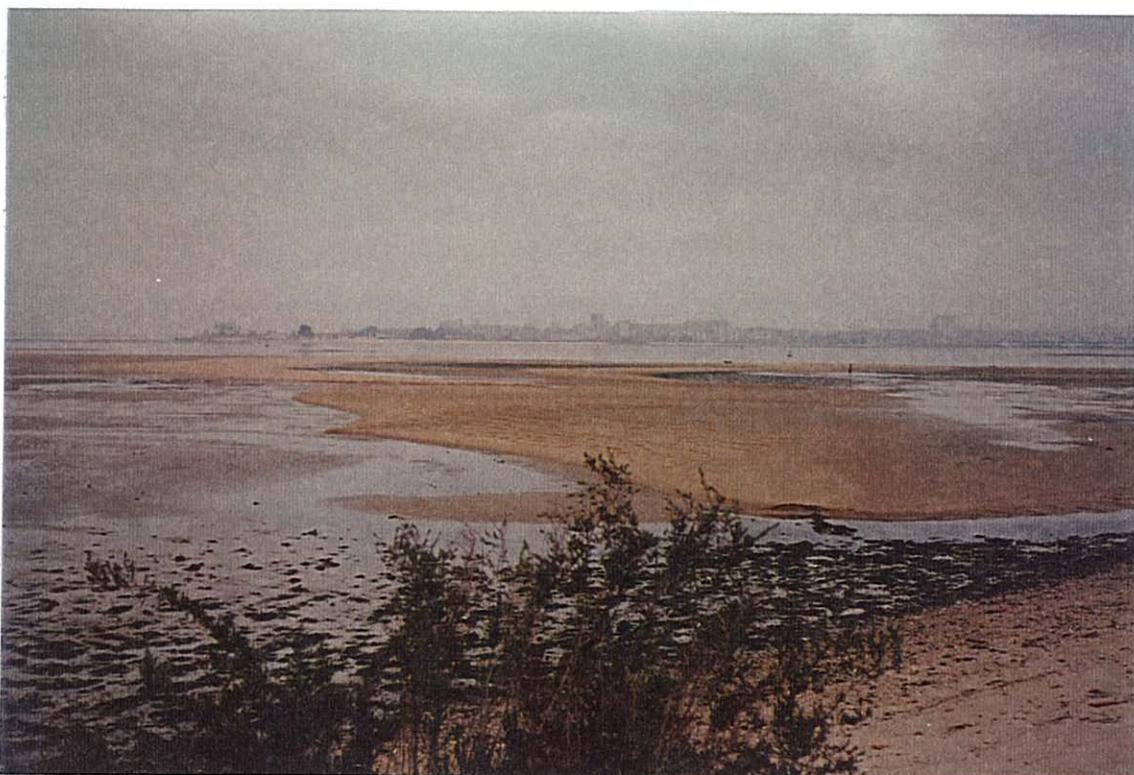
Fotografia XII - Aspecto do Sapal de Corroios, Mar. 1994 (vista para norte).



