

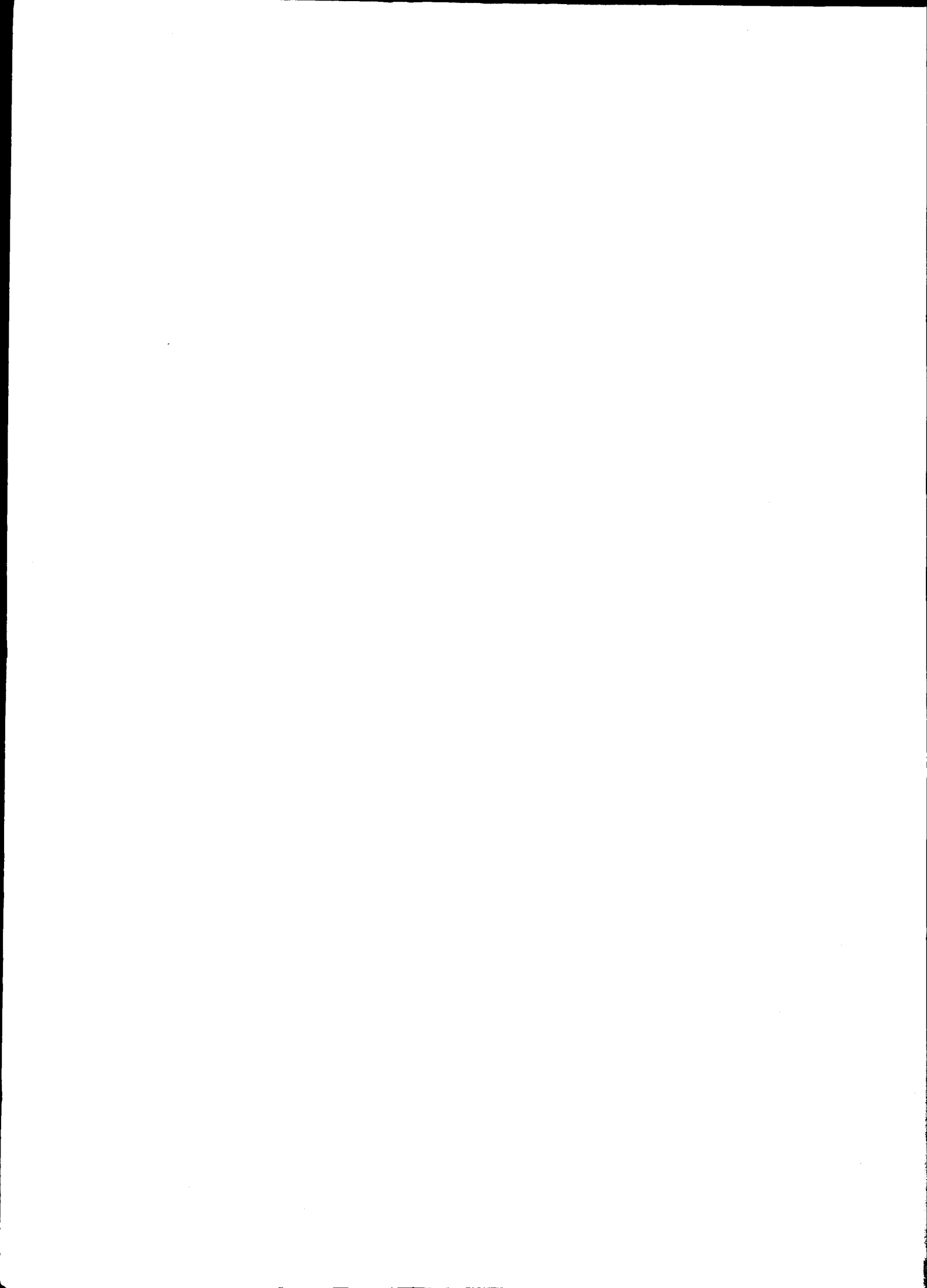
MARIA VIRGÍNIA FARIA JOÃO RODRIGUES HENRIQUES

A FAIXA LITORAL ENTRE A NAZARÉ E PENICHE
UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS E DINÂMICA ACTUAL DOS SISTEMAS
LITORAIS

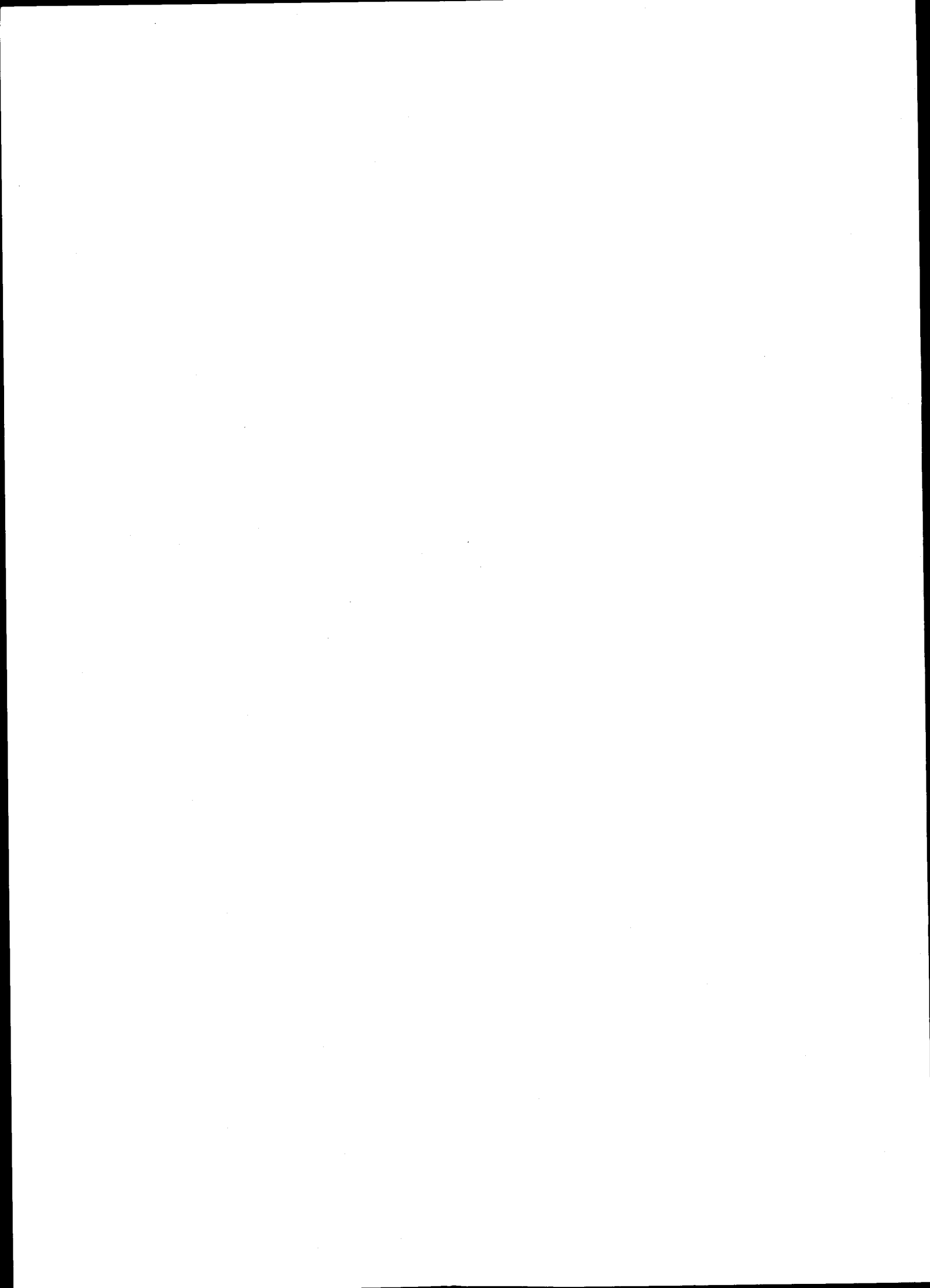
80 137

Dissertação apresentada à Universidade de Évora
para a obtenção do grau de Doutor em Geografia
na especialidade de Geografia Física

ÉVORA
1996



A meus Pais, a meu Marido
com reconhecida gratidão e estima



AGRADECIMENTOS

A execução do presente trabalho só foi possível com o apoio e ajuda de diversas pessoas e entidades a quem quero, neste momento, expressar o meu reconhecimento e gratidão.

Quero lembrar a memória do Professor Fernandes Martins, de quem tive o privilégio de ser aluna e a quem devo, assim como ao Professor Fernando Rebelo, o gosto pela Geografia.

Ao Professor Mariano Feio, com quem iniciei a minha actividade no Departamento de Geociências da Universidade de Évora, quero manifestar a minha gratidão pelos muitos conhecimentos adquiridos, pelo exemplo do rigor científico, pela grande disponibilidade e amizade com que sempre me acolheu, assim como pela forma paciente e construtiva com que leu toda a versão provisória do texto.

Às Professoras Susanne Daveau e Maria Eugénia Moreira, do Centro de Estudos Geográficos de Lisboa, agradeço toda a ajuda na definição do tema, na escolha da área e em terem aceite a orientação do trabalho. Os conceitos e rigor científicos, a crítica construtiva e uma grande amizade, compreensão e disponibilidade, foram valores que sempre me transmitiram, sobretudo nas muitas situações de desânimo e hesitação.

Ao Presidente do Conselho do Departamento de Geociências que desde o início acompanhou o desenvolvimento do trabalho, agradeço as diligências para que pudesse beneficiar por dois anos de uma Bolsa de Doutoramento no País atribuída pelo INIC, tivesse usufruído de dispensa do serviço de docente, assim como a amabilidade com que se dispôs à leitura do texto.

Quero ainda manifestar o meu agradecimento:

- Ao Professor César Andrade, docente do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa e ao Engenheiro Lino Lúcio, responsável pelos Serviços de Computação da Universidade de Évora, pela elaboração dos programas de computador que permitiram a construção e sobreposição dos perfis de praia e o cálculo dos balanços sedimentares

- Ao Dr. Carlos Neto, docente do Centro de Estudos Geográficos de Lisboa, pela preciosa ajuda no trabalho de inventariação da vegetação das dunas e na interpretação do seu significado morfo-ecológico

- À Eng^a Ana Caramujo, responsável pelos Serviços de Ambiente da Câmara Municipal de Peniche, pela amabilidade com que sempre me recebeu e pelas informações e documentos sobre as dunas, que me indicou

- Ao Instituto Hidrográfico que ter facultado, gratuitamente, os registos da estação meteorológica de Ferrel

-À Direcção Geral de Portos que permitiu a consulta e reprodução de vários Levantamentos Topográficos, Planos Hidrográficos e Relatórios referentes á área estudada

Às Câmaras Municipais dos concelhos de Alcobaça, Nazaré, Óbidos e Peniche pela cedência das Plantas Cadastrais relativas à area

-Aos Serviços Geológicos de Portugal pela consulta das minutas de campo das Cartas Geológicas de Alcobaça, Caldas da Rainha e Peniche e dos arquivos dos relatórios das sondagens realizadas na área

-Às empresas A. Cavaco e Teixeira Duarte que permitiram a consulta dos relatórios de algumas sondagens e a observação das "carotes"

-Aos técnicos do Laboratório de Geociências que realizaram grande parte do tratamento das amostras; F. Taveira, Sandra Velez Cruz, Celeste Travessa e Manuel Gonçalves

-À Graça Maria, à Elisa Margarida e à Ana Rita pela indispensável ajuda nos levantamentos de campo, companhia e amizade que sempre dispensaram

-À Guida Henriques, à Aida Pena e ao Mário Vaz pela indispensável ajuda na elaboração definitiva das ilustrações do texto

-Aos colegas, aos amigos e a todos os que por lapso não foram mencionados, mas que contribuíram com a troca de impressões sobre o trabalho, com o estímulo e a solidariedade nos momentos difíceis; um especial destaque para a Domingas Simplício, a Patrícia Rego e o António Martins.

Por fim, um agradecimento muito especial a meu marido e aos membros da família que comigo compartilharam esta experiência, compreendendo as ausências e dispensando o apoio indispensável para que o trabalho se realizasse.

ÍNDICE

| | |
|-----------------------------------|----|
| AGRADECIMENTOS..... | 1 |
| ÍNDICE | 3 |
| INTRODUÇÃO | 9 |
| O conceito de faixa litotal | 9 |
| A área estudada | 10 |
| Plano do trabalho | 12 |

PARTE I - CARACTERÍSTICAS E EVOLUÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

CAPÍTULO 1 - ENQUADRAMENTO NA ORLA MESOCENOZÓICA

| | |
|-----------------------------------|----|
| OCIDENTAL | 14 |
| 1 - A LINHA DE COSTA | 14 |
| 2 - A PLATAFORMA CONTINENTAL..... | 21 |
| 3 - A PLATAFORMA LITORAL..... | 26 |

CAPÍTULO 2 - CARACTERÍSTICAS DO QUADRO FÍSICO DA ÁREA ESTUDADA

| | |
|--|----|
| 1 - PRINCIPAIS UNIDADES DE RELEVO | |
| 1.1 - A plataforma litoral a ocidente da Serra dos Candeeiros..... | 30 |
| 1.2 - A depressão de sopé da vertente ocidental da Serra dos Candeeiros..... | 41 |
| 1.3 - A depressão diapírica das Caldas da Rainha..... | 43 |
| 1.4 - As várzeas adjacentes ao litoral..... | 47 |
| 1.4.1 - A várzea da Nazaré..... | 47 |
| 1.4.2 - A várzea de S. Martinho do Porto-Alfeizerão | 61 |
| 1.4.3 - A várzea de Óbidos | 65 |

| | |
|---|-----|
| 1.4.4 - A várzea de Peniche-Atouguia da Baleia..... | 69 |
| 1.4.5 - Evolução geomorfológica..... | 70 |
| 2 - A REDE HIDROGRÁFICA | |
| 2.1 - Introdução..... | 75 |
| 2.2 - Regime dos cursos de água e sua importância na dinâmica do litoral..... | 79 |
| 3 - CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS DA ATMOSFERA E DO MAR | |
| 3.1 - O clima da faixa litoral..... | 82 |
| 3.2 - O clima de agitação marítima..... | 92 |
| 3.3 - Características climáticas do litoral..... | 101 |

PARTE II- DINÂMICA DOS SISTEMAS GEOMORFOLÓGICOS LITORAIS

| | |
|------------------------------|-----|
| 1 - INTRODUÇÃO..... | 107 |
| 2 - TÉCNICAS UTILIZADAS..... | 108 |

CAPÍTULO 1- OS SISTEMAS DE ARRIBA

| | |
|---|-----|
| 1 - INTRODUÇÃO..... | 118 |
| 2 - CLASSIFICAÇÃO DAS ARRIBAS..... | 119 |
| 2.1 - Arribas mortas..... | 122 |
| 2.1.1 - O deslizamento dos Salgados..... | 127 |
| 2.2 - Arribas activas..... | 136 |
| 2.2.1- Arribas com plataforma de acumulação formada por materiais grosseiros... 136 | |
| 2.2.1.1-Arribas e plataformas entre S. Martinho do Porto e Foz do Arelho..... | 137 |
| 2.2.1.2-Arribas e plataformas do Baleal e de Peniche..... | 145 |
| 2.2.1.3-Arriba do Sítio da Nazaré..... | 150 |
| 2.2.2 - Arribas activas com plataforma de acumulação arenosa | 154 |

| | |
|---|-----|
| 2.2.2.1 - Arribas com plataforma arenosa entre a Lagoa de Óbidos e Rio de Tráz... | 154 |
| 2.2.3 - Arribas com plataforma de abrasão..... | 160 |
| 2.2.4 - Arribas associadas a coberturas e/ou rampas eólicas..... | 160 |
| 2.2.4.1 - A cobertura eólica de Slair e Casais da Boavista..... | 161 |
| 2.2.4.2 - Coberturas eólicas entre a Foz do Arelho e Peniche..... | 164 |
| 2.4.3 - As rampas eólicas actuais..... | 170 |
| 2.4.3.1 - A rampa eólica de S. Martinho do Porto..... | 170 |
| 2.4.3.2 - A rampa eólica da margem sul da Lagoa de Óbidos..... | 172 |
| 3 - SÍNTESE E EVOLUÇÃO RECENTE DOS SISTEMAS DE ARRIBA | |
| 3.1 - Arribas com plataforma de abrasão e acumulação..... | 174 |
| 3.2 - Arribas com coberturas e rampas eólicas..... | 179 |

CAPÍTULO 2 - OS SISTEMAS DE PRAIA

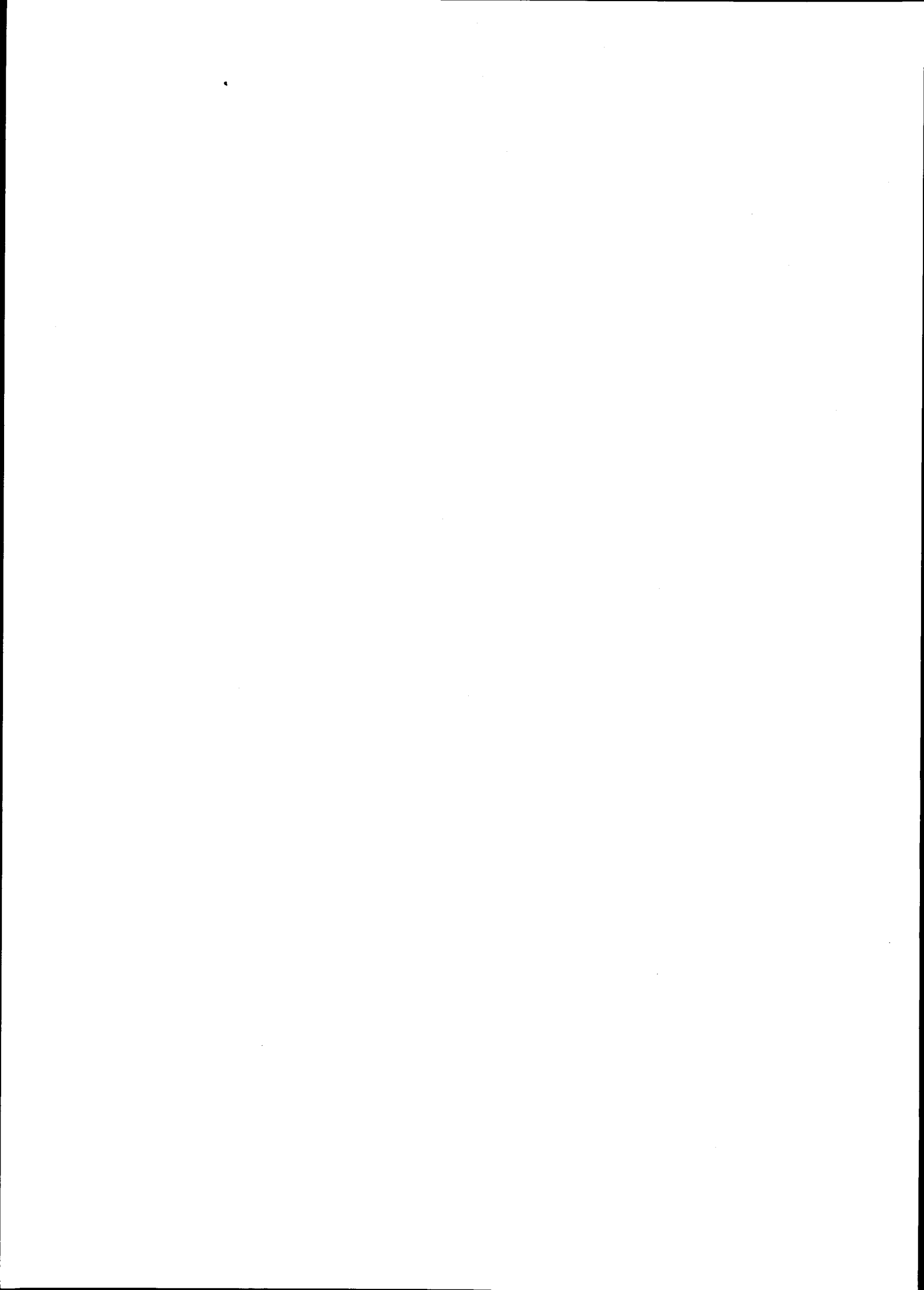
| | |
|--|-----|
| 1 - INTRODUÇÃO..... | 188 |
| 1.1 - Nomenclatura utilizada..... | 188 |
| 1- CLASSIFICAÇÃO DOS SISTEMAS DE PRAIA | |
| 2.1 - O sistema praia-arriba: a Praia da Gralha..... | 197 |
| 2.1.1. Formas da praia e características dos sedimentos..... | 197 |
| 2.1.2. Variação sazonal do perfil e balanço sedimentar da praia..... | 211 |
| 2.2 - O sistema praia-duna | |
| 2.2.1 - As praias da Nazaré..... | 214 |
| 2.2.1.1- Formas das praias e características dos sedimentos.... | 214 |
| 2.2.1.2- Evolução do sistema Variação sazonal e balanço sedimentar das praias da Nazaré..... | 245 |
| 2.2.1.3- As dunas da Nazaré: Formas, características dos sedimentos e evolução..... | 251 |
| 2.2.2 - A Praia de S. Martinho do Porto..... | 263 |
| 2.2.2.1- Formas da praia e características dos sedimentos..... | 263 |

| | |
|---|-----|
| 2.2.2.2-Variação sazonal e balanço sedimentar da praia..... | 277 |
| 2.2.2.3-As dunas de S. Martinho do Porto: Formas e características dos sedimentos..... | 279 |
| 2.2.2.4- A cobertura vegetal e a evolução das dunas..... | 284 |
| 2.2.3. A Praia do Baleal..... | 290 |
| 2.2.3.1-Formas da praia e características dos sedimentos..... | 290 |
| 2.2.3.2-Variação sazonal e balanço sedimentar da praia..... | 302 |
| 2.2.3.3-As dunas do Baleal: Formas e características dos sedimentos | 305 |
| 2.2.3.4-A cobertura vegetal e a evolução das dunas..... | 309 |
| 2.2.4- A Praia da Consolação..... | 316 |
| 2.2.4.1-Formas da praia e características dos sedimentos..... | 316 |
| 2.2.4.2. Variação sazonal e balanço sedimentar da praia..... | 328 |
| 2.2.4.3-As dunas d Consolação: Formas e características dos sedimentos..... | 330 |
| 2.2.4.4-A cobertura vegetal e a evolução das dunas..... | 335 |
| 2.3 - O sistema praia com cordão litoral: A Praia da Foz do Arelho | |
| 2.3.1-Formas da praia e características dos sedimentos..... | 339 |
| 2.3.1. Variação sazonal e balanço sedimentar da praia..... | 350 |
| 2.4 - O sistema de praia com limite artificial | |
| 2.4.1- A Praia de Banhos da Nazaré..... | 356 |
| 2.4.1.1-Formas da praia e características dos sedimentos..... | 356 |
| 2.4.1.2-Variação sazonal e balanço sedimentar da praia..... | 366 |
| 2.4.2 - As praias do tombolo do Baleal | 370 |
| 2.4.2.1-Formasda praia características sedimentos..... | 373 |
| 2.4.2.2-Variação sazonal e balanço sedimentar da praia..... | 375 |
| 3 - SÍNTESE E EVOLUÇÃO DOS SISTEMAS DE PRAIA | |
| 3.1 - Formas das praias..... | 377 |

| | |
|--|-----|
| 3.2 - Características e origem dos sedimentos das praias... | 379 |
| 3.3 - Evolução dos perfis de praia..... | 392 |
| 3.4 - Formas e sedimentos das dunas; relações com as praias..... | 399 |

CAPÍTULO 3 - OS SISTEMAS FLÚVIO-MARINHOS

| | |
|---|-----|
| 1 - INTRODUÇÃO..... | 403 |
| 2 - AS FORMAS LAGUNARES..... | 404 |
| 2.1 - As restingas..... | 404 |
| 2.2 - Os deltas..... | 407 |
| 2.2.1-Deltas de maré..... | 407 |
| 2.2.2-Deltas fluviais..... | 411 |
| 2.3 - Os sapais e paúis..... | 415 |
| 2.3.1- Os sapais..... | 416 |
| 2.3.2- Os paúis ou pântanos de água doce..... | 420 |
| 2.4 - Síntese..... | 422 |
| 3 - EVOLUÇÃO HISTÓRICA DOS SISTEMAS LITORAIS | |
| 3.1 - Introdução..... | 425 |
| 3.2 - A lagoa da Pederneira..... | 427 |
| 3.3 - A lagoa de Alfeizerão-Salir..... | 454 |
| 3.4 - A Lagoa de Óbidos..... | 469 |
| 3.5 - A lagoa de Atouguia da Baleia-Peniche.... | 478 |
| 3.6 - Síntese..... | 488 |
| REMATE | 493 |
| ESTAMPAS..... | 505 |
| BIBLIOGRAFIA..... | 525 |
| ÍNDICE DE FIGURAS..... | 563 |
| ANEXOS | |



INTRODUÇÃO

O conceito de faixa litoral

Em linguagem corrente o termo **Costa** é usado para designar o local onde se estabelece o contacto entre o mar e a terra, ou seja, onde a litosfera e a hidrosfera se interceptam, noção que tem implícita a separação entre dois domínios distintos.

A linha de costa, de acordo com **M. E. Moreira** (1984), coincide com o nível atingido pela maré mais alta em período de calma. No entanto a separação entre os ambientes continental e marinho não se restringe apenas a uma linha, mas a uma faixa, na qual se articulam complexos sistemas geomorfológicos e biológicos. Como os processos da dinâmica continental e marinha se interpenetram e actuam muito para além da linha de costa e esta não é, nem foi, fixa, pareceu-nos mais correcto, de acordo com o conceito apresentado, utilizar os termos faixa litoral, ou costeira.

Designamos como **faixa litoral** a superfície do continente em contacto directo com o mar, ou afectado por fenómenos característicos dessa faixa de transição e utilizamos este termo para designar a orla do continente em que se fazem, ou fizeram, sentir os processos marinhos, não a restringindo apenas à faixa submersa da rebentação e ao espaço entre marés. Engloba assim a superfície ocupada pelas arribas vivas ou mortas, pelas formas eólicas móveis e estabilizadas, pelos estuários, pelas lagunas, pelas planícies aluviais e pelas plataformas continental e litoral que são, ou foram, modeladas pelos agentes marinhos.

A área estudada

Na sequência da pesquisa iniciada no Mestrado em Geomorfologia do Litoral escolheu-se como área de estudo, o trecho da costa ocidental portuguesa entre a Nazaré e Peniche, com cerca de 50 km de comprimento, região que conhecíamos há muitos anos, cujas formas e evolução antrópica recente suscitaram o nosso interesse.

Representa um sector bem individualizado da costa Oeste (Figura 1), onde termina o litoral baixo e arenoso que se estende a sul do Porto e se inicia uma costa de arriba, intercalada por pequenas praias formadas nas desembocaduras dos cursos de água principais.

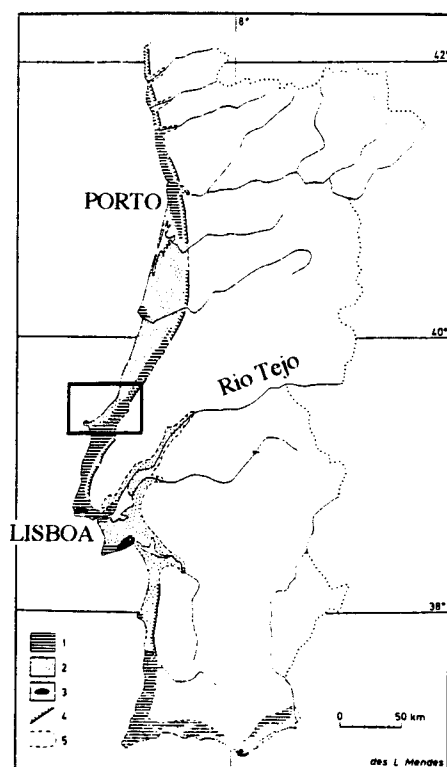


Figura 1 - Localização da área estudada no conjunto da faixa litoral de Portugal (adaptado de **D. B. Ferreira**, 1981; 1- predomínio da abrasão 2- predomínio da acumulação 3- antiga ilha 4- escarpa que funcionou como arriba 5- provável linha de costa

É o único trecho da costa ocidental e oriental exposto aos ventos e ondulação predominantes de NW e, onde o fornecimento de material sedimentar (do continente e da plataforma) é muito reduzido, dada a pequena largura da plataforma continental (cerca de 500 m), a proximidade do canhão submarino da Nazaré e a ausência de tributários importantes.

A orientação rígida da faixa costeira (45°E) é determinada em parte pela presença, a oriente, da depressão diapírica das Caldas da Rainha, o que faz com que este trecho litoral de pequena extensão, constitua uma unidade geomorfológica e dinâmica, individualizada das existentes ao Norte e ao Sul.

A dinâmica litoral da área caracterizada por um balanço sedimentar positivo, provocou nos últimos séculos o assoreamento de portos medievais importantes (Pederneira, Alfeizerão, Salir, S. Martinho do Porto e Atouguia da Baleia) e a formação de cordões litorais que isolaram pequenas lagunas na parte terminal das planícies aluviais. A evolução destas áreas encontra-se relatada em documentos da época. Como a tendência do balanço sedimentar litoral se alterou, assiste-se, actualmente, ao desmantelamento de algumas das formas litorais. Tentou-se, dentro do possível, compreender a evolução deste sector litoral analisando as alterações registadas, em especial nos últimos anos, de modo a tentar prever a evolução futura.

Plano do trabalho

Na primeira parte são abordadas as características e a evolução geomorfológica da faixa litoral estudada. Apresenta-se o enquadramento da área no conjunto da orla mesozóica ocidental e os mais importantes elementos que caracterizam o quadro físico, com destaque para as principais unidades de relevo (plataforma litoral a ocidente da Serra dos Candeeiros, as depressões diapírica e de sopé e as várzeas adjacentes) e os regimes climático e de agitação marítima que condicionam a modelação das formas litorais.

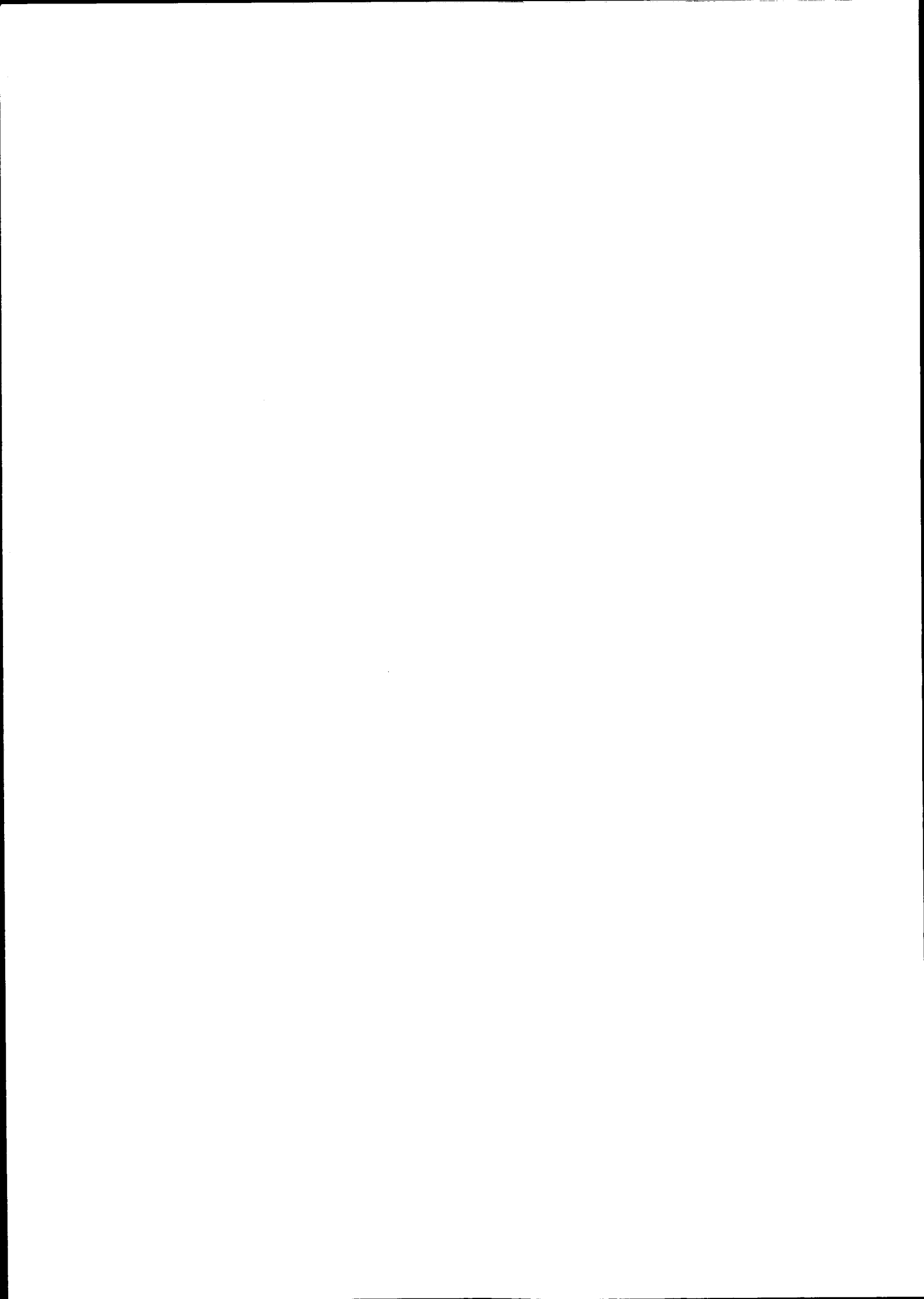
Na segunda parte distinguem-se os vários sistemas litorais de acordo com as características geomorfológicas e a dinâmica actual de cada um deles. São considerados:

- os sistemas de arriba, que abrangem as arribas mortas ou inactivas e as arribas vivas com plataformas de erosão e acumulação assim como as formas eólicas associadas
- os sistemas de praia, que englobam os sistemas de praia-arriba, praia-duna, praia - cordão litoral e de praia com limite superior artificial
- os sistemas flúvio-marinhos onde são descritas as formas lagunares e a sua evolução histórica.

Nesta abordagem é dado maior destaque às formas actualmente afectadas pela dinâmica litoral, tendo em atenção a interdependência dos sistemas no conjunto da faixa litoral e as principais etapas da evolução pós-Holocénica. Como a partir do século XII as alterações morfológicas se encontram razoavelmente documentadas, apresenta-se uma resenha dessa evolução e das relações estabelecidas entre o homem e este espaço em rápida transformação.

Por último é apresentada uma síntese e indicada a bibliografia referida no texto, assim como dos elementos consultados e relacionados com o tema e área, embora não citados.

PARTE I - CARACTERÍSTICAS E EVOLUÇÃO DA ÁREA


















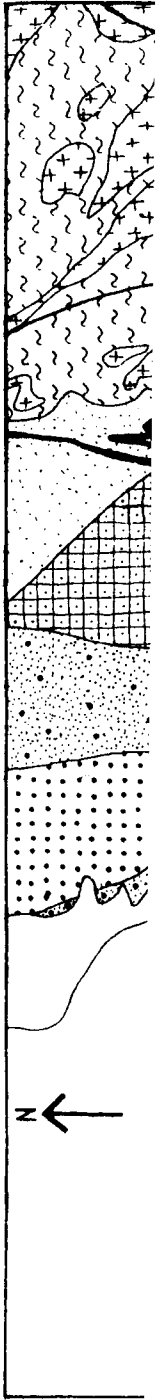
transversais à orientação geral da costa, que avançam pelo mar (S. Daveau in O. Ribeiro et al, 1987) e formam cabos ou promontórios de altitude variada como: o Cabo Mondego (Serra da Boa-Viagem), o Sítio da Nazaré, o Cabo Carvoeiro (Peniche), o Cabo da Roca (Serra de Sintra), o Cabo Raso (plataforma de Cascais) e o Cabo Espichel (Serra da Arrábida). A sul destas saliências encontram-se baías abrigadas, dissimétricas, com litoral rochoso a norte e arenoso a sul, nalgumas das quais desaguardam rios importantes, como o Mondego, o Tejo e o Sado. Voltadas ao Sul, estas reentrâncias apresentam uma dinâmica específica no conjunto do litoral ocidental, pois estão abrigadas da ondulação de N e NW, dominante durante mais de 80% dos dias do ano, mas estão expostas à de SW, menos frequente, mas que pode ser mais devastadora. A deflexão da ondulação produzida pelos cabos e pela morfologia da plataforma continental adjacente, provoca a inversão local do sentido geral da deriva litoral que, de N-S, passa a S-N nas reentrâncias, como indica o sentido da progressão da maioria das restingas que barram os estuários.

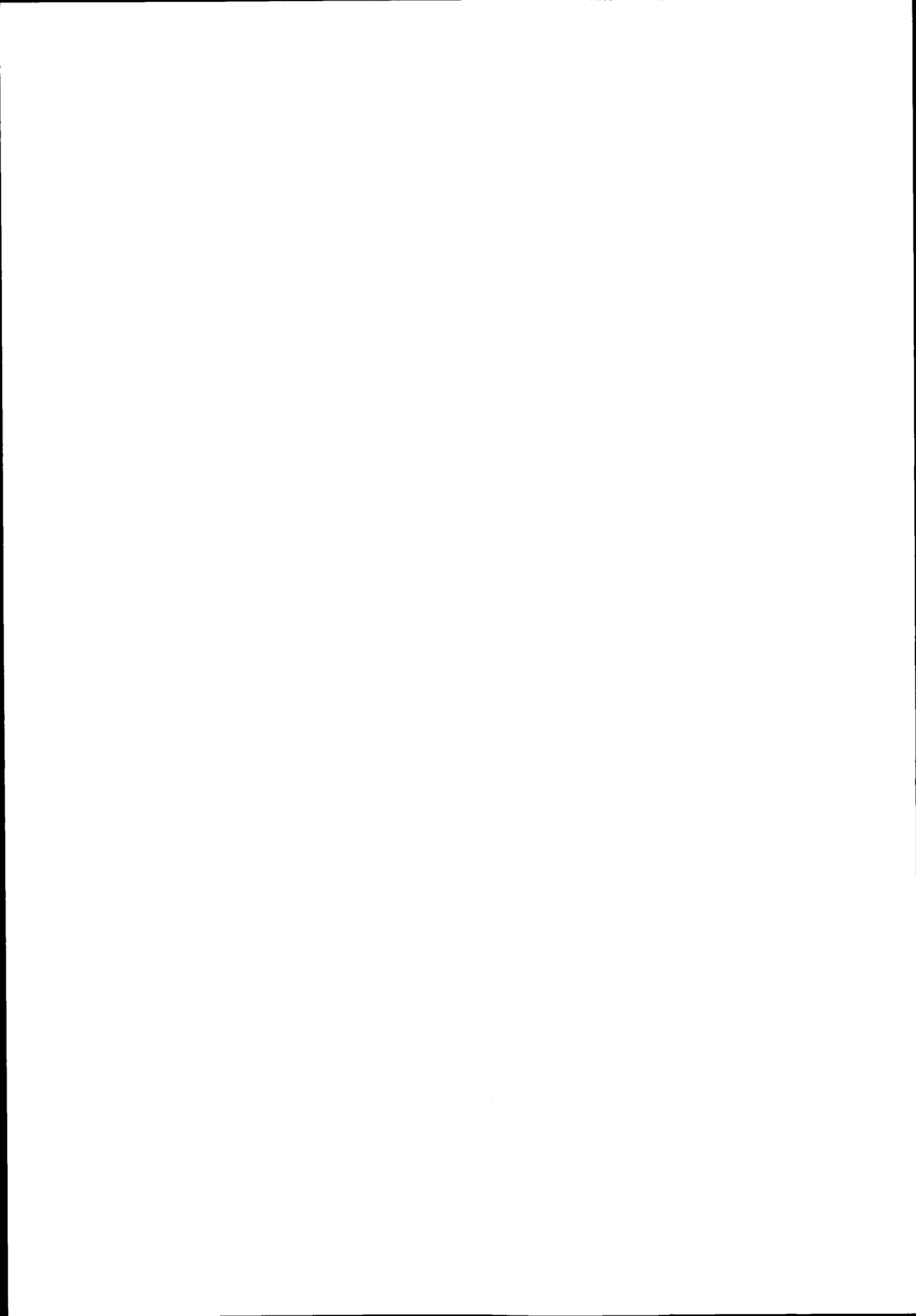
Da laguna de Aveiro ao norte da Nazaré a costa é baixa, com extensas praias arenosas limitadas por acumulações eólicas que por vezes, se prolongam cerca de 10 km para o interior, onde atingem mais de 100 m de altitude. Esta costa baixa e arenosa é interrompida por afloramentos do substracto meso-cenozóico, ao longo das arribas de Pedrógão, S. Pedro de Muel, Paredes de Vitória, Vale Furado e Nazaré.

Para sul, a costa do resto da Orla é geralmente alta, formada por arribas talhadas em rochas detríticas e carbonatadas que ultrapassam 100 m de altura a sul da Nazaré e nas imediações do maciço eruptivo de Sintra e atingem cerca de 300 m na Serra da Arrábida. A continuidade destas arribas é interrompida por incisões, quase sempre controladas por acidentes tectónicos, onde se localizam as desembocaduras de pequenas linhas de água e restingas atravessadas, por vezes, pelas barras de lagunas com dimensões reduzidas. Estas formas de acumulação formam praias pequenas a partir das quais se desenvolveram dunas, como as existentes a Sul da Nazaré, na "concha" de São Martinho do Porto, na Lagoa de Óbidos, na Areia Branca, Porto Novo, Foz do Sizandro, Praia do Lizandro, Praia das Maças e ainda, ao sul do Tejo nas praias do arco da Caparica-Espichel (Fig. I-1 e 2).

LEGENDA

| | | | | |
|-----------|--|--|--|--------------------------------------|
| | | PLIO-QUATERNÁRIO |  | Areias e cascalheiras |
| CENOZÓICO | | MIOCÉNICO |  | Conglomerados |
| | | PALEOGÉNICO |  | Conglomerados argilas e arenitos |
| MESOZÓICO | | CRETÁCICO SUPERIOR |  | Arenitos do Buçaco |
| | | CRETÁCICO MÉDIO |  | Calcários e calcários margosos |
| | | CRETÁCICO INFERIOR |  | Arenitos feldspáticos e cauliniticos |
| | | JURÁSSICO SUPERIOR |  | Arenitos, margas e argilas |
| | | JURÁSSICO MÉDIO |  | Calcários compactos e margosos |
| | | JURÁSSICO INFERIOR |  | "Margas de Dagorda" |
| | | PALEOZÓICO |  | Xistos |
| | |  | Rochas eruptivas | |
| | |  | Complexo vulcânico | |
| | |  | Falha e falha provável | |
| | |  | Linha de costa | |
| | |  | Isóbata | |





A faixa litoral encontra-se no conjunto arrasada por uma superfície de abrasão marinha, deslocada pela tectónica quaternária (a que adiante nos referiremos) onde se conservam pequenos retalhos de depósitos marinhos.

Em 1928 **H. Lautensach** (in **O. Ribeiro** et al, 1987), apresentou uma divisão do litoral de Portugal em vários trechos. Seguindo critérios morfo-dinâmicos, classificou os sectores entre a ria de Aveiro e a Nazaré como "costa de aplanção geralmente arenosa"; entre Nazaré e Peniche como "de ingressão"; entre Peniche e o Cabo da Roca como "costa de abrasão" e entre este e o estuário do Sado como "alternância de ingressão e abrasão". Depois desta tentativa preliminar de classificação, que conserva o interesse de salientar a fisionomia original do trecho litoral aqui estudado, só a partir da década de 80 surgiram outras como a de **S. de Carvalho** et al. (1986), para o litoral do Minho e a de **A.R. Pereira**, 1993). Esta autora, com base no "balanço ablação-acumulação" nas plataformas continental e litoral, considerou para a costa portuguesa seis regiões costeiras. Incluiu o sector Nazaré-Cabo Raso na terceira, que caracteriza por um balanço negativo nas plataformas continental e litoral, resultante dos levantamentos tectónicos ocorridos ao longo do Quaternário e da ausência de cursos de água importantes.

2 - A plataforma continental

A plataforma continental corresponde à unidade geomorfológica do fundo oceânico, adjacente ao continente, que se estende a partir do nível das marés baixas até uma profundidade variável (em média 130-200 m), onde existe, habitualmente, um nítido aumento do declive, em direcção às grandes profundidades oceânicas.

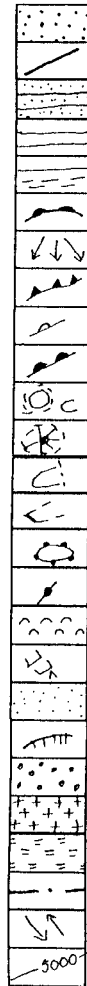
A plataforma continental da Orla Mesocenozóica Ocidental pode dividir-se em três sectores. O mais uniforme, com largura de 40-80 km e forte declive (cerca de 4 m/km), situa-se ao norte da Nazaré (Fig. I-3); caracteriza-se pelo predomínio da ablação sobre a acumulação, devido, provavelmente, à presença do fosso tectónico de Aveiro, que retém grande parte dos

sedimentos fornecidos pelos rios Douro e Vouga, e termina por um rebordo progradante¹ (A. R. Pereira, 1993). Para sul, entre o canhão submarino da Nazaré e o Cabo Raso, existe um outro sector, com largura e declive semelhantes, mas que termina por um rebordo regradante e de contorno sinuoso, que acompanha, grosseiramente, a isóbata dos 200 m e é marcado por uma incisão longa e profunda correspondente ao canhão submarino da Nazaré. O reduzido contributo sedimentar continental e a presença do canhão da Nazaré (que assegura a evacuação dos sedimentos para a planície abissal) fazem com que o balanço sedimentar seja negativo e não se observe, junto à costa, qualquer faixa de acumulação significativa. O terceiro sector, entre o Cabo Raso e o canhão submarino de Setúbal (Fig. I-3) apresenta características substancialmente diferentes dos anteriores e do conjunto da plataforma portuguesa; a plataforma é estreita, com declive muito forte (entre 5 e 10 m/km) e termina por um rebordo sinuoso.