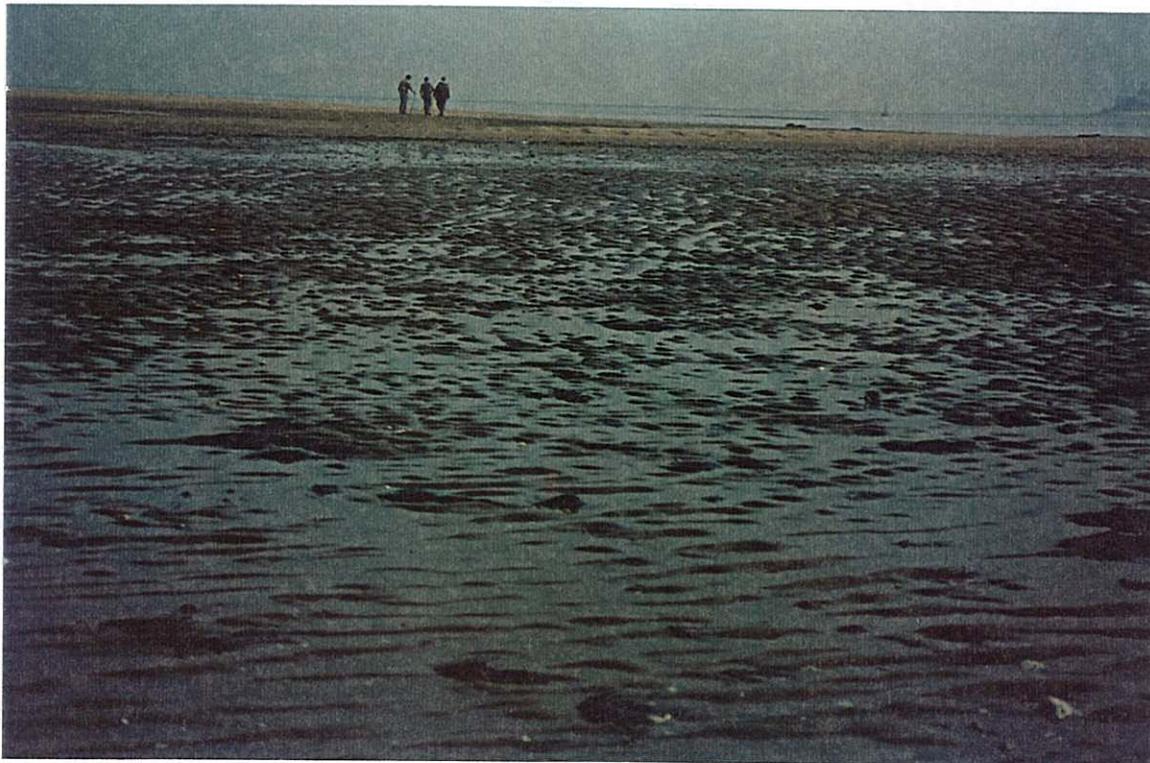
Fotografia XIII - Praia do Alfeite, Mar. 1995 (vista para leste).



Fotografia XIV - Aspecto do delta de vazante do canal do Seixal, Nov. 1994 (vista para nordeste).



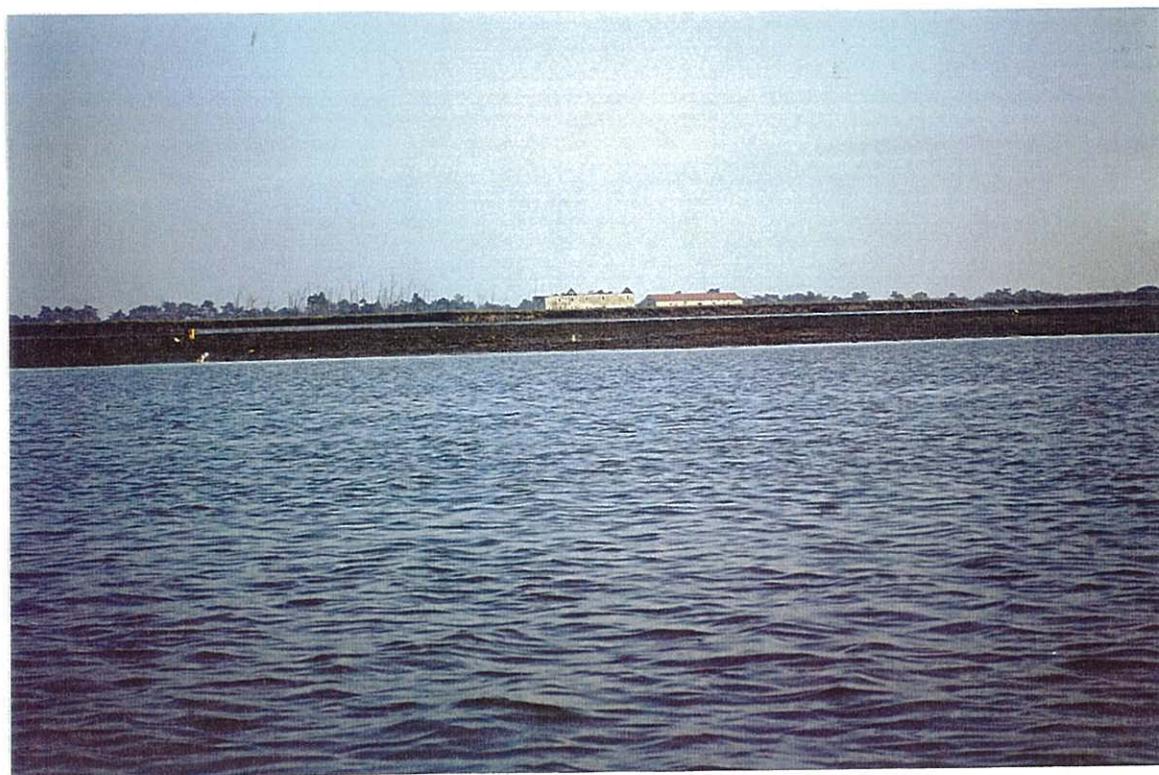
Fotografia XV - Aspecto do delta de vazante do canal do Seixal, Fev. 1995 (vista para nordeste).