No seu conjunto, a plataforma continental da Orla é formada por rochas carbonatadas e detríticas do Jurássico e do Cretácico, do mesmo tipo das que formam a plataforma litoral emersa (Fig. I-2). Apresenta-se como uma superfície de abrasão, praticamente desprovida de sedimentos de cobertura, dado o fraco contributo de sedimentos continentais. O aspecto mais notável resulta das incisões profundas dos canhões submarinos (Aveiro, Nazaré, Lisboa e Setúbal) situados a curta distância da costa, cuja génese se relaciona com a actividade tectónica. Correspondem a desligamentos activos e para ele convergem as correntes de deriva que transportam os sedimentos vindos de norte e de sul, cujo atrito determina (ou determinou) o escavamento e o rápido recuo das cabeceiras.

O canhão submarino da Nazaré, pela extensão (227 km), forte declive (22 m/km) e proximidade à costa (profundidades de -60 m a 500 m do litoral da Nazaré) é, de todos, o acidente mais importante da margem continental e o que mais influencia a dinâmica da faixa litoral estudada. Apresenta uma orientação geral W-E; o curso superior, com orientações muito variadas, forma uma garganta simétrica, de perfil transversal em "V" e com cerca de 50 km de comprimento, quase toda escavada na plataforma. O curso médio apresenta um declive forte

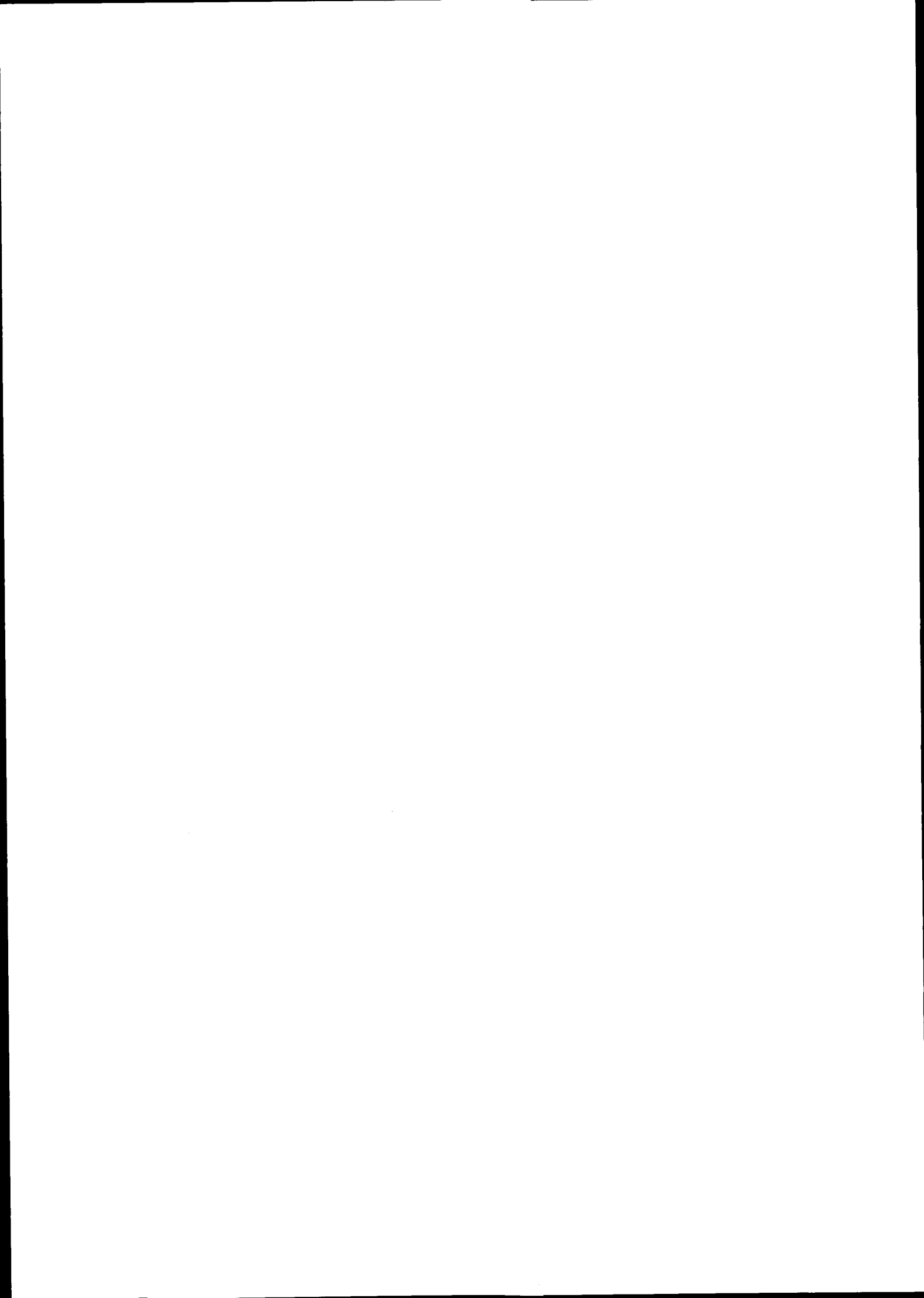
1. O "rebordo progradante" pode definir-se como limite, ou linha, ao longo da qual existe um nítido aumento do declive no limite exterior da plataforma, que confere à ruptura de declive um perfil convexo e regular, resultante da acumulação de sedimentos, que fazem migrar a crista para o largo. O "rebordo regradante" apresenta um perfil agudo e ocorre quando a ruptura de declive recua por movimentos de massa ou por acção da erosão dos drenos submarinos. (definições sintetizadas por A. Ramos Pereira, 1993.)



- Litoral baixo e arcuoso
- Litoral de arriba
- Plataforma com sedimentos litorais
- Plataforma com predominio da abrasão
- Plataforma em progradação
- Rebordo progradante no seio da plataforma continental
- Cone profluvial
- Rebordo da plataforma continental regradante
- Rebordo da plataforma continental agradante
- Rebordo da plataforma continental progradante
- Topos isolados e planaltos marginais
- Relevos vulcânicos
- Rechãs
- Portela
- Escarpa de falha
- Ravinamentos
- Movimentos de massa
- Incisões no talude continental
- Sedimentos distais
- Ruptura de declive
- Turbiditos
- Eixo anticlinal
- Eixo sinclinal
- Limite superior da planície abissal
- Deriva litoral
- Batimetria

Fig 1

0 50 Km



82‰) e perfil dissimétrico junto ao rebordo da plataforma e desenvolve-se de forma mais suave (29‰) no talude continental, formando um vale de fundo plano, onde se acumulam os sedimentos resultantes da evolução das vertentes marinhas. Os interflúvios alongados constituem esporões de grande envergadura; o setentrional, designado por Lomba de Gil Vicente, continua pela planície abissal numa extensão superior a 30 km e corresponde, segundo **Vanney & Mougnot**, 1981 a um dique de berma turbidítico.

O canhão da Nazaré situa-se no "lineamento que ligava a actual baía de Fundy à Nazaré, antes do primeiro rifting triássico" (**A. Regnaud**, 1987) e a sua evolução foi complexa. A activação deste acidente iniciou-se provavelmente no Cretácico e determinou o estabelecimento de dois regimes de sedimentação. No Eocénico médio, um novo rejogo originou um vale de fractura, colmatado no Oligocénico e sujeito a forte erosão no Oligocénico final. No Miocénico foi sujeito a uma nova fase de sedimentação e a rejuvenescimento das escarpas de falha, correlativo de subducção no Golfo de Cádiz. A dinâmica actual restringe-se à evolução das vertentes por movimentos de massa, cujos produtos se acumulam no talvegue, já inactivo, como concluíram **Regnaud & Thomas** (1990) da ausência de cones de sedimentos na parte distal.

O canhão da Nazaré retoma uma fronteira estrutural tardi-hercínica, grosseiramente correspondente à posição do acidente que se estende desde Seia até ao talude continental, passando pela Nazaré (Fig.I-3). Separa, a norte, um compartimento abatido de estrutura monoclinial, de um outro levantado, a sul. O compartimento setentrional da plataforma (até à Nazaré), com numerosos relevos e poucos canhões, caracteriza-se pela presença de uma aplanção relativamente larga, interrompida pela saliência de alguns semi-horst, relevos de erosão diferencial e empolamentos diapíricos. O compartimento meridional (até Setúbal) é limitado pelo acidente referido e as falhas do Baixo Tejo e Grandola, responsáveis pela incisão dos canhões de Cascais-Lisboa e Setúbal (**A.R. Pereira**, 1992); apresenta uma plataforma estreita, modelada pelos canhões submarinos referidos e pelos paleo-vales do Tejo e do Sado. Estes são os responsáveis pela circulação dos sedimentos finos, que chegam às maiores profundidades da plataforma, ficando os mais grosseiros retidos nos actuais deltas ou estuários.



A plataforma entre a Nazaré e o Cabo Raso manifesta-se, também, como uma faixa de transição do regime hidrológico e sedimentar, devida à presença do canhão da Nazaré. Embora esta seja a unidade da plataforma portuguesa onde estes fenómenos são menos conhecidos, ela parece marcar o limite setentrional de penetração da veia de água mediterrânea e constitui uma barreira à corrente de deriva que transporta os sedimentos de norte para sul. **J.A. Dias** (1987) refere, ao norte do Cabo Raso, grande deficiência em sedimentos terrígenos resultante da ausência de tributários fluviais importantes, do pequeno fornecimento sedimentar do litoral (arribas e praias) e da impossibilidade dos sedimentos menos finos, transportados do Norte pela deriva, ultrapassarem o canhão da Nazaré. Este défice sedimentar manifesta-se em todo o sistema litoral, que apresenta na generalidade evidências de recuo, como referiremos na Parte II deste trabalho.

3- A plataforma litoral

O litoral do território português caracteriza-se, quase na sua totalidade, pela presença de um aplanamento costeiro disposto em forma de rampa ou rasa, inclinada no sentido do mar e entalhada pela rede hidrográfica. Apresenta largura e altitude variáveis; nas áreas subsidentes, mergulha abaixo do nível do mar e prolonga-se para o continente até mais de 200 m de altitude. Por se encontrar perto do mar e ter sido por ele modelado ou, pelo menos, retocado, este aplanamento costeiro é designado por plataforma litoral. Neste sentido, corresponde à superfície que acompanha toda a costa portuguesa, transversalmente uniforme ou com diversos patamares, perfeitamente regularizada e conservada nalguns locais, noutros muito dissecada pelo entalhe dos cursos de água e bastante deslocada e balançada, razão porque pode ter altitudes variadas (**O. Ribeiro et al.**, 1987).

A plataforma litoral actual é uma forma poligénica, sujeita a regimes alternadamente marinhos e sub-aéreos, resultantes das flutuações do nível do mar. Na generalidade, foi modelada durante a transgressão pliocénica (Calabriano) e nela se encontram embutidos níveis de praia e de terraços fluviais conservados a várias altitudes, correspondentes a períodos de estabilização do nível do mar e na maior parte dos casos deformados pela tectónica.

Na Orla Mesocenozóica Ocidental, a plataforma litoral estende-se desde a costa até ao Maciço Antigo (a norte de Coimbra) ou às vertentes dos maciços calcários (Fig. I-1). O limite interno é, muitas vezes, estabelecido por um rebordo topográfico correspondente a uma vertente declivosa, deslocada em alguns locais pela tectónica, que tem sido interpretado como testemunho de uma paleo-arriba (G.S. Carvalho, 1953; Teixeira & Zbyszewski, 1954; S. Daveau, 1977; Vanney & Mougnot, 1981; O. Ribeiro et al., 1987). Nos locais onde o limite interior da plataforma está bem definido por um rebordo topográfico e existem depósitos marinhos conservados, este pode ser o testemunho de uma antiga linha de costa, ou resultar apenas de uma escarpa de falha, que deslocou a plataforma, não podendo neste caso corresponder a uma arriba fóssil (S. Daveau et al., 1985).

Tal como a plataforma continental (submarina), a plataforma litoral (emersa) da Orla Mesocenozóica Ocidental encontra-se dividida em três sectores ou regiões litorais.

- A norte da Nazaré onde é larga (mais de 20 km), tem fraco declive transversal ($< 1^\circ$), está coberta por sedimentos e é limitada internamente por um rebordo tectónico (Fig. I-3)

- No sector entre a Nazaré e o Cabo Raso apresenta largura média (10-20 km), declive forte ($> 1^\circ$), a cobertura sedimentar é escassa pois não existem rios com caudal significativo que transportem grande quantidade de aluviões e os que vêm de norte, circulam ao longo do canhão submarino da Nazaré para a planície abissal. Termina a oriente por um rebordo irregular e por vezes tectónico (Fig. I-3)

- Entre o Cabo Raso e Setúbal apresenta formas e características diferentes destes dois sectores (Fig. I-3).

A plataforma litoral esteve, no conjunto, sujeita a regimes alternadamente marinhos e subaéreos, como testemunham os depósitos sobre ela conservados, na maioria azóicos.

Na região litoral entre a Figueira da Foz e a Nazaré, nomeadamente a ocidente de Pombal¹, pode observar-se uma série de depósitos que cobrem a superfície de erosão paleogénica ou miocénica. São constituídos por areia fina, micácea, de cor amarelada, assente sobre um nível conífero por vezes associado a um conglomerado de base (as "Areias de Carnide" ou "Arenito de Carnide", **B. Barbosa**, 1983 e **M. Cachão**, 1989), pertencente ao Pliocénico superior (Placenciano), de fácies marinha-parálica. Sobre põe-se-lhe um conjunto de areias (as "Areias de Roussa") onde **B. Barbosa** (1983) identificou estruturas sedimentares indicadoras de ambiente de praia. Sobre estas areias encontram-se as "Argilas de Barracão" (**B. Barbosa**, 1983), formadas por areias, argilas e lignitos de características continentais, cujo estudo palinológico (**Dinis & Cachão**, 1987) indicou a presença de uma vegetação termófila, que se teria desenvolvido antes do arrefecimento climático do Pliocénico superior (Pretigliano da terminologia do Norte da Europa, Quadro I-I). Estes depósitos são ravinados por um conglomerado grosseiro, vermelho, de origem continental (**M. Cachão**, 1989), correspondente provavelmente ao Prétigliano.

Quadro I-I - Equivalência entre a estratigrafia marinha Mediterrânica e a do Norte da Europa (adaptado de **J. Cabral**, 1995)

| 3 | | | 2 | | 1 | | IDADE (Ma) | |
|-----------------------|--------------------|-----------------------|---------------|------------|----------|---|-------------------------------------|---------------------------|
| Pliocénico | | | Pleistocénico | | | | PERÍODOS | |
| Placenciano | | | Calabriano | | | | Estratigrafia Marinha Mediterrânica | |
| Reuveriano | | Pretigliano | Figliano | Eburoniano | Waaliano | 11 10 9 8 7 6 5 4 3 2 1 | Palinoestratigrafia NW - Europa | |
| Vilafraquano Inferior | Vilafraquano Médio | Vilafraquano Superior | | | | | | Estratigrafia Continental |

A interpretação desta série sedimentar põe em causa o modelo clássico de evolução plio-quadernária que considera após a fase transgressiva responsável pelos depósitos marinhos fossilíferos, a existência de uma regressão testemunhada pela deposição das argilas, lignitos e diatomitos do final do Pliocénico e do início do Quaternário. É provável que as camadas lignitosas estejam associadas apenas a uma evolução da dinâmica sedimentar litoral que determinou um pequeno avanço da linha de costa sobre uma extensa planície costeira e não a

¹- Referimos apenas este exemplo por se localizar próximo da área estudada e na opinião de **J. Cabral** (ob. cit.) ser representativo da evolução do conjunto da plataforma da Orla Ocidental

uma descida significativa do nível do mar; só após a deposição destas terá ocorrido, no Prétiigliano uma regressão glacio-eustática (**J. Cabral**, 1993). Este autor considera para a área a ocidente de Coimbra-Leiria-Pombal, três fases distintas de evolução que se aplicam, com variações determinadas pela tectónica local, à quase generalidade do litoral ocidental:

1ª fase - A ocorrência de uma transgressão marinha no início do Placenciano, testemunhada pelo conglomerado de base e pelo nível fossilífero da base do "Arenito de Carnide", responsável pelo afeiçoamento de uma plataforma de abrasão extensa

2ª fase - Um estacionamento relativo do nível do mar que permitiu o desenvolvimento de uma planície litoral, com locais abrigados por cordões arenosos, que originaram ambientes de deposição litoral, lagunar e salobro (cascalheiras e areias de praia, argilas lignitosas e sedimentos areno-siltosos e micáceos)

3ª fase - Uma regressão posterior, ocorrida durante o período glaciário Pretigliano, em que se registou intensa erosão sub-aérea, testemunhada pelos depósitos grosseiros continentais que preenchem os entalhes das formações pliocénicas.

A Sul do acidente tectónico da Nazaré a sequência evolutiva é semelhante. As deslocamentos de componente vertical provocaram o deslocamento dos núcleos diapíricos, posteriormente à deposição dos sedimentos placencianos. Seguiu-se-lhe uma fase erosiva generalizada, subaérea ou marinha, que arrasou a maioria dos sedimentos pliocénicos nas áreas não deprimidas, preservando apenas os depósitos arenosos de fácies marinha da base da sucessão sedimentar placenciana, como se pode observar na plataforma de Aljubarrota. No primeiro caso (erosão subaérea) terão ficado preservados no planalto só os depósitos marinhos da base da sucessão placenciana. No segundo (erosão marinha) terá ocorrido uma transgressão responsável pela abrasão marinha, a calabriana referida por **G. Zbyszewski** (1949), **Teixeira & Zbyszewski** (1954) e **C. Teixeira** (1979), que erodiu os depósitos das áreas mais elevadas. Assim, os sedimentos azóicos conservados no planalto culminante serão posteriores aos placencianos conservados nas depressões diapíricas e resultantes da transgressão calabriana. Sem a datação dos depósitos arenosos existentes na aplanação culminante, é difícil optar entre o sistema explicativo que admite apenas uma transgressão (placenciana), ou o que considera um retoque marinho posterior, resultante de outra.

CAPÍTULO 2- CARACTERÍSTICAS DO QUADRO FÍSICO DA ÁREA ESTUDADA

1. Principais unidades de relevo

A faixa litoral entre a Nazaré e Peniche engloba, como referimos na Introdução, a área em que se faz, ou fez, sentir a acção dos processos marinhos. Como tal, o presente estudo alarga-se a toda a plataforma litoral na qual se individualizam a depressão de sopé da vertente ocidental da Serra dos Candeeiros, a depressão diapírica das Caldas da Rainha, as várzeas que estabelecem a ligação desta depressão ao mar e as formas fluviais que entalham a plataforma. Referir-nos-emos a cada uma destas unidades, focando os principais aspectos geomorfológicos da sua génese e evolução, assim como as características climáticas da região em que se inserem, para melhor compreendermos a dinâmica actual e a evolução recente dos sistemas litorais, que serão abordados na Parte II.

1.1- A Plataforma Litoral a Ocidente da Serra dos Candeeiros

Entre o topo das arribas e a vertente ocidental da Serra dos Candeeiros estende-se um planalto recortado por um conjunto de colinas com altitudes diversas, aplanadas no topo, quase sempre desprovidas de depósitos e muito dissecadas pela rede hidrográfica (Fig. I-4). Por se encontrar perto do litoral e possuir alguns retalhos de depósitos marinhos é em regra conhecida por plataforma (litoral) de Aljubarrota (P. Birot, 1949; Teixeira & Berthois, 1952; G.S.

Carvalho, 1953; Teixeira & Zbyszewski, 1954; O. Ribeiro, 1968; S. Daveau, 1973, C. Teixeira, 1979; Ferreira et al., 1988, T. Azevedo et al., 1992).

A superfície da plataforma litoral é formada por um conjunto de níveis aplanados a várias altitudes, quase sempre em posição de interflúvio. Encontra-se interrompida, a ocidente, pela depressão diapírica das Caldas da Rainha que a atravessa na direcção NNE-SSW e domina, a oriente, a depressão cársica do sopé da vertente dos Candeeiros, com orientação N-S.





















A parte melhor conservada da superfície culminante situa-se acima dos 200 m em Aljubarrota, Turquel, Benedita e em pequenos retalhos isolados no Facho e na Quinta Nova (Fig. I-4 e I-6 A). A altitude mais baixa, identificam-se outras aplanções que recortam o topo das arribas e inclinam em geral, para ocidente, com destaque para a de 150-200 m que se observa no Bário, Vestiaria, Cela Nova, Pescarias, Bouro, Carvalhal Benfeito, Alvorninha e Cezareda, Figs. I-4 e I-6 B).

Pelas aplanções mais altas pode reconstituir-se a antiga plataforma, modelada em arenitos, margas e calcários, do Jurássico médio e superior e do Cretácico inferior (Fig. I-5). Entre Aljubarrota e Cruz da Légua, a superfície conservada está coberta por um depósito de areias quartzosas, com calhaus rolados de quartzo e quartzito, considerado por **Soares de Carvalho** (1953) de idade Placenciana, semelhante aos que se encontram em Castelo (228 m), Louções (236m), Cabeça Alta (232 m) e Quinta Nova (219 m) e Bouro (162 m) (figs. I-4 e I-6 A e B).

Junto ao litoral, a plataforma apresenta maior variação de altitude. A altura da aplanção do topo das arribas a sul da Lagoa de Óbidos, diminui cerca de 50 m (Fig. I-6-C), relativamente à verificada nas do Bouro (162 m) e Pescarias (177 m). Para além da diferença litológica (arenitos do Cretácico a sul e arenitos e margas do Jurássico a norte), é provável que a superfície mais baixa, a sul, tenha sofrido um deslocamento até à superfície de Ferrel, ao longo de acidentes que embora não sejam visíveis, parecem comandar o traçado rígido da ribeira de Vale Benfeito e parte do vale do rio Real.

A superfície de Aljubarrota encontra-se cerca de 20-30 m abaixo da altitude de Turquel e Benedita (Fig. I-6 A). O desnível não parece dever-se apenas à erosão porque as superfícies de

LEGENDA

| | | | | | |
|--|-------------------------------------|--|---|--|--|
| | | | | | |
| | QUATERNÁRIO | |  | Areias de praia e de duna | |
| | | |  | Aluviões | |
| | | |  | Terraços marinhos | |
| | | |  | Tufos calcários | |
| | | |  | Formações detriticas da Serra dos Candeeiros | |
| | | |  | Brecha da Serra dos Candeeiros | |
| | CENOZÓICO | | | | |
| | PLIOCÉNICO | |  | Areias e cascalheiras | |
| | MIOCÉNICO | |  | Conglomerados | |
| | MESOZÓICO | | | | |
| | CRETÁCICO MÉDIO | |  | Calcários e calcários margosos | |
| | CRETÁCICO INFERIOR | |  | Arenitos feldspáticos e cauliniticos | |
| | JURÁSSICO SUPERIOR | |  | Arenitos e argilas | |
| | JURÁSSICO MÉDIO | |  | Calcários compactos, margosos e oolíticos | |
| | JURÁSSICO INFERIOR | |  | Margas e argilas gipsíferas | |
| | | |  | Calcários dolomíticos | |
| | | |  | Rochas eruptivas | |
| | | |  | Brecha vulcânica | |
| | COBERTURA DA PLATAFORMA CONTINENTAL | |  | Fundo de areia | |
| | | |  | Fundo de lodo | |
| | | |  | Fundo de rocha | |
| | | |  | Falha e falha provável | |

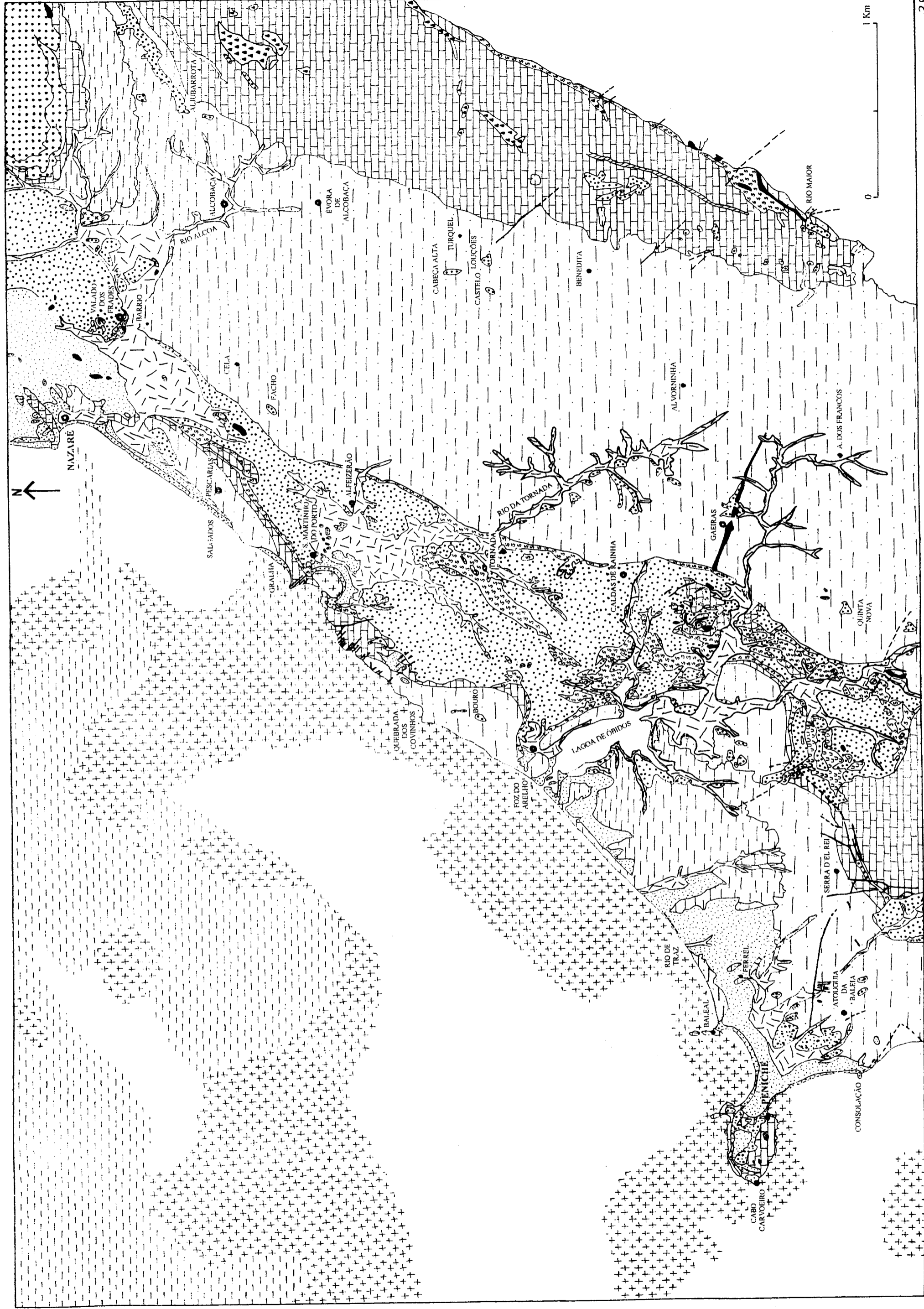
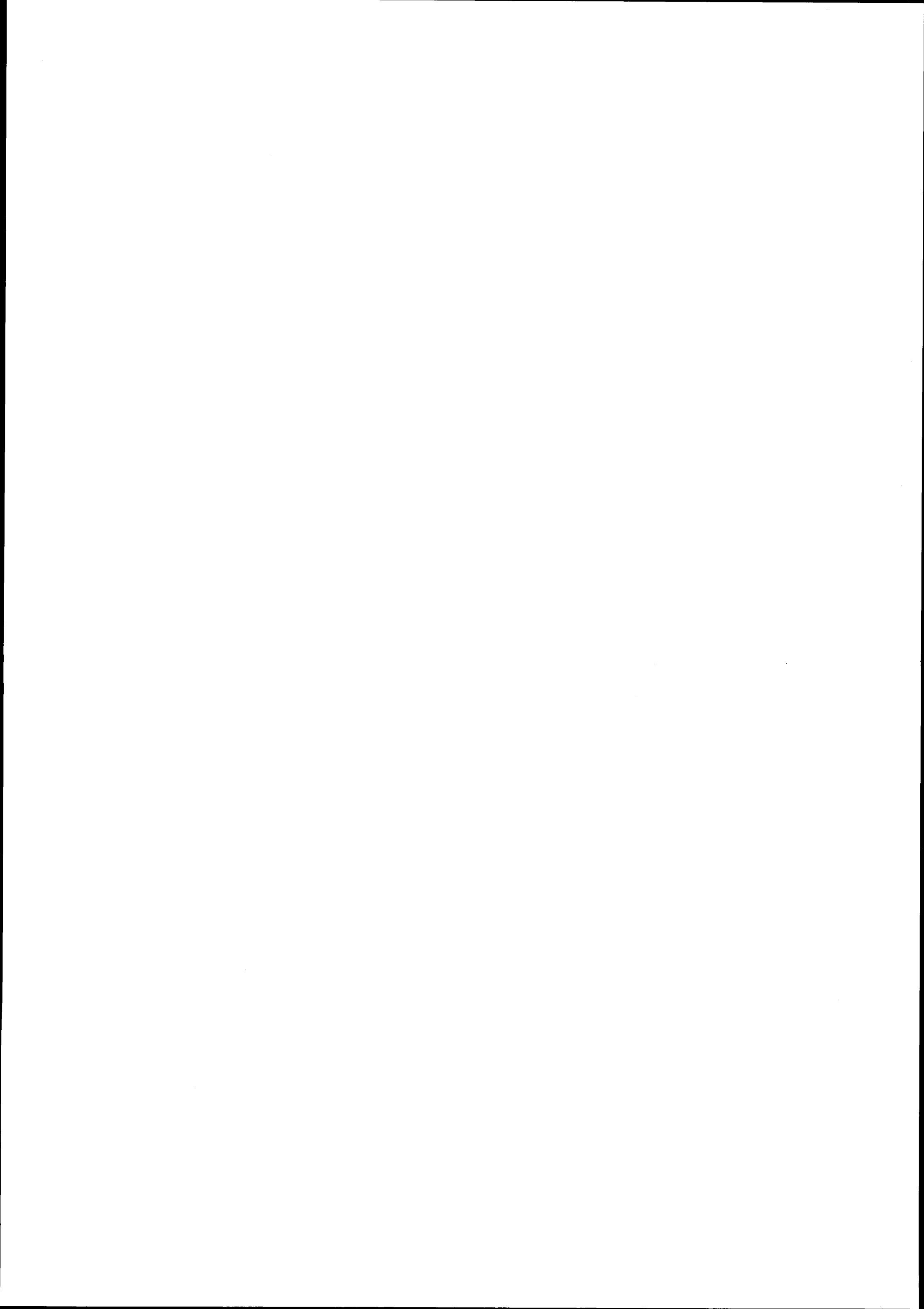


Figura I-5 - Esboço litológico da faixa litoral entre a Nazaré e Peniche e da cobertura sedimentar da plataforma continental (adaptado das cartas Geológicas de Portugal esc. 1: 50 000, folhas 26 B, C, D e 27 A e da Carta da Nazaré ao Cabo Carvoeiro, esc. 1: 75 000, 1994)



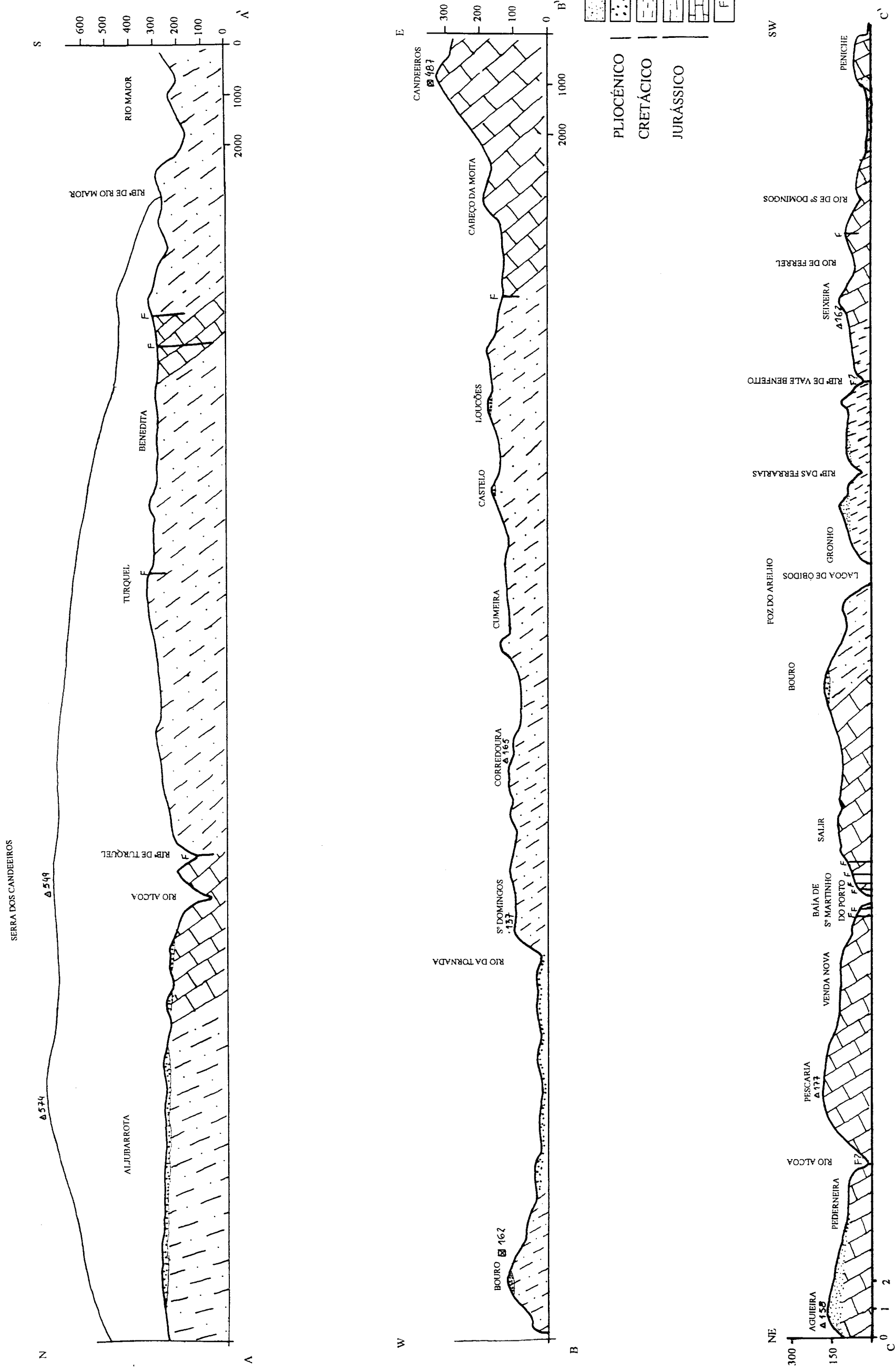
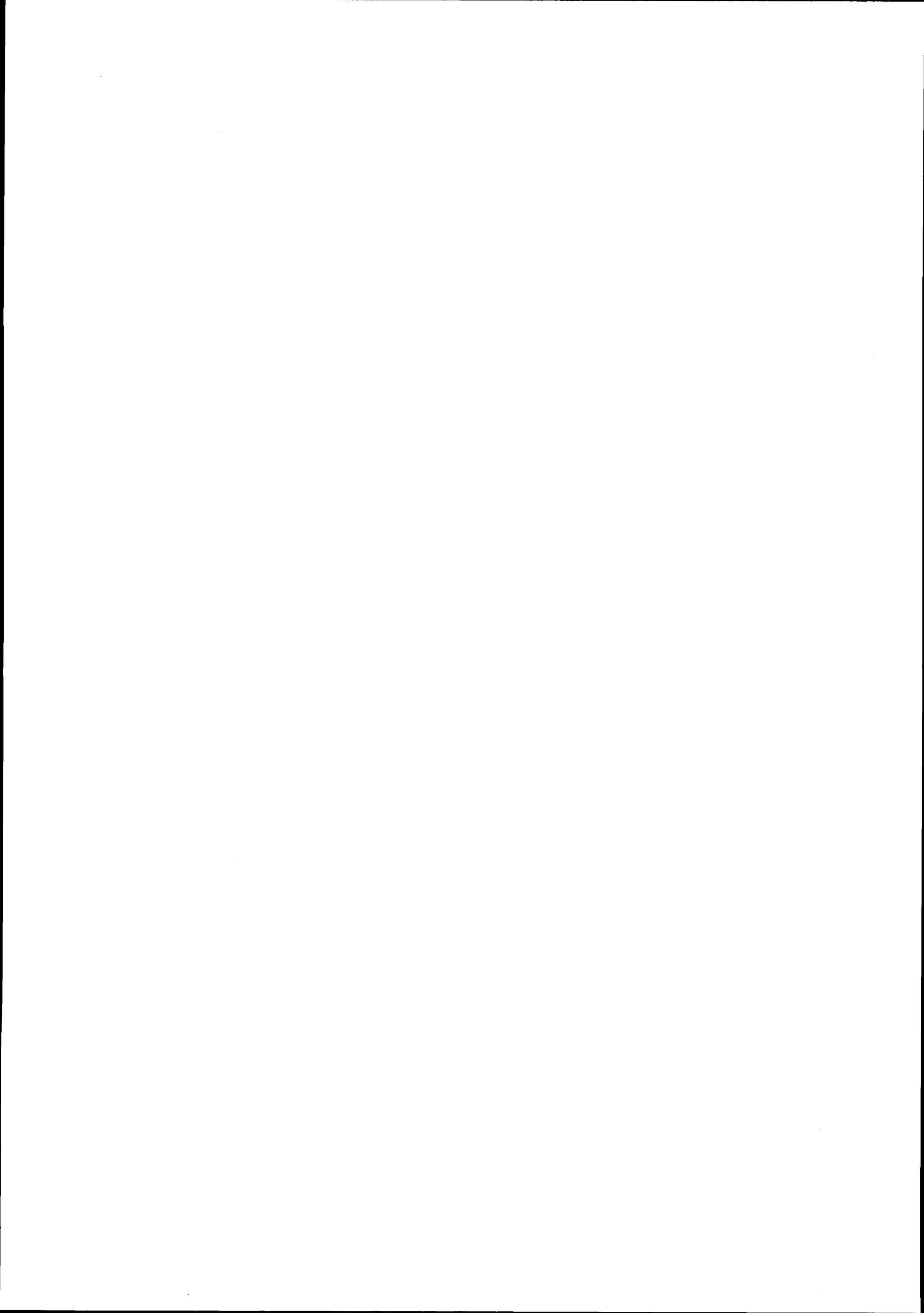


Figura I-6 - Perfis topográficos (projectados) da plataforma litoral. A- Plataforma de Aljubarrota-Benedita
 B- Serra dos Candeeiros-Bouro C- Arribas entre a Nazaré e Peniche (elaborado a partir das Cartas Militares de Portugal, esc. 1: 25 000)



Turquel e Benedita, onde não existem depósitos de cobertura, se encontram a altitude superior à base dos depósitos de Aljubarrota, mas provavelmente, a um deslocamento tectónico. Embora não se tenham observado, o alinhamento rígido da ribeira da Fonte Santa, e do rio Alcoa (fig. I-4) que depois de um traçado paralelo ao rebordo da plataforma, a atravessam, sugere a presença de acidentes, que poderão estar relacionados com o deslocamento das duas superfícies.

Prolongando para leste a superfície de Aljubarrota, esta parece ligar-se à vertente ocidental da Serra dos Candeeiros, onde existem, à altitude de 280-300 m, depósitos azóicos constituídos por areias de grão médio a grosseiro, areão e calhaus rolados de quartzo e quartzito ((**P. Birot**, 1949; **Teixeira & Berthois**, 1952; **G.S.Carvalho**, 1953; **Teixeira & Zbyszewski**, 1954; **O. Ribeiro**, 1968; **S. Daveau**, 1973, **C. Teixeira**, 1979; **Ferreira et al.**, 1988, **T. Azevedo et al.**, 1992 ; **Cabral**, 1993) que assentam sobre uma superfície de erosão calcária. Sobrepostos a estes sedimentos marinhos encontra-se uma brecha calcária consolidada que encobre o rebordo interior dos depósitos litorais, designada nas Cartas Geológicas¹ por " Brecha da Serra dos Candeeiros". A brecha foi considerada de origem tectónica por **Teixeira & Berthois** (1952), no entanto, **P. Birot** (1949) e **Zbyszewski & Almeida** (1960) consideram a existência de dois tipos de brecha, uma de origem sedimentar e outra tectónica. **S. Daveau** (1973) indica-as como pós-tectónicas e resultantes de depósitos coluviais (devido ao esboço de calibração apresentado pelos detritos), embora a fragmentação dos detritos constituintes possa estar associada à movimentação tectónica. **S. Daveau** (1973) cita, ainda, depósitos descobertos por **O. Ribeiro**, formados por areias heterométricas angulosas e "drageias" de quartzo bem rolado na vertente dos Candeeiros a cerca de 350 m de altitude, nível que considerou como o possível vestígio marinho mais elevado.

A localização destes depósitos marinhos coloca problemas complexos que passam pelas relações entre a plataforma litoral, as depressões cársica e diapírica adjacentes e a vertente ocidental dos Candeeiros. O principal consiste em saber qual a relação entre os depósitos fossilíferos, atribuídos ao Placenciano-Astiano por **P. Choffat** (1881-1883),

¹- Folhas 26-B Alcobaça (1961), 26-D Caldas da Rainha (1959) e 27-A Vila Nova de Ourém (1970)

Dollfus & Cotter (1909) e **G. Zbyszewski** (1948, 1949), existentes no interior da depressão diapírica, cobertos por depósitos continentais também pliocénicos e os registados na plataforma de Aljubarrota e na vertente dos Candeeiros. Embora a maioria dos autores refira que a plataforma de Aljubarrota termina de encontro a uma escarpa de falha correspondente à vertente dos Candeeiros (**P. Birot**, 1949; **Teixeira & Berthois**, 1952; **Teixeira & Zbyszewski**, 1954) de que terá resultado a formação da brecha, **J. Cabral** (1993, p.134) num minucioso trabalho de campo, não encontrou vestígios do acidente que teria originado a escarpa e considera que a vertente dos Candeeiros ... "corresponde a uma arriba fóssil, resultante, provavelmente, de uma vertente pré-existente (poligénica?) desenvolvida no flanco ocidental de um extenso dobramento anticlinal de orientação submeridiana". Admite, no entanto, a hipótese de ter havido uma componente tectónica na origem da arriba "... correspondente em parte a uma escarpa de falha, mas que sofreu um recuo erosivo correlativo da instalação do paleolitoral testemunhado pelos depósitos marinhos localizados na vertente a cerca de 300 m de cota". **S. Daveau** (1973) observou num dos cones rochosos situado a cerca de 300 m de altitude, a jusante de uma ravina que desce a vertente, uma brecha que terminava bruscamente contra a parede calcária da vertente. Este facto levou a autora a admitir a hipótese de se tratar de uma escarpa de falha, posterior à formação do cone, ou de um ressalto erosivo correspondente a um rebordo de dolina. Pelo exposto, a vertente ocidental da Serra dos Candeeiros funcionou como arriba no máximo da transgressão pliocénica tendo, antes ou depois desta, sido afectada por deslocamentos tectónicos.

A regularidade apresentada pela superfície onde não existem depósitos conservados, o facto do declive geral ser relativamente uniforme, da altitude diminuir para o litoral e a presença, em certos locais, de depósitos compostos por areias quartzosas com calhaus rolados de quartzo e quartzito com características marinhas, permitem atribuir à plataforma uma génese por abrasão marinha, ocorrida durante a transgressão placenciana, tal como tinha sido indicado por **Soares de Carvalho** (1953). Esta transgressão foi responsável pelo arrasamento da superfície de que resultou a plataforma e pela sedimentação dos depósitos marinhos referidos, em parte desmantelados pela regressão glacio-eustática que se seguiu (Prétiigliano) e testemunhada pelos depósitos continentais (diatomitos e lignitos) que se encontram no interior

da depressão diapírica. A superfície exumada dos seus depósitos foi, provavelmente, retocada por um episódio transgressivo posterior, mas contemporâneo do período interglaciário Tigliano. Ou seja, considerando a nomenclatura da estratigrafia marinha mediterrânica, ainda finiplacenciana e ante-calabriana (Quadro I-1).

A partir da superfície culminante que se encontra a mais de 200 m de altitude, identificaram-se vários níveis de erosão desprovidos de depósitos, embutidos e escalonados a diferentes altitudes (Fig. I-4), formando rechãs e pequenos interflúvios. É provável que correspondam a superfícies de erosão, continental ou marinha, resultantes dos deslocamentos tectónicos locais, que desencadearam retomadas de erosão sucessivas.

A erosão resultante do encaixe da rede hidrográfica e das deformações tectónicas que ao longo do Quaternário afectaram os depósitos pliocénicos marinhos, conferiu ao relevo da plataforma litoral um aspecto jovem, complexo e movimentado, com vales profundos dominados por colinas muito dissecadas.

1.2 - A depressão do sopé da vertente ocidental dos Candeeiros

Em contraste com o forte declive da vertente ocidental da Serra dos Candeeiros, estende-se, no seu sopé, uma depressão alongada, de fundo plano, cuja altitude ronda os 150-180 m. Encontra-se modelada nos calcários do Jurássico médio e superior, que na generalidade inclinam cerca de 30-40° para ocidente. Inicia-se na Ataija de Cima, continua ao

longo da ribeira de Turquel e termina junto à Benedita (Figs. I-4 e I-5 B), por uma pequena superfície aplanada com mais de 190 m de altitude, que estabelece a divisão da drenagem entre o litoral e a bacia de Rio Maior.

O fundo da depressão é entalhado longitudinalmente pela ribeira de Turquel e pelo rio Alcoa. A escorriência é muito reduzida ou nula, mas os vales destas ribeiras apresentam um traçado em meandros apertados, escavados na mesma direcção mas em sentidos opostos. O desenvolvimento destes vales indica a existência de um regime hidrológico diferente do existente actualmente.

Parte do fundo da depressão está coberto por clastos angulosos de calcário, que formam uma "grèze". Estes depósitos de gelifractos são, em alguns locais, extensos e comprovam a existência de um clima muito frio, que se manifestou num episódio curto do Würm, nas áreas próximas do litoral. Ao longo da EN 1, junto à povoação de Moleanos, pode observar-se, numa trincheira, um depósito deste tipo. É mais recente do que os depósitos da plataforma, fossiliza a superfície cársica, apresenta estratificação entrecruzada e um esboço de imbricação que aponta para uma deposição associada à presença da água.

A ocidente e nas extremidades, a depressão é limitada por um rebordo de erosão com 10-20 m de altura, orientado NNE-SSW e modelado em arenitos e calcários margosos do Jurássico superior. Este rebordo funciona como um interflúvio e estabelece a passagem à superfície conservada das plataformas de Aljubarrota e da Benedita. A continuidade do rebordo é interrompida próximo de Chiqueda de Cima e do Carrascal, pelos vales encaixados dos rios da Fonte Santa (nome dado neste local à ribeira de Turquel) e Alcoa que o atravessam na perpendicular, depois dos vales terem mudado bruscamente da orientação SSW-NNE para a de WNW. O traçado parece seguir um alinhamento orientado por fracturas paralelas que se prolongam para NNW ao longo do vale do rio Alcoa, até à várzea da Nazaré (Fig. I-4 e I-5).

A ligação da vertente dos Candeeiros à depressão cársica nem sempre é simples, pois a jusante das principais ravinas que entalham a vertente, observam-se, a partir dos 200-350 m de altitude, alguns cones rochosos, cobertos por uma brecha grosseira e endurecida a que se sobrepõe, por vezes, um conglomerado de blocos calcários, envolvidos por uma matriz arenosa pouco consolidada (S. Daveau, 1973). A posição e a forma destes cones é difícil de

compreender porque, em alguns casos, apresentam-se suspensos na vertente, mas noutros, atingem o fundo da depressão, onde terminam bruscamente, como se tivessem sido truncados pelo alargamento desta, podendo, por isso, pensar-se que sejam anteriores à última fase deste alargamento.

A génese da depressão cársica não é ainda suficientemente conhecida.

1.3 - A depressão diapírica das Caldas da Rainha

A faixa litoral da Estremadura ao norte de St^a Cruz, é afectada por um sistema de estruturas diapíricas perfurantes, com contorno irregular, disposto segundo uma direcção geral NNE-SSW, que forma depressões limitadas por flancos geralmente abruptos. Estende-se desde o Vimeiro, Bolhos, Óbidos, Caldas da Rainha, Alcobaça e Leiria, onde inflecte para uma direcção submeridiana que se prolonga pela Beira Litoral, passando por Monte Real e Monte Redondo (Fig. I-2).

A actividade diapírica deve-se à presença de um complexo salífero, composto por margas gipsíferas e salgema, de idade infraliásica, com um comportamento plástico, situadas sob espessa cobertura de calcários. Este complexo, devido à menor densidade e à forte pressão ascendeu à superfície ao longo dos acidentes tectónicos do soco varisco, tal como mostraram **P. Choffat** (1881-1883) e **G. Zbyszewski** (1959). A génese destas formas levou o primeiro autor a designá-las como "Vales Tifónicos".

O diapiro que se estende da Nazaré à Serra d'El-Rei e Bolhos, numa faixa com mais de 30 km de comprimento e uma largura de 2 a 8 km, é de todas a mais extensa (Figs. I-4 e I-5). Devido às características geológicas e estruturais que apresenta é conhecida pelos geólogos como "Diapiro das Caldas da Rainha" e constitui o aspecto mais original do relevo da

Estremadura. Do ponto de vista geomorfológico é uma depressão, razão porque a referimos genericamente como "depressão diapírica das Caldas da Rainha".

A depressão das Caldas da Rainha apresenta uma orientação geral NNE-SSW e coincide com o núcleo de uma extensa estrutura diapírica perfurante, formada por margas hetangianas (designadas por Margas de Dagorda), com gesso e salgema, de comportamento muito plástico que ascenderam e "esguicharam" ao longo das fracturas existente no Fosso Lusitaniano. A evolução posterior, relacionada com movimentos tectónicos e oscilações do nível do mar, deu lugar à formação de uma depressão alongada e de fundo aplanado, com 30-40 m de altitude média, limitada por rebordos abruptos e acidentada por vários relevos isolados, correspondentes a afloramentos de rochas eruptivas que atravessam o diapiro (doleritos, teschenitos, gabros e brechas) e por calcários dolomíticos do complexo hetangiano (Fig. I-4 e I-5).

P. Choffat (1914) considerou que os vales se tinham formado em "anticlinais especiais" a partir de uma ruptura da estrutura primitiva, por onde as formações inferiores "liásicas", teriam ascendido e provocado o afastamento dos flancos.

G. Zbyszewski (1959) interpretou a forma do "vale" como o resultado do desmantelamento de uma estrutura anticlinal suprajacente, pois os flancos que o bordejam apresentam um desnível que com frequência ultrapassa os 100 m e as camadas rochosas inclinam para o exterior da depressão, embora com pendores variáveis.

O mesmo autor considerou que ainda os primeiros movimentos de surreição da área tifónica e da Serra d'El-Rei se iniciaram no Lusitaniano médio, acompanhados e seguidos da instalação das rochas eruptivas e dolomíticas, tendo-se continuado uma sedimentação detrítica ao longo do Cretácico. Uma fase erosiva desencadeada pela regressão Sarmato-Pontiana determinou o nivelamento geral da superfície adjacente e escavou o vale, por erosão diferencial das formações mais brandas (margas hetangianas). A transgressão pliocénica que se seguiu inundou os locais mais baixos, formando uma série de rias, testemunhadas por depósitos fossilíferos disseminados um pouco por toda a área. Seguiu-se uma fase regressiva de que resultou novamente a erosão dos depósitos pliocénicos mais brandos, existentes no interior da depressão e uma sedimentação continental e lagunar que deu lugar à deposição dos diatomitos e

lignites nas zonas mais baixas do "vale". A deformação tectónica da área continuou depois do Pliocénico, afectando muitos dos depósitos que se encontram deformados. A transgressão calabriana originou nova fase de sedimentação clástica de que restam apenas testemunhos duvidosos, porque as fases regressivas que se seguiram a desmantelaram. Posteriormente, a transgressão flandriana inundou os sectores baixos do litoral, dando lugar às rias ou estuários lagunares da Pederneira, Alfeizerão, Óbidos e Atouguia da Baleia que progressivamente se foram colmatando.

A. Ribeiro (1984) sugere um outro modelo de evolução plio-quadernária. Considera que a sucessão sedimentar pliocénica encontrada no "vale tifónico" é semelhante à observada em outras áreas da plataforma litoral a várias altitudes e representa o testemunho de uma vasta cobertura sedimentar, assente sobre a plataforma de abrasão marinha pliocénica. A posição deprimida em que se encontram os sedimentos pliocénicos no interior do "vale" resulta de deformações tectónicas posteriores aos depósitos (pós-pliocénicas) e não à colmatção de um paleo-relevo, como considerou **G. Zbyszewski** (1959). Se assim fosse, como refere **J. Cabral** (1993), a regressão sarmato-pontiana que escavou o paleovale, teria desenvolvido nos planaltos envolventes uma paleodrenagem com o conseqüente escavamento de talwegues que teriam, também, sido preenchidos pelo mesmo tipo de sedimentos existente no interior do "vale tifónico". Como só foram encontrados vestígios desses sedimentos em posição de interflúvio, nos locais onde a plataforma se encontra conservada, **A. Ribeiro** (1984) considera que o "vale tifónico" não corresponde a uma paleodepressão colmatada por sedimentos pliocénicos e exumada posteriormente, como tinha sido interpretada, mas a uma bacia tectónica limitada por falhas inversas, que se desenvolveu depois da sedimentação dos depósitos marinhos placencianos e continentais. Estes ficaram preservados da erosão no interior do "vale", enquanto foram erodidos, nas áreas envolventes, mais elevadas, relativamente ao núcleo diapírico.

O facto de as areias marinhas placencianas, presentes no interior da depressão tectónica diapírica não apresentarem maior espessura do que as da plataforma litoral, é um forte argumento a favor do deslocamento tectónico posterior à sedimentação pliocénica, confirmada

também, de acordo com **J. Cabral, 1993**), pela ausência de depósitos pliocénicos grosseiros, marginais.

A depressão diapírica corresponde, assim, a um fosso resultante de movimentos tectónicos, ocorridos durante, ou após, a sedimentação dos depósitos continentais de diatomitos e lignitos de idade placenciana que se encontram sobre os depósitos pliocénicos e se terão estendido às áreas aplanadas vizinhas. O facto de as areias marinhas que cobriram a vasta área envolvente se encontrarem conservadas em pequenos retalhos na plataforma de Aljubarrota e na vertente ocidental da Serra dos Candeeiros (que funcionava como arriba), sugere que a plataforma litoral tenha sofrido uma fase de erosão, subaérea ou marinha, posterior ao deslocamento vertical do diapiro e responsável pelo desmantelamento dos depósitos. Assim, a plataforma de Aljubarrota poderá ter resultado de uma superfície de erosão subaérea, modelada a partir do nível de enchimento pliocénico, rebaixado algumas dezenas de metros e donde resultou em alguns locais, a exumação da plataforma de abrasão marinha correlativa da transgressão placenciana. Assim, os retalhos de areias marinhas encontradas na vertente ocidental dos Candeeiros a 250-300 m, testemunham a linha de costa correlativa da transgressão placenciana. **J. Cabral (1993)** considera que nos últimos 3 a 2,5 Ma, tenha havido um deslocamento tectónico da ordem dos 175 m, correspondente ao desnível entre a base dos depósitos pliocénicos na plataforma litoral e no interior da depressão diapírica. O mesmo autor (ob.cit) com base nos elementos bibliográficos e nas observações de campo que realizou, admite como mais provável a hipótese de os depósitos marinhos azóicos, conservados na plataforma de Aljubarrota, serem placencianos e assentarem sobre uma superfície de abrasão da mesma idade, mas exumada da quase totalidade de uma cobertura pliocénica mais espessa. Assim, as areias marinhas azóicas encontradas na vertente ocidental dos Candeeiros serão contemporâneas e definem a linha de costa correlativa da transgressão placenciana.

O facto da depressão se ter formado após a deposição dos sedimentos pliocénicos, poderá justificar, em parte a inadaptação da rede de drenagem à estrutura, como referiremos em 2.2.

1.4 - As várzeas litorais

O litoral entre a Nazaré e Peniche caracteriza-se por apresentar uma costa talhada em arribas altas, interrompidas por passagens estreitas (Fig. I-4). Durante a transgressão flandriana o mar penetrou nessas passagens estreitas, anteriormente escavadas, inundou os sectores mais baixos, e transformou-os em estuários lagunares. As aluviões flúvio-marinhas que a pouco a pouco, as colmataram deram lugar a várzeas que hoje existem. Estas várzeas de fundo aplanado apresentam, actualmente, altitudes entre 1 e 10 m e declive muito fraco que contrasta, em geral, com a altitude e forte declive das áreas envolventes.

1.4.1- A várzea da Nazaré

Designamos por "várzea da Nazaré" a superfície baixa e plana, de desenho muito recortado, que margina a costa da Nazaré a S. Gião e, a montante da Ponte das Barcas, continua até às imediações de Famalicão, passa pelo estreito de Valado de Frades e termina a oriente junto às povoações de Fervença, Maiorga e Casalinho (Figs. I-4 e I-7).

A várzea corresponde a uma superfície plana, com altitude inferior a 10 m, preenchida por aluviões e limitada por vertentes geralmente altas e declivosas. É atravessada pela secção inferior dos rios Alcoa e da Areia, cuja bacia hidrográfica se estende por uma área de cerca de 370 km². Como o declive do fundo é muito pequeno (cerca de 0,09%, no seu conjunto), o escoamento das águas no período chuvoso é deficiente. Por esta razão, grande parte dos terrenos era, até há cerca de 50 anos, ocupada por pântanos e paúis. Para acabar com a insalubridade do local e aumentar a superfície agrícola foi, então, realizado um conjunto de obras de drenagem e irrigação de que resultou a abertura de uma rede de novos canais e o aprofundamento dos já

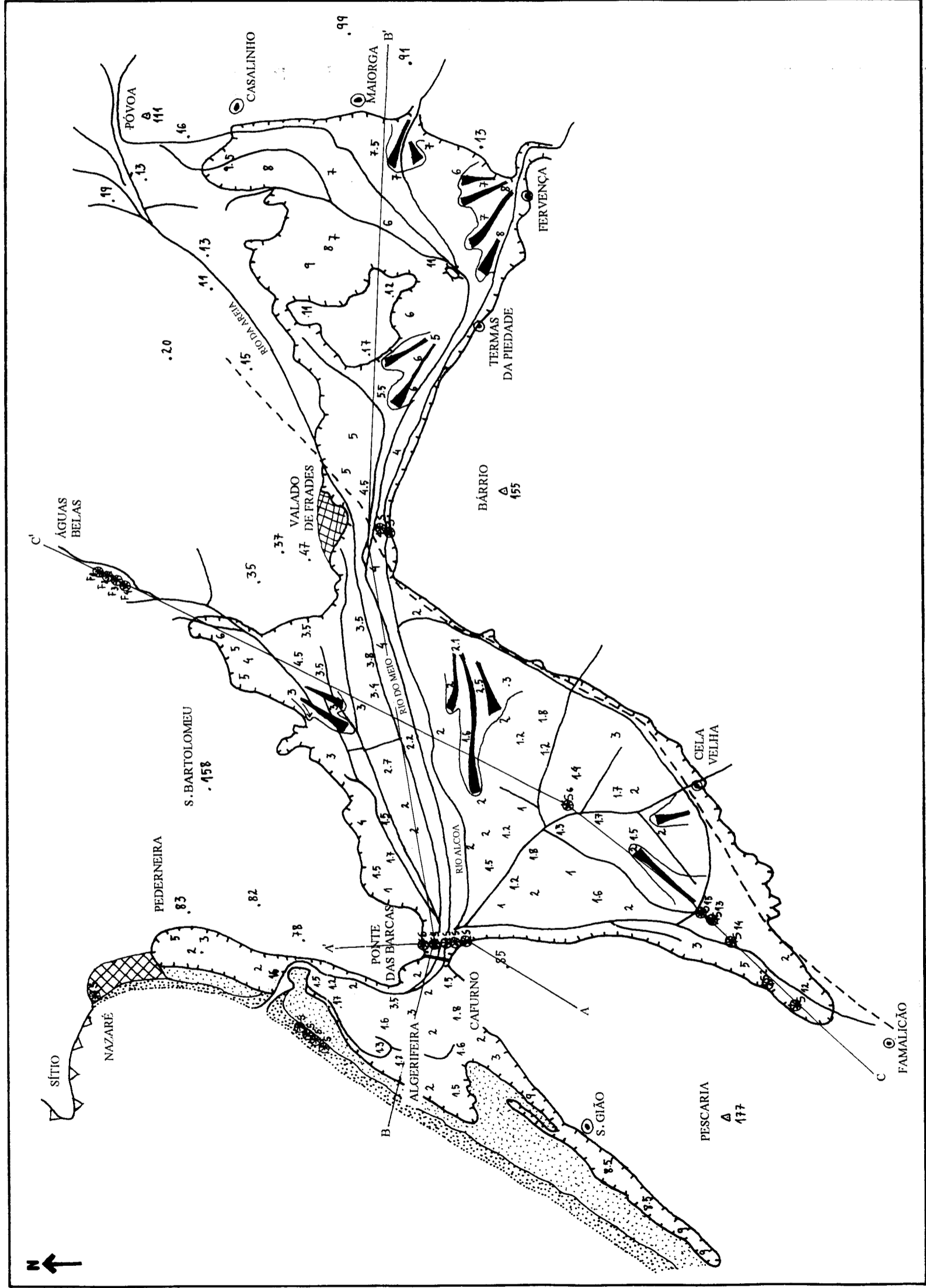
existentes, assim como a construção de portas de maré. Apesar destas obras e da recente construção do porto e do desvio da foz do rio Alcoa para o Sul, ainda se verifica, no Verão, o alagamento de alguns terrenos de cultura, pois os bancos de areia acumulados pela rebentação na foz do rio, comprometem a descarga e fazem-no transbordar a montante.

O conjunto da várzea é formado por três sectores; o litoral, o da Cela-Valado de Frades e o da Maiorga, que comunicam entre si por estrangulamentos devidos à presença de rochas mais duras (afloramentos de calcários dolomíticos junto a Valado de Frades), a uma garganta (Ponte das Barcas) ou à proximidade dos flancos da depressão diapírica (Fig. I-8, perfil B-B').

O sector litoral, a jusante da Ponte das Barcas e adjacente ao mar, é o único que fica fora da depressão diapírica das Caldas da Rainha, embora se situe paralelamente a ela. Os outros, ocupam o interior da depressão e são limitados, a nascente e a poente pelas vertentes dos flancos do diapiro (Fig. I-5).

A norte (com excepção do promontório do Sítio), os limites da várzea são indefinidos e apenas pequenas rupturas de declive estabelecem a passagem das aluviões aos depósitos pliocénicos, às dunas ou às "Margas de Dagorda", que se prolongam por uma área vasta. O limite do diapiro, fossilizado pelas dunas, deixa de ser visível. Mas o conjunto de cimos que passa por Areal (128 m), Agueira (158 m) e Poços (131 m), onde pontualmente afloram arenitos do Cretácico, forma um pequeno rebordo, coberto por dunas, que parece limitar a depressão diapírica para NE da Pederneira. Esta linha de cimos é marginada a oriente por uma superfície mais baixa, com continuidade para NE e onde se observam à superfície "Margas de Dagorda" e calcários dolomíticos. Sondagens realizadas junto à ribeira de Águas Belas (F1 a F4), indicam a presença do complexo hetangiano a 30 m de profundidade e a continuação do diapiro para norte (Fig. I-8, perfil A-A'), embora sem expressão geomorfológica.

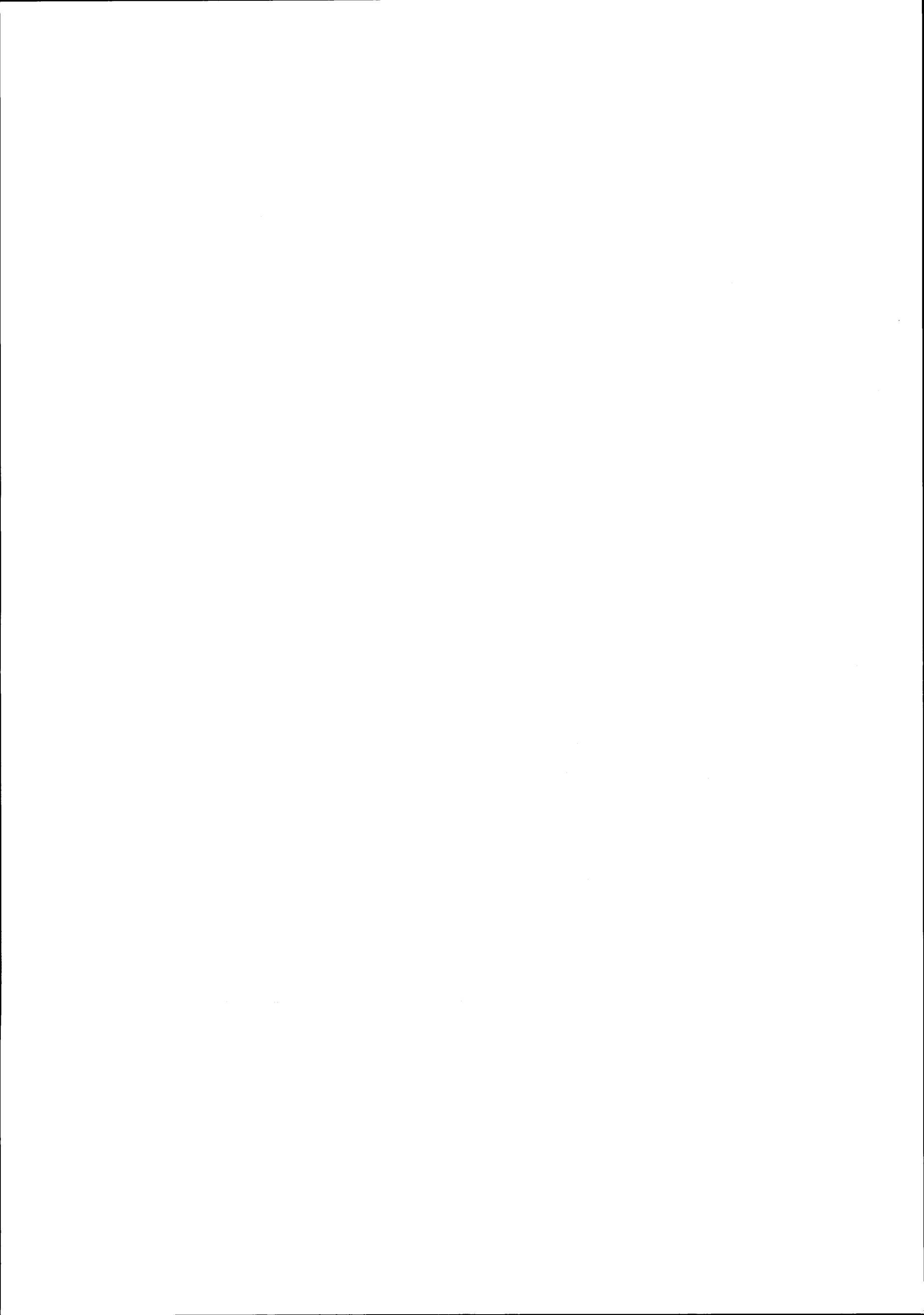
Na extremidade oriental da várzea da Nazaré o limite é feito por um conjunto de vertentes com orientação N-S, situadas entre a Fervença, Maiorga e Póvoa (110-140 m), com declives da ordem de 10-12%, talhadas em arenitos e argilas do Jurássico superior e do Cretácico, atravessados pela chaminé vulcânica do Casalinho, junto à povoação do mesmo nome.



- Litoral de arriba
- Praia
- Cordão dunar
- Limite da várzea
- Linha de água
- Antigos deltas
- Ponto cotado
- Vértice geodésico
- Sondagem
- Localidade
- Perfil
- Caminho de ferro

0 1Km

Figura I-7 - Esboço hipsométrico da várzea da Nazaré em 1974-1976, localização dos perfis e das sondagens representados na Fig. I-8 (Elaborado a partir dos Levantamentos Topográficos e Cadastrais do concelho da Nazaré)



As vertentes que limitam a várzea a sul e a oriente são muito declivosas e a partir delas se organizam pequenas linhas de água de regime torrencial que as ravinam profundamente e fornecem à várzea grande quantidade de aluviões.

O sector litoral

Designamos por "sector litoral" a superfície aplanada, coberta de aluviões e muito baixa (1-2 m na Algerifeira e Cafurno, 7-9 m em S. Gião), que se estende da Nazaré ao Cafurno e S. Gião (Fig. I-7). É limitado, a nascente, pelas vertentes da Pescaria e Pederneira, interrompidas na Ponte da Barca por uma garganta de fundo plano e com cerca de 200 m de largura, atravessada pelos rios Alcoa e da Areia. Este sector é o de menor dimensão e o único que se situa fora da depressão diapírica. Tem a mesma orientação e uma forma que seria semelhante ao contíguo (Cela-Valado de Frades). Está isolado do mar por cordões litorais modelados em dunas e é atravessado pela desembocadura do rio Alcoa. Antes da construção do porto de abrigo em 1980 (Figs. I-7), depois de atravessar o estrangulamento da Ponte das Barcas com direcção E-W, este rio inflectia para o Norte acompanhando parte da vertente da Pederneira onde, estabilizado por diques, retomava a direcção anterior. Esta inflexão da foz dos rios para o Norte é comum aos sectores litorais abrigados deste quadrante, onde o sentido da deriva implica um crescimento de cordões do Sul para o Norte. Este sector litoral terá resultado do assoreamento de uma pequena laguna, formada ao abrigo do cordão litoral interior, enraizado a sul, nas arribas dos Salgados e alimentado por uma corrente de deriva com sentido S-N. Nas imediações do Cafurno este cordão termina por uma barbeta encurvada no sentido do continente e delimita, para sul (S. Gião), uma zona da várzea mais estreita e 6-7 m mais alta do que a existente a norte (Algerifeira e Nazaré) (Fig. I-7). A passagem de uma área à outra não é gradual; faz-se por um pequeno degrau com 2-3 m de altura o que nos leva a pensar que a zona de S. Gião terá emergido antes da superfície do Cafurno, ao abrigo deste cordão interior, alimentado lateralmente pelos materiais provenientes da vertente costeira e das dunas.

Os levantamentos topográficos parciais, realizados em 1928 pelos Serviços Hidráulicos, para servir de base às obras de hidráulica iniciadas em 1939 (Fig. I-9)¹, permitiram avaliar a evolução do alvéolo nos últimos 50 anos. Entre os "Medos" (designação dada localmente às dunas) e o Cafurno, a área da Algerifeira², muito baixa (altitude inferior a 1 m), era mal drenada e ocupada em grande parte por salinas e pântanos. O declive, quase nulo, dificultava o escoamento e, no Inverno, o rio Alcoa com o leito assoreado e mais elevado do que a superfície geral, facilmente rompia as margens, como indicam as pequenas barras arenosas e depressões paralelas ao leito principal, representadas na planta (Fig. I-9). Para facilitar o escoamento e evitar as frequentes migrações do canal, as margens do rio tinham sido, nos finais do século passado, estabilizadas por diques artificiais um pouco mais elevados do que a superfície, mas sem grandes resultados práticos. Os levantamentos de campo realizados entre 1974-76 pelo Serviços do Cadastro, depois de executadas as obras de saneamento, representam em toda a superfície deste sector litoral, um aumento geral da altitude (cerca de 1 m em média), caso as cotas dos dois levantamentos sejam referidas ao mesmo zero hidrográfico (do que não há certeza pois o de 1928, não apresenta qualquer referência). O aumento geral da altitude terá resultado, em grande parte, da acumulação dos sedimentos provenientes do aprofundamento das valas existentes e da abertura de outras. Com os trabalhos realizados, parte do paúl da Algerifeira foi drenado e recuperado para culturas e pastagem e as salinas desapareceram por abandono da actividade.

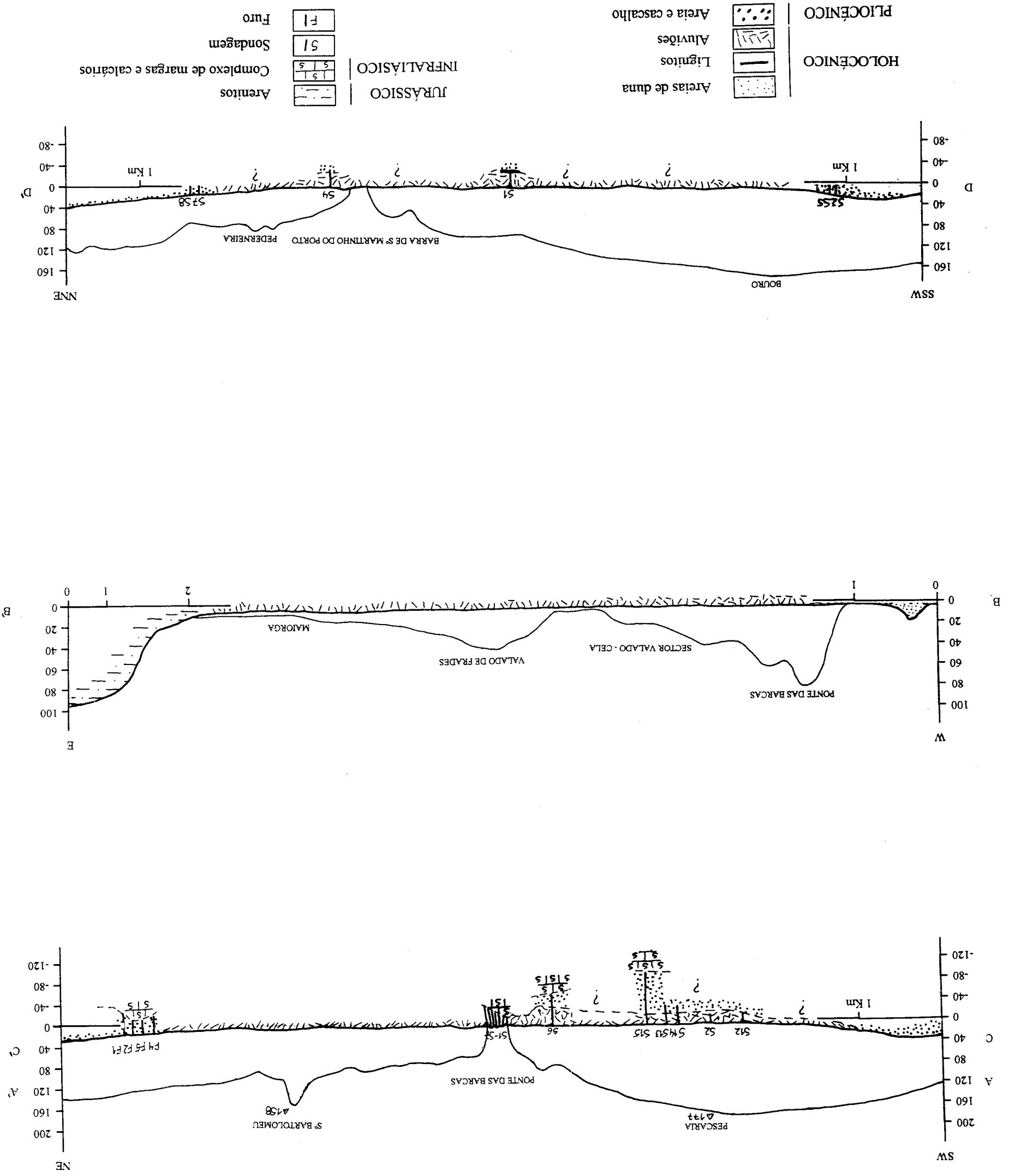
As sondagens realizadas na extremidade norte da praia e junto ao porto (localizadas nas Fig. I-7, *S)³, encontraram o substrato rochoso a cerca de 20-27 m e a 6-7 m, respectivamente. Este número de sondagens é manifestamente insuficiente, para poder avaliar qual a profundidade a que se encontra o substrato e se existem, ou não, deformações locais.

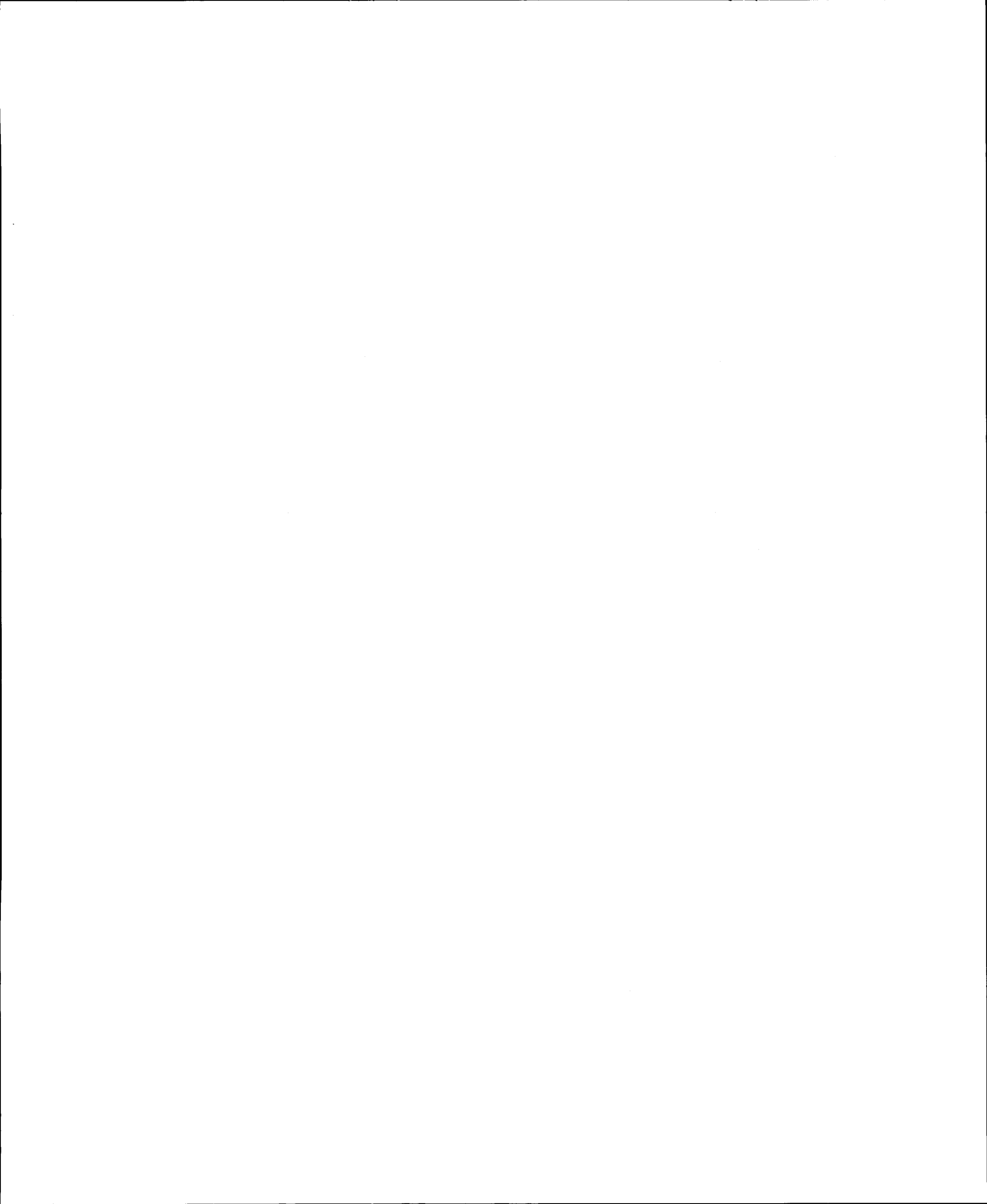
¹ - Não foram levantadas as áreas do Caxim e de S. Gião-Salgados, por não ser necessário efectuar obras de drenagem.

² - O termo Algerife, Aljarife ou Alzerife significa, segundo **Baldaque da Silva**, (1889, p.296), "uma rede de arrastar como a usada ainda hoje no rio Minho"; o topónimo está relacionado com a actividade da pesca aí praticada.

³ - Realizadas pelas Empresas Construções Técnicas e Teixeira Duarte, para prospeção geotécnica de um terreno situado a norte da praia da Nazaré (1961), junto ao restaurante S. Miguel e nas instalações do porto de abrigo (1985), cujos relatórios se encontram arquivados nos Serviços Geológicos de Portugal, a quem agradecemos a possibilidade de consulta.

Figura I-8 - Perfis da várzea da Nazaré (localização dos perfis e das sondagens na Fig. I-7)





A largura da abertura ou estrangulamento da Ponte das Barcas (cerca de 250 m) não parece em relação com os pequenos cursos de água que a atravessam actualmente. Foi escavada por erosão fluvial durante os períodos regressivos, quando o nível do mar esteve mais baixo, e colmatada por sedimentos flúvio-marinhos nos transgressivos. É provável que a localização desta abertura, esteja relacionada com presença de um acidente de direcção ENE-WSW, que terá deslocado o sector da Pederneira, hipótese já apresentada por **C. Freire de Andrade** em 1937 (p.54) "Na Foz da Barca, apesar de se não poder descobrir qualquer fractura no ramo ocidental do anticlinal, pelo facto das aluviões encobrirem o leito rochoso do rio, parece haver um acidente tectónico, pois as camadas naquele ponto apresentam direcções diferentes, da que geralmente possuem". **G. Zbyszewski** (1959, p.27) também admite, no mesmo local, a presença de acidentes, embora não observáveis. Recentemente (1989), a execução de um conjunto de sondagens para elaboração do projecto de construção de uma nova ponte, a oriente da já existente¹ (Fig. I-7, S ; projectadas no perfil C-C` da Fig. I-8), revelaram a presença do substrato jurássico a profundidades que aumentam de modo significativo de sul (10 m) para norte (37 m). Este aumento da profundidade para norte pode ser devido à presença de um paleovale estreito, profundo e muito dissimétrico (Fig. I-8), provavelmente implantado sobre um acidente tectónico de orientação WSW-ENE, que terá deslocado (um pouco para ocidente) e abatido o compartimento da Pederneira relativamente ao da Pescaria. O entalhe do paleovale terá ocorrido durante uma fase regressiva, em função de um nível de base mais baixo do que actual, quando se deu o encaixe da rede hidrográfica, por epigenia. Posteriormente, com a subida do nível do mar na transgressão flandriana, o paleovale anteriormente escavado, foi inundado e colmatado.

¹- Realizadas pela Empresa Teixeira Duarte, a quem agradecemos a possibilidade de consultar os relatórios e observar os materiais provenientes das sondagens

O sector da Cela-Valado de Frades

O sector da Cela-Valado de Frades ocupa uma posição intermédia no conjunto da várzea, entre o estrangulamento da Ponte das Barcas e o do Valado de Frades e situa-se, na totalidade, na depressão diapírica. Este último estrangulamento corresponde a uma inflexão brusca do flanco oriental do diapiro para ESE e ao afloramento de um pequeno cabeço de calcários dolomíticos, mais resistentes à erosão.

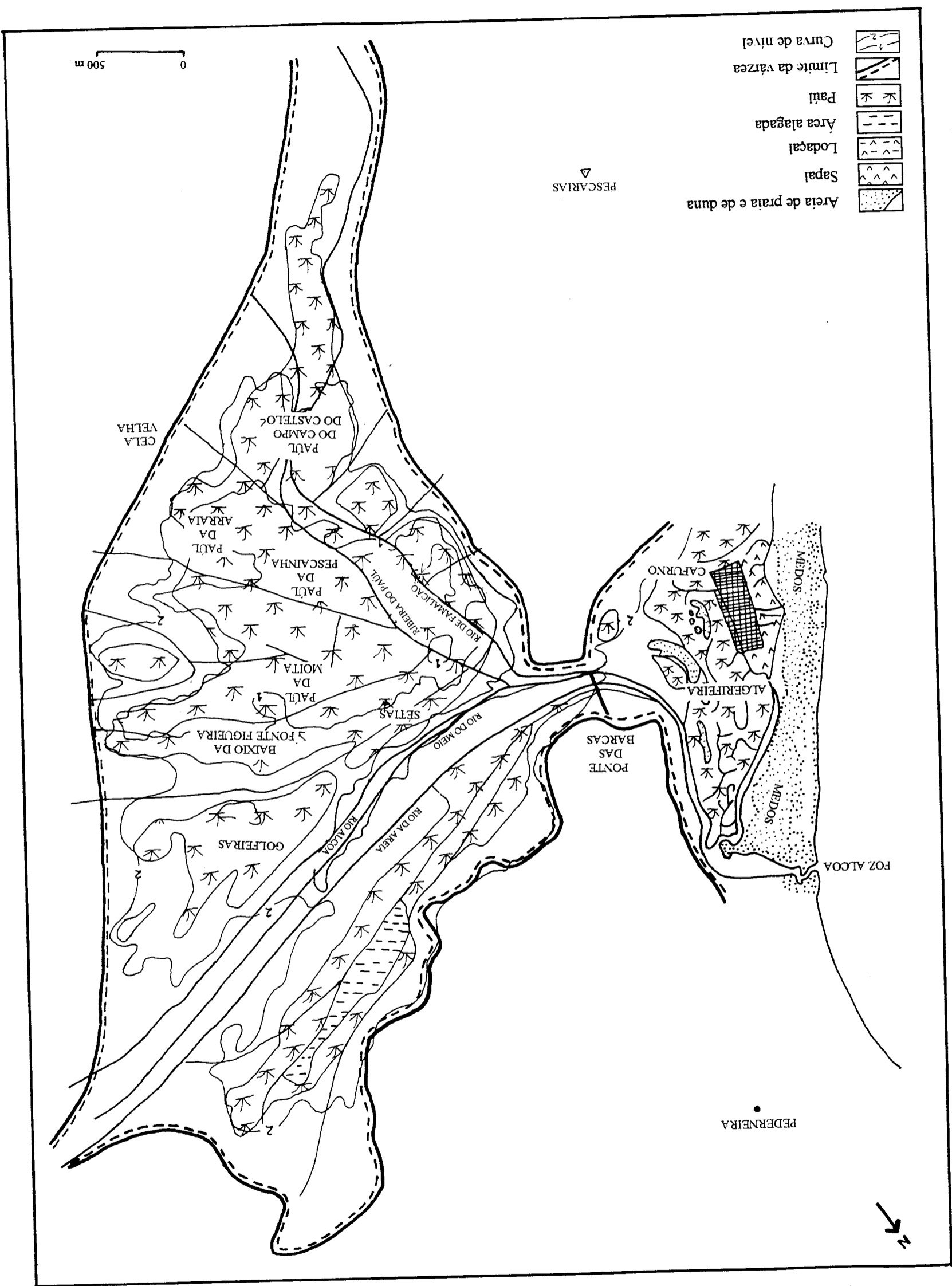
O sector tem forma alongada no sentido NE-SW, é atravessado, na perpendicular, pelos rios Alcoa, do Meio e da Areia e longitudinalmente pelas ribeiras de Águas Belas e de Famalicão (Figs. I-5 e 7), que correm em sentidos opostos, no mesmo alinhamento.

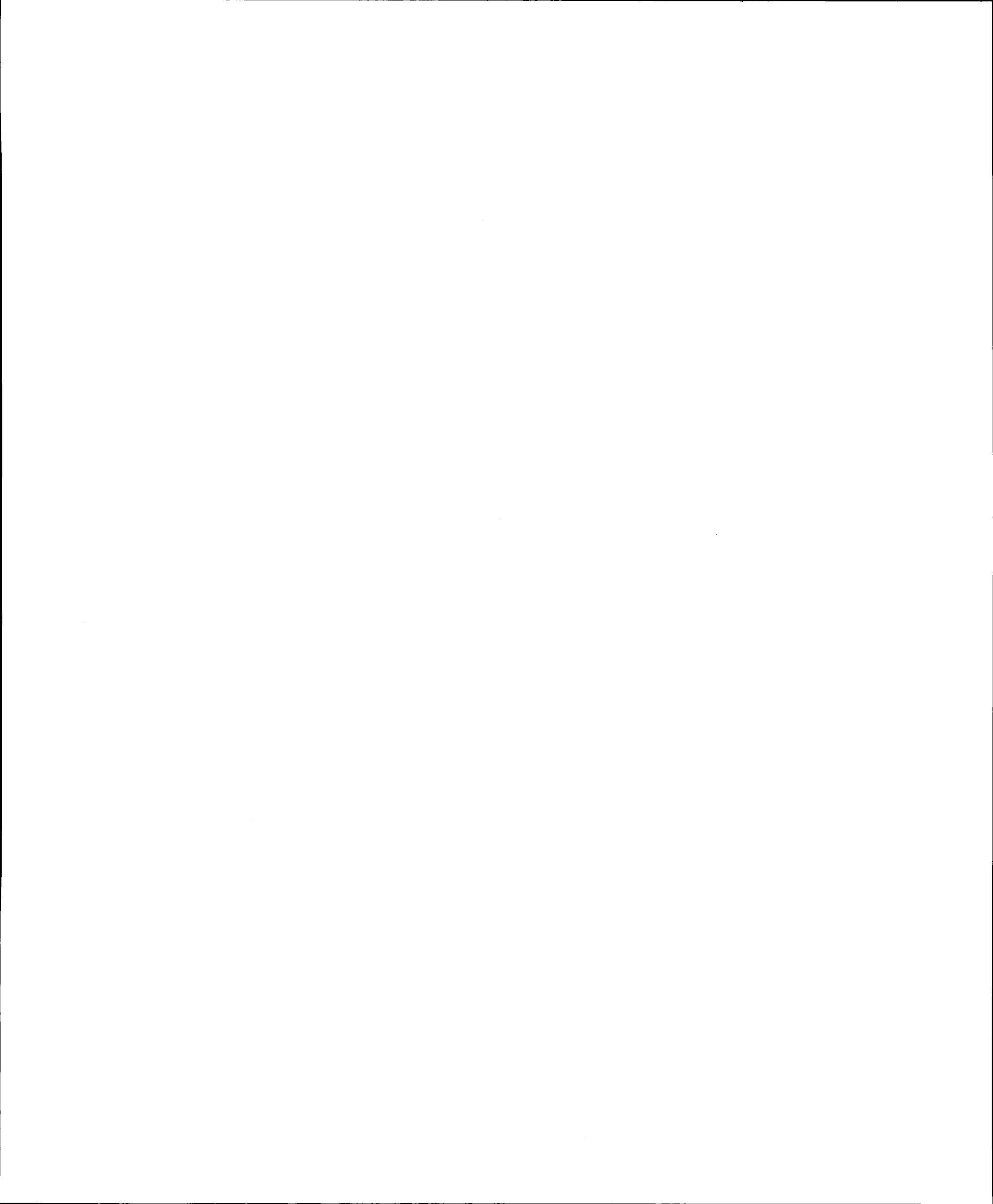
Da pouca informação fornecida pelos relatórios de algumas sondagens¹ podemos concluir que as aluviões consideradas modernas (areias heterométricas com conchas e lodos) atingem uma espessura notável no centro do paúl da Cela (48 m em S6), diminuindo para oriente (cerca de 20 m a sul de Valado de Frades, S1 e S2). A espessura dos depósitos atribuídos ao pliocénico é variável (Fig. I-8, perfil A-A'), pois o substracto jurássico encontra-se a profundidades que variam de 20 m, a norte (Águas Belas, F1 a F4) e a sul (Valado de Frades, S1 e S2) e a mais de 100 m, na direcção de Famalicão (S12 a S15); estas fortes diferenças de espessura deverão ter origem tectónica, embora os acidentes não sejam visíveis.