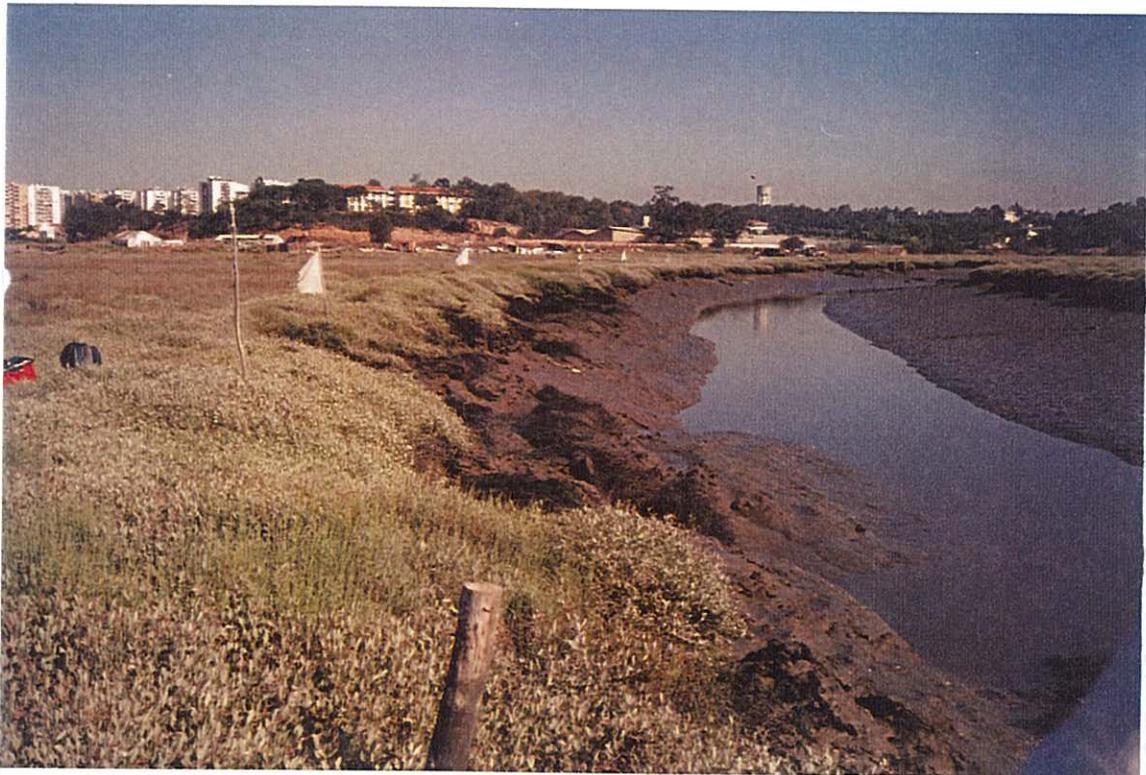
Fotografia XVI- Aspecto das formas de fundo no raso de maré da Praia do Alfeite, Mar. 1994 (vista para norte).



Fotografia XVII - Aspecto da vegetação do Sapal de Corroios, Mar. 1994 (vista para nordeste).



Fotografia XVIII - Aspecto do raso de maré na baía do Seixal, Fev. 1998 (vista para norte).



Fotografia XIX - Aspecto das margens de um canal de maré no Sapal de Corroios, Maio 1995
(vista para oeste).



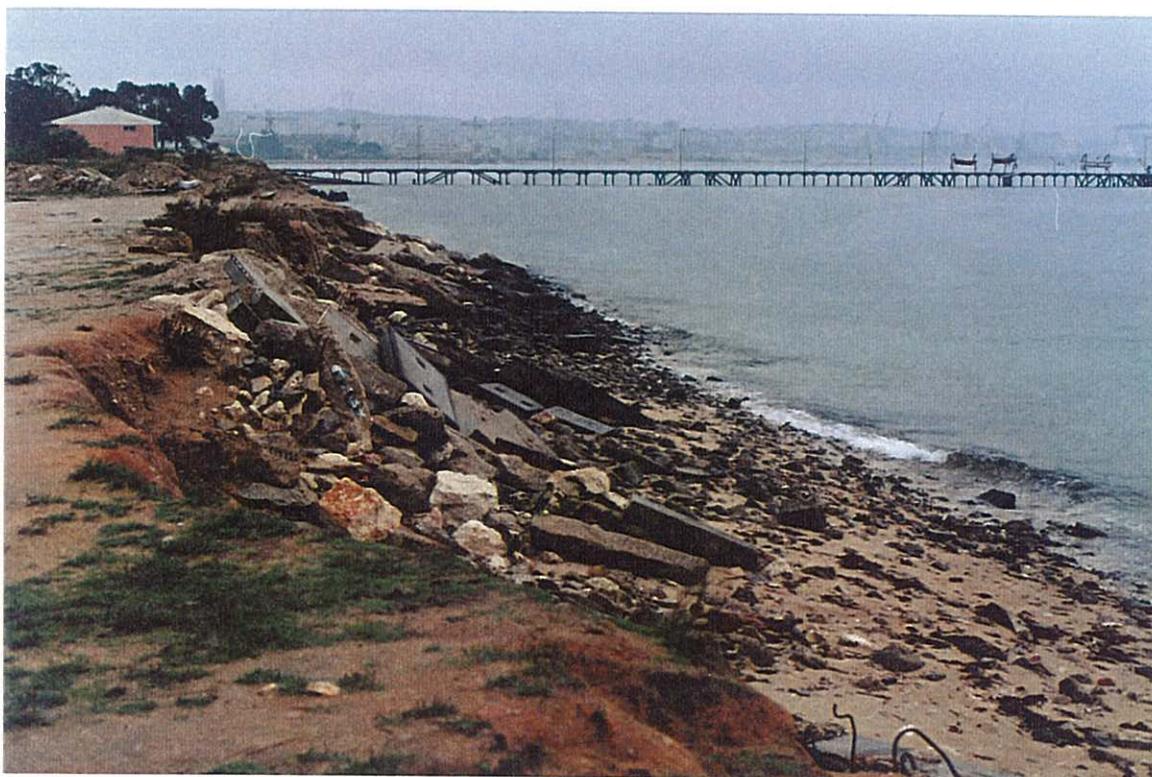
Fotografia XX - Aspecto da erosão na margem norte da restinga do Alfeite, Dez. 1996
(vista para leste).



Fotografia XXI - Aspecto da erosão na margem norte da restinga do Alfeite, Out. 1997
(vista para leste).



Fotografia XXII - Aspecto da praia do Alfeite, Dez. 1994 (vista para noroeste).



Fotografia XXIII - Aspecto da acção antrópica na praia do Alfeite, Out. 1997 (vista para noroeste).



Fotografia XXIV - Aspecto da acção antrópica no Sapal de Corroios, Out. 1997 (vista para oeste).