Nos levantamentos de 1928 (Fig. I-9) a área a sul do rio Alcoa tinha altitude inferior a 1 m (menos do que a do sector litoral situado a jusante) e era ocupada, na quase totalidade por paúis, designados no conjunto como Paúl da Cela. O leito dos rios principais, assoreado pelos próprios sedimentos, era mais elevado do que a área envolvente, fazendo com que nos períodos inverniais de maior caudal, a água transbordasse e alagasse os terrenos vizinhos. Assim, em 1928, quase toda a área, com excepção dos terrenos junto às margens dos rios Alcoa, do Meio e da Areia, era ocupada por pântanos ou paúis (Paúl da Moita, Paúl do Campinho, Paúl do Neves, Paúl da Pescainha, Paúl do Farriche ou do Aguilhão, Paúl da Arraia, Paúl da Várzea da Cela, Paúl da Quinta do Castelo).

¹ - Sondagens realizadas por várias empresas, para prospeção de água e salgema, referidas por G. Zbyszewski et al. (1967) e localizadas na figura I-7

Figura I-9 - Topografia do Paul da Cela e de parte do sector litoral da várzea da Nazaré em 1928 (simplificação dos Levantamentos Cadastrais, esc. 1: 2000, 1928)





A execução de novas valas nos locais mais baixos e de uma outra circundante que das imediações da Ponte das Barcas ao Valado recolhia todas as linhas de água, a limpeza e aprofundamento das já existentes, e com a construção de várias portas de maré, os paúis foram convertidos em áreas agrícolas dotadas de estruturas de rega. Os materiais das dragagens e limpezas foram utilizados no nivelamento dos terrenos e na construção de diques marginais. Como consequência destas intervenções, o levantamento topográfico de 1974-76 (Fig. I-7) indica um "enchimento geral" que se reflecte num aumento de altitude de cerca de 1,5-2 m nos últimos 50 anos¹. Próximo do limite norte do sector, as duas plantas topográficas indicam uma altitude 1 a 2 m superior à da restante área, diferença que pode ser devida à acumulação de sedimentos fluviais resultante da diminuição da capacidade de transporte das linhas de água, ou à deposição de areias trazidas pelos ventos de N ou NW, da extensa cobertura dunar existente a norte, hipótese que nos parece mais provável.

Nos dois levantamentos referidos as curvas de nível apresentam, junto às principais linhas de água, uma inflexão para o centro do paúl, cuja configuração se assemelha a cones de dejecção ou a pequenos deltas. Como se encontram remexidos e cultivados, não é possível, hoje, distingui-los pelas características sedimentológicas. Os mais extensos corresponderão a pequenos deltas lagunares, anteriores ao desaparecimento da antiga lagoa, e os restantes, de menores dimensões, a detritos acumulados na secção terminal das pequenas linhas de água que ravinam as vertentes. A presença e a conservação destes deltas no interior da várzea, indica a existência de uma laguna muito pouco profunda e praticamente isolada do mar, sem correntes com capacidade para distribuir e evacuar os sedimentos vindos de montante, à semelhança do que actualmente se observa mais a sul, na Lagoa de Óbidos.

¹ - Considerando que as cotas nos dois levantamentos são referidas ao mesmo zero hidrográfico, pois no primeiro não é indicada a referência

O sector da Maiorga

Situa-se na parte oriental da várzea da Nazaré, entre o estrangulamento de Valado de Frades, a Fervença e Póvoa (Fig. I-7). A forma assemelha-se a um triângulo com um dos vértices situado nas imediações da Fervença, no lugar onde o rio Alcoa deixa o vale encaixado por onde corre desde Alcobaça e entra na várzea. A configuração deste sector é mais irregular do que a dos anteriores e a altitude varia progressivamente dos 5 aos 9 m. Os afloramentos de calcários dolomíticos e os retalhos de depósitos pliocénicos que se localizam frente às termas da Piedade, onde atingem cerca de 10-17 m de altitude), formam no interior da várzea, um outro estrangulamento de menores dimensões.

No conjunto, o sector é limitado a sul e a oriente pelo rebordo do diapiro. A norte não existe um limite nítido, mas apenas uma passagem gradual das aluviões aos retalhos de depósitos pliocénicos. O topo destes depósitos encontra-se arrasado à altitude de 10-15m e 20-35 m entre as ribeiras de Águas Belas, Fanhais e das Azenhas, de 35-45 m na povoação da Póvoa (entre os rios da Areia e de Cós) e de 60-65 m a norte de Valado de Frades (Fig. I-4).

Este sector terá talvez correspondido à máxima extensão da "Lagoa da Pederneira" para oriente, onde os rios Alcoa e da Areia, assim como as ribeiras de Cós e Fanhais, desaguavam, embora não disponhamos de sondagens que o confirmem.

Tal como no sector do Valado, identificam-se as formas de acumulação semelhantes a pequenos deltas interiores, um pouco deslocadas do actual traçado do rio Alcoa e de um dos afluentes do rio do Meio. No rebordo sul, junto à desembocadura das principais linhas de água, existem outras formas semelhantes mas de menores dimensões (e por isso não representadas na figura I-7) correspondentes a cones de dejectão e que ainda funcionam nos Invernos mais chuvosos.

1.4.2 - A várzea de S. Martinho do Porto-Alfeizerão

A sudoeste da Nazaré, entre S. Martinho do Porto, Alfeizerão, Tornada e Salir, existe outra várzea de configuração irregular e baixa altitude (Figs. I-4 e I-10).

A continuidade das colinas litorais da Serra de Mangues (116m), Pederneira (v.g. 91) e Cabeço da Raposa (v.g. 121), talhadas em arenitos e margas do Jurássico superior, é bruscamente interrompida a ocidente, nas imediações de S. Martinho do Porto, por uma barra estreita (150 m), por onde o mar penetra para a baía de forma semi-circular, vulgarmente designada por "concha" de S. Martinho do Porto. A separação entre a actual baía e a várzea é feita por um cordão litoral coberto por dunas, com maior desenvolvimento a sul, onde atingem mais de 15 m de altura. A sua formação é recente, pois há poucos séculos o mar invadia a região compreendida entre S. Martinho do Porto, Vale Paraíso, Alfeizerão, Tornada, Brejo e Salir do Porto, situadas a montante do cordão dunar (Fig. I-10). A várzea e a pequena baía de S. Martinho, subsistiram como testemunho da lagoa ou estuário lagunar que até aí se estendia.

A génese da barra de S. Martinho deverá ser idêntica à da Ponte das Barcas, condicionada pela existência de vários acidentes perpendiculares (com direcção NW-SE), explorados pela erosão fluvial durante os períodos regressivos, colmatada por sedimentos flúvio-marinhos e retocada pela erosão marinha aquando da transgressão flandriana.

A várzea está situada dentro da depressão diapírica, a altitudes entre 1 e 8 m (Fig. I-10). É constituída por aluviões que cobrem os depósitos pliocénicos existentes na depressão diapírica. A norte e a sul, estes atingem os 30-35 m de altitude, nível a que se estabelece a separação da drenagem para as várzeas contíguas, a da Nazaré a norte e a de Óbidos, a sul. A várzea tem orientação NE-SW e apresenta configuração digitada, resultante dos vales largos e planos das principais linhas de água que a atravessam (rios Alfeizerão e Tornada e ribeiras da Amieira e da Palhagueira); estes terão funcionado como pequenos braços da antiga lagoa ou estuário lagunar, onde se encontravam os exíguos estuários ou deltas dos rios afluentes. Dentro da várzea grande parte do traçado das linhas de água é artificial. As obras de drenagem e enxugo

das áreas pântanosas foram iniciadas pelos monges de Alcobaça, pouco depois do assoreamento do porto de Alfeizerão, no século XIV, a que nos referiremos na Parte II.

A topografia pormenorizada das Plantas Cadastrais¹ permitiu identificar no prolongamento das principais linhas de água, algumas áreas mais elevadas em forma de leque, que apontam para o interior da várzea, como se observa na Figura I- 10. Poderão corresponder a pequenos deltas lagunares, acumulados na secção terminal dos rios Alfeizerão, Tornada, Amieira e Vala dos Medros, que desaguavam na lagoa e assim a iam assoreando. Um processo de dinâmica sedimentar idêntico pode observar-se, actualmente, no interior da baía, junto a Salir, onde o rio da Tornada constrói um delta que emerge na maré baixa.

Apesar de, tal como na Nazaré, terem sido feitas obras de drenagem, não foi possível obter os levantamentos anteriores, nem estabelecer a evolução topográfica dos últimos 40 anos. No entanto, o levantamento realizado em 1974-76⁽²⁾ (Fig. I-10) permitiu verificar que na margem oriental, o plano aluvial é limitado por um pequeno rebordo modelado nos depósitos pliocénicos, com 6-7m de altitude, entre Vale Paraíso, Alfeizerão e Mouraria. A ocidente o rebordo individualiza-se a menor altitude (4-5 m) a partir de um fundo mais baixo (2-3 m) e uniforme. Admitimos a hipótese deste mini-rebordo poder corresponder a um limite de estacionamento do mar ao longo da transgressão flandriana.

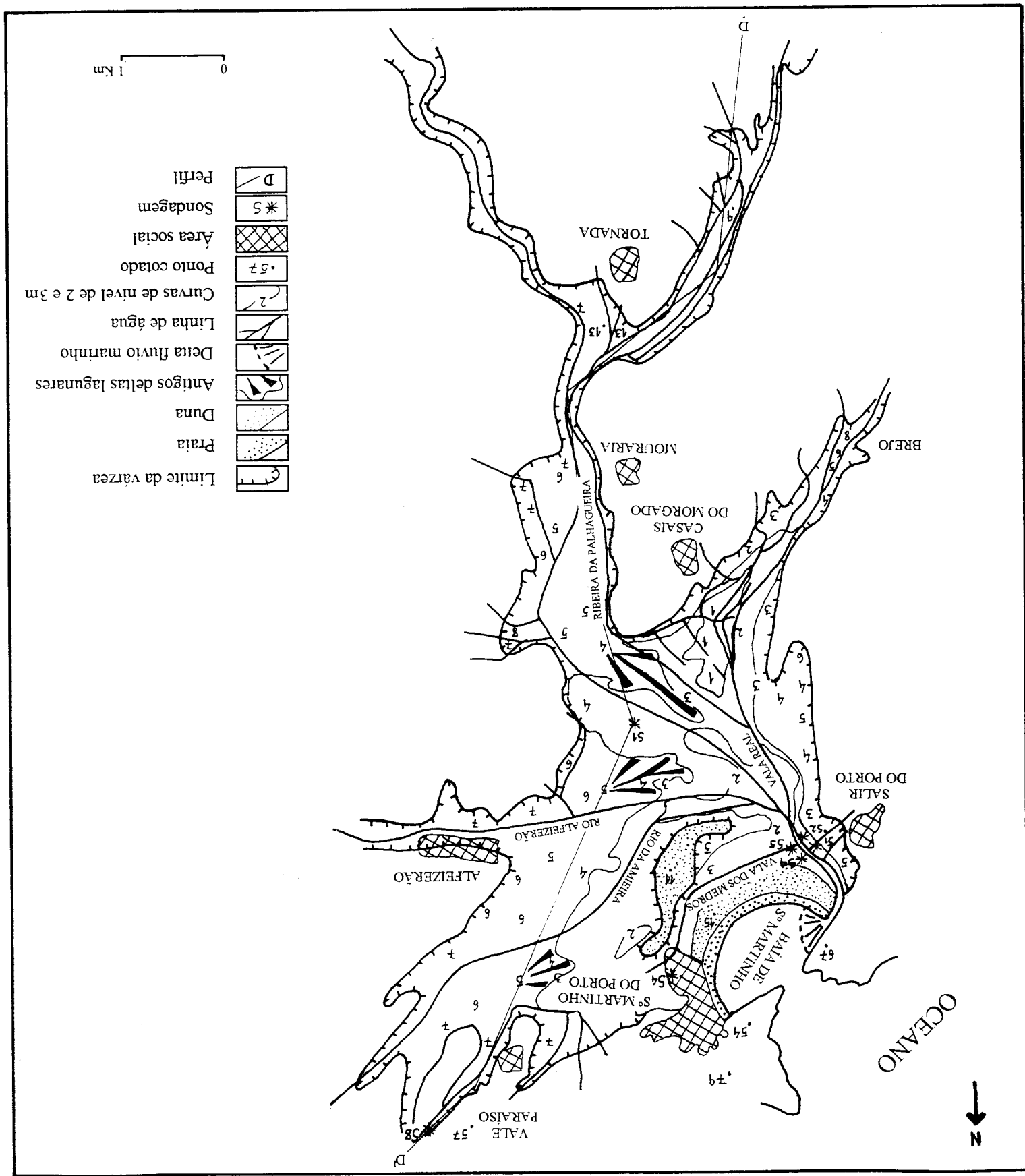
As poucas sondagens a que tivemos acesso (localizadas na Fig. I-10 e projectadas na Fig. I-9, perfil D-D') indicam a presença de aluviões modernas, formadas por camadas alternadas de lodos e areias heterométricas com seixos e conchas, a 30 m de profundidade no centro da várzea e na povoação de S. Martinho e a 15-20 m junto à ponte do rio da Tornada, frente a Salir. Estas aluviões cobrem a superfície dos depósitos pliocénicos, muito espessos na sondagens do centro da várzea, desconhecendo-se qual o tipo de substrato em que assentam, ou a que profundidade o atingem.

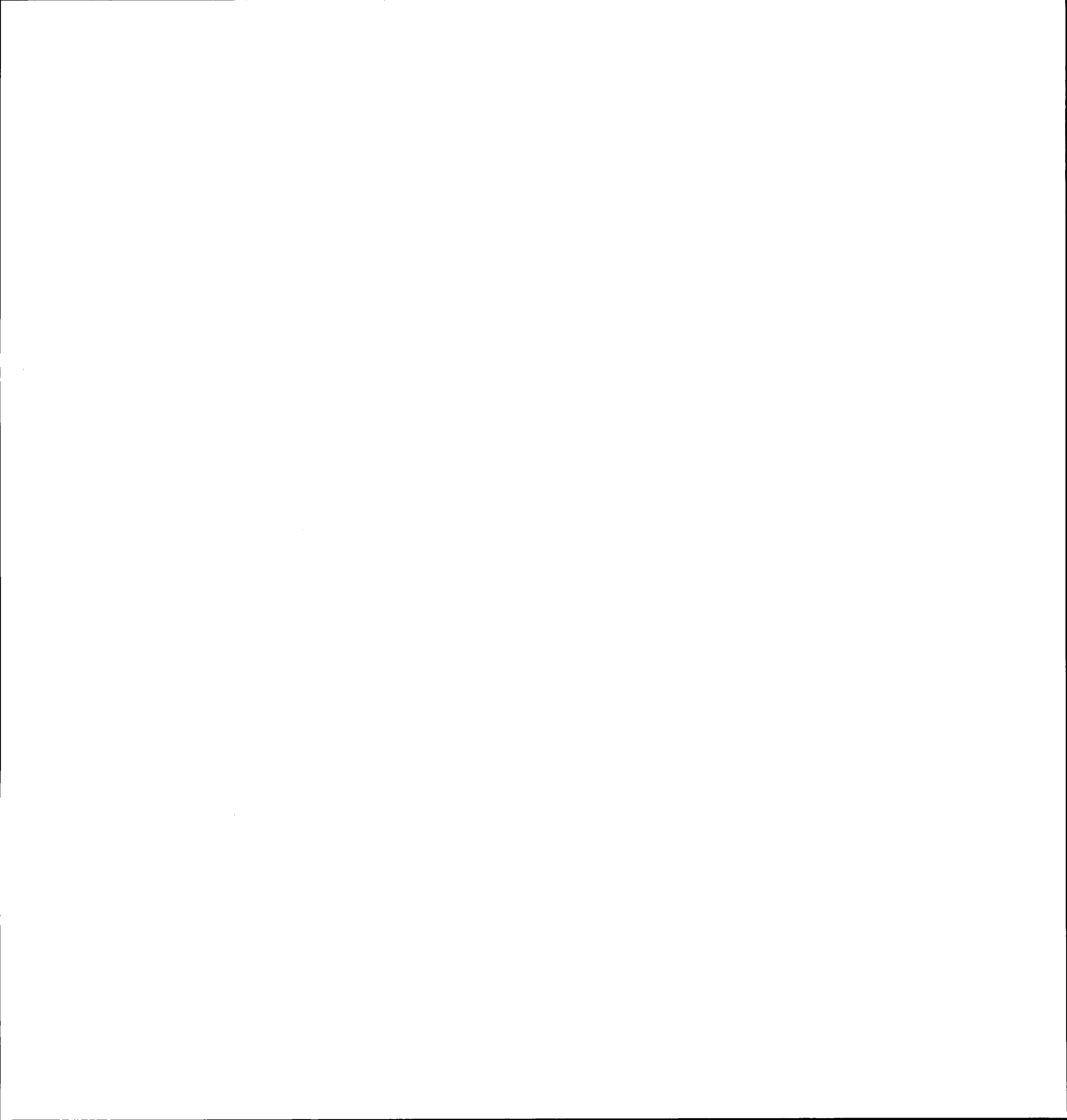
1- Levantamentos de 1974-76, na escala 1:2 000, I.G.C.

(2)- Que representa a topografia de pormenor obtida a partir da redução das plantas topográficas levantadas em 1974-76 pelo I.G.C.

de Alcobaça e Caldas da Rainha, esc. 1: 2000, 1974-76)

Figura I-10 - Esboço hipsométrico da várzea de S. Martinho do Porto (simplificação dos Levantamentos Cadastrais dos concelhos





1.4.3 - A várzea de Óbidos

Na descontinuidade entre as arribas do Facho e do Gronho enraizou-se um cordão litoral cuja barra permite, de forma intermitente, a comunicação do mar com a Lagoa de Óbidos, situada em posição marginal à depressão diapírica (Fig. I-4). A montante desta estende-se uma superfície baixa, de fundo plano, formado por aluviões e com orientação e configuração diferentes das várzeas existentes a norte. Desenvolve-se entre o Nadadouro, Casal da Ribeira (a montante do braço da Barrosa), Óbidos, Sobral da Lagoa, Raposa e Rego Travesso e designamo-la por "Várzea de Óbidos".

A várzea de Óbidos apresenta configuração complexa, forma digitada ou tentacular, correspondente à secção inferior das principais linhas de água que desaguam na lagoa. Entre as povoações de Vau e Arelho a várzea ramifica-se em dois sectores, ao longo dos quais correm os rios Real e Arnóia que a prolongam para o interior, quase até ao limite sul da depressão diapírica: o da Várzea da Rainha que se estende até Óbidos e um outro, mais a sul, da base das vertentes de Sobral da Lagoa à Raposa (Fig. I-11). Estes dois sectores situam-se a montante das gargantas por onde correm os rios Real e Arnóia, escavadas no rebordo da depressão diapírica e com génese semelhante às da Ponte das Barcas, de Valado dos Frades e da barra de S. Martinho do Porto.

A rede hidrográfica que aflui à lagoa correspondente, quase na totalidade, às bacias dos rios Real e Arnóia com cerca de 450 km². Estes dois rios apresentam um percurso curioso; vindos de SE, atravessam o rebordo oriental do diapiro em vales muito encaixados, percorrem a depressão diapírica em vales muito largos e de fundo plano, preenchidos por aluviões e voltam depois a transpôr o rebordo ocidental, encaixados em gargantas epigénicas, para novamente correrem em plainos aluviais até à laguna (Fig. I-4). Na secção inferior o declive é muito fraco e a drenagem é difícil. Para evitar a formação de pântanos e o alagamento da área, os cursos de água foram, a partir do século XVI, parcialmente canalizados, abertas inúmeras valas de drenagem e niveladas algumas superfícies, o que muito modificou a topografia. Em 1964¹

¹- Data do levantamento da 2ª edição da Carta Militar de Portugal na escala 1:25 000 (folhas 326-338)

(Fig. I-11) as áreas mais baixas situavam-se nas imediações da Poça do Vau (2-3 m), durante o Inverno transformada ainda num pântano, e na várzea da Rainha (2-4 m). Para montante as altitudes vão subindo gradualmente (declive de 0,2%) até ao estrangulamento de Óbidos, onde uma pequena ruptura de declive estabelece a passagem para uma área mais elevada (12-13 m). No estrangulamento de Sobral da Lagoa não existe um limite definido entre o fundo da garganta e a área que se estende para sul até ao Casal do Brás, mas apenas um aumento progressivo da altitude até cerca de 10 m.

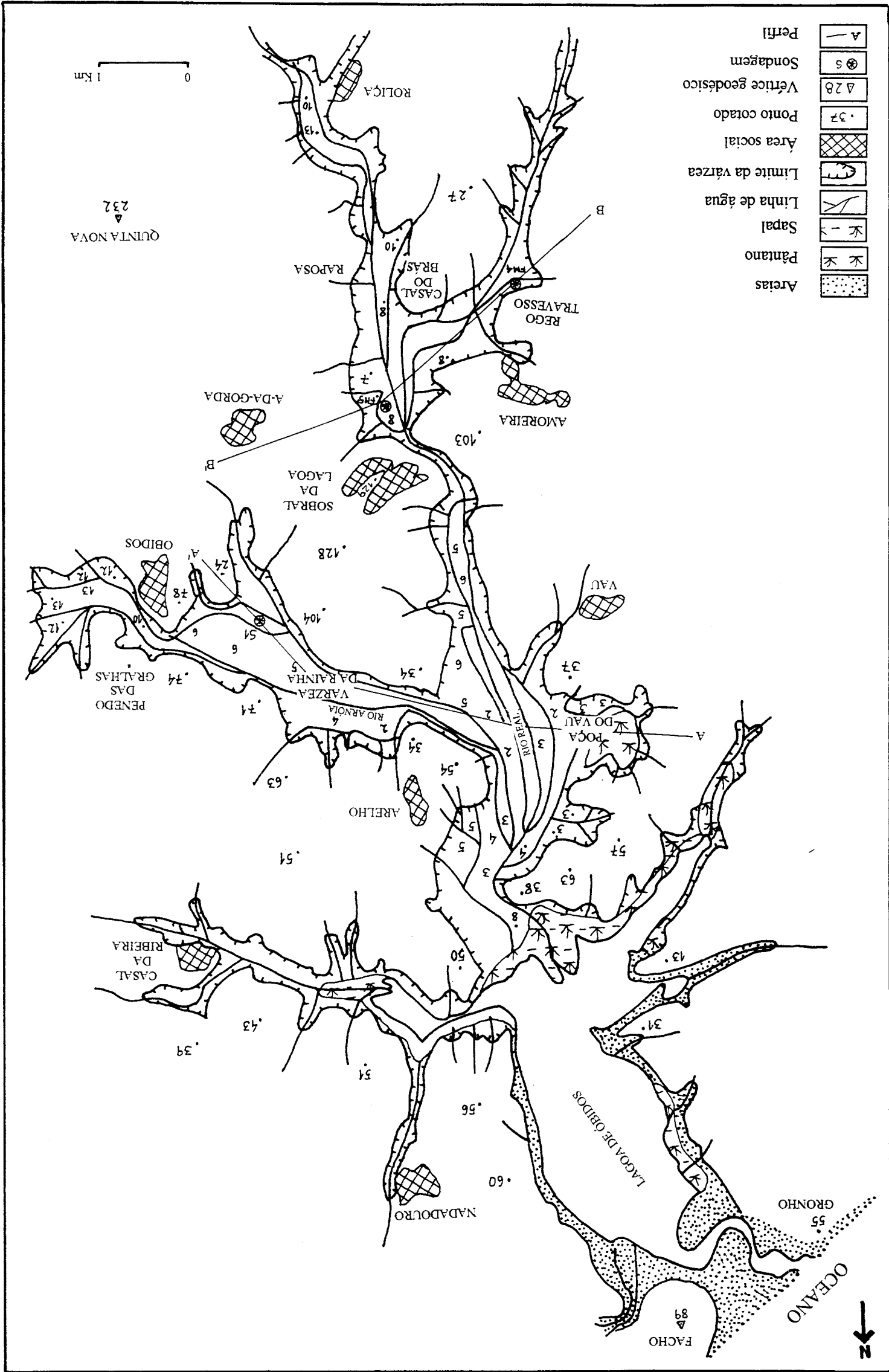
A espessura das aluviões é mal conhecida. Sondagens realizadas a ocidente de Óbidos, na várzea do rio Arnóia (S1) atravessaram 75 m de aluviões e, a esta profundidade, o substrato Hetangiano. Mais a sul, frente a Sobral da Lagoa (FM5) 5 m de aluviões e, nas imediações de Rego Travesso (FM4)¹ 6 m de aluviões e 43 m de areias pliocénicas; nestas duas últimas o substrato Hetangiano (margas com gesso e calcário) foi atingido aos 6 e 49 m, respectivamente (Fig. I-12, perfis A e B). Com tão reduzido número de sondagens é impossível avaliar a espessura habitual dos depósitos pliocénicos ou a que profundidade se encontra, em geral, o substrato. A grande espessura de aluviões atravessadas na sondagem S1, sem encontrar depósitos pliocénicos, indica um profundo entalhe quaternário, uma subsidência quaternária da área ou, mais provavelmente, a não distinção entre os sedimentos quaternários e pliocénicos obtidos na sondagem.

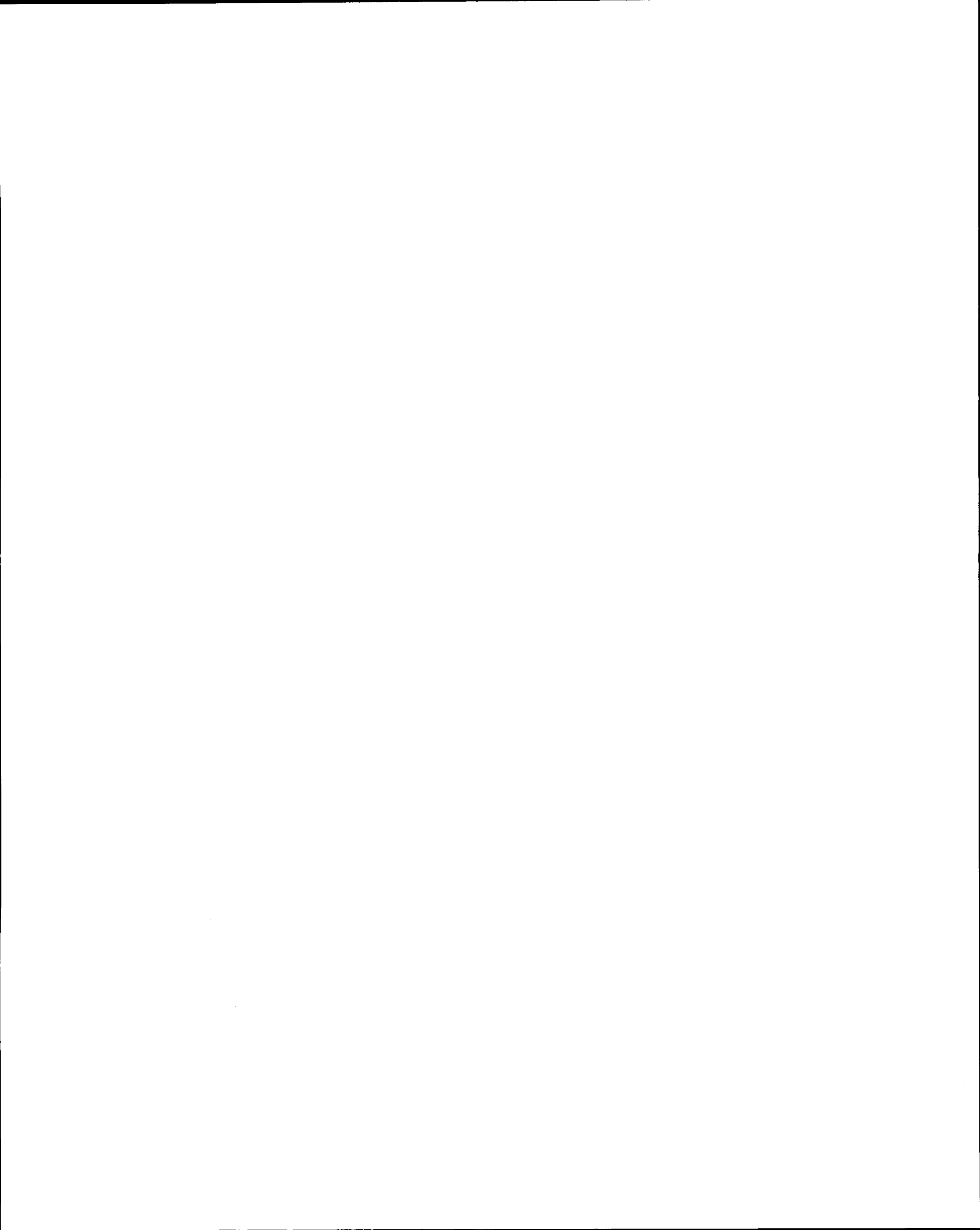
Grande parte das aluviões da várzea corresponde à acumulação recente de sedimentos fluviais, pois alguns documentos do século XVI² indicam o soterramento de pontes existentes na Várzea da Rainha, próximo de Óbidos, como referiremos no capítulo da Evolução Histórica. As linhas de água trazem grande quantidade de sedimentos finos que depositam no fundo dos vales e na foz, onde constróem pequenos deltas flúvio-marinhos que avançam para o interior da Lagoa, contribuindo, assim, para o progressivo assoreamento desta. O desaparecimento do antigo estuário lagunar que ocupava a várzea, no máximo da transgressão Flandriana, terá resultado de um processo de evolução semelhante ao que se verifica actualmente na Lagoa, na secção de montante.

1 - Sondagens SP1, FM5 e FM4, descritas por G. Zbyszewski, 1959, localizadas na figura I-11

2 - Referidos na Parte II, capítulo 3. 3.4

Figura I-11 - Esboço hipsométrico da várzea de Obidos (simplificação dos Levantamentos Cadastrais do Concelho de Obidos, esc. 1: 2000, 1974-76)





1.4.4 - A várzea de Peniche-Atougua da Baleia

Em posição mais meridional encontra-se a várzea situada entre Peniche, Atougua da Baleia e Ferrel. Apresenta dimensões mais reduzidas do que as referidas anteriormente e forma tentacular devida ao trajecto do curso inferior dos rios de S. Domingos (também designado por rio da Lagoa) e de Ferrel (Fig. I-4). Estes rios correm de SE para NW mas, na várzea, inflectem um pouco para WSW, atravessando-a. A direcção inicial de escoamento ter-se-á modificado devido à progressão da restinga do Baleal, que foi empurrando os cursos de água para WSW, de acordo com a direcção da corrente de deriva.

Das várzeas referidas esta, que designamos por "várzea de Peniche-Atougua da Baleia" é a única que se situa, na totalidade, fora da depressão diapírica e contacta com os depósitos marinhos conservados à altitude de 5-10 m próximo de Porto de Lobos e das Quintas da Granja e da Barrada.

Sondagens realizadas junto de Porto Salgado e da ponte sobre o rio S. Domingos entre (localizadas na Figura I-13 e representadas na Fig. I-12- perfis C e D), atravessaram uma espessura variável de aluviões flúvio-marinhas, intercaladas com camadas lodosas; o conjunto apresenta uma espessura variável (25 e 20 m em S15 e S16; 16 e 18 m em S1 e S2; 9 m em F1 e 7-8 m em S) e assenta sobre o substrato de calcários (junto ao porto) e arenitos.

A várzea evoluiu ao abrigo das restingas modeladas em dunas, que formam os tómbolos que ligam as antigas ilhas de Peniche e do Baleal ao continente. O crescimento das restingas dificultou a penetração do mar para o interior e levou ao aparecimento de uma lagoa estuarina que se estendia até Atougua da Baleia. Nesta vila funcionou um importante porto de pesca e comércio que deixou de funcionar no século XV, devido às dificuldades de acesso, impostas pelo crescimento dos cordões litorais, pelo avanço das dunas que sobre eles se acumularam ¹ e pelo aumento do calado das embarcações.

¹ - Como referiremos no capítulo 3.3.4, acerca da evolução histórica desta área

1.5 Evolução geomorfológica das várzeas

As várzeas descritas situam-se, parcial ou totalmente, no interior da depressão diapírica das Caldas da Rainha (com excepção da várzea de Peniche-Atouguia da Baleia) e são atravessadas por linhas de água que depois de um percurso com direcção NW, sofrem um desvio mais ou menos acentuado para ocidente.

Ocupam o espaço escavado pela rede hidrográfica no máximo da regressão quaternária, quando o mar desceu consideravelmente abaixo do nível actual. As gargantas que cortam os bordos da depressão diapírica (na Ponte das Barcas, barra de S. Martinho do Porto, Sobral da Lagoa e Arelho) e as arribas (barra da Lagoa de Óbidos), foram escavadas neste período e estão em geral relacionadas com acidentes tectónicos de direcção NW-SE ou W-E. Com a subida do nível do mar, na transgressão flandriana, o mar penetrou por essas gargantas e inundou as zonas mais baixas que se transformaram em estuários lagunares (Pederneira, Alfeizerão, Óbidos e Atouguia da Baleia-Peniche).

Os sedimentos transportados pela corrente de deriva que se estabeleceu no litoral actual, circularam ao longo das arribas e acumularam-se sob a forma de restingas nas fozes dos rios, crescendo na direcção N-S ou S-N, de acordo com as condições locais de deriva.

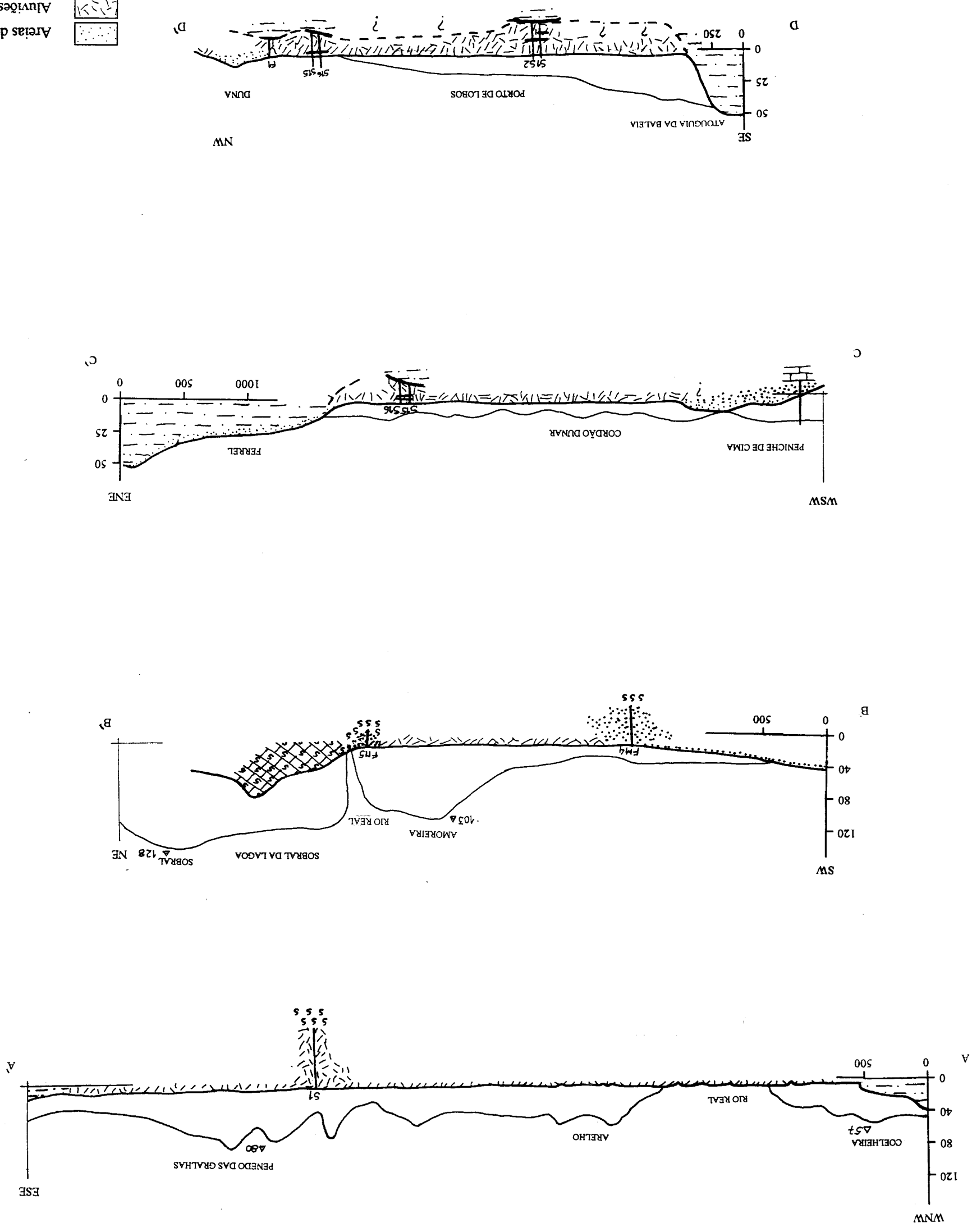
O fornecimento de aluviões foi aumentando, devido ao incremento da erosão sub-aérea, acelerada por acção antrópica e por pequenas variações climáticas e a sua acumulação provocou o assoreamento dos locais de baixo hidrodinamismo, como os pequenos estuários lagunares. A partir dos séculos XV e XVI estes foram sendo gradualmente isolados do mar e transformados em sapais e paúis que deram lugar a várzeas que, actualmente, evoluem apenas por processos continentais, acelerados pela acção antrópica, como referiremos na Parte II.

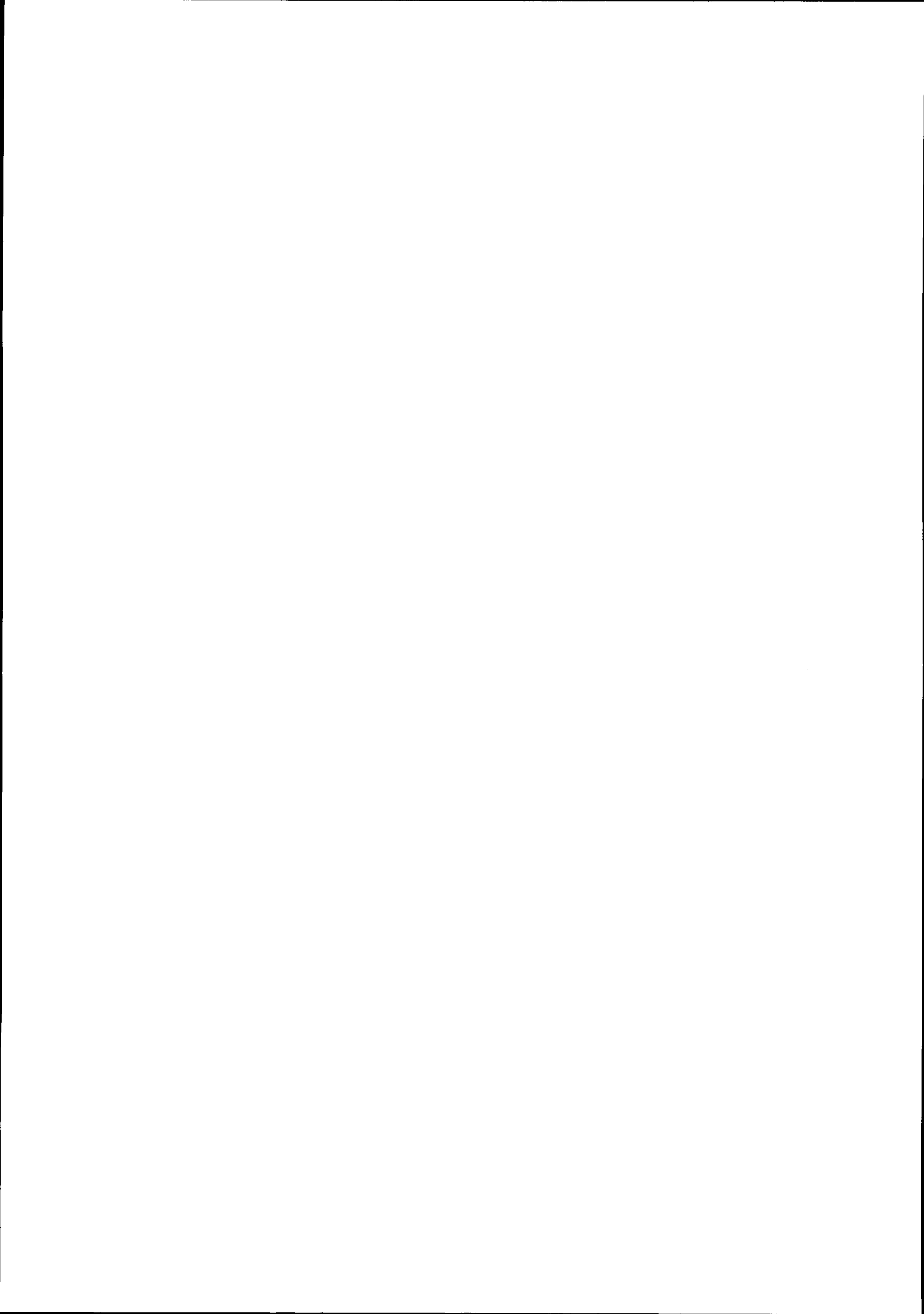
As sondagens realizadas no interior das várzeas, indicaram uma espessura máxima de aluviões muito variável (da ordem dos 43 m no Paúl da Cela, 30 m na várzea de S. Martinho, 70 m em Óbidos (Várzea da Rainha) e 50 m em Peniche). Esta diferenças de espessura em espaços restritos pode dever-se ao pequeno número de sondagens realizadas e aos deslocamentos tectónicos resultantes da reactivação dos acidentes diapíricos, ocorrida ao longo do Quaternário.

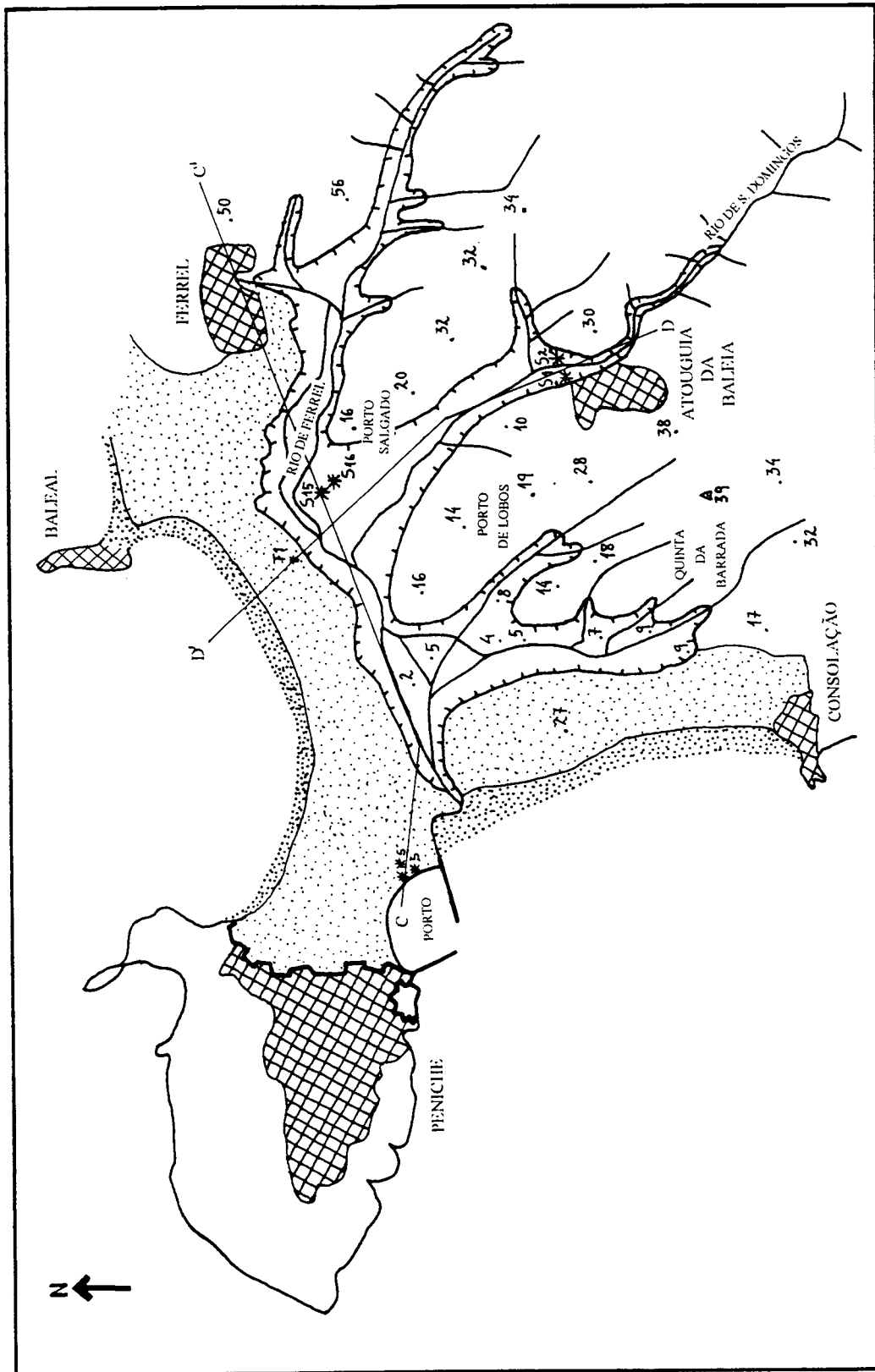
Figura I-12 - Perfis das várzeas de Obidos (A e B) e de Peniche-Atouguia da Baleia (C e D). Localização dos perfis e das sondagens na Fig. I-11

- Areias de duna
- Aluviões
- Lignitos
- Aluviões com camadas lodosas
- Areias e cascalho
- Arenitos
- Calcários
- Margas
- Calcários dolomíticos
- Sondagem
- Furo

PLIOCÊNICO
 JURASSICO
 HETANGIANO





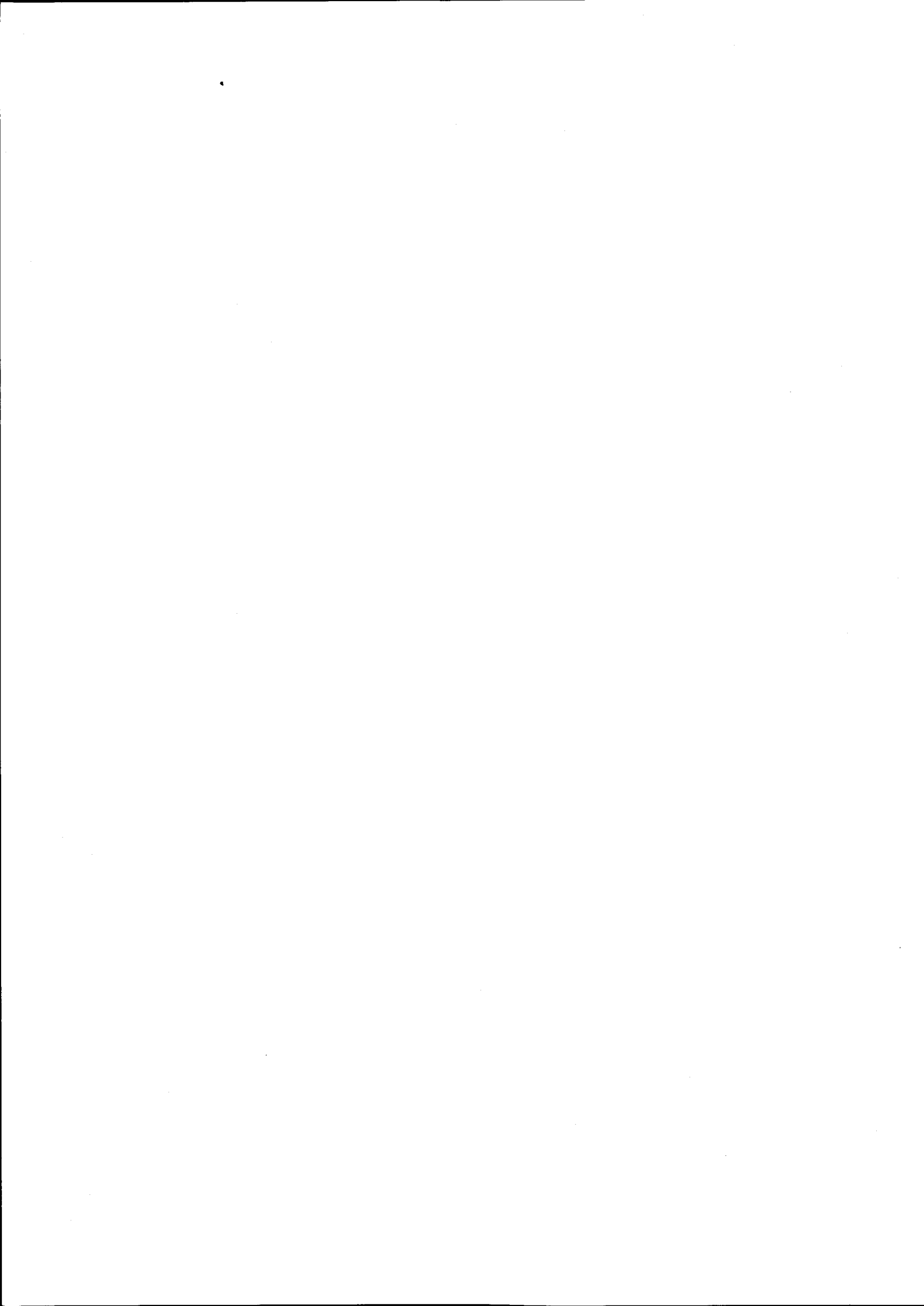


- Litoral de arriba
- Litoral de praia
- Areia de duna
- Linha de água
- Limite da várzea
- Ponto cotado
- Área social
- Sondagem
- Perfil

0 1 Km

Figura I-13 - Esboço hipsométrico da várzea de Peniche (simplificação dos Levantamentos Cadastrais do Concelho de Peniche,

esc. 1: 2000, 1974-76)



2- A rede hidrográfica

2.1 - Introdução

Os Maciços Calcários da Estremadura (serras de Aire, Candeeiros e Montejunto) isolam a faixa litoral entre a Figueira da Foz e Cascais, das bacias hidrográficas dos rios Mondego e Tejo. Delimitam uma vasta unidade, organizada em pequenas bacias costeiras, de reduzido caudal, que desaguam em baías ou em lagoas.

A faixa litoral estudada situa-se dentro da unidade referida e é atravessada por uma rede hidrográfica densa, mas de curta extensão, de forte gradiente e pouco hierarquizada. Apresenta, no conjunto, forma dendrítica, orientação geral SE-NW, perpendicular às principais formas de relevo (Fig. I-14) e encontra-se dividida em quatro bacias hidrográficas:

- a do rio Alcoa que se inicia na vertente ocidental da Serra dos Candeeiros a cerca de 300-400 m de altitude e desagua na Nazaré (Praia da Foz). É composta pelas sub-bacias dos rios Alcoa (que tal como a ribeira da Fonte Santa, afluente da margem esquerda, mudam bruscamente de direcção e atravessam na perpendicular o rebordo da plataforma litoral), Baça e da Areia.

- a de S. Martinho do Porto cujas cabeceiras se iniciam a cerca de 200 m, no rebordo da plataforma litoral entre a Benedita e S. Gregório da Fanadia, termina na Baía de S. Martinho do Porto. Está dividida nas sub-bacias dos rios da Tornada, Alfeizerão, Amieira e Vala Real.

- a da Lagoa de Óbidos, mais extensa do que as anteriores, inicia-se na Serra de Montejunto a 400-500 m de altitude e termina na Lagoa. É formada pelas sub-bacias dos rios Real, Arnóia, da Cal e Arelho e pelas ribeiras que desaguam nos braços da Ferraria e do Bom Sucesso.

- a de Peniche, de menor dimensão, inicia-se a 130-150 m de altitude a partir da serra d'El Rei e de Cabreira. É composta pelas sub-bacias dos rios de S. Domingos e de Ferrel (também denominado rio da Lagoa), que seguem uma orientação para NW.

De assinalar ainda a presença de pequenas linhas de água que se organizam na vertente costeira, precipitando-se nas arribas ou infiltrando-se na praia, nos cordões litorais e dunas; deste conjunto merecem destaque a ribeira de Vale Benfeito e o rio de Tráz, situados entre a Lagoa de Óbidos e Ferrel.

A rede hidrográfica deve ter-se estabelecido no final do Terciário ou no início do Quaternário, quando principiou a descida do nível do mar, ocorrida após a(s) transgressão(ões) do Pliocénico terminal.

A drenagem organizou-se por sobreimposição sobre os depósitos plio-quaternários que fossilizavam a estrutura geológica. Posteriormente, os deslocamentos tectónicos responsáveis pela evolução dos diapiros em depressões¹, com uma amplitude estimada por **J. Cabral** (1993) em cerca de 150 m nos últimos 2 a 1,6 Ma, determinaram um profundo encaixe da rede hidrográfica antecedente. Durante as fases regressivas do Quaternário, a descida do mar muito abaixo do nível actual, desencadeou uma retomada de erosão, responsável por novo encaixe da rede e a formação de profundas gargantas epigénicas nos bordos da depressão diapírica. Durante a transgressão flandriana, com a subida do nível do mar, as gargantas escavadas anteriormente, inundadas e preenchidas por sedimentos flúvio-marinhos, deram lugar, nas áreas mais baixas da depressão diapírica, a estuários lagunares, que se prolongavam para o interior ao longo dos antigos vales fluviais (Fig. I-4).

A orientação e a rigidez do traçado dos rios de Alfeizerão (e das ribeiras de Vale do Homem e Santa Catarina, afluentes da margem direita), do rio da Tornada, de alguns sectores do rio Arnóia, da quase totalidade do percurso dos rios Real (e alguns sectores dos afluentes da margem esquerda), de Vale Benfeito e de S. Domingos antes de atravessarem a depressão, sugerem a presença de acidentes com orientação NW-SE, quase perpendiculares aos da tectónica diapírica (Fig. I-14), responsáveis pela orientação inicial da rede.

Nas áreas baixas inundadas pela transgressão flandriana a organização da drenagem é muito recente e contemporânea do assoreamento progressivo das lagoas ou estuários e o seu traçado foi condicionado pelo homem. A direcção de escoamento é modificada; de SE-NW a montante, passa depois para NE ou SW, de acordo com o trajecto das correntes de deriva que

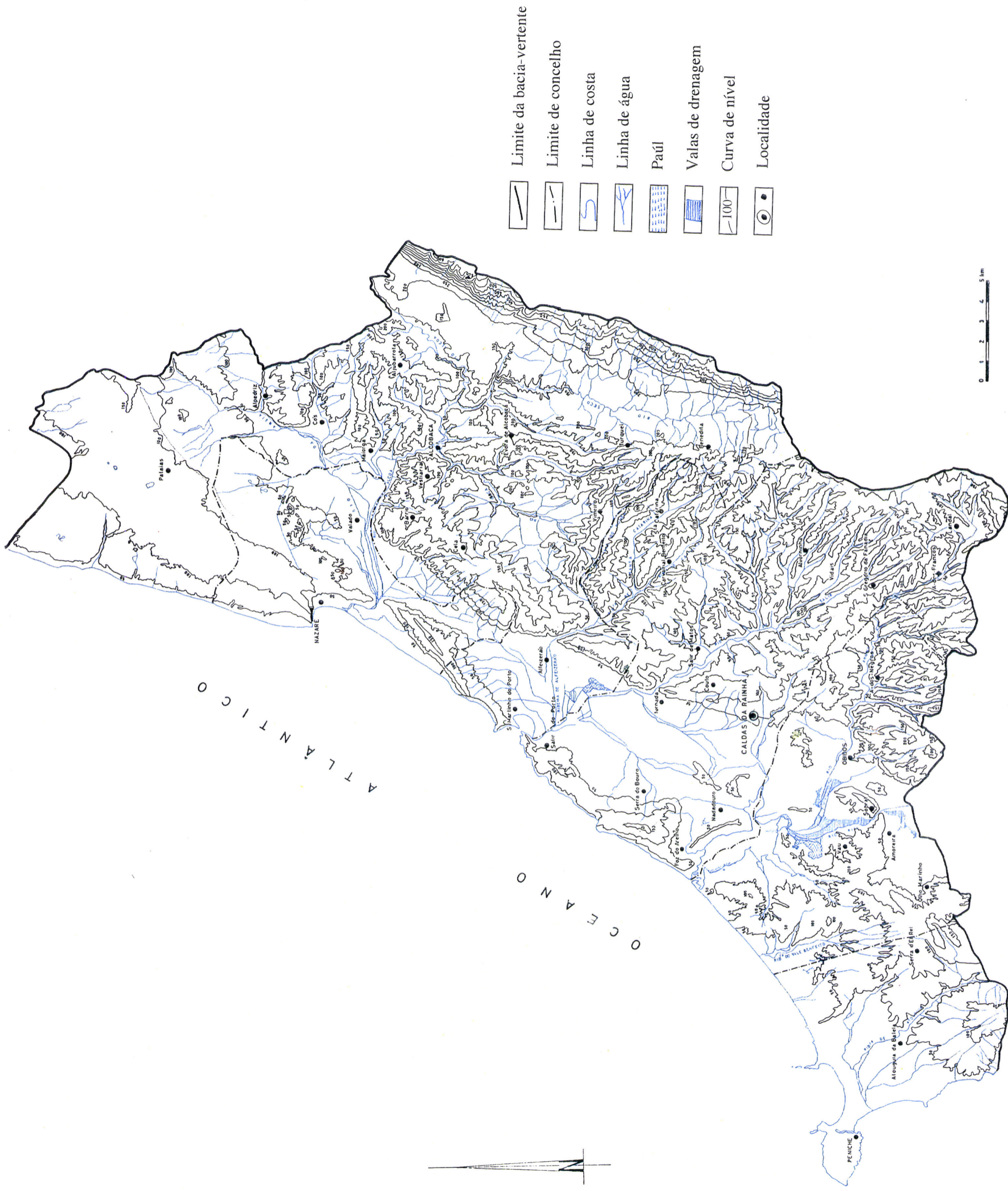
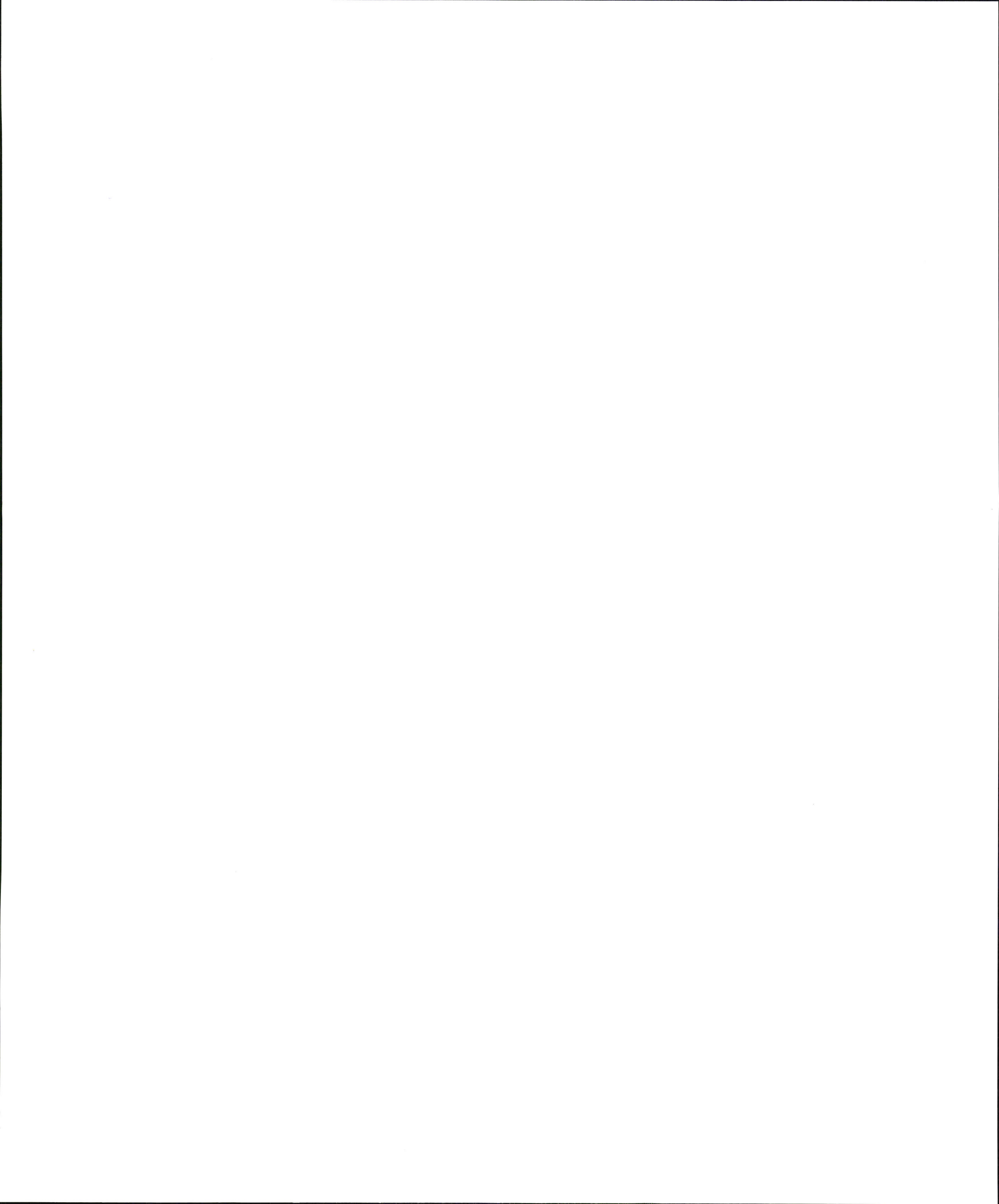


Figura I-14 - Hipsometria e rede hidrográfica da faixa litoral entre a Nazaré e Peniche (elaborado a partir de C. Silva et al., 1961)



orientam a migração das restingas que aí se formaram. Esta característica é comum a muitos sectores do litoral ocidental e teve grande importância na formação das várzeas.

2.2 - Regime dos cursos de água e sua importância na dinâmica do litoral

O regime dos cursos de água destas bacias costeiras, só poderá ser caracterizado qualitativamente, com base nos valores da precipitação e nos escassos registos de caudais realizados entre 1978-1980, no rio Arnóia, junto a Óbidos¹. Em geral, existe uma relação muito estreita entre a precipitação e o escoamento, como se deduz da correlação entre os valores mensais médios destes parâmetros, obtidos na bacia do rio Arnóia². Embora os dois anos de registos não possam ser considerados como representativos dos escoamentos da bacia, a comparação entre os valores das precipitações mensais médias permitiu verificar que os valores observados nesse período não se afastam muito da média. As precipitações são idênticas em todas as bacias da área e o regime da rede hidrográfica é, pelo que observámos no campo ao longo dos últimos cinco anos, semelhante (Figs. I-15 e I-16).

Assim, os valores do escoamento indicam um regime torrencial dependente, quase exclusivamente, da precipitação, com caudal muito reduzido no Verão (meses de Junho a Setembro) e por vezes no Outono. Nestas estações do ano, junto às cabeceiras, deixa de haver escoamento superficial. Logo que o solo se encontre saturado (o que acontece com facilidade pois estes são, na maioria, argilosos), cada chuvada provoca uma imediata subida no caudal.

¹- Realizados pela Comissão Nacional do Ambiente, 1981-1982.

²- A precipitação média calculada para esta bacia é a mesma para toda a Lagoa de Óbidos e foi obtida pela média normal (1941-74) das precipitações registadas nas estações de Caldas da Rainha, Cabo Carvoeiro e Rio Maior.

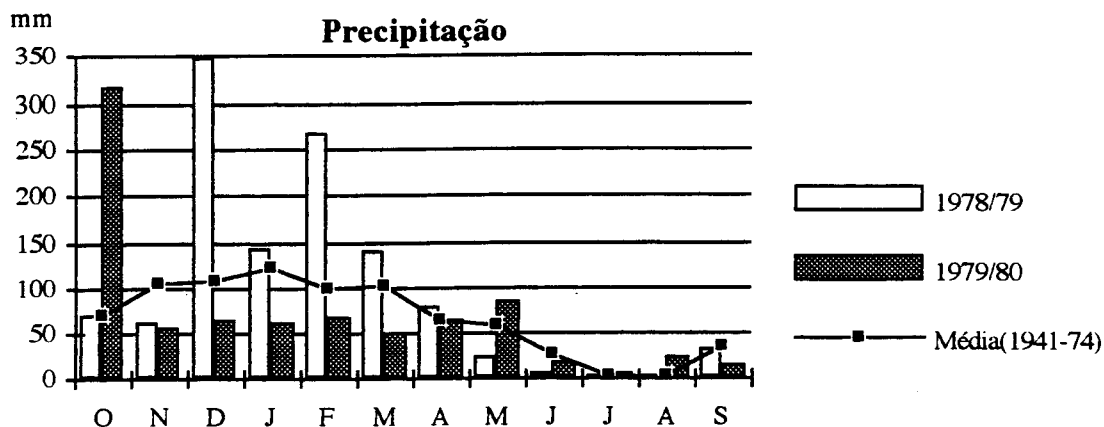
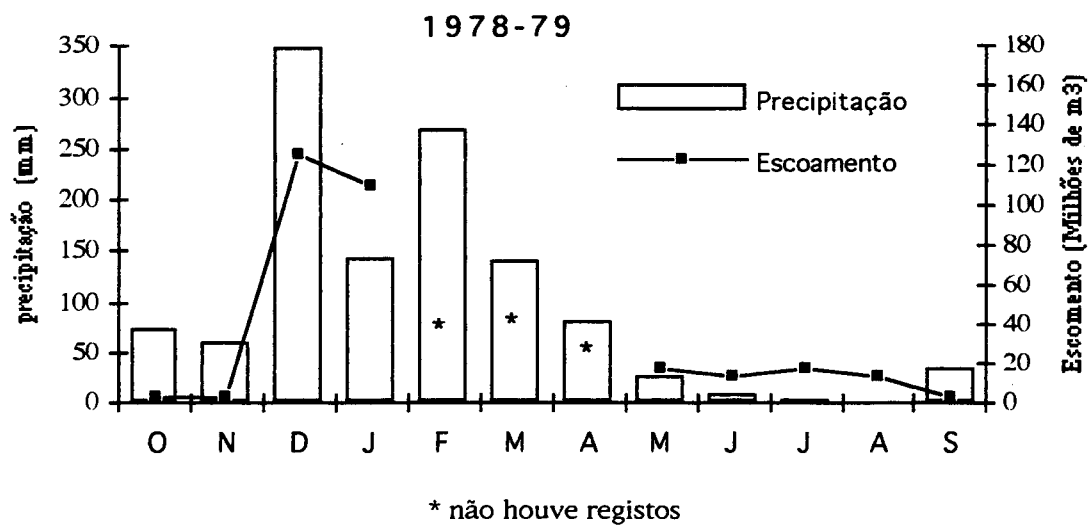


Figura I-15- Precipitações mensais registadas na bacia hidrográfica da Lagoa de Óbidos nos anos hidrológicos 1978-1979-1980 e médias normais entre 1941 - 1974 (valores obtidos na D.G. R.A.H.)



* não houve registos

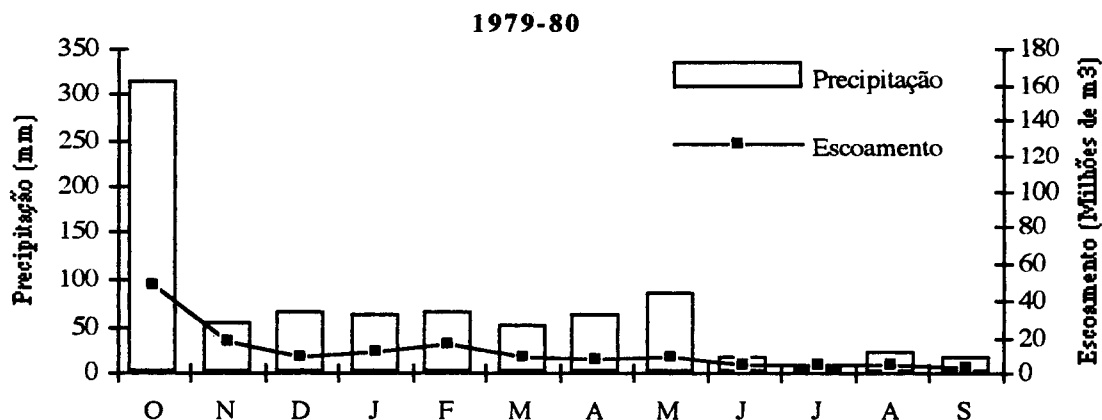


Figura I-16- Relação entre a precipitação mensal na bacia hidrográfica do rio Arnóia e o escoamento medido junto à ponte de Óbidos (valores obtidos na D.G.R.A.H.)

Como as bacias hidrográficas costeiras são pequenas e o escoamento depende directamente da precipitação, o contributo sedimentar, destas, para a plataforma continental é muito reduzido, atendendo a que na secção vestibular o declive é quase nulo e que as duas principais bacias desaguam na Baía de S. Martinho e na Lagoa de Óbidos, onde fica retida grande parte das aluviões transportadas. No entanto, em época de cheia, as mais finas, os restos de vegetação e resíduos sólidos chegam ao litoral, onde são distribuídos pelas correntes de deriva que os encaminham para o largo¹ ou para a praia, local onde foram identificados².

A ausência de grandes cursos de água com elevada capacidade para transportar sedimentos e a presença, muito próximo da costa, do canhão submarino da Nazaré, fazem com que este sector litoral manifeste, relativamente ao conjunto do litoral ocidental de Portugal, um défice sedimentar, como referiremos na Parte II.

¹ - o transporte de sedimentos finos para o largo ou junto à praia observa-se junto às embocaduras, durante, ou a seguir, aos períodos de maior precipitação, pela diferente coloração das águas, resultante da carga em suspensão.

² - Referir-nos-emos a este facto na parte II, capítulo 2, onde será feita a caracterização dos sedimentos das praias.

3 - Características climáticas da atmosfera e do mar

3.1- O clima da faixa litoral

A caracterização climática da faixa litoral será feita utilizando os valores das estações de S. Pedro de Muel, Marinha Grande, Alcobaça, Caldas da Rainha e Cabo Carvoeiro, cuja localização e período de funcionamento constam do Quadro I-II¹.

Quadro I-II- Localização e período de funcionamento das estações meteorológicas

| Nome | Coordenadas | Altitude (m) | Período |
|------------------|-----------------------|--------------|---------|
| S. Pedro de Muel | 39° 45' N 9° 02' W | 40 | 1964-80 |
| Marinha Grande | 39° 46' N 8° 56' W | 83 | 1941-70 |
| Alcobaça | 39° 33' N 8° 58' W | 75 | 1941-70 |
| Caldas da Rainha | 39° 24' N 9° 08' W | 70 | 1941-70 |
| Cabo Carvoeiro | 39° 21' N 9° 24' W | 32 | 1941-70 |
| Ferrel | 39° 23' N 9° 17' W | 17 | 1988 |

Junto ao litoral dispomos apenas de duas estações meteorológicas com uma série de registos longa; S. Pedro de Muel, 8 km a norte da Nazaré e já fora da área de estudo, localizada junto ao farol existente no topo da arriba e Cabo Carvoeiro, 60 km a SW da primeira, situada na extremidade ocidental da península. A estação de Ferrel instalada pelo Instituto Hidrográfico em 1988, está bem localizada no topo da arriba e sem qualquer abrigo que altere os valores, não dispõe ainda de uma série de registos que permita a comparação com as

¹ - Os valores dos elementos climáticos foram extraídos do Fascículo XLIX, vol.2, 2ª Região do I.N.M.G.(1991), relativamente às médias 1941-70.

médias das outras estações do litoral; utilizaram-se apenas os valores diários do vento e pressão atmosférica correspondentes ao período dos levantamentos de campo (1989-94). As restantes estações estão instaladas em locais geográficamente muito diferenciados. Marinha Grande, 9 km a leste de S. Pedro de Muel localiza-se numa área aplanada e abrigada das influências marinhas provenientes de Norte e Oeste pelo vasto campo dunar estabilizado, onde está implantado o Pinhal de Leiria. A estação de Alcobaça, a altitude e distância ao mar semelhantes, situa-se no fundo de uma depressão, abrigada por vertentes de forte declive, interrompida a NW pelo vale encaixado do rio Alcoa. Mais ao sul a estação de Caldas da Rainha, está instalada no rebordo oriental da depressão diapírica e encontra-se bem exposta aos quadrantes de NW e S.

O vento é dos elementos climáticos que mais interfere na dinâmica e no clima do litoral. A acção deste é determinante na modificação da ondulação proveniente de áreas distantes, na geração de pequenas ondas locais e no transporte de sais e materiais finos (areias finas e siltes e argilas) para o continente, onde os acumula sob a forma de dunas. Nas estações consideradas, predominam os ventos do Norte e Noroeste durante cerca de 60% do ano no Cabo Carvoeiro, (dos quais 37% de N), 56% em Alcobaça, 50% em S. Pedro de Muel e Marinha Grande e 45% em Caldas da Rainha). Os do quadrante Sul representam cerca de 25% em nas estações situadas junto à costa e em Alcobaça e 15-20% nas restantes, como se pode observar na Figura I-17. De salientar a quase ausência de calmas¹ no Cabo Carvoeiro (0,7%), frequência que aumenta em S. Pedro de Muel (11%); das estações interiores Caldas da Rainha, regista a maior percentagem (34%) e Alcobaça a menor (8%).

Para tornar mais clara a variação da frequência e da velocidade do vento ao longo do ano, agrupámos os rumos em três conjuntos, correspondentes às maiores frequências; N-NW, S-SW-W (ventos de mar), NE-E-S (ventos de terra). Junto à costa os fluxos de N e NW são os mais frequentes (Fig. I-18); atingem maiores velocidades ao longo de todo o ano, excepto em Alcobaça e são sempre mais fortes no Cabo Carvoeiro. Nas estações interiores, os fluxos de S e SW atingem maior velocidade no Inverno e os de N e NW são, de Verão, os mais fortes na

¹- Ventos com velocidade inferior a 1 km/h

Marinha Grande; nas Caldas da Rainha e em Alcobaça, no mês de Agosto, predominam ventos de terra (leste).

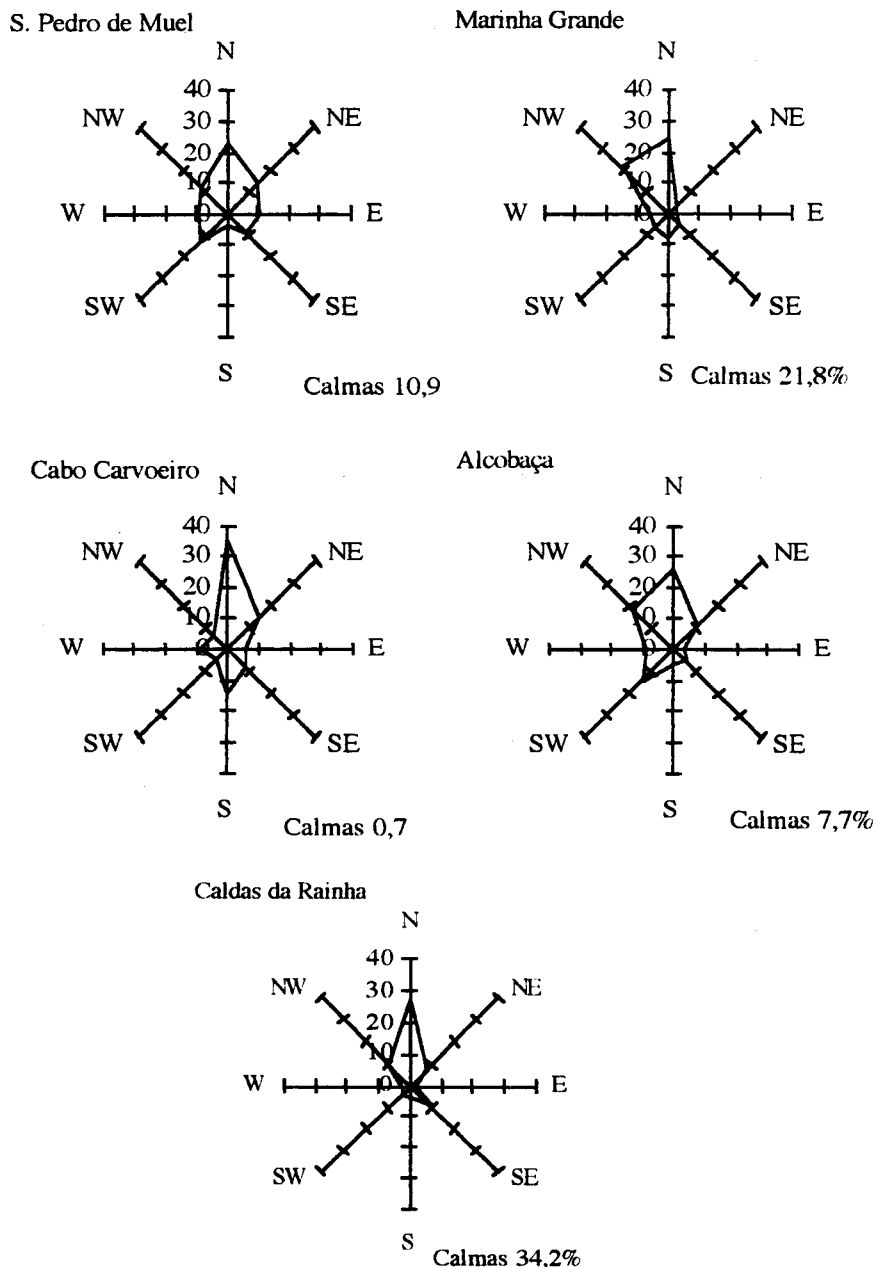


Figura I-17- Frequência média dos ventos em cada rumo (valores em %, médias de 1964-80 para S. Pedro de Muel e de 1941-70 para as restantes)

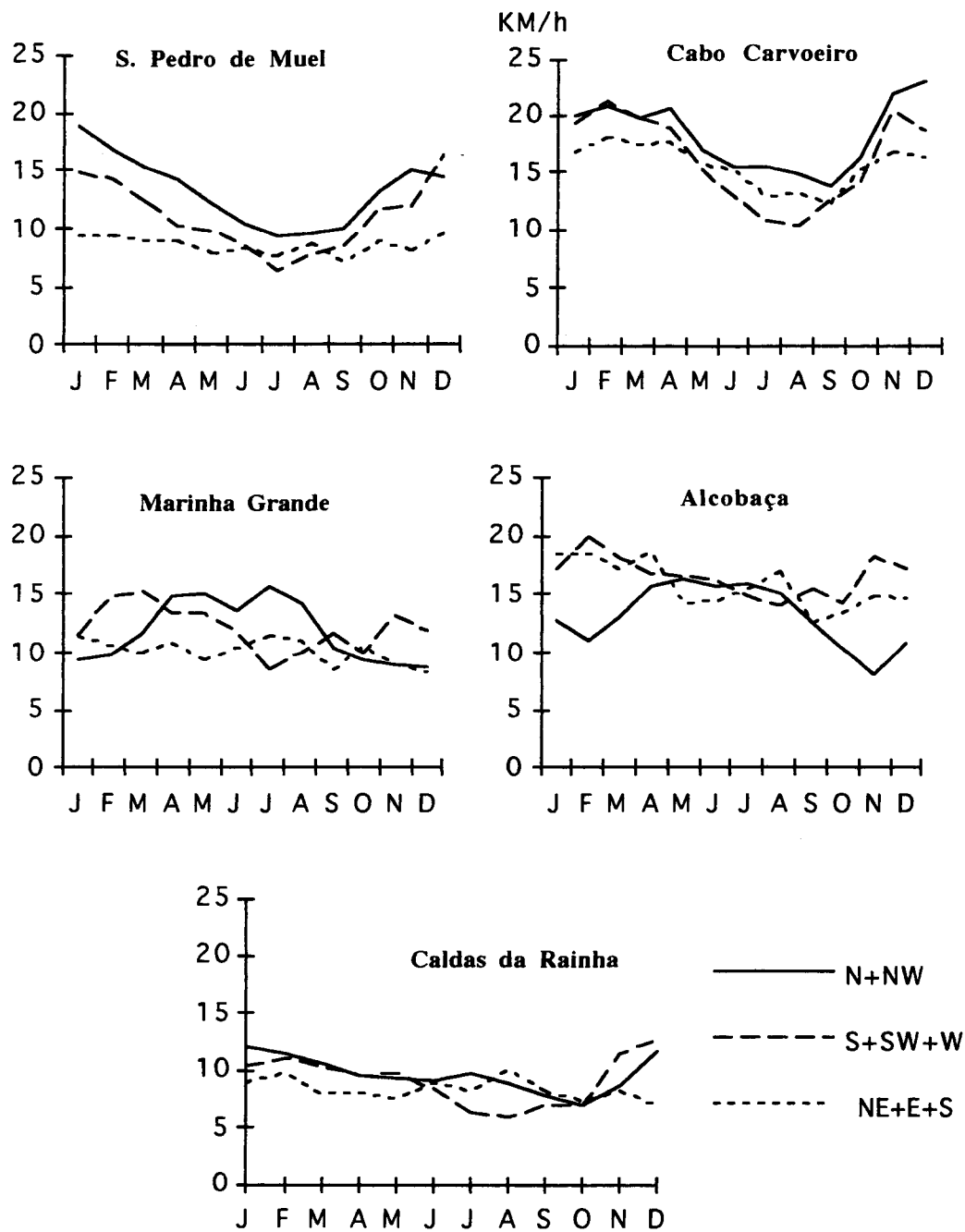


Figura I-18- Velocidade do vento nos principais grupos de rumos (valores em km/h, médias de 1964-80 para S. Pedro de Muel e de 1941-70 para as restantes).

A frequência e intensidade dos ventos de N e NW origina no mar uma deriva das águas superficiais para o largo que é compensada pela ascensão de águas frias profundas (upwelling

costeiro) responsáveis pelo abaixamento da temperatura da água e da camada de ar em contacto com ela e pela a formação de nevoeiros. Esta situação pode verificar-se em qualquer época do ano, no entanto, é mais intensa no Verão, de acordo com a frequência e intensidade dos ventos de N e NW.

A temperatura é também um elemento climático importante que interfere no modelado litoral. Contribui directamente para a meteorização da superfície das rochas na faixa intertidal, onde o contraste térmico entre os períodos de emersão e submersão é forte, dadas as diferenças de temperatura entre a água do mar e do ar. Por outro lado a temperatura interfere também na coesão dos sedimentos finos (areias e argilas), impedindo ou facilitando secagem e a mobilização dos sedimentos pelo vento ou desencadeando processos de desabamento determinados pela retracção dos materiais argilosos, nas vertentes costeiras e nas arribas.

A temperatura média anual é semelhante em todas as estações, registando-se, de norte para sul, um aumento de cerca de 1°C; 14,1°C em S. Pedro de Muel 14,4°C na Marinha Grande, 15°C em Alcobaça, 15,2°C Caldas da Rainha, 15,21°C no Cabo Carvoeiro (Quadro I-III).

Quadro I-III- Temperatura e precipitação média anual registada em cada estação meteorológica

| Estações meteorológicas | Precipitação média anual | Temperatura média anual | Período de observação |
|-------------------------|--------------------------|-------------------------|-----------------------|
| S. Pedro de Muel | 710 mm | 14,1 °C | 1964-80 |
| Marinha Grande | 883 mm | 14,4 °C | 1941-70 |
| Alcobaça | 932 mm | 15 °C | 1941-70 |
| Caldas da Rainha | 638 mm | 15,2 °C | 1941-70 |
| Cabo Carvoeiro | 567 mm | 15,1 °C | 1941-70 |

Nas estações junto à costa (Fig. I-19) a temperatura média situa-se, no Verão, entre 17,8°C (Julho e Agosto) em S. Pedro de Muel e 18,4°C (Agosto) no Cabo Carvoeiro; a média das máximas não ultrapassa os 21-22°C (Agosto) e a média das mínimas os 6,3°C (Dezembro) e 8,8°C (Janeiro). Nas estações do interior a temperatura médias varia entre 19°C na Marinha Grande e 20°C em Alcobaça e nas Caldas da Rainha no mês de; a média das mínimas oscila

entre 4°C (em Fevereiro na Marinha Grande) e 7°C (em Janeiro nas Caldas da Rainha) e a das máximas entre 24°C (Caldas da Rainha) e 26°C (Alcobaça). A duração do período quente,

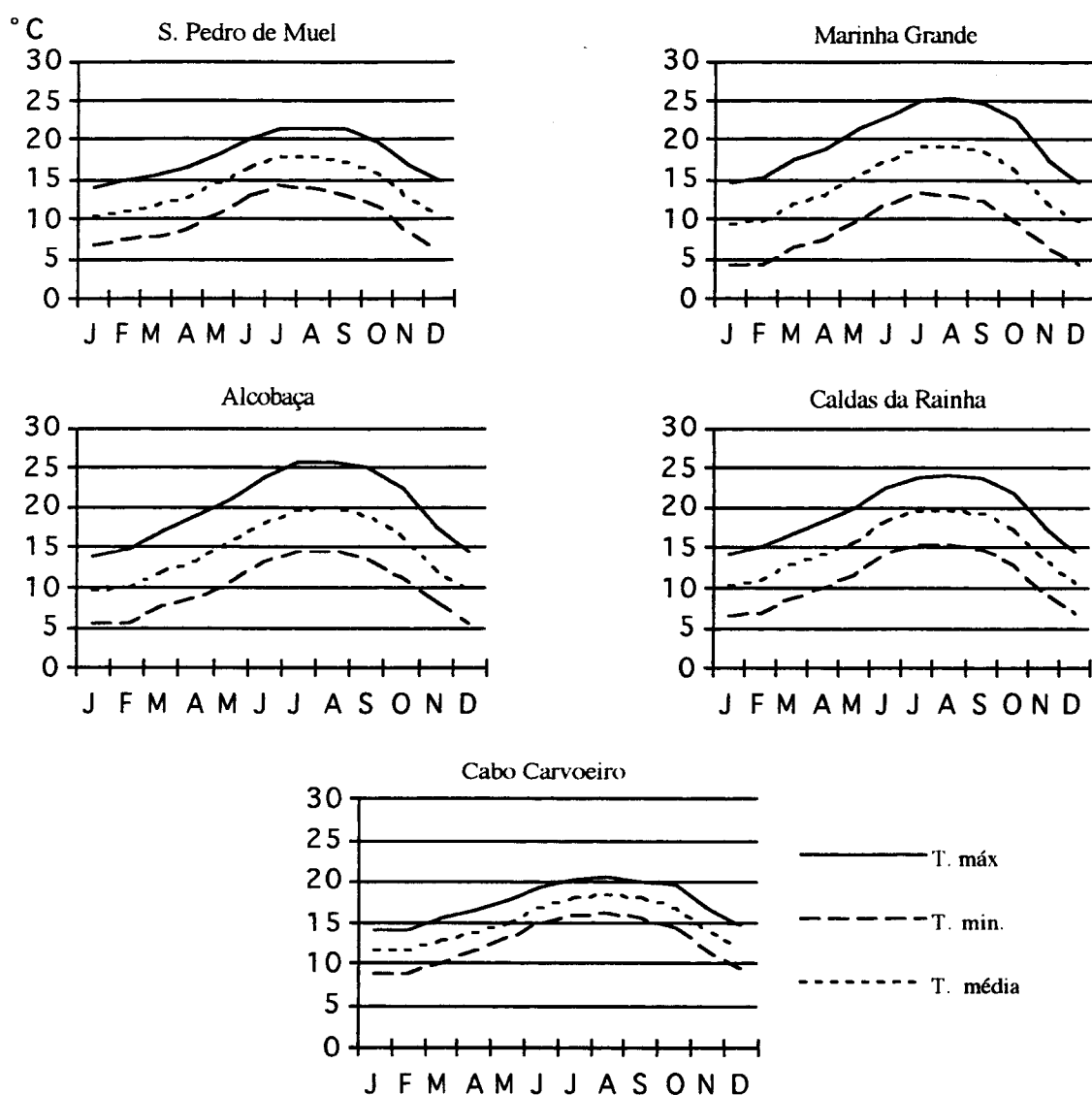


Figura I-19-Variação da temperatura média e da média das mínimas e máximas (médias de 1964-80 para S. Pedro de Muel e de 1941-70 para as restantes).

considerado como o número de dias com temperatura máxima superior a 25°C, é superior nas estações do interior (Fig. I-20); Alcobaça (66), Marinha Grande (54) e Caldas da Rainha (38). Junto à costa é mais reduzido (14 dias em S. Pedro de Muel e apenas 5 no Cabo Carvoeiro).

Estes valores, de acordo com os critérios definidos por **Daveau et al.**(1985) apontam para tipos de Verão moderado no primeiro caso e Verão fresco no segundo. O número de dias com temperatura inferior a 0°C e com geada aumenta substancialmente da costa para o interior (0 no Cabo Carvoeiro, 2 e <1 em S. Pedro de Muel, 22 e 26 na Marinha Grande, 12 e 32 em Alcobaça, 2 e 16 nas Caldas da Rainha). Esta grande heterogeneidade de valores, resultante de

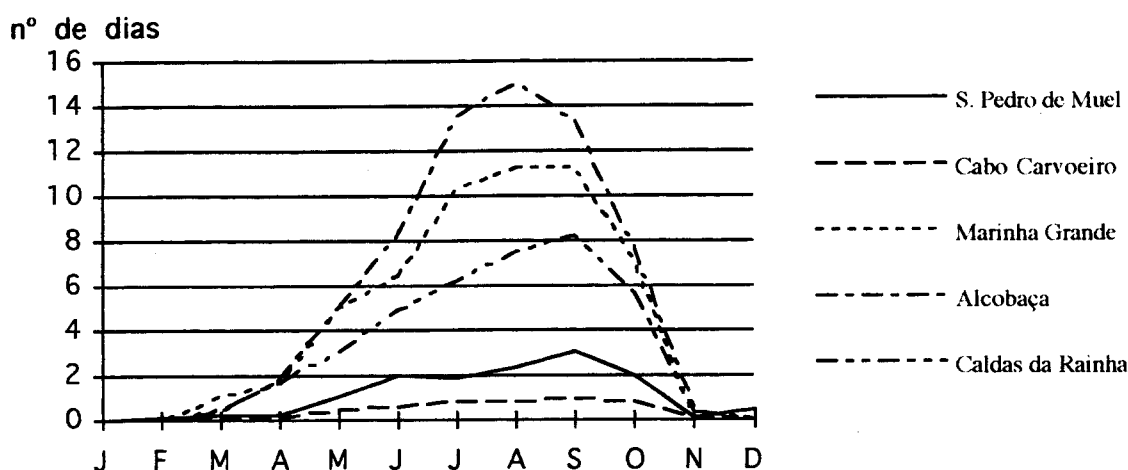


Figura I-20 - Número de dias com temperatura máxima superior a 25°C (médias de 1964-80 para S. Pedro de Muel e de 1941-70 para as restantes).

locais de abrigo e humidade, permite, de acordo com os critérios estabelecidos por **Daveau et al.** (1985), considerar três tipos de Inverno; Tépido em S. Pedro de Muel, Cabo Carvoeiro e Caldas da Rainha, Moderado em Alcobaça e Fresco na Marinha Grande.

A precipitação anual registada (Quadro I-3 e Fig. I-21) é mais baixa no Cabo Carvoeiro (567 mm) do que em S. Pedro de Muel (710 mm), aumenta nas estações do interior e atinge o valor máximo em Alcobaça (932 mm). É provável que a precipitação mais reduzida no Cabo Carvoeiro justifique, em parte, a presença de retalhos de duna com consolidação aí existentes e a que nos referiremos na Parte II. Para norte de S. Martinho do Porto, onde os valores da precipitação e da humidade atmosférica aumentam, não foram observados vestígios de consolidação, pois a secura acentuada e as variações estacionais da temperatura podem favorecer os processos de dissolução e precipitação do carbonato de cálcio; como a lixiviação é

reduzida as soluções mantêm-se dentro do depósito e não são evacuadas, favorecendo assim a consolidação.

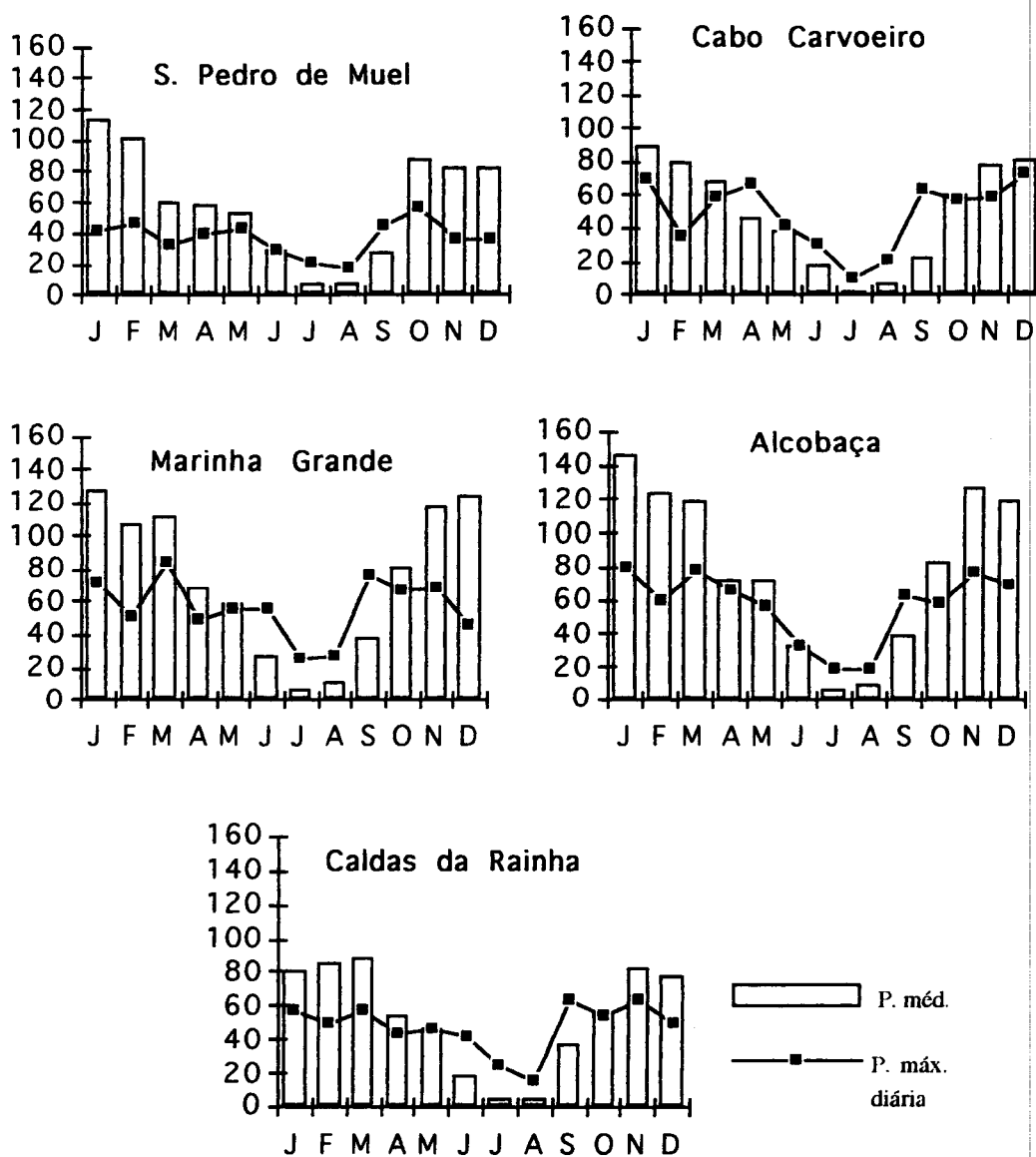


Figura I-21 - Variação das precipitações média mensal e máxima diária (médias de 1964-80 para a estação de S. Pedro de Muel e 1941-70 para as restantes)

Não existem publicados os registos horários da precipitação que permitam avaliar a relação entre a ocorrência de chuvas concentradas e a activação dos processos das arribas. No entanto, os valores da precipitação máxima diária (Fig. I-21) permitem verificar que num só dia, por vezes em poucas horas, se concentram entre 60 a 90% das precipitações médias do mês, factor determinante na evolução morfogenética das vertentes e arribas, modeladas em rochas e solos predominantemente argilosos, desencadeando os processos de deslizamento tão frequentes na área.

A ocorrência de nevoeiro é uma característica do clima das áreas litorais e elemento importante na evolução das praias. O ar saturado de humidade dificulta a mobilização dos sedimentos finos pelo vento e favorece o desenvolvimento da vegetação. A presença de nevoeiro verifica-se ao longo de todo o ano, com maior predomínio no Verão onde a proximidade das águas do mar, relativamente mais frescas, favorece a condensação. De salientar que devido à presença do fenómeno hidrológico costeiro de "Upwelling", a temperatura da água do mar na costa ocidental é, com maior incidência no Verão, inferior à de outras regiões situadas à mesma latitude (D. Brum Ferreira, 1984), acentuando ainda mais o contraste térmico entre os domínios continental e marinho. Nas Caldas da Rainha e Alcobaça esta tendência não é tão evidente, como se pode observar na Figura I-22. Nas estações do litoral o

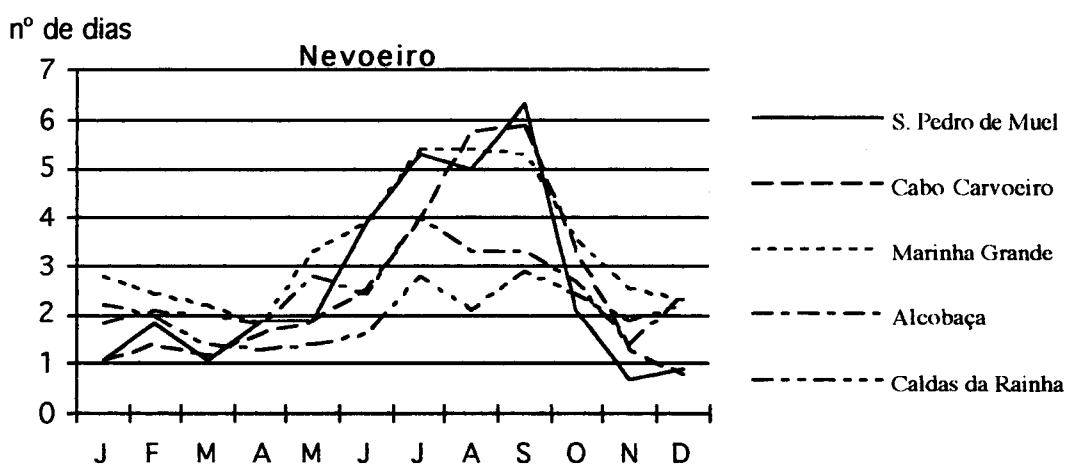


Figura I-22- Distribuição mensal do número de dias com nevoeiro (médias de 1964-80 para a estação de S. Pedro de Muel e 1941-70 para as restantes)

número de dias de nevoeiro durante os meses de Verão (Junho, Julho, Agosto e Setembro) representa 58% do total anual em S. Pedro de Moel e 64% no Cabo Carvoeiro, enquanto em Alcobaça e Caldas os valores são da ordem dos 45 e 41%. A Marinha Grande apresenta valores intermédios entre os conjuntos indicados, com 53% dos dias de nevoeiro concentrados no Verão. Relativamente ao número total de dias de nevoeiro por ano, as estações do interior, situadas mais a norte em locais abrigados e baixos que favorecem a estabilidade das massas de ar, registam valores mais elevados; 52 dias por ano na Marinha Grande, 40 em Alcobaça (Fig. I-23). Em S. Pedro de Muel e no Cabo Carvoeiro os valores anuais são inferiores, 28 e 32 dias, respectivamente. Nas Caldas da Rainha o nevoeiro é muito pouco frequente; ocorre apenas 19

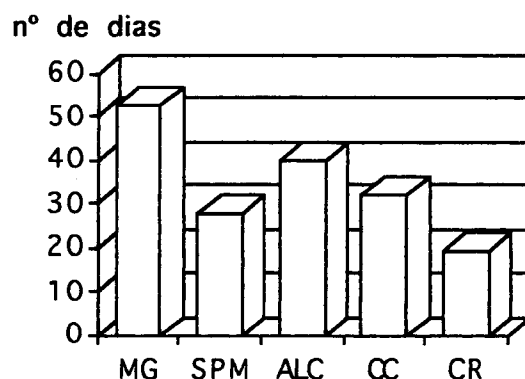


Figura I-23 - Número médio de dias de nevoeiro por ano (MG- Marinha Grande, SPM-S. Pedro de Muel, ALC-Alcobaça, CC- Cabo Carvoeiro, CR- Caldas da Rainha, médias de 1964-80 para a estação de S. Pedro de Muel e 1941-70 para as restantes)

dias por ano e preferencialmente no Inverno, facto que talvez possa ser justificado pela ausência de relevos significativos ao norte e poente e pela localização da estação a meio da vertente (70 m de altitude).

A comparação dos valores registados em cada estação meteorológica permitiu verificar que existe junto à costa (S. Pedro de Muel e Cabo Carvoeiro) um predomínio dos ventos do quadrante Norte, uma diminuição da média das temperaturas máximas e mínimas e da

precipitação. Para o interior, num curto espaço, o predomínio dos ventos de Norte atenua-se e aumentam os valores das temperaturas médias e absolutas assim como da precipitação (Quadro I-2).

De acordo com a classificação de **W. Köppen** (1948) o clima da região estudada pertence ao tipo C s b¹. O cálculo dos índices hídricos pelo método de **C. W. Thornthwaite** (1948), apresentado em **Silva et al.** (1961), permitiu verificar que estes se elevam à medida que se caminha do litoral para o interior (Serra dos Candeeiros), baixando a poente na região Marinha Grande-Nazaré, no interior da depressão diapírica e na plataforma de Peniche; Alcobaça apresenta um tipo B1 B'2 w a'² (diferindo do da Marinha Grande apenas nas disponibilidades em água) e Caldas da Rainha e Cabo Carvoeiro um tipo C1 B'2 d a'³, o que está de acordo com as variações apresentadas no parágrafo anterior.

3.2- Clima de agitação marítima

O clima da faixa litoral resulta de condições meteorológicas gerais, em regra originadas no Atlântico Norte e modificadas pelas condições de circulação local. Mas numa faixa com características geomorfológicas tão diversas, o regime geral de ventos sofre acentuados desvios de fluxo, impostos pela altura, orientação e recorte da costa.

¹ - C - clima temperado com chuva e sem quedas regulares de neve; a temperatura média do ar no mês mais frio está compreendida entre 0 e 18° C; s - com precipitação média do mês mais quente inferior a 30 mm e a um terço do mês mais chuvoso; b - verão pouco quente e prolongado e a temperatura médias do ar no mês mais quente inferior a 22° C e mais de quatro meses em que é superior a 10° C

² - B1-húmido; B'2-mesotérmico; w-com deficiência moderada de água no Inverno, a'-concentração térmica estival do tipo marítimo

³ - C1-sub-húmido seco; d-nulo ou pequeno excesso de água no Inverno

A costa ocidental portuguesa, de acordo com **Oliveira Pires (1989)**, é afectada por um clima de agitação marítima onde predominam as componentes de geração distante, com altura e períodos superiores às que ocorrem, em regra, pela acção do vento local. Esta tendência acentua-se no sector litoral estudado, exactamente exposto a NW (orientação geral N45E), quadrante de onde provém a ondulação gerada no oceano, associada aos ventos locais dominantes de N e NW que ocorrem durante cerca de 80% do ano (mar de noroeste).

No Inverno, a agitação marítima está associada a áreas de geração situadas no bordo NE do anticiclone dos Açores ou a situações de circulação NW pós-frontais ou depressionárias que originam, em média, ondulação com 2,5 m de altura e 9 segundos de período, mas que atingem com frequência 5-6 m.

No Verão, a agitação marítima está dependente das condições meteorológicas que determinam o regime da "Nortada" e provocam ondas com 1-1,5 m de altura e 7-8 segundos de período, com uma variação periódica diurna; maiores alturas e períodos ao fim da tarde, decrescendo depois até ao início da manhã.

A ondulação de SW, associada a superfícies frontais com trajectória SW-NE ou a depressões estacionadas a SW de Portugal, é muito significativa na dinâmica do litoral, embora menos frequente, pois origina agitação com altura de 3-4 m e períodos de 9-10 segundos. No entanto, quando as superfícies frontais estão associadas a depressões muito cavadas a ondulação pode atingir 7 m, ou mais. No Inverno e em média uma vez por ano, quando a frente polar atinge latitudes mais baixas, formam-se ao largo áreas de geração de ventos que originam ondulação forte de W (> a 7-8 m de altura e a 16 segundos de período) causadora de temporais em toda a costa; podem durar cerca de uma semana e desencadear intensas correntes de deriva que causam forte erosão nas praias e arribas.

Na área considerada não existem registos de ondulação com séries longas, que permitam a compreensão do clima de agitação marítima da região, responsável pelos processos morfológicos e sedimentares que se verificam nas praias e arribas, permanentemente expostas à sua influência. Basearemos o nosso estudo na comparação dos registos médios disponíveis para a Figueira da Foz (médias de 1990-93)¹ e Cabo da Roca (médias de 1976-80)², situados a

¹- Valores médios referidos por **M. Costa**, relatório do I.H., 1994

norte e a sul da área estudada. Nestas estações a ondulação de 2-3 m de altura é a mais frequente (42%), registando-se na Figueira da Foz um aumento geral da altura devido à menor ocorrência de ondulação com menos de 1 m (9,4%) (13,6%) e ao aumento de alturas superiores a 4 m, diferença que pode resultar dos diferentes períodos de observação utilizados (fig. I-24).

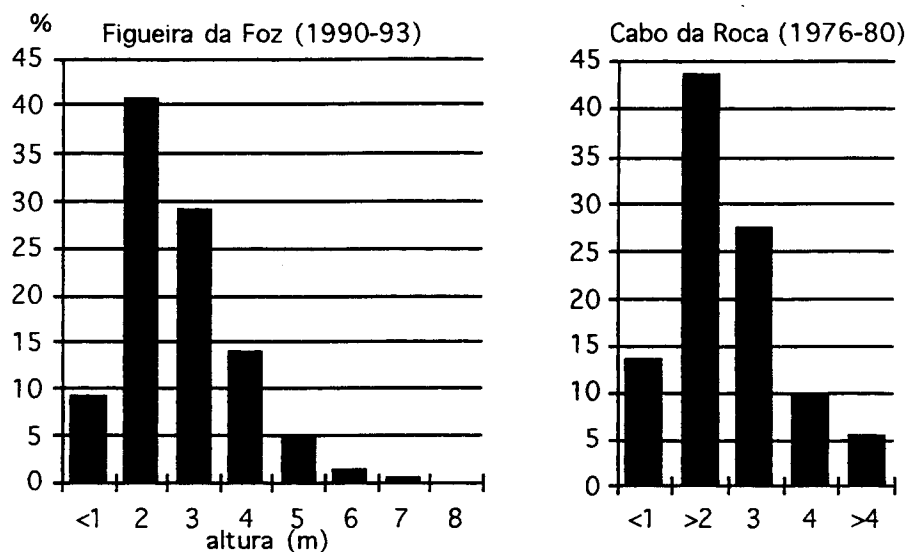


Figura I-24 - Frequência média anual da altura ondulação na Figueira da Foz e no Cabo da Roca

No Cabo da Roca a altura média da ondulação registada entre 1989-91, foi superior a 1 m durante cerca de 58% do ano (fig. I-25), ocorrendo entre os meses de Abril a Setembro, com maior incidência em Julho e Agosto (40%). A ondulação com altura superior a 4 m foi mais frequente nos meses de Fevereiro (22%), Dezembro (12%), Janeiro e Março (9%), ocorrendo com menor intensidade de Outubro a Abril, período em que ondas com menos de 1 m de altura, não têm significado.

A caracterização da ondulação ocorrida durante a execução dos perfis de praia (entre 1989-1991 e Janeiro de 1994) foi feita a partir dos registos horários obtidos no ondógrafo do Cabo da Roca. Localizado a sul de Peniche (70 km), mesmo com algumas lacunas nos registos e valores médios de apenas quatro anos (entre 1976-80), foi este o único, na região

2. Valores médios referidos em O. Pires (1989) e registos diários adquiridos ao I.N.M.G.

centro, que dispunha de valores para o período considerado. Os valores médios mensais, registados em cada ano apresentam-se nas Figuras I- 26 e I-27.

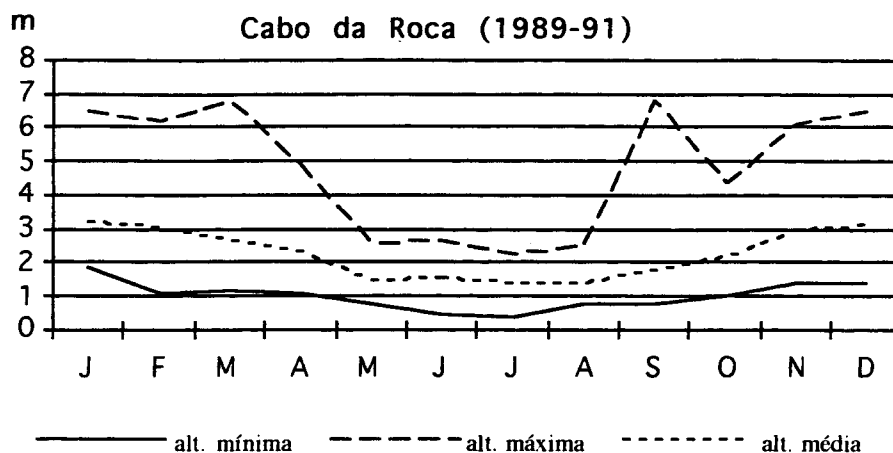


Figura- I-25 - Variação mensal da altura da ondulação no Cabo da Roca (valores em metros)

Ao longo do período dos levantamentos de campo houve clara predominância de ondulação de NW e W (fig. I-27).

A ondulação de NW foi a mais frequente; fez-se sentir durante 72% do ano (com registos) de 1989, 73% em 1990 e 83% no ano (com registos) de 1991, com máximos que atingiram 95 a 100% em Julho e Agosto (como aconteceu em 1990), Março (1991) e Outubro (1989).

A ondulação de W, menos frequente, verificou-se durante cerca de 25% do ano em 1989, 18% em 1990 e 15% em 1991, ocorrendo em regra no Inverno (95% em Dezembro de 1989, 40-50% em Janeiro de 1990 e 1991 e Fevereiro de 1990).

A ondulação de N, muito pouco frequente, verificou-se entre 1 a 4% do ano, tendo em 1990 atingido os 4%; a distribuição ao longo do ano foi muito variável.

A ondulação de SW foi inferior a 0,2% em 1989 e 1991, apenas em 1990 atingiu 4% nos meses de Outubro e Novembro.

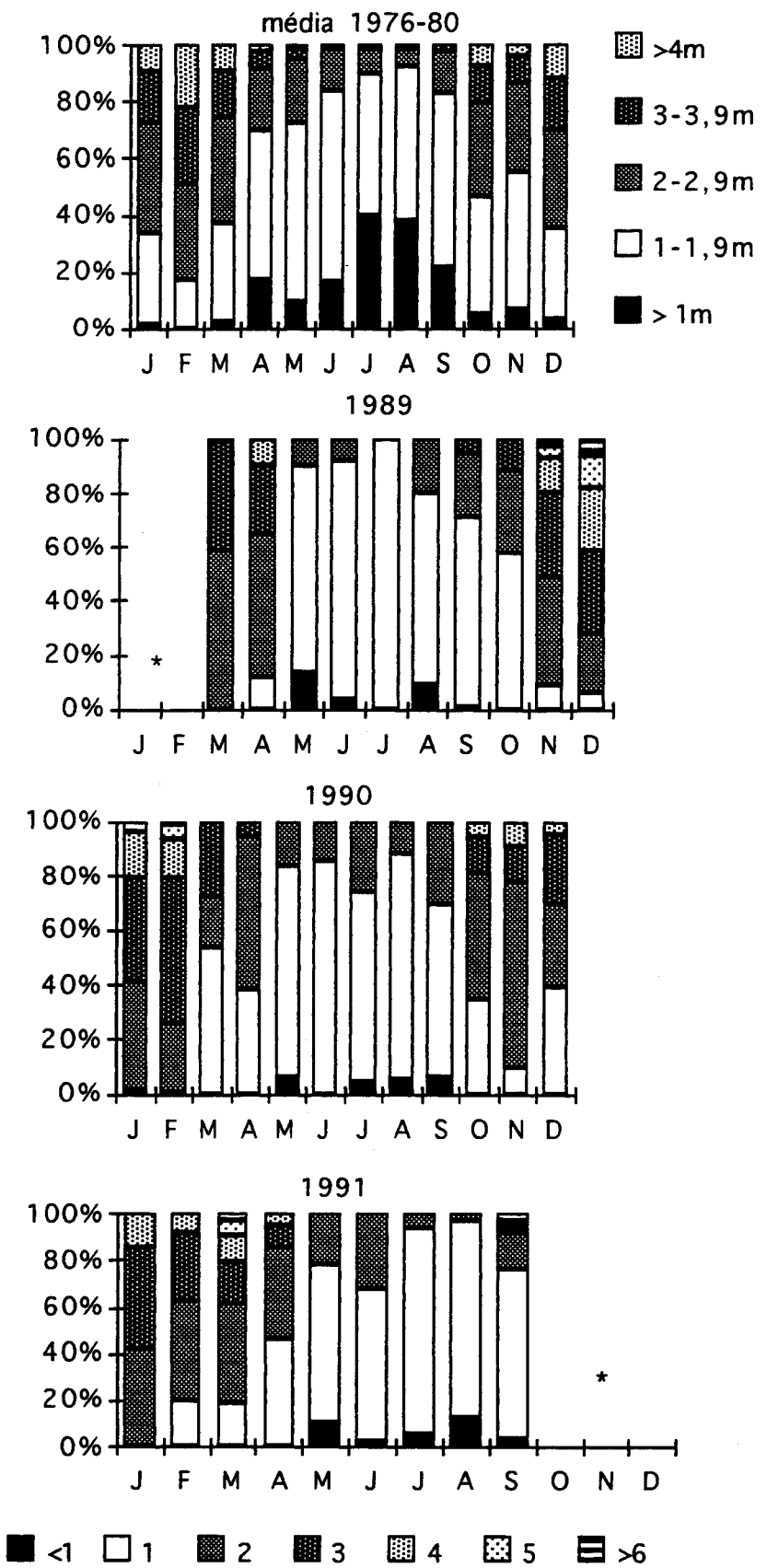


Figura I-26- Frequência mensal da altura da ondulação no Cabo da Roca. Médias de 1976-80, de 1989, 1990 e 1991 (altura expressa em metros * não houve registos)

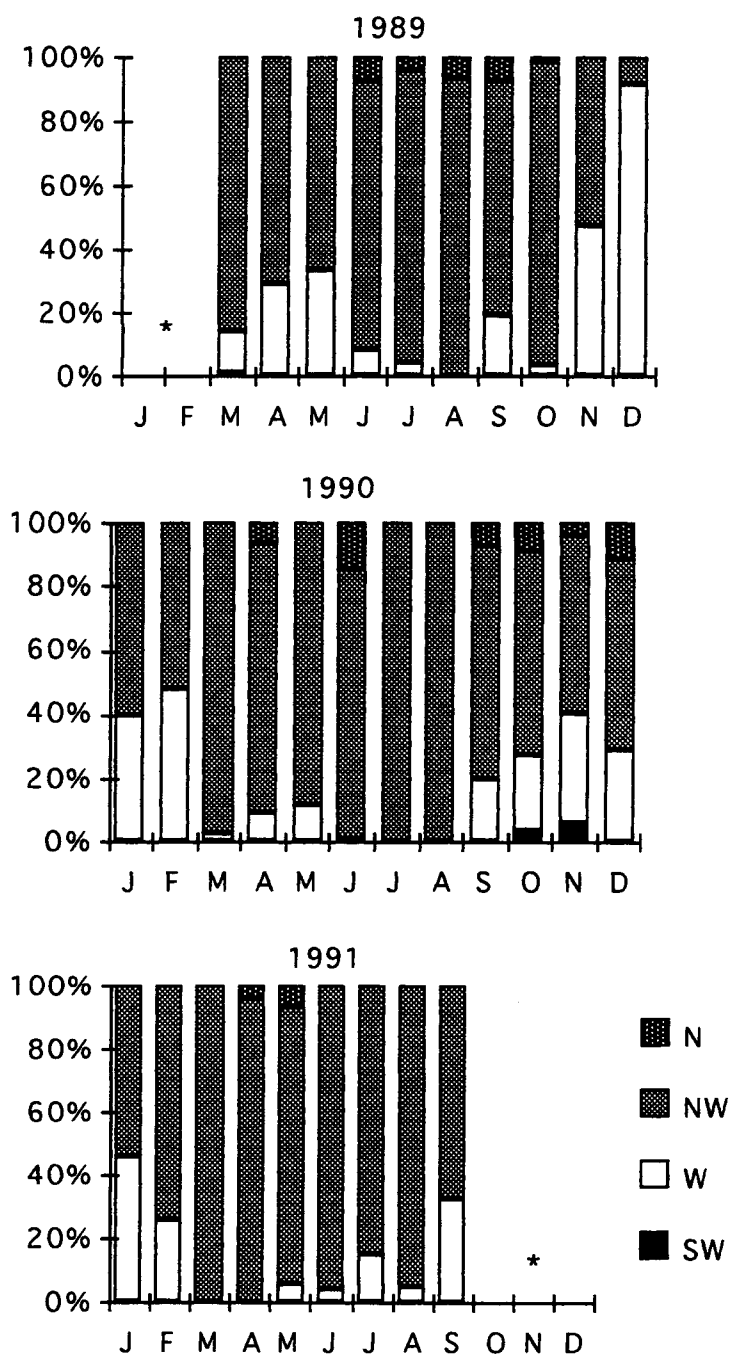


Figura I-27- Frequência mensal da direcção da ondulação ao longo dos anos de 1989-1991, no Cabo da Roca

No inverno, cerca de 80% da ondulação de NW atingiu 2-3 m de altura e 15% os 3-4 m, com períodos de 9-10 segundos. No verão, as alturas de 1-2 m verificam-se em mais de 80%, com períodos de 7-9 segundos.

De acordo com Pires (1989) a ondulação de NW predomina na costa ocidental portuguesa durante cerca de 80% do ano originando, o designado, "mar de noroeste"; os valores obtidos no Cabo da Roca entre 1989 e 1991, confirmam esta tendência geral.

Na estação de Ferrel¹, durante o mesmo período, o vento soprou de N e NW apenas em cerca de 50% dos dias do ano, com maior frequência (60-65%) e velocidade no Verão e os rumos diários do vento local poucas vezes coincidiram com os da ondulação, como referiremos na Parte II, Capítulo 2.3.

A comparação do rumo e frequência da ondulação e do vento (embora tenham sido obtidos em locais diferentes; Cabo da Roca e Ferrel) permite concluir que o regime de agitação marítima não é determinado pelo regime de vento junto à costa, mas sim pelas condições meteorológicas dominantes no Atlântico Norte.

Os registos de ondulação obtidos de 6 em 6 horas² no Cabo da Roca, revelaram, entre Março de 1989 e Janeiro de 1994, nove períodos de tempo com ondulação média superior a 5 m de altura (Quadro I-IV), valor que na costa ocidental portuguesa é considerado como de tempestade.

Quadro I-IV- Períodos de ondulação com altura média superior a 5 m de altura, registados no Cabo da Roca, entre Março de 1989 e Janeiro de 1994 (Hm - altura média da onda em metros; Hmáx - altura máxima da onda em metros Tz - período da onda em segundos)

| DATAS | AGITACÃO MARITIMA | | | |
|-----------------|-------------------|----------|--------|------|
| | Hm (m) | Hmax (m) | Tz (s) | Rumo |
| 19-21 NOV. 1989 | 5,6 | 6,1 | 9,6 | WSW |
| 16-19 DEZ. 1989 | 5,7 | 6,5 | 9,9 | WSW |
| 26-27DEZ-1989 | 5,6 | 6,1 | 11 | WNW |
| 30-31 JAN. 1990 | 5,7 | 6,5 | 12,2 | WNW |
| 7 FEV.1990 | 5,2 | 5,4 | 13 | W |
| 6-8 MAR. 1991 | 5,7 | 6,8 | 10,6 | W |
| 29-30 SET. 1991 | 5,7 | 6,8 | 10,5 | NW |
| 6-7JAN.1994 | 6 | 7,1 | 10,1 | WNW |
| 11 JAN. 1994 | 5,7 | 6,1 | 11,3 | WNW |

1- Só conseguimos obter os valores horários do rumo e intensidade do vento, registados na estação meteorológica, pertencente ao Instituto Hidrográfico e a funcionar desde 1988.

2- Às 0, 6, 12 e 18 horas

Os períodos de tempestade estiveram associados a situações de vento forte na costa e pressão atmosférica muito baixa (com exceção dos valores de Setembro de 1991) como se pode observar pelos valores do Quadro I-V. A altura máxima da ondulação foi de 7,1 m, registada nos dias 6 e 7 de Janeiro de 1994. No mesmo período de tempo registou-se vento forte (60 km/h) de SW e pressão atmosférica baixa (995 hPa).

É provável que durante a ocorrência destes episódios de tempestade tenha havido uma sobrelevação do nível do mar ("storm surge"), como foi constatado noutras situações de temporal por **Taborda & Dias (1992)** e **Gama et al. (1994)**. Não foi possível estabelecer a relação entre as marés previstas para estes períodos e as registadas nos marégrafos, de modo a poder quantificar e avaliar o fenómeno, relacionando-o com as alterações sofridas nos sistemas litorais.

Quadro I-V- Características dos ventos e da pressão atmosférica registados em Ferrel durante os períodos de tempo com ondulação média superior a 5 m de altura

| Períodos | VENTO (km/h) | | | PRESSÃO (hPa) | |
|-------------------|--------------|--------------|------|---------------|----------|
| | Vel. média | Vel. máxima* | Rumo | Média | Miníma.* |
| 19 - 21 NOV. 1989 | 23,2 | 37,3 | SSW | 994 | 989 |
| 16 -19 DEZ. 1989 | 32 | 49,2 | SW | 993 | 985 |
| 26-27DEZ-1989 | 20,2 | 39,3 | NNE | 993 | 982 |
| 30-31 JAN. 1990 | - | - | - | - | - |
| 7 FEV.1990 | - | - | - | - | - |
| 6-8 MAR. 1991 | 26 | 53 | WW | 992 | 981 |
| 29-30 SET. 1991 | 35,4 | 52 | NW | 1017 | 1007 |
| 6-7JAN.1994 | 35 | 60 | SW | 995 | - |
| 11 JAN. 1994 | 29 | 55 | N | 1017 | - |

*valores horários da estação meteorológica de Ferrel (I.H.)

- valores não registados

No litoral ocidental como em toda a costa portuguesa as marés apresentam um período semi-diurno, verificando-se quatro vezes por dia uma alteração do sentido da corrente de maré (duas enchentes e duas vazantes) e do nível das águas, como se pode observar na figura I-28.

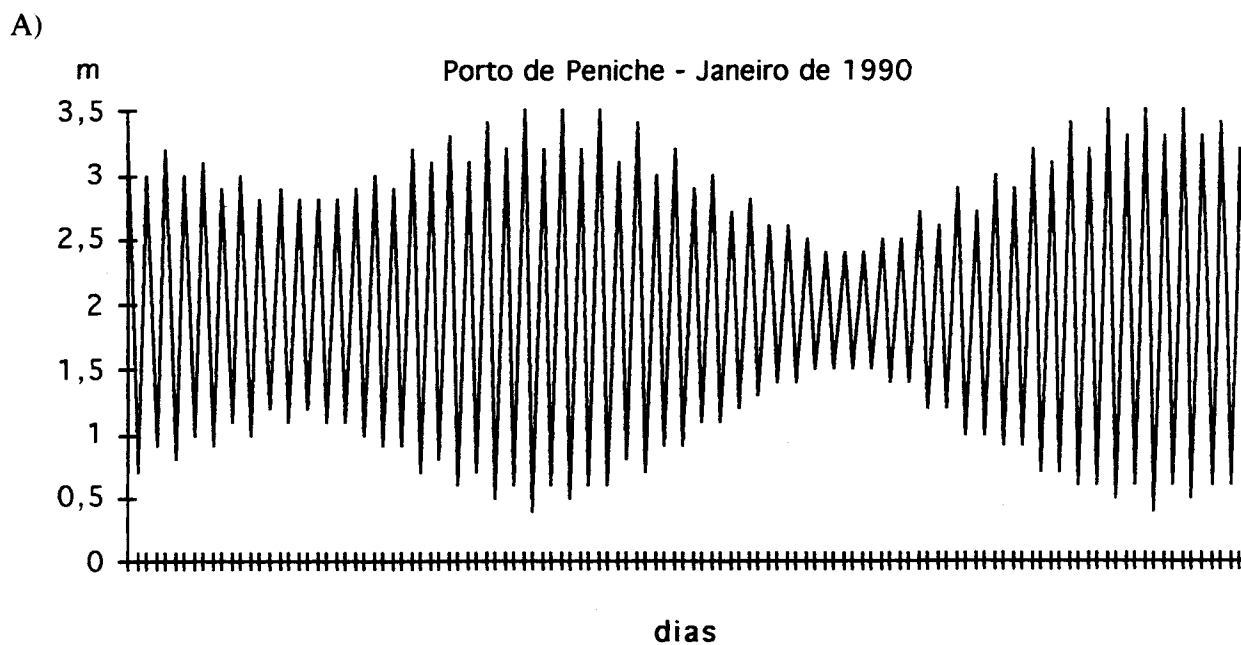


Figura I-28 - Curvas de maré previstas para o Porto de Peniche no mês de Janeiro A) e no ano de 1990 B), (valores obtidos na Tabela de Marés, I. H., 1990)

A altura e a amplitude da maré variam ao longo do ano, registando-se em média diferenças de nível entre a baixamar e a preiamar seguinte com oscilações de 3 m nas marés

vivas e de cerca de 1 m nas marés mortas, podendo variar de acordo com as condições meteorológicas locais (pressão atmosférica, ventos e seichas). Estes valores médios permitem uma classificação dentro do domínio mesotidal, de acordo com os critérios definidos por **Davies** (1964).

As curvas de maré representadas na figura I-28 correspondem às previsões para o porto de Peniche em 1990 (período correspondente às principais observações dos perfis de praia) e evidenciam a variação diária e sazonal das marés. O regime semidiurno e a variação da amplitude ao longo do ano, determinam nos sistemas litorais uma constante migração do ponto de rebentação das ondas e variação na intensidade das correntes de ondulação e de maré, que imprimem modificações constantes aos perfis das praia e das arribas.

3.3 - Características paleoclimáticas do litoral

No máximo da última glaciação, há cerca de 18 000 anos o nível do mar desceu cerca de 100 m abaixo do actual, o que aumentou consideravelmente a largura da faixa litoral e provocou alterações profundas na topografia. Não se sabe qual a extensão da superfície que terá ficado emersa, embora se possa estabelecer uma aproximação pela configuração actual da plataforma continental até à isóbata dos 100 m, tendo em atenção as alterações sedimentares e tectónicas que posteriormente a terão afectado. A carta batimétrica e o estudo morfológico apresentado por **Vannev & Mougnot** (1981) indicam uma plataforma continental muito estreita (cerca de 1 km de largura) ao largo da Nazaré, onde se inicia o canhão submarino com o mesmo nome. Entre S. Martinho do Porto e a Foz do Arelho é mais larga e atinge cerca de 10 km frente a Peniche, estendendo-se para além das Berlengas. É provável que a extensão da planície litoral correlativa dessa última glaciação (regressão do Würm) se assemelhasse à



plataforma descrita. Teria declives relativamente suaves, da ordem de 1% junto a S. Martinho, 0,4% ao largo de Óbidos e cerca de 0,8% frente a Peniche; seria entalhada por gargantas e vales fluviais profundos, como se depreende da espessura de aluviões acumuladas junto às actuais desembocaduras; 40 m no rio Alcoa, 30 m em São Martinho, 77 m em Óbidos e cerca de 20 m em Peniche, como referimos em 1.4.

A calote glaciária que há cerca de 18 000 anos atingia a Europa, determinou uma intensa corrente de águas frias vinda de norte que terá atingido a costa portuguesa, provocando no Inverno, temperaturas da água do mar 5 a 7°C mais baixas do que actualmente e fenómenos de upwelling mais intensos (J. A. Dias, 1987). A frente polar estaria mais a sul, assim como as depressões que, no Inverno, atingiriam latitude da ilha da Madeira.

Um regime de ventos mais forte, predominante de oeste, geraria ondulação de maior comprimento de onda que atingia a costa oblíquamente e determinava forte hidrodinamismo (J. A. Dias, 1987).

Entre 13 000 e 12 000 anos BP, a migração da circulação ciclónica para norte e o deslocamento da frente polar para NW, provocaram um certo aquecimento climático do qual resultou a fusão dos glaciares na Europa, uma rápida subida do nível do mar, talvez até -40 m e o reaparecimento da corrente do golfo (Rodrigues e Dias 1989).

No milénio seguinte verificou-se um arrefecimento e uma deslocação da frente polar para sul, talvez devida à circulação da corrente de águas frias provenientes da fusão dos glaciares, verificada anteriormente. A passagem desta corrente fria junto à costa ocidental determinou, de novo, entre 11 000 e 10 000 anos BP, uma descida do nível do mar de cerca de 20 m e um clima frio e árido que se terá sentido, pelo menos, até à latitude de Sintra, como evidenciam os depósitos angulosos de vertente que em alguns locais da Estremadura se estendem até ao mar (S. Daveau, 1980).

O Holocénico (iniciado há cerca de 10 000 anos B.P.), foi marcado por uma rápida subida do nível do mar, devida à fusão acelerada dos gelos do inlandsis escandinavo (J. A. Dias, 1987), que inundou os sectores baixos do litoral.

Durante o Período Histórico algumas das alterações climáticas são referidas em documentos. **M. Machado** (1988) considera que entre 6 000 e 5 000 a.C. se verificou um clima do tipo boreal que evoluiu para quente e seco e mais tarde para quente e húmido.

O nível do mar terá atingido, sensivelmente, a cota actual entre 7 000 a 5 000 a.C. (cerca de 5 000 e 3 000 anos BP), quando se estabeleceu um clima do tipo atlântico húmido, "Clima Optimum", com temperaturas médias mais elevadas do que as actuais, e a circulação atmosférica e oceânica global se assemelhou à actual.

Entre 3 000 e 2 000 a.C. ter-se-á feito sentir um clima de tipo sub-boreal, mais frio e mais seco, que por volta de 1 300 a.C. se tornou mais chuvoso, mantendo-se assim até ao século X, no entanto, no século VIII poderá ter existido um clima mais húmido e quente.

Na Alta Idade Média, entre os séculos X e XIII, o clima apresentou características semelhantes ao "Clima Optimum" designado por "Pequeno Clima Optimum", com temperaturas superiores às actuais que terão provocado uma pequena subida do nível do mar (**M. Machado**, 1988). Este período coincide com a época de funcionamento de portos interiores, situados em estuários e lagoas como os da Pederneira, Alfeizerão e Atouguia da Baleia, hoje distantes do mar, como referiremos na Parte II 3.2. Entre os séculos XIV-XVI, iniciou-se um ligeiro arrefecimento, designado por "Pequena Idade de Gelo", com temperatura 1-2°C inferiores às actuais, que terminou no século XIX e alterou a configuração do litoral, como referiremos na Parte II, Capítulo 3.3.

PARTE II - A DINÂMICA DOS VÁRIOS SISTEMAS LITORAIS

PARTE II - A DINÂMICA DOS VÁRIOS SISTEMAS LITORAIS

1 - INTRODUÇÃO

Na área estudada encontram-se representadas várias formas litorais, resultantes da acção combinada das dinâmicas marinha, eólica e flúvio-marinha.

Para maior facilidade de apresentação e evitar uma descrição por ordem geográfica, com inevitáveis repetições, as formas litorais que se encontram associadas no espaço e evoluem na dependência do conjunto, foram agrupadas em sistemas de acordo com as características geomorfológicas e dinâmicas que apresentavam.

Assim, individualizámos vários sistemas litorais, comandados predominantemente pela dinâmica marinha (Fig. II-1):

- Os sistemas de arriba, um conjunto descontínuo que engloba as arribas mortas e activas, associadas a plataformas, dunas, coberturas e rampas eólicas que lhe estão anexas

- Os sistemas de praia, que incluem as praias, os cordões dunares e os cordões litorais adjacentes, ou as arribas, quando a base destas se encontra em contacto com uma faixa arenosa, onde estão presentes todos os sectores da praia

- Os sistemas flúvio-marinhos, que abrangem o conjunto das formas lagunares (bancos arenosos, deltas e sapais) associadas à dinâmica marinha e fluvial.

Para cada sistema será feita uma caracterização das formas, dos sedimentos que as constituem e dos processos responsáveis pela sua evolução, no tempo e no espaço.

2 - TÉCNICAS USADAS

No estudo dos sistemas de arriba, os perfis topográficos transversais foram realizados com base nos elementos topográficos das Plantas Cadastrais à escala 1/2000, complementados e actualizados com observações de campo que permitiram a implantação da litologia e dos processos dominantes.

Nos sistemas de praia, procedeu-se ao levantamento de vários perfis topográficos perpendiculares ao mar, com início em pontos referenciados da antepraia, que se prolongaram até ao limite atingido pelas marés baixas de águas vivas. A localização e o número de perfis por praia foram estabelecidos de acordo com as variações topográficas, os diferentes ângulos de aproximação da ondulação dominante e o perfil longitudinal da praia. Os recursos, materiais e humanos, de que dispunhamos para a execução dos levantamentos, impossibilitou a aplicação dos métodos propostos na bibliografia. Tentou-se utilizar o indicado por **O. Emery** (1961), mas a extensão da área e as dificuldades de acesso à maioria dos locais não permitiam a realização dos levantamentos durante o mesmo ciclo de marés vivas. Utilizou-se, por isso, um método mais prático e expedito, semelhante ao descrito por **N. Stephen** (1972). No início de cada perfil foi colocada uma marca vertical graduada (uma estaca de madeira), ou escolhido um ponto fixo de referência com altura conhecida, a partir da qual se mediu, com uma fita métrica, o valor da acreção ou erosão verificada entre cada levantamento. Uma régua de madeira (com 40 cm de comprimento) serviu de apoio a uma bússola provida de clinómetro que permitiu a determinação do declive ao longo de toda a praia, até ao limite da maré baixa de águas vivas. A distância linear foi medida com uma fita métrica, a partir do início do perfil. A amostragem começou em Setembro de 1987, embora grande parte dos valores não tenha sido aproveitada, pois, no Inverno seguinte, as marcas de referência tinham sido, na sua maioria, retiradas e foi necessário estabelecer outras, menos evidentes a olhos curiosos. O levantamento sistemático foi elaborado, sazonalmente, de Dezembro de 1988 a Outubro de 1991, abrangendo os períodos de maior amplitude de marés, ocorridos nas quatro estações do ano. A localização dos perfis e os

pontos de recolha das amostras serão referidos para cada praia. A execução e sobreposição dos vários perfis topográficos foi, posteriormente, feita com um programa de computador¹. Nos perfis obtidos nem sempre foi possível estabelecer a delimitação dos vários sectores da praia. Embora o nível da maré nos pareça critério mais válido para a sua definição, a cota verdadeira atingida pelas águas afasta-se, consideravelmente, da altura da maré, porque ao efeito desta se acrescenta a acção da ondulação, da pressão atmosférica, do vento e do declive da praia. Revelaram-se como critérios válidos para a delimitação de cada sector, as formas registadas no perfil e a observação, no terreno, dos níveis máximos atingidos pela corrente de afluxo. Como estes são muito variáveis de acordo com a configuração momentânea do perfil e as condições hidrodinâmicas dominantes, não pode estabelecer-se um limite altimétrico para cada sector. A altura dos perfis foi calculada de acordo com os pontos referenciados nas Plantas Topográficas (escala 1: 2 000) e o nível máximo e mínimo das marés, em cada praia.

As características da praia submarina ou pré-praia, foram avaliadas através da informação batimétrica e da litologia dos fundos, representada na "Carta da Nazaré ao Cabo Carvoeiro" (I.H, 1994, escala 1:75 000).

Os perfis das dunas foram realizados no campo, por observação directa e comparados com a topografia das Plantas Cadastrais (já muito desactualizadas em virtude da intervenção antrópica). Correspondem por isso a esboços aproximados, que ilustram a sucessão das formas, a localização das amostras recolhidas e a distribuição da vegetação².

Ao longo de cada perfil de praia foram colhidas 3 ou 4 amostras de sedimentos, no Inverno e Verão de 1990, uma em cada sector da praia, ou, quando a variação morfológica e granulométrica (por observação macroscópica) era significativa. Procedeu-se ao registo das formas menores da praia, dos níveis atingidos pelas marés, dos limites da vegetação na antepraia (quando presente), das condições meteorológicas dominantes e, por vezes, das características das ondas e do estado do mar. Para alguns sectores fez-se inicialmente uma

¹- Elaborado pelo Professor César Andrade, do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa, a quem agradecemos.

²- A identificação das espécies e a distribuição da vegetação das dunas, foi realizada com a ajuda do Dr. Carlos Neto (Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa) a quem agradecemos.

amostragem de Primavera e Outono que, por ter conduzido a resultados muito pouco diferenciados, foi abandonada.

Como se pretendia a caracterização dos sedimentos da praia e a sua variação no Verão e no Inverno, as amostras foram recolhidas até uma profundidade de cerca de 15 cm, de modo a atravessar uma espessura suficientemente representativa dos sedimentos acumulados de uma estação à outra.

O tratamento laboratorial foi idêntico para todas as amostras. Depois de secas na estufa, a cerca de 60°C, procedeu-se ao quarteamento sucessivo até se obter uma porção de amostra com cerca de 300 g. Esta quantidade foi, pelo mesmo método, dividida em duas: com uma foi feita a granulometria e com a outra determinou-se a composição fundamental. As granulometrias foram executadas apenas nas fracções areia e balastro (diâmetros superiores a 4 ϕ ou 0,062 mm) eliminando, por via húmida, a fracção silto-argilosa no crivo de malha 4 ϕ (0,062 mm). Depois de novamente seca na estufa e pesada, a fracção grosseira foi crivada por uma série de peneiros ASTM, ordenados em valor decrescente de malha, com intervalo de 0,5 ϕ e agitados mecânicamente durante cerca de 15 minutos. Os resíduos de cada peneiro foram pesados e registados de acordo com a escala granulométrica de **Wentworth** (Quadro II-I). Com o auxílio do programa de computador "Granmf1" e "Granmf2"¹, determinaram-se, a partir da curva cumulativa traçada em papel de probabilidades (por ser mais rigoroso e independente do operador), pelo método gráfico (**Folk & Ward, 1957**) e pelo método dos momentos (**G. Friedman, 1961-1967**). Pelo primeiro calcularam-se os parâmetros estatísticos correspondentes à moda (M), à média (Mz), ao desvio padrão (σ), à assimetria (SK1) e à curtose (Kg). A moda, por ser o diâmetro mais frequente da distribuição granulométrica (**Krumbein & Pettijohn, 1938**), constitui uma medida de tendência central relevante; a média reflecte a dimensão ponderada do conjunto, revelando aspectos relacionados com a origem do material e do possível ambiente de deposição; o desvio padrão é uma medida de dispersão que envolve a parte central da curva, utilizando-se como indicador do grau de selecção das partículas dos sedimentos; a assimetria indica o predomínio das fracções grosseiras e finas

¹ - Elaborado e cedido pelo Professor Costa Almeida, do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa, a quem agradecemos.

relativamente ao diâmetro médio; a curtose permite estabelecer a relação entre a calibração nos extremos e na parte central da curva de distribuição, apresentando uma curva normal um valor próximo de 1. Pelo método dos momentos (G. Friedman, 1961-1967) determinou-se a média ($X\bar{\phi}$), como primeiro momento ; o desvio padrão (σ), como o valor positivo da raiz quadrada do segundo momento ; a assimetria ($\alpha 3\sigma$), como a razão entre o terceiro momento e o desvio padrão ; a curtose ($\alpha 4\sigma$) como o quarto momento . A detecção da polimodalidade das amostras foi feita com base na análise dos histogramas de frequência, construídos

Quadro II-I - Escala granulométrica de **Wentworth** (1926)

| Diâmetro do grão | | Padrão granulométrico | |
|------------------|--------|-----------------------|---|
| mm | ϕ | | |
| 256 | -8 | bloco | b |
| 128 | -7 | calhau ou burgau | a |
| 64 | -6 | cascalho | l |
| 32 | -5 | | a |
| 16 | -4 | | s |
| 8 | -3 | | t |
| 4 | -2 | | r |
| 2 | -1 | areão | o |
| 1 | 0 | areia muito grosseira | a |
| 0,5 | 1 | areia grosseira | r |
| 0,25 | 2 | areia média | e |
| 0,125 | 3 | areia fina | i |
| 0,062 | 4 | areia muito fina | a |

com intervalos de classe granulométrica de $0,5\phi$. Pelos parâmetros de **Folk e Ward (1957)** os sedimentos são classificados de acordo com as seguintes escalas qualitativas:

Desvio Padrão

| | | | | | |
|------|---|------------|---|------|--------------------------------------|
| | | σ_1 | < | 0,35 | sedimento muito bem calibrado |
| 0,35 | < | σ_1 | < | 0,50 | sedimento bem calibrado |
| 0,50 | < | σ_1 | < | 1,0 | sedimento moderadamente calibrado |
| 1,0 | < | σ_1 | < | 2,0 | sedimento fracamente calibrado |
| 2,0 | < | σ_1 | < | 4,0 | sedimento muito fracamente calibrado |
| | | σ_1 | > | 4,0 | sedimento extremamente mal calibrado |

Assimetria

| | | | | | |
|------|---|-----|---|------|---------------------------|
| -1 | < | SK1 | < | -0,3 | muito negativo |
| -0,3 | < | SK1 | < | -0,1 | negativo |
| -0,1 | < | SK1 | < | +0,1 | aproximadamente simétrico |
| +0,1 | < | SK1 | < | +0,3 | positivo |
| +0,3 | < | SK1 | < | +1 | muito positivo |

Curtose

| | | | | | |
|------|---|----|---|------|---------------------------|
| | | Kg | < | 0,76 | muito platicúrtica |
| 0,67 | < | Kg | < | 0,90 | platicúrtica |
| 0,90 | < | Kg | < | 1,11 | mesocúrtica |
| 1,11 | < | Kg | < | 1,50 | leptocúrtica |
| 1,50 | < | Kg | < | 3,00 | muito leptocúrtica |
| | | Kg | > | 3,00 | extremamente leptocúrtica |

Todas as amostras completas (antes de eliminar a fracção silto-argilosa) foram tratadas com HCL a 10%, para proceder à eliminação dos carbonatos. O resíduo foi sucessivamente decantado e lavado até à neutralização da água. A fracção silto-argilosa contida no sedimento, mais a resultante da destruição dos carbonatos, foi posteriormente separada por um funil equipado com malha de 0,063 mm, recolhida sobre papel de filtro, seca e pesada. A percentagem de carbonatos foi calculada pela diferença de peso entre as fracções silto-argilosa e arenosa, depois de secas.

Para a caracterização dos sedimentos das dunas, recolheram-se, perpendicularmente a estas, várias amostras que se submeteram a tratamento laboratorial semelhante ao utilizado para os sedimentos de praia, procedendo-se também à determinação da quantidade de matéria orgânica presente, por destruição com água oxigenada a quente, calculando-se a percentagem pela diferença de peso entre o resíduo obtido, depois de lavado e seco e o peso inicial da amostra. Ao longo dos perfis foram identificadas as espécies vegetais presentes e determinado o índice de abundância-dominância a partir da escala de **Géhu & Rivas (1980)** citada em **M. Lousã (1986)** que compreende, para os indivíduos presentes, os seguintes limites:

- 1 - raros ou isolados
- 2 - pouco frequentes, de muito fraca cobertura
- 3 - bastantes abundantes, mas de fraca cobertura
- 4 - muito abundantes ou cobrindo pelo menos 1/20 da superfície
- 5 - número qualquer de indivíduos cobrindo 1/4 a 1/8 da superfície
- 6 - número qualquer de indivíduos cobrindo 1/2 a 3/4 da superfície
- 7 - número qualquer de indivíduos cobrindo mais de 3/4 da superfície

O estudo morfoscópico das areias realizou-se à lupa binocular, com iluminação dirigida, sobre um fundo negro e despolido, com capacidade de ampliação de cerca de 30 vezes. Determinou-se, na classe granulométrica mais frequente, a forma dos grãos, o desgaste e o brilho. O grau de rolamento foi apreciado por método visual e comparação com a tabela de **Pettijohn (1975)**, a qual considera 5 classes: anguloso, subanguloso, subrolado, rolado e bem rolado. No respeitante ao brilho, cada uma destas foi dividida em 3 subclasses: brilhante, pouco brilhante e baço. Na mesma classe granulométrica identificou-se a composição litológica da amostra.

Com o objectivo de conhecer os possíveis modos de transporte dos sedimentos, aplicou-se, sobre as curvas de distribuição granulométrica construídas em escala de probabilidade, o método desenvolvido por **G. Visher (1969)**. Este método relaciona a distribuição granulométrica com os processos de deposição, partindo do pressuposto que, na escala de probabilidade, uma distribuição normal é representada por uma recta. Como em cada distribuição individual se distingue normalmente mais do que um segmento de recta, podem assim definir-se

várias sub-populações representadas por pontos de inflexão ou truncatura, unidas com as seguintes, para formar a distribuição total.

A forma das praias foi calculada comparando a curvatura da praia ao raio de um arco de círculo correspondente; sobre as fotografias aéreas, de 1989 à escala 1:15 000, calculou-se, para cada praia de forma côncava, o comprimento da corda (C) que une as extremidades, no meio da qual se traçou uma perpendicular (P). De acordo com **R. McClean** (1967)¹ o índice de curvatura **R**, é dado pela expressão $R=C^2+4P^2/8P$. A orientação foi determinada, de acordo com o método descrito por **C. King** (1972), pelo valor do ângulo entre a perpendicular (P) e o Norte. A exposição calculou-se a partir do valor do ângulo entre a orientação da praia e a direcção da ondulação dominante (NW).

A sobreposição dos vários perfis de praia permitiu avaliar para cada uma delas as alterações morfológicas registadas entre cada levantamento e a variação volumétrica até Janeiro de 1994. A união dos níveis, máximo e mínimo, atingidos possibilitou a determinação de uma zona envolvente inferior e superior ("Sweep zone" referida por **Barnes & King**-1955 e 1964). Este revelou-se o método mais adequado para caracterizar as alterações morfológicas e volumétricas ocorridas, eliminando as modificações de pormenor, registadas em lapsos de tempo mais curtos (meses ou estações do ano).

A evolução das formas foi avaliada, comparando os levantamentos cartográficos e fotográficos (fotografias aéreas e terrestres) de várias datas e pela documentação disponível para cada área. Para a área considerada não existem registos de ondulação com séries longas, que permitam a compreensão do clima de agitação marítima da região, responsável pelos processos morfológicos e sedimentares que se verificam nas praias e arribas, permanentemente expostas à sua influência. Basearemos o nosso estudo nos registos disponíveis para a Figueira da Foz², Cabo da Roca³, obtidos em diversas datas e referentes a períodos curtos de observações. As características da ondulação correspondentes às datas do levantamento dos perfis de praia serão avaliadas de acordo com os valores registados no Cabo da Roca e adquiridos no I.N.M.G.. As

1- Citado em **C. King**, (1972).

2- Valores médios correspondentes a 1990-1993 (I.H. 1994).

3- Valores médios referidos em **O.Pires** (1989) I.N.M.G..

deformações locais das ondas serão consideradas pela observação das cristas e da extensão da zona de rebentação nas fotografias aéreas de várias datas.

CAPITULO 1 - OS SISTEMAS DE ARRIBA

1 - INTRODUÇÃO

As arribas são formas particulares das vertentes litorais ou costeiras. Apresentam, em regra, um perfil mais abrupto, resultante da acção dos agentes morfogénicos marinhos que actuam na base, a que se juntam os continentais, biológicos e antrópicos exercidos sobre o topo. Distinguem-se das vertentes costeiras por evoluírem essencialmente por processos marinhos. Por vezes, a arriba faz parte da vertente costeira e estabelece o limite entre a acção dos dois processos intervenientes.

Na base da arriba, a erosão, resultante da permanente humidade e da turbulência da rebentação, origina o escavamento de uma concavidade (sapa) e o desmoronamento ou deslizamento dos materiais da face da arriba, que se encontram por cima. Os detritos assim desagregados acumulam-se na base onde são movimentados pela ressaca. A acção conjunta destes processos vai modelando uma superfície rochosa e pouco inclinada, situada na base, ao nível das marés mais altas ou de tempestade que é designada por plataforma de abrasão. Nos casos observados, a superfície da plataforma é rugosa, com declive muito suave para o mar, e apresenta, por vezes, pequenos escolhos devidos à estrutura concordante e à alternância de camadas rochosas com diferente dureza. Em alguns sectores da área estudada, a plataforma de abrasão encontra-se fossilizada por uma acumulação de detritos heterométricos resultantes do desmantelamento da arriba e com espessura indeterminada, pois não se observa a plataforma sobre a qual assentam. Formam uma superfície muito pouco inclinada, com declive semelhante ao da plataforma de abrasão, mas constituída por materiais soltos (blocos, calhaus e areias) e

afeiçoados pela erosão marinha. Como a plataforma de abrasão não se observa, designamos esta acumulação de detritos, visível na faixa entre marés, como plataforma de acumulação. A existência desta retarda a evolução da plataforma de abrasão e amortece os efeitos da ondulação, protegendo a base da arriba.

2 - CLASSIFICAÇÃO DOS SISTEMAS DE ARRIBA

Cerca de 65% do litoral entre a Nazaré (ponta do Sítio) e Peniche (ponta da Consolação) é talhado em arribas.

Entre os Salgados e o Baleal as arribas formam uma faixa contínua, de orientação geral NE-SW, modelada numa estrutura discordante que faz parte do flanco ocidental do diapiro das Caldas da Rainha (Fig. II-1). A regularidade destas arribas é interrompida por pequenas aberturas ou barras, quase sempre correspondentes a fracturas, por onde o mar penetra, como na pequena baía de S. Martinho do Porto, ou onde se construíram cordões litorais como os que encerram a Lagoa de Óbidos, ou limitam as várzeas aluviais, na Nazaré, no Baleal e na Consolação.

De acordo com a litologia dominante e a idade das rochas em que se encontram modeladas, podemos individualizar dois grandes conjuntos de arribas:

1- Arribas talhadas em calcários

1-1- As arribas da Nazaré, entre o Guilhim e o Sítio, modeladas em camadas alternadas de calcário compacto, branco-amarelado e cinzento, calcário margoso, arenitos e argilas, inclinadas cerca de 30° para NW e de idade cretácica (Turoniano).

1-2- As arribas da península de Peniche, talhadas em 5 unidades litológicas: calcários compactos em bancadas espessas a muito espessas (Sinemuriano?) na península da Papoa; calcários margosos compactos em bancadas espessas, alternando com níveis mais finos de margas (Lotaringiano-Pleinsbaquiano) entre a Papoa e o Portinho da Areia do Norte; uma

alternância de calcários margosos e margas (Domeriano-Toarciano) entre o Portinho da Areia do Norte e a Ponta do Trovão; calcoarenitos compactos, oolíticos e arenosos (Aeliano), desde a Baixa do Outeiro à Cidadela de Peniche. As camadas apresentam-se pouco inclinadas, com orientação SE predominante, embora variável em função da tectónica local

1-3- As arribas do Baleal e da ilha das Pombas, talhadas em formações do Dogger e formadas por calcários compactos (Batoniano inferior), calcários margosos e calcários compactos oolíticos com intercalações xistóides, pertencentes ao Bajociano inferior e inclinadas cerca de 60° para E.

2- Arribas talhadas em arenitos

2-1-Encontram-se da Pederneira à margem Norte da Lagoa de Óbidos (Facho) e do Rio de Tráz ao Baleal. São modeladas em rochas do Lusitaniano médio e superior, muito tectonizadas (designadas por **P. Choffat** como "Camadas de Montejunto" e "Camadas de Alcobaça") e do Jurássico superior ("Grés superiores com vegetais e dinossáurios"). Formam uma alternância de calcários compactos e margosos, arenitos argilosos, leitos de margas cinzentas e avermelhadas e argilas; o conjunto inclina cerca de 30° para W.

2-2- As arribas de idade cretácica, existentes entre a Foz do Arelho e o Rio de Tráz, talhadas em arenitos caulíniferos, esbranquiçados ou amarelados, com calhaus rolados e argilas acinzentadas e arroxeadas (Albiano-Apciano), que se apresentam em posição quase horizontal.

Esta heterogeneidade litológica e estrutural, aliada a diferentes orientações da costa e exposição aos agentes erosivos, determina, no conjunto da área, arribas com processos de evolução e perfis muito diferenciados.

Nas arribas modeladas em camadas alternadas de calcário, argila e marga, dispostas em estrutura inclinada discordante (como se observa entre S. Martinho do Porto e Foz do Arelho), as diferenças de permeabilidade, a estrutura e a tectónica, favorecem os processos de deslizamento em massa que mobilizam para a base da arriba grande volume de detritos que aí se acumula. A arriba fica, assim, protegida da acção das correntes de ondulação e de maré, passa a evoluir predominantemente por processos sub-aéreos, transformando-se em arriba inactiva

(Emery & Kuhn, 1982) ou estabilizada (R. Paskoff, 1985). No entanto, com o decorrer do tempo (anos ou estações do ano, de acordo com o tamanho e a resistência dos materiais), forma-se, na base do depósito proveniente dos deslizamentos e desmoronamentos, uma sapa que determina a erosão deste. Os detritos são mobilizados e redistribuídos pelas correntes de ondulação e de deriva litoral e a arriba volta a estar activa, embora a plataforma de acumulação amortea, um pouco, a ondulação. Como, durante as marés de tempestade a maioria das arribas com plataforma de acumulação é atingida pelas ondas, consideramos estas arribas como activas, embora protegidas pela acumulação de sopé.

As arribas nem sempre aparecem associadas a plataformas de acumulação formadas por blocos, pois nas existentes entre a Foz do Arelho e o Rio de Tráz, modeladas em arenitos do cretácico, existe na sua base, uma praia muito estreita, atingida pelo mar em todos os ciclos de maré e com espessura desconhecida, pois não se observa a plataforma de abrasão.

Noutros casos, como se verifica entre a Pederneira e os Salgados, a arriba encontra-se a cerca de 500 m de distância do mar, separada por um cordão dunar duplo; o perfil inicial apresenta-se modificado e, por vezes, fossilizado por uma cobertura de materiais, resultante de processos continentais, posteriores ao seu entalhe, sendo, por isso, designada por arriba morta.

A coexistência de vários tipos de arribas levou-nos a estabelecer uma classificação de acordo com o seu funcionamento (arribas mortas e activas) e com as formas que lhe estão associadas (arribas com plataformas e arribas com praia), independentemente da litologia, da estrutura e da orientação, que seguidamente apresentamos.

2.1 - Arribas mortas

As arribas mortas estão presentes numa faixa contínua com 8 km de comprimento, entre a Pederneira e os Salgados, interrompida por uma abertura de cerca de 500 m na zona da Ponte das Barcas, por onde corre o rio Alcoa (Fig. II-2).

Nas imediações da Pederneira as arribas mortas são modeladas em arenitos e argilas do Jurássico superior e o topo atinge cerca de 80 m de altura. Para sul da Ponte das Barcas, são constituídas por camadas alternadas de calcários mais ou menos margosos, margas e arenitos que inclinam cerca de 30° para Oeste. É difícil avaliar qual terá sido a altitude do topo da arriba. A configuração do perfil actual parece indicar uma ruptura de declive entre os 80 e 150 m, o que significaria que nem toda a vertente foi modelada pelo mar, pois esta culmina a altitude superior (174 m na Serra da Pescaria). A arriba terá sido activa (pelos menos parcialmente) até aos séculos XIV ou XV, período em que se verificou o assoreamento da "Lagoa da Pederneira" e, provavelmente, a emersão da várzea. Posteriormente deixou de ser modelada pelos agentes de dinâmica marinha e passou a funcionar como uma vertente.

Os deslizamentos e a queda de blocos que têm lugar após a ocorrência de chuvas concentradas ou persistentes, são os principais processos responsáveis pela evolução do perfil (Fig. II-2). A alternância de camadas com plasticidade diferente (argilas e margas, arenitos ou calcários), favorece os deslizamentos em massa, pois as impermeáveis atingem rapidamente o limiar da plasticidade e movimentam-se com facilidade ao longo da vertente, arrastando consigo as camadas superiores, mais duras e deixando marcada no topo, uma cicatriz de erosão, de forma côncava. Nos locais onde argilas ou margas afloram à superfície, ocorrem fenómenos de escorrência superficial e ravinamentos que produzem, na face e no topo da arriba, fendas e sulcos profundos. Quando aflora uma camada mais dura, verifica-se a queda de blocos, por gravidade, que se acumulam na base, formando aí cones de detritos. Actualmente, grande parte destes detritos acumulados na base da vertente, é removida por processos artificiais para impedir a obstrução da estrada e dos campos de cultura, desequilibrando o perfil da vertente.
































Os processos marinhos responsáveis pelo modelado da arriba da Pederneira foram mais intensos do que os sub-aéreos, como se deduz da presença de alguns valeiros suspensos entre a Quinta de S. Gião e o Casal da Milheira, à mesma altitude a que afloram camadas rochosas mais duras e que, por vezes, tomam a forma de pequenas cornijas. No entanto, não deve ser posta de parte a possibilidade do conjunto da vertente ter sofrido pequenos deslocamentos, que teriam causado uma inadaptação da drenagem e uma retomada da erosão.

As arribas modeladas em camadas alternadas de argilas, margas e arenitos argilosos, caracterizam-se por declives superiores a 30-40°, correspondentes à inclinação das camadas mais duras de arenito e encontram-se ravinadas por escorrência difusa (Fig. II-2, perfil A-A'). Nas imediações da Pederneira, próximo da zona de contacto entre os arenitos, margas e calcários, é visível a cicatriz de erosão deixada por um antigo deslizamento translacional, das camadas argilosas e margosas, ao longo de uma bancada de arenito (Fig. II-2, perfil B-B'). A massa deslizada, assim como os blocos resultantes dos desabamentos posteriores, encontram-se acumulados na base.

Para sul, nas imediações de S. Gião, os processos são condicionados pela posição das camadas duras e brandas, impermeáveis (Fig. II-2, perfis C-C' e D-D'). As camadas calcárias mais resistentes formam saliências (espécie de cornijas) a várias altitudes, separadas por sectores de menor declive, correspondentes às camadas mais brandas, argilosas e margosas, onde se acumulam os detritos resultantes dos ravinamentos e dos pequenos deslizamentos. A base da vertente apresenta um declive suave (10-15°), devido aos detritos provenientes do topo da vertente costeira, transportados pelas linhas de água e acumulados em pequenos cones torrenciais ou fluviais. Actualmente, as vertentes estão protegidas por um coberto vegetal quase contínuo (com excepção das saliências de rocha dura) que lhe confere relativa estabilidade. Grande parte dos depósitos provenientes dos deslizamentos e ravinamentos não são actuais e encontram-se também cobertos de vegetação e relativamente estabilizados. No entanto, quando ocorrem chuvas concentradas, os processos são reactivados.

Os deslizamentos foram os processos mais importantes no modelado e evolução destas arribas mortas. Por este motivo se salienta o estudo de um deslizamento mais extenso, observado nos Salgados.

LEGENDA

| | | | |
|---|---|--|------------------------|
|  | Vertente costeira |  | Cone fluvial |
|  | Arriba morta rectilínea |  | Cicatriz de erosão |
|  | Arriba viva rectilínea |  | Deslizamento |
|  | Arriba com plataforma de acumulação de blocos |  | Deslizamento pelicular |
|  | Praia com cordão dunar |  | Blocos desmoronados |
|  | Vertente rectilínea |  | Aluviões |
|  | Vertente côncava |  | Areia de praia |
|  | Cornija de rocha dura |  | Areia de duna |
|  | Vale em berço |  | Aluviões |
|  | Vale suspenso |  | Depósito de vertente |
|  | Linha de água |  | Areias e cascalheiras |
|  | Ravina |  | Calcários margosos |
|  | Sapal |  | Calcários |
|  | Áreas deprimidas e inundadas do sapal |  | Arenitos |
|  | Vestígios de restinga no interior do sapal |  | Margas |
|  | Cone de gravidade | | |

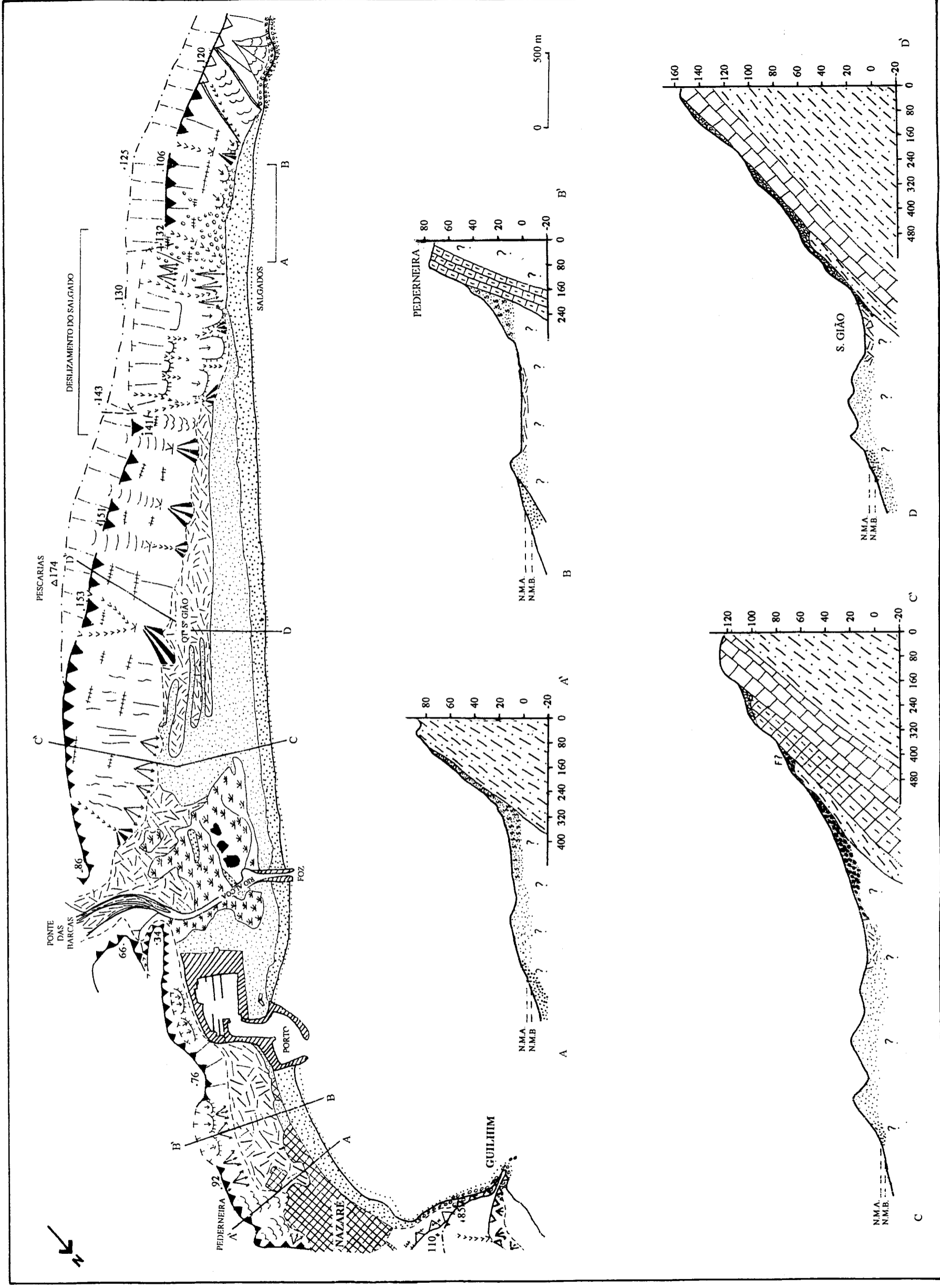
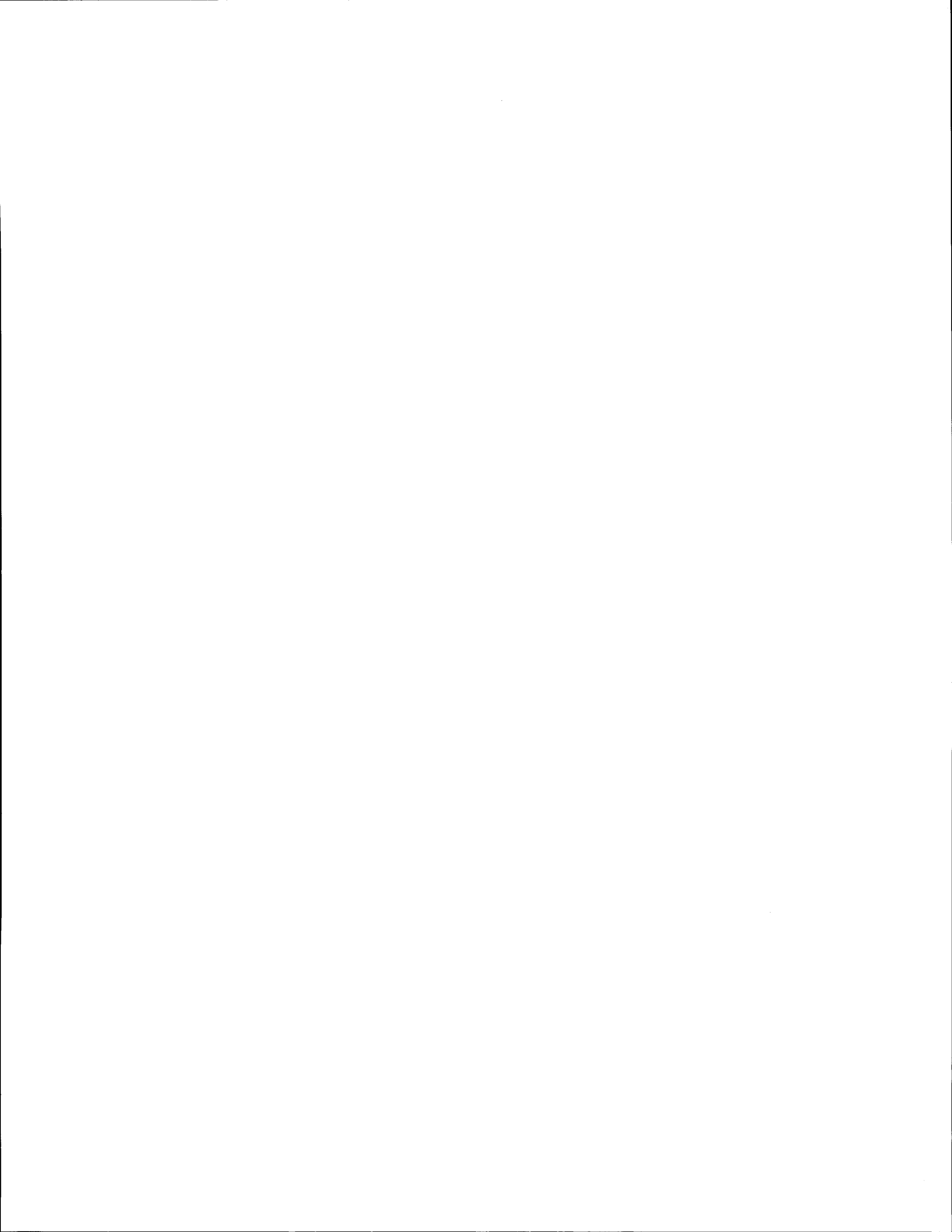


Figura II-2 - Esboço geomorfológico e perfis das arribas mortas entre a Pederneira e os Salgados (obtido por fotointerpretação, observações de campo e Plantas Cadastrais na escala 1: 2000)



2.1.1- O deslizamento dos Salgados

A sudoeste do vértice geodésico Pescarias, entre as cornijas do Casal da Milheira (147 m) e do Cabeço da Russa (132 m) pode observar-se um deslizamento, ocorrido em camadas alternadas de argila, calcário e arenito do Jurássico superior, numa faixa com cerca de 1 km de comprimento (Fig. II-2). O plano de ruptura parece corresponder ao afloramento de uma camada de calcário duro (conservada nas cornijas referidas), que estaria coberta por margas cinzentas e vermelhas impermeáveis, com inclinação de cerca de 45° para noroeste.

O deslizamento apresenta grande extensão e estará certamente relacionado com a presença de acidentes tectónicos paralelos à costa, que facilitaram a ruptura e o deslizamento das camadas.

O conjunto dos depósitos deslizados apresenta-se relativamente estabilizado, mas a escorrência resultante de chuvas concentradas e intensas, pode dismantelar alguns depósitos e desencadear pequenos deslizamentos (como os que se verificaram no Inverno de 1989, junto à povoação dos Salgados e que soterraram parte da estrada) e o desmoronamento das camadas duras que formam as cornijas do Casal da Milheira e do Cabeço da Russa, donde provêm os blocos com arestas pronunciadas e fracturas frescas, que se encontram soltos e dispersos ao longo das vertentes.

A superfície de ruptura está marcada por uma cicatriz relativamente uniforme e com declive forte (17-20°) que se inicia a 130-140 m de altitude e termina a 90 m (Figs. II-2 e 3). A partir desta altitude, observa-se, em alguns locais, uma diminuição acentuada do declive (9-10°), correspondente a pequenos patamares inclinados para ocidente, que terminam por um desnível ou degrau, com cerca de 20-30 m de altura. Este degrau é formado por argilas e margas compactas, cinzentas e vermelhas, impermeáveis e desprovidas de vegetação, profundamente entalhadas por ravinas resultantes da escorrência do topo da vertente costeira. No conjunto, estas formas assemelham-se a "bad lands" que, nos períodos de maior precipitação, canalizam a escorrência que as vai aprofundando. Na base do degrau, a cerca de 40 m de altitude, as argilas cinzentas e avermelhadas desaparecem e, em alguns sítios, observa-se a camada de calcário acinzentado que se encontra por baixo (Fig. II-4). A esse mesmo nível desenvolve-se outro

patamar mais extenso (chega a atingir cerca 200 m de largura), com declive suave (cerca de 5°), formado por blocos heterométricos e materiais mais finos, coberto por um solo amarelo-avermelhado com mais de 50 cm de espessura e revestido por vegetação arbustiva e arbórea, muito densa. Parece corresponder a um depósito de deslizamento em aclave, próximo da cicatriz de erosão. Está a ser ravinado pelas linhas de água e coberto por areias eólicas recentes, provenientes do cordão dunar. Não se sabe onde termina o depósito porque este desaparece, encoberto pelas areias eólicas actuais, que atapetam a base da vertente até cerca de 20-30 m, altitude a que ficam cobertas pela vegetação

O deslizamento não é certamente recente, tendo em conta que:

- o sector mais declivoso que separa os pequenos patamares, apresenta uma escorrência bem organizada que ravina profundamente os depósitos mais brandos (margosos e argilosos) do deslizamento
- se encontra relativamente estabilizado, sem que sejam visíveis sinais actuais de deslizamentos importantes
- os depósitos de deslizamento estão cobertos por areias eólicas

A avaliar pela superfície da cicatriz conservada no topo da vertente, o volume de detritos deslocados foi elevado, embora difícil de quantificar. Parte dos materiais deslizados ter-se-á acumulado na base da vertente (ou arriba) tendo sido posteriormente evacuada pelas correntes de ondulação e de deriva litoral, pois na plataforma litoral adjacente, as isóbatas apresentam uma ligeira inflexão, que poderá corresponder à acumulação dos materiais provenientes do deslizamento, depois de distribuídos pelas correntes de deriva (Fig. II-1).

Se o processo tivesse ocorrido após a formação da várzea de S. Gião, como consequência dos grandes sismos dos séculos XVI e XVIII, teria sido, certamente, referido nos documentos escritos da época, que relatam os estragos causados no Mosteiro de Alcobaça e no aqueduto de Óbidos. Por outro lado, sendo o deslizamento anterior à formação do cordão dunar, a arriba poderia ser ou não activa. Caso fosse modelada pelo mar, a existência de uma sapa na base teria, por acção da gravidade, facilitado o grande movimento de massa. Neste caso, o processo resultaria da acção combinada dos agentes marinhos e sub-aéreos, como actualmente

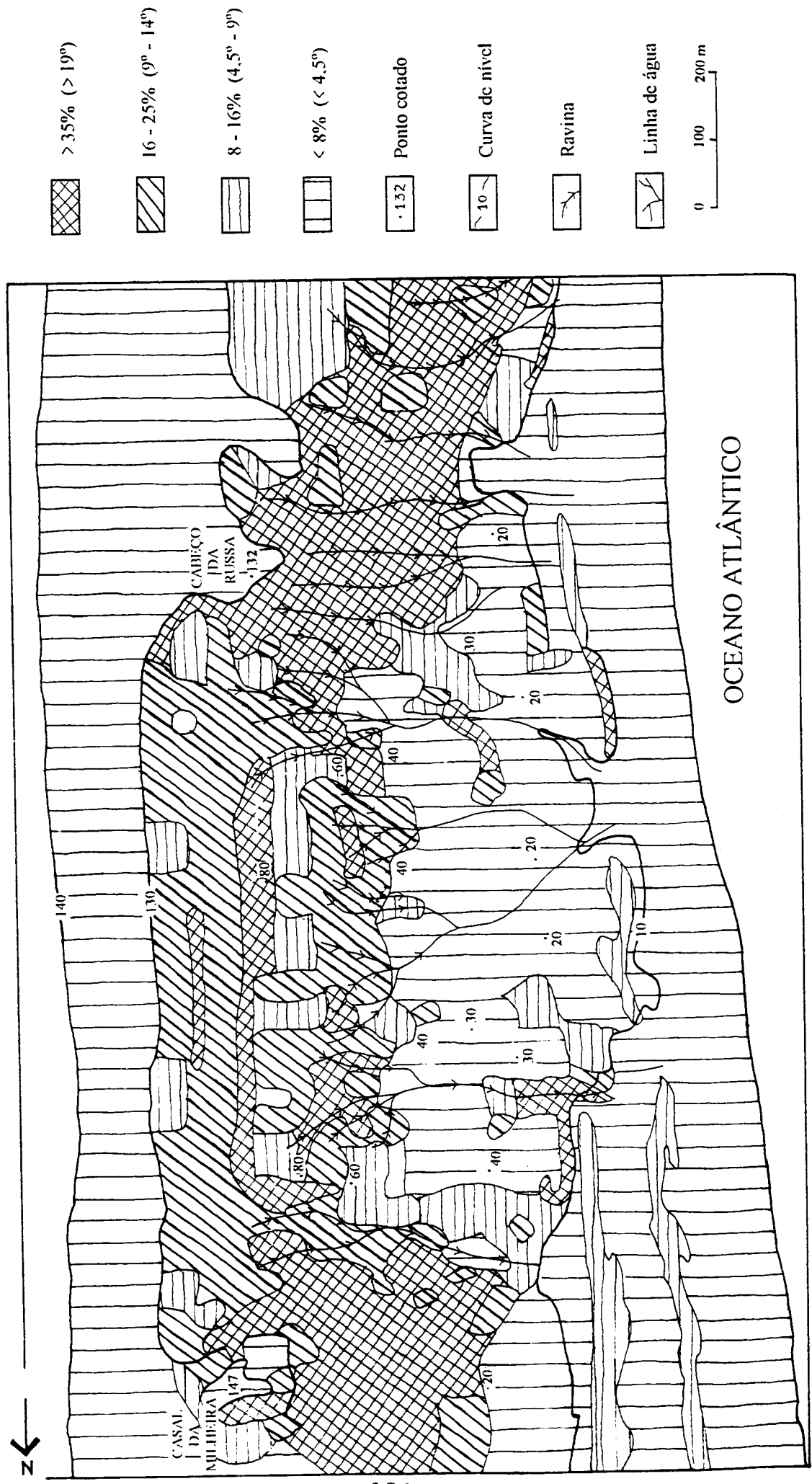
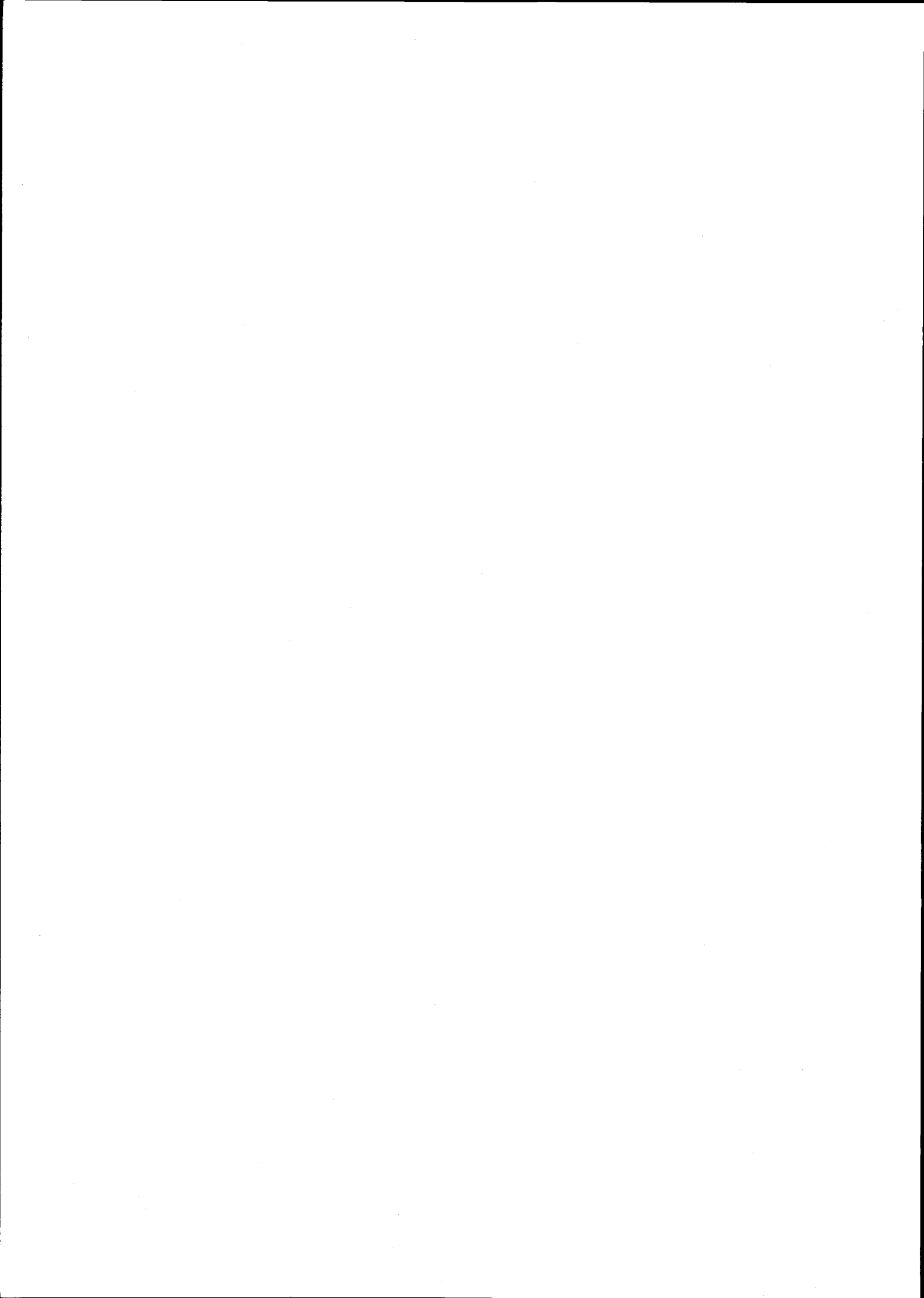


Figura II-3 - Mapa de declives do deslizamento dos Salgados



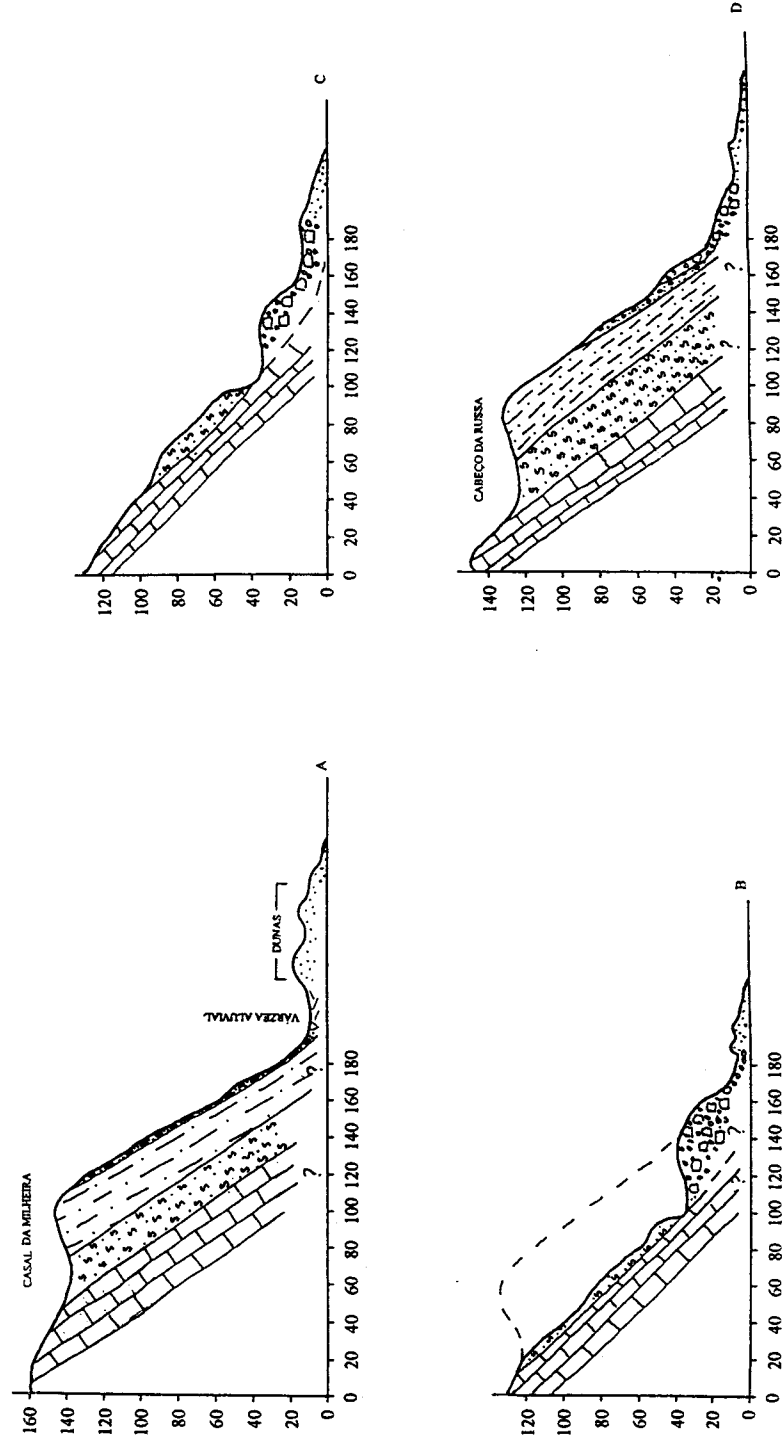
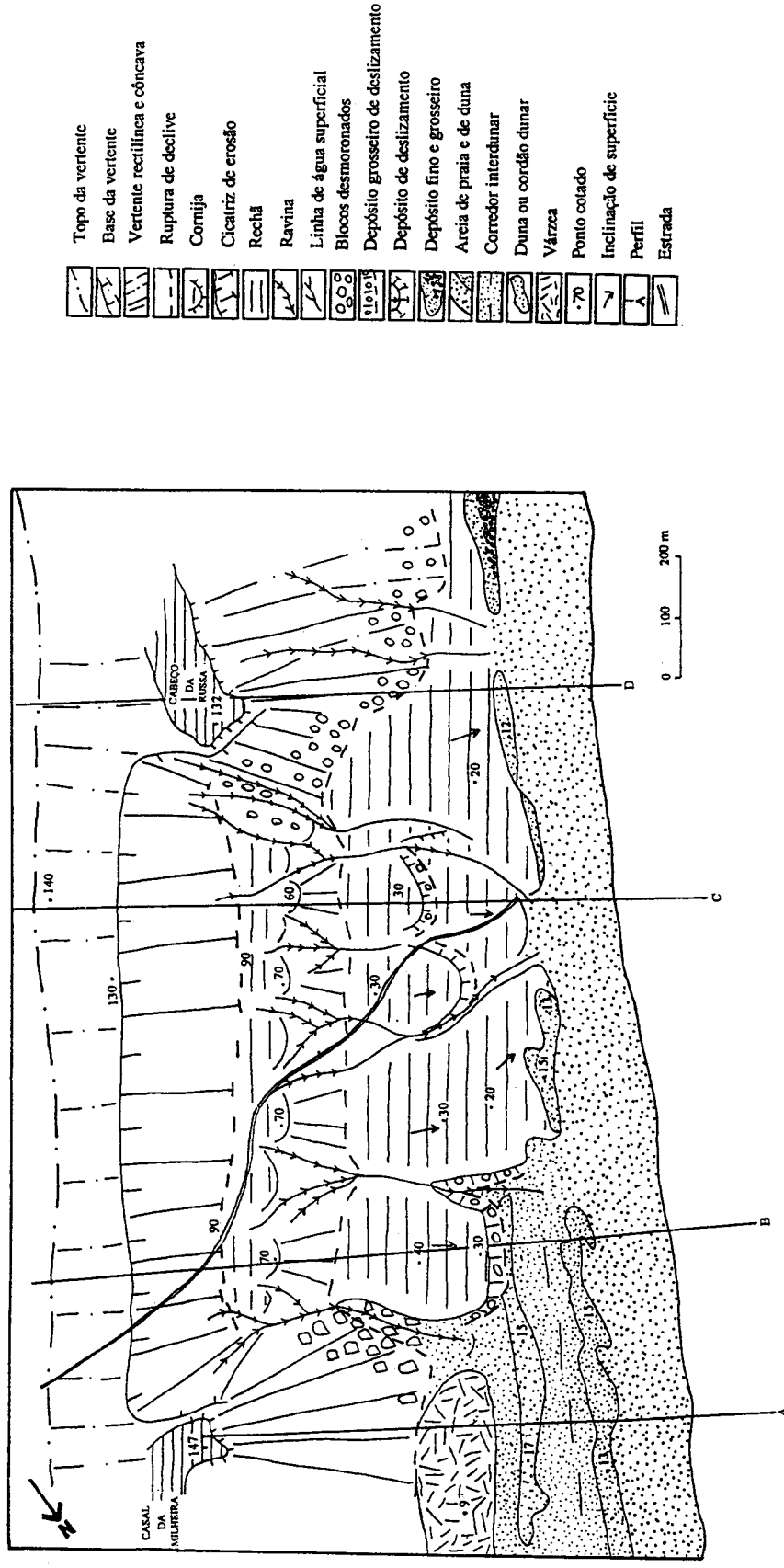
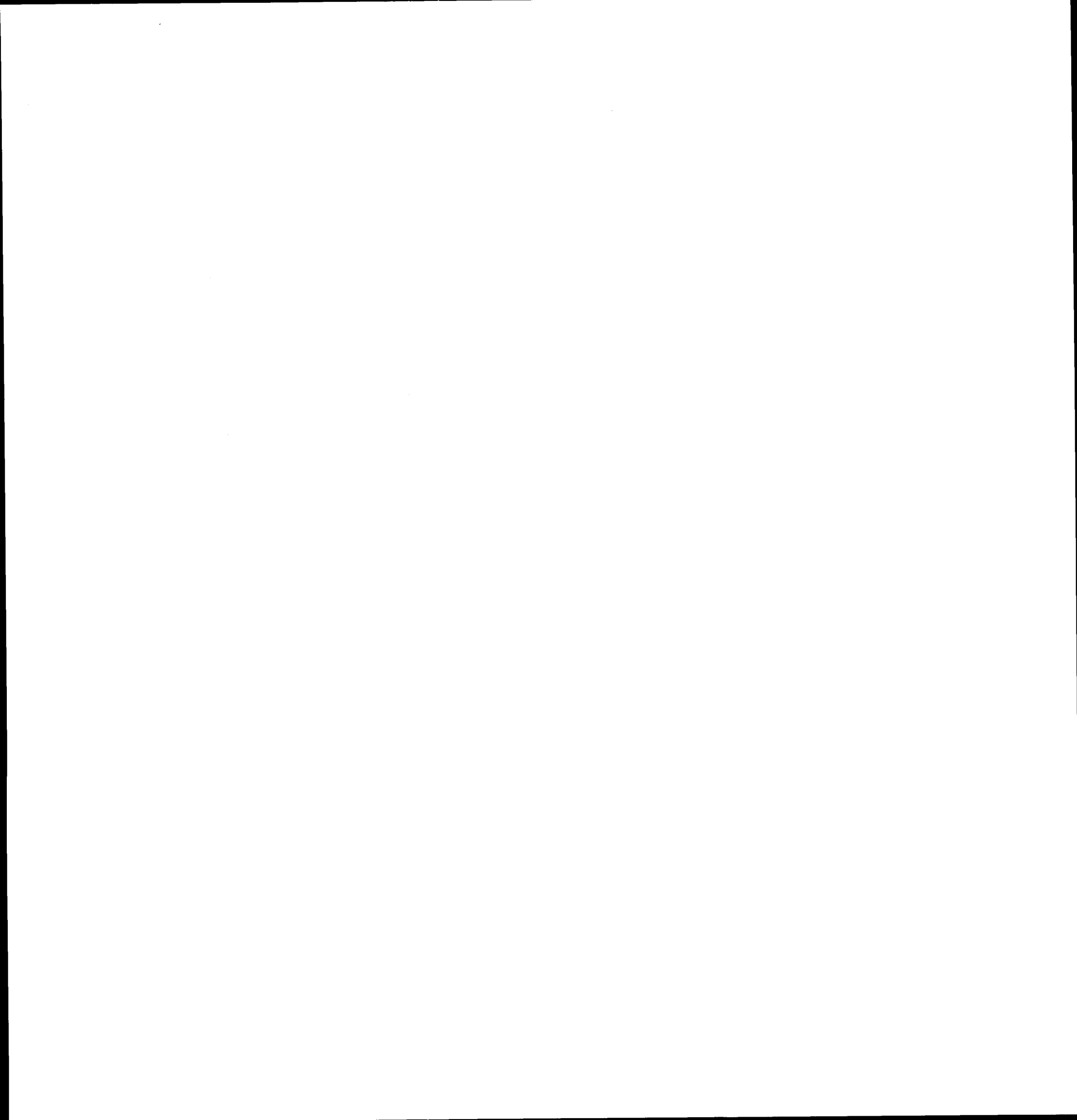


Figura II-4 - Esboço geomorfológico do deslizamento dos Salgados (obtido a partir de fotointerpretação, observações de campo)



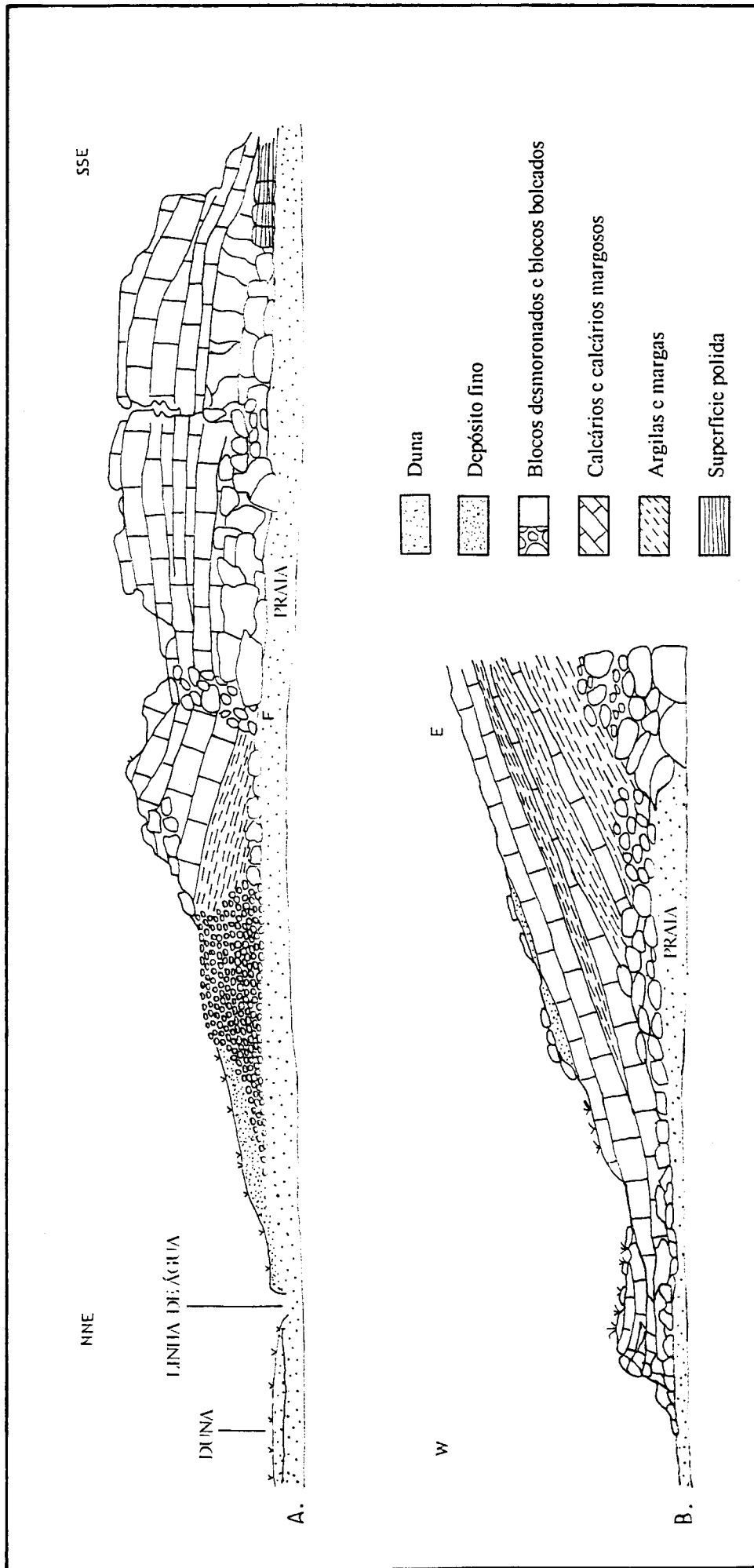
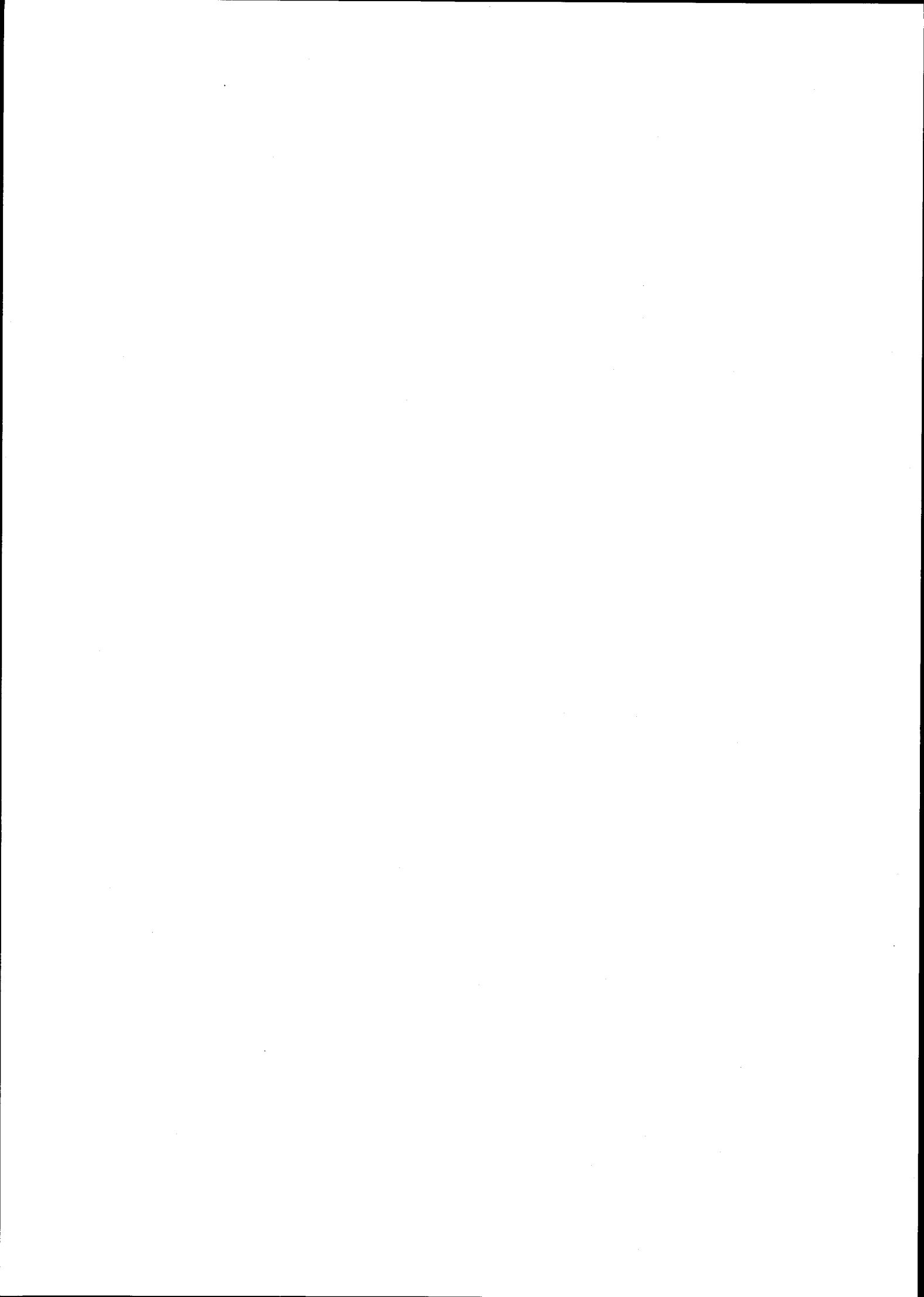


Figura II-5 - Depósitos a sul do deslizamento dos Salgados (obtido a partir de fotografia e observações de campo)



se verifica, em menor escala, nas arribas a norte e a sul dos Salgados, com a mesma litologia.

Para além das causas apontadas, é provável que o deslizamento esteja relacionado com a existência de zonas de fraqueza, resultantes de fracturas localizadas próximo dos dois cabeços que o limitam, embora não se observem. Por outro lado, a frescura e o vigor do ressalto que estabelece a separação entre o pequeno patamar superior e o inferior, sugerem, como foi referido, uma escarpa de falha, já evoluída por ravinamento. Os acidentes transversais e paralelos à vertente estão, certamente, relacionados com a tectónica diapírica. A litologia e o perfil da vertente costeira não explicam por si só a existência de um processo com esta dimensão, pois a norte e a sul, onde a litologia e o declive são idênticos, não foram observados deslizamentos com tal amplitude. É provável que o deslizamento esteja relacionado com a reactivação dos acidentes diapíricos ao longo do Quaternário e que tenha ocorrido ainda antes da transgressão flandriana, quando o nível do mar estava um pouco mais baixo do que o actual.

Imediatamente a sul do grande deslizamento, entre a povoação dos Salgados e a base da arriba viva, a foz de um pequeno regato estabelece o limite meridional do cordão dunar actual e entalha um depósito composto por areias finas, argila e matéria orgânica, assente sobre um depósito de blocos rolados, de grandes dimensões (Figs. II-4, sector A__B e II-5). Estes, por sua vez, assentam sobre camadas de calcário e arenitos do Jurássico, muito deformadas e fragmentadas, que terão deslizado da vertente. O conjunto parece afectado por um acidente perpendicular às camadas e, provavelmente, por um outro longitudinal, como se pode deduzir pela presença de uma caixa de falha e pelo aspecto polido e estriado da superfície das camadas duras da base (Fig. II-5-A). Assim sendo, o degrau que separa os pequenos patamares do deslizamento dos Salgados poderia estar relacionado com este acidente longitudinal, talvez posterior aos perpendiculares que condicionaram a cicatriz do deslizamento. Os depósitos descritos a sul dos Salgados, apresentam uma estrutura complexa e parecem resultar de uma modificação da dinâmica marinha, imposta pela tectónica local:

a)- poderão corresponder a parte de um grande depósito de deslizamento, com uma frente muito extensa e já erodida pelo mar. Num período em que o nível do mar estaria um pouco mais elevado, o conjunto terá sido modelado em arriba e a abrasão exercida sobre os materiais provenientes da frente do deslizamento terá originado o depósito de blocos rolados e

dispostos de forma ordenada. O depósito areno-argiloso fino, eólico ou de praia, ter-se-á posteriormente acumulado a um nível um pouco inferior, ao abrigo de um pequeno cordão litoral ou dunar, existente mais a ocidente.

b)- a sequência observada pode não estar relacionada com as oscilações do nível do mar referidas e os blocos rolados correspondem a um depósito de tempestade muito localizado, acumulado acima do limite das marés vivas e colmatado pelo depósito fino, marinho ou eólico.

c)- O facto de o depósito se encontrar 4 ou 5 m acima do nível actual do mar pode ser consequência de um soerguimento da arriba, resultante da reactivação quaternária dos acidentes diapíricos, pois esta vertente constitui o reverso do bordo ocidental do "vale tifónico".

Com os dados de que dispomos é difícil optar com segurança por qualquer das situações apresentadas. O mais provável é o conjunto do depósito e das formas observadas resultar da conjugação das três hipóteses.

2.2 - Arribas activas

Ao contrário das arribas mortas (ou inactivas), as arribas activas (ou vivas) são formas ainda modeladas pela acção das ondas. A face ou frente da arriba apresenta um perfil mais abrupto e a base uma plataforma de abrasão ou de acumulação.

2.2.1 - Arribas activas com plataforma de acumulação formada por materiais grosseiros

As arribas com plataformas de materiais grosseiros são, em regra, modeladas em rochas heterogéneas de idade Jurássica. Agrupam-se neste conjunto as arribas activas com cerca de 13 km de comprimento, situadas entre S. Martinho do Porto e a margem norte da Lagoa de Óbidos e as arribas das penínsulas do Baleal e de Peniche. As primeiras são formadas por uma

alternância de camadas de calcário, margas, argilas e arenitos, dispostas em estrutura discordante e as segundas por rochas calcárias com estrutura variável, de acordo com as deformações locais. Do conjunto das arribas talhadas em rochas de idade jurássica exceptuam-se duas pequenas áreas, entre os Salgados e a praia da Gralha e, a sul, entre o Rio de Tráz e o Baleal, onde a plataforma de acumulação é constituída por areias (Figs. II-1).




















































É no sector entre S. Martinho do Porto e a Lagoa de Óbidos que o topo da arriba e a vertente costeira atingem maior altitude (122 m nas imediações da Fonte Santa e 162 m no Bouro) e os processos actuais de deslizamento e desmoronamento são mais intensos, conferindo grande imponência e frescura às formas (Fig. II-6 e II-7).

2.2.1.1. Arribas e plataformas entre S. Martinho do Porto e a Foz do Arelho

Nesta área, as arribas são modeladas em camadas rochosas de litologia variável, com dureza e permeabilidade diferentes atingindo, com frequência, mais de 100 m de altura. Compreendem dois conjuntos litológicos. Um, composto por uma alternância de arenitos finos amarelados, calcários margosos e margas cinzentas e vermelhas ("Camadas de Alcobaça"), existente na área entre Salir do Porto e a Quebrada dos Covinhos. Outro, da Quebrada dos Covinhos à Lagoa de Óbidos, formado por arenitos argilosos com intercalações de argilas e margas ("Grés superiores com vegetais e dinossáurios"). Não observámos uma relação directa entre a litologia e os processos dominantes. Os movimentos de massa, deslizamentos e desmoronamentos, são mais importantes do que a variação litológica, como se pode observar pelos perfis das Figuras II-6 e II-7. Ocorrem em toda a área, independentemente da natureza da camada dura ou branda, desde que a permeabilidade seja diferente e que a estrutura e a presença de fracturas ou falhas facilitem os processos de erosão.

Entre S. Martinho do Porto e a Foz do Arelho (Figuras II-6 e II-7) a vertente costeira é alta (162 m no V.G. Bouro), o topo da arriba situa-se entre os 40 e 120 m de altitude e forma,

LEGENDA

| | | | |
|---|---|--|--|
|  | Vertente costeira |  | Sapal |
|  | Arriba morta rectilínea |  | Áreas deprimidas e inundadas do sapal |
|  | Arriba viva rectilínea |  | Vestígios de restinga no interior do sapal |
|  | Arriba com plataforma de abrasão |  | Cone de gravidade |
|  | Arriba com plataforma de acumulação de blocos |  | Cone fluvial |
|  | Arriba com cobertura eólica |  | Cicatriz de erosão |
|  | Praia com cordão dunar |  | Deslizamento |
|  | Crista de duna oblíqua |  | Deslizamento rotacional |
|  | Crista de duna parabólica |  | Deslizamento pelicular |
|  | Rampa eólica |  | Blocos desmoronados |
|  | Cobertura eólica |  | Aluviões |
|  | Corredor de deflação |  | Areias e cascalheiras pliocénicas |
|  | Pântano dunar |  | Calcários |
|  | Vertente rectilínea |  | Arenito |
|  | Vertente côncava |  | Argilas |
|  | Superfície aplanada |  | Argilas e margas |
|  | Cornija de rocha dura |  | Falha e falha provável |
|  | Camada estrutural |  | Inclinação das camadas |
|  | Vale em berço |  | Camada horizontal |
|  | Vale largo |  | Depósitos de base |
|  | Vale suspenso |  | Depósito de deslizamento |
|  | Vale suspenso com captura |  | Ponto cotado |
|  | Linha de água |  | Área Social |
|  | Ravina |  | Caminho de ferro |
|  | Delta |  | Perfil da arriba |
| | |  | Estrada |

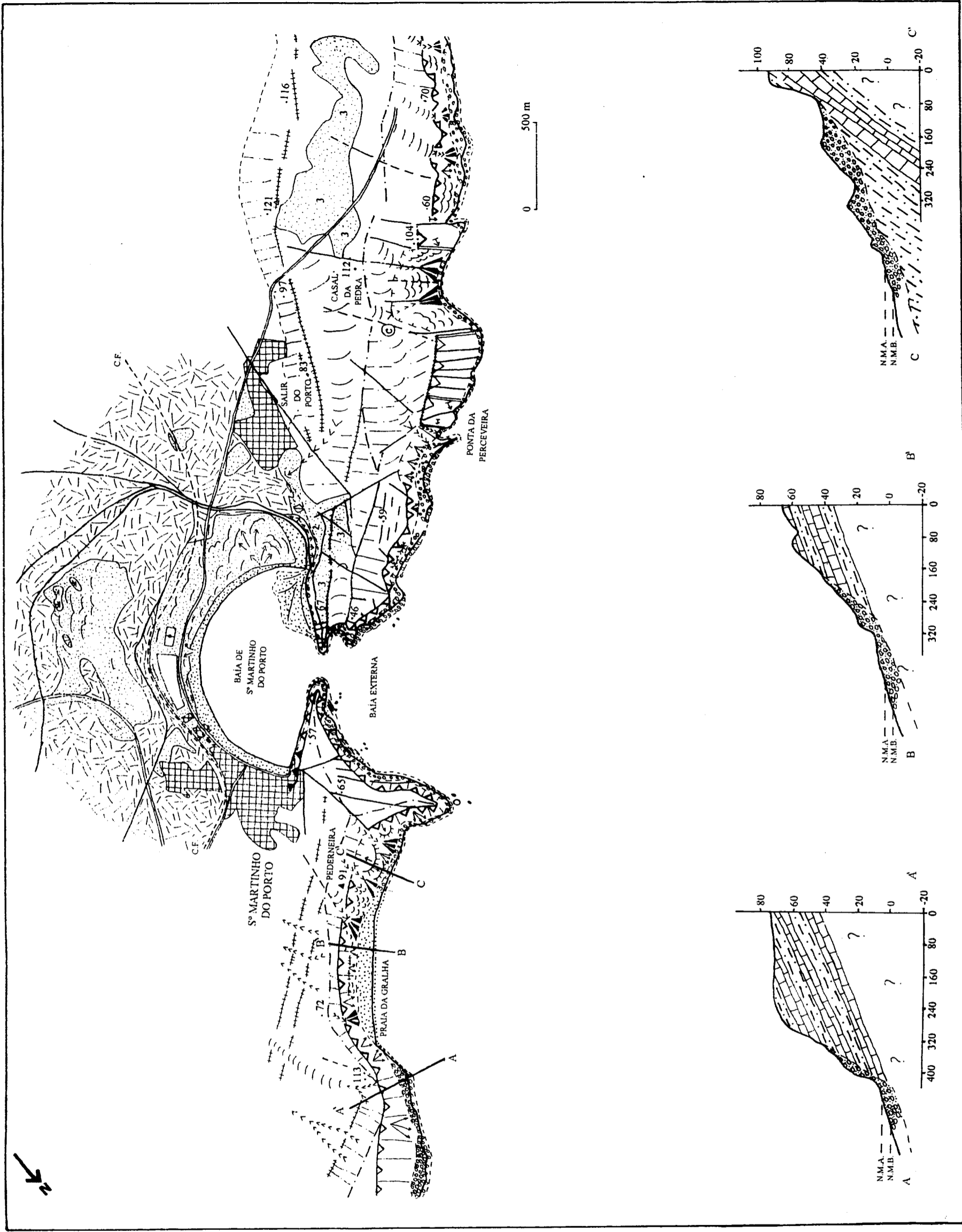
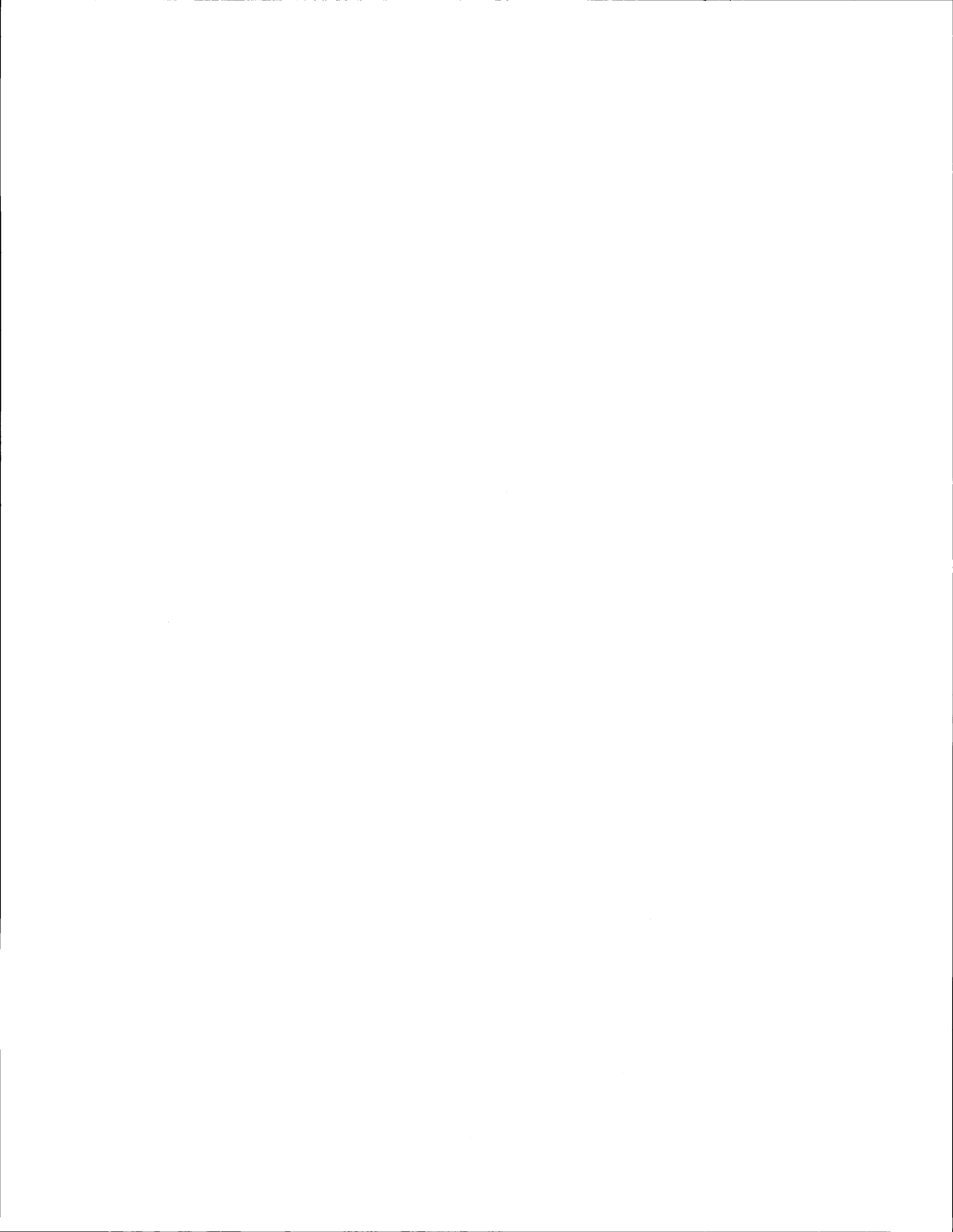


Figura II-6 - Esboço geomorfológico da faixa litoral nas imediações de S. Martinho do Porto e perfis transversais do sistema de arribas da Praia da Gralha (obtido a partir de fotointerpretação, observações de campo e Plantas Cadastrais

na escala 1: 2000)



no conjunto, um litoral muito alto, recortado na base por pequenas saliências e reentrâncias, designadas na toponímia por "Quebradas" e "Pontas".

As "Quebradas" são mais comuns na área a sul de S. Martinho do Porto e observam-se em sectores afectados por feixes de fracturas e falhas de pequena extensão, orientadas perpendicularmente à costa (como no caso do Casal da Pedra e dos Covinhos, Figuras II-6 e II-7, perfis A e B ; Estampa I, fotografias 1 e 2). Resultam da acção da ondulação, sobre as zonas de menor resistência da rocha: caixas de falha, superfícies mais diaclasadas ou contactos litológicos. O impacto causado pela rebentação provoca o alargamento das fissuras, a desagregação, o desabamento ou o deslizamento das camadas rochosas que, por gravidade, se acumulam na base, formando um depósito caótico de blocos grosseiros, pois os materiais mais finos são evacuados pelas correntes de ondulação e de deriva litoral. As plataformas de abrasão raramente se observam, porque estão confinadas a pequenos sectores onde as camadas se encontram muito pouco inclinadas ou próximo da horizontal (a Norte das Quebradas da Mó e dos Covinhos). Existirão provavelmente a maior profundidade, fossilizadas pelos depósitos provenientes do desmantelamento das arribas (que formam a plataforma de acumulação), pois a quantidade de detritos por elas fornecido, é muito superior à capacidade de evacuação exercida pelos agentes marinhos. A erosão sub-aérea actua igualmente na evolução do perfil das arribas e da vertente costeira. A infiltração das águas de escorrência sobre a superfície destas, provoca o desmoronamento das superfícies e o deslizamento das camadas margosas e argilosas, quando o limiar de plasticidade é atingido. Mas os processos continentais que desencadeiam estes deslocamentos são menos intensos do que os marinhos que actuam na base da arriba, como testemunham os valeiros suspensos e a captura de algumas linhas de água subsequentes, observadas nas quebradas a sul de Salir, com maior incidência nas do Casal da Pedra e Covinhos (Figs. II-6 e II-7).

As "Pontas" correspondem a pequenas saliências da costa, existentes entre as "Quebradas". Estão relacionadas com a posição das bancadas de rocha mais dura, arenito ou calcário, protegidas no sopé por uma plataforma de blocos afeiçoados ou uma acumulação caótica de grandes blocos heterométricos e angulosos, resultantes de desmoronamentos ou

deslizamentos mais recentes, que fossilizam a plataforma rochosa (Fig. II-7, perfis C ; E ; F e fotografias III e IV).

Nas imediações da baía de S. Martinho do Porto as arribas são afectadas por uma rede complexa de fracturas com orientação NW-SE e N-S. A presença destes acidentes terá condicionado a individualização de duas baías, uma externa e outra interna (a de S. Martinho), que comunicam entre si por uma barra que criou uma descontinuidade na arriba. A baía externa é amplamente aberta e dissimétrica, devido à maior erosão verificada no sector sudoeste melhor exposto à ondulação dominante de noroeste e à presença de uma rede muito densa de fracturas (Fig. II-6) perpendiculares e oblíquas à costa, responsáveis por variações bruscas e frequentes na estrutura e por maior vulnerabilidade à erosão. A barra é uma consequência dessa fracturação, embora a sua génese e evolução tenham sido, também, condicionadas por processos de erosão continental. Durante as fases regressivas quaternárias, esta zona de fraqueza foi entalhada pelos cursos de água que aí escavaram um vale ou uma garganta, posteriormente colmatado por sedimentos, nos períodos transgressivos que se sucederam; a sua forma terá, assim, resultado de uma garganta epigénica profunda, preenchida por sedimentos flúvio-marinhos e escavada num campo de falhas com direcção NW-SE (tal como referimos na Parte I - 2.1.4.2). Na arriba sul (até à Ponta da Perceveira), nos locais onde ocorreram grandes desabamentos ou deslizamentos das camadas margosas, os calcários que afloram à superfície apresentam forte diaclasamento, o que nos leva a pensar que a presença das diaclases pode estar relacionada com os fenómenos de distensão dos calcários, quando libertos da pressão exercida pelas margas. O maior diaclasamento desta área poderá ter contribuído para a modelação de formas circulares, semelhantes a grandes marmitas que se observam, por vezes, ao nível da maré alta, resultantes do alargamento das diaclases pela compressão e movimento turbilhonar, causados pelo impacto da ondulação.

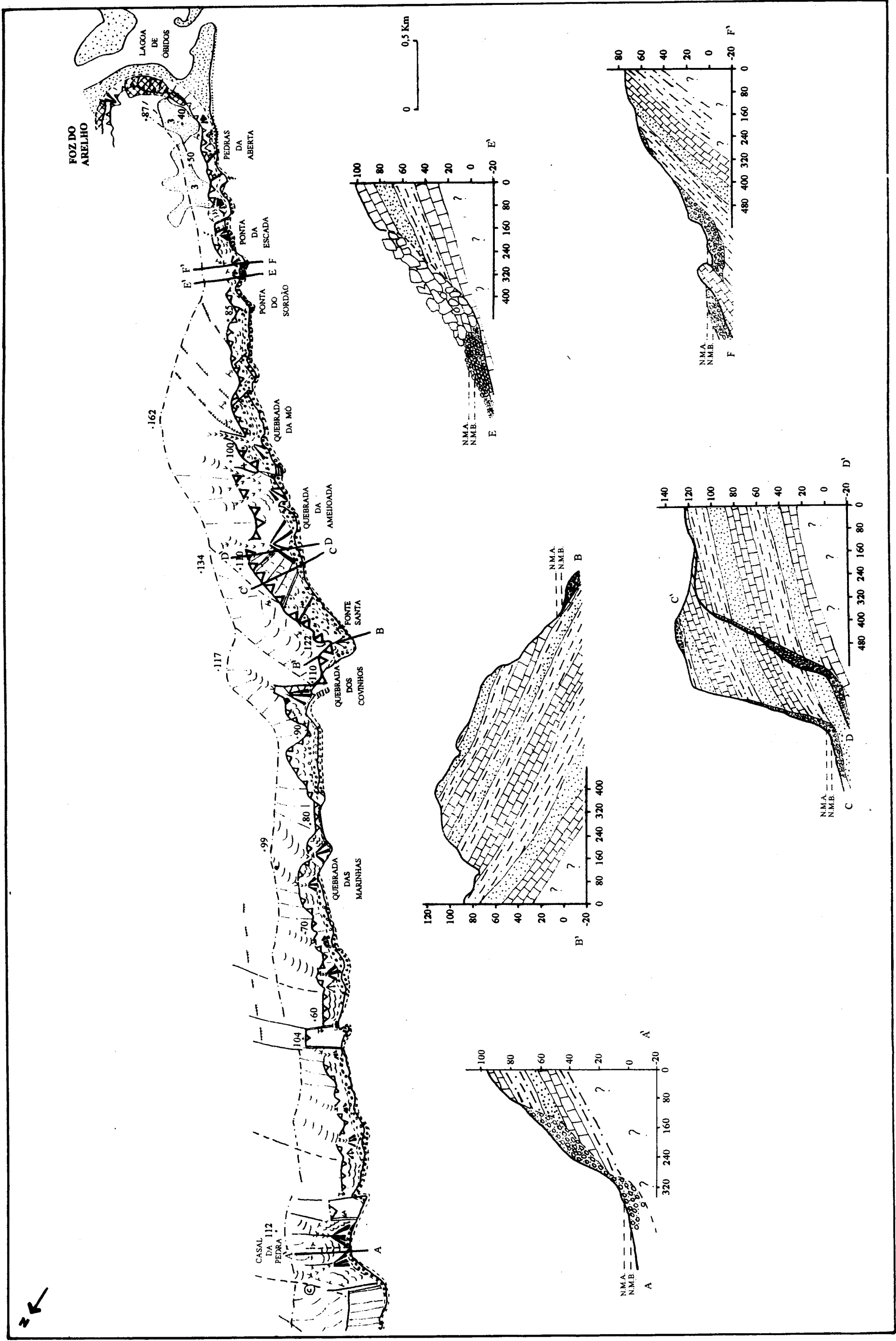
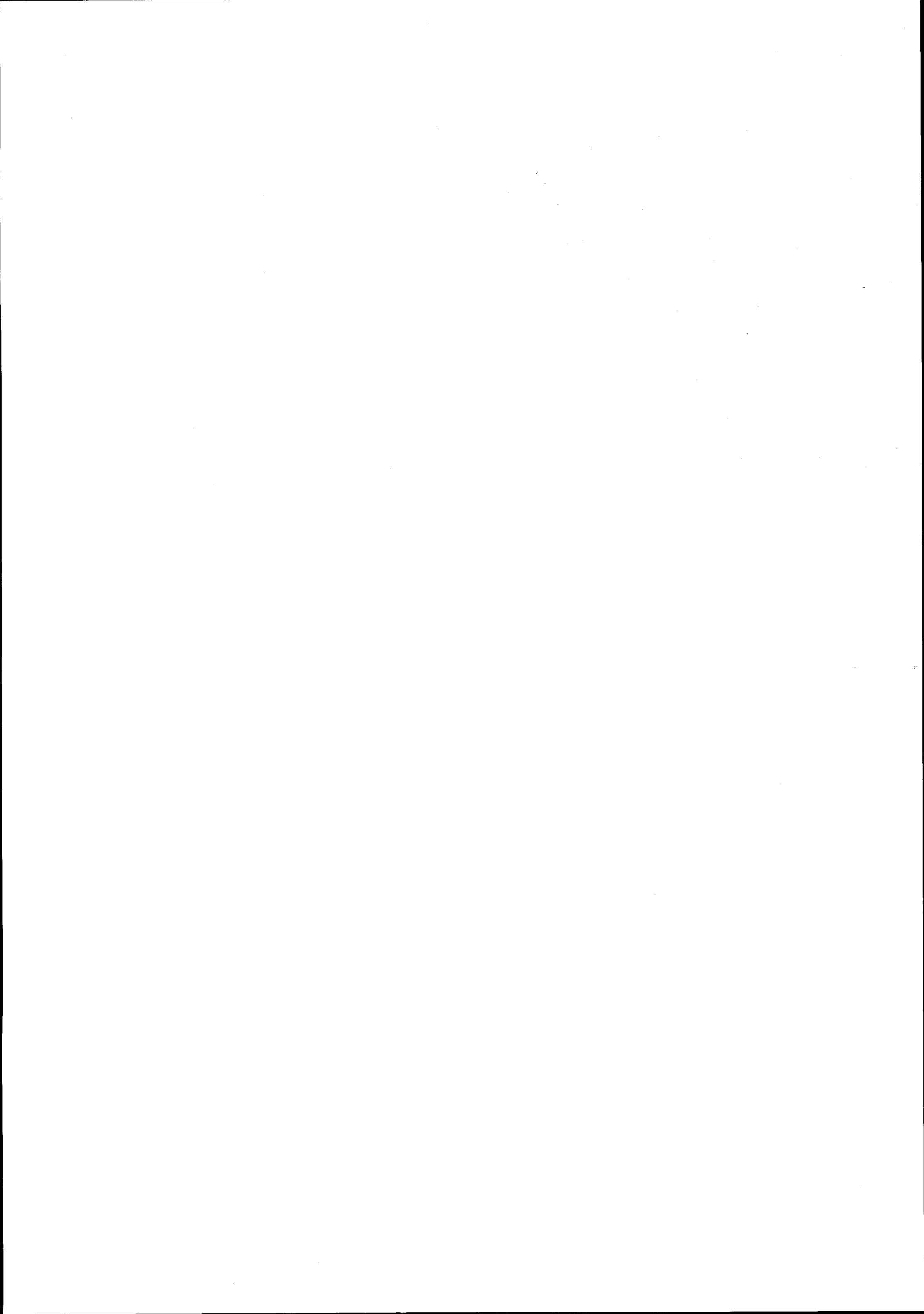


Figura II-7 - Esboço geomorfológico da faixa litoral entre a Quebrada das Marinhas e a Foz do Arelho e perfis

transversais das arribas (obtido a partir de fotointerpretação, observações de campo e Plantas Cadastrais na escala 1: 2000 mesma legenda da Fig. II-6)



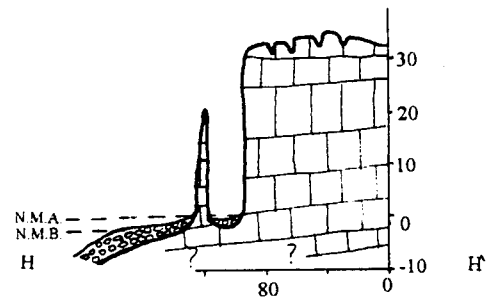
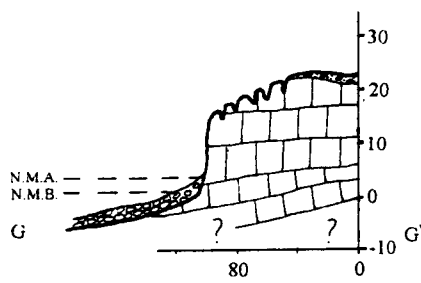
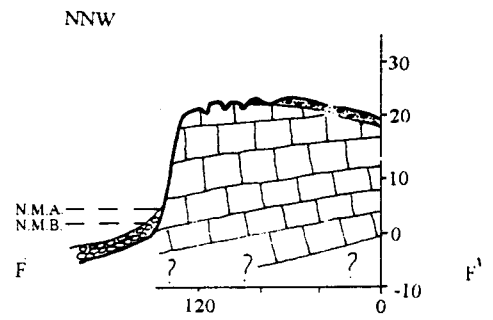
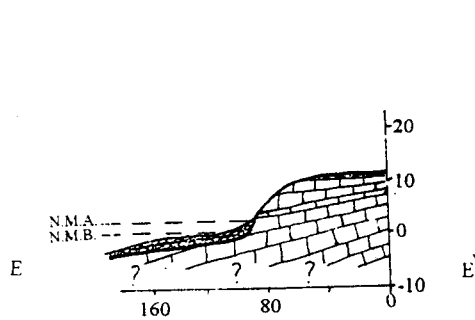
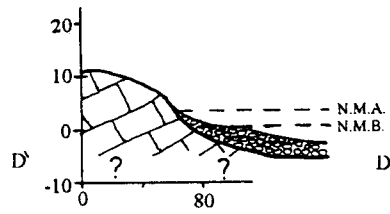