Fotografia XXV - Aspecto da erosão do extremo leste da restinga do Alfeite, Jun. 1997 (vista para sudoeste).



Fotografia XXVI - Aspecto da erosão do extremo leste da restinga do Alfeite, Out. 1997 (vista para sudoeste).



Fotografia XXVII - Aspecto do galgamento da restinga do Alfeite, Jan. 1996 (vista para sudoeste).



Fotografia XXVIII - Aspecto da erosão do topo da face da praia do Alfeite, Jan. 1996 (vista para noroeste).



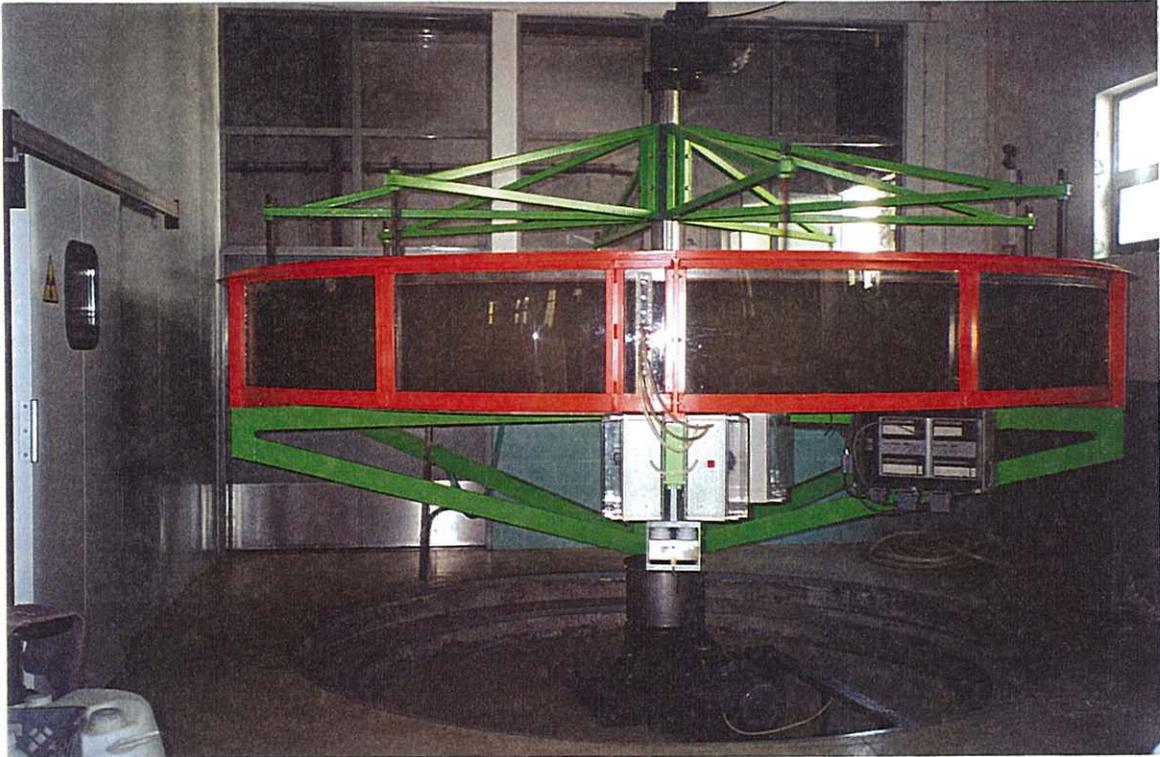
Fotografia XXIX - Evidências do galgamento da praia do Alfeite e formação de um depósito de areia no raso de maré, Fev. 1996 (vista para noroeste).



Fotografia XXX - Aspecto do depósito de areia no raso de maré, Praia do Alfeite, Mar. 1996 (vista para noroeste).



Fotografia XXXI - Aspecto da coluna de sedimentação da Estação Experimental de Sedimentos Coesivos do LNEC.



Fotografia XXXII - Aspecto do canal anular da Estação Experimental de Sedimentos Coesivos do LNEC.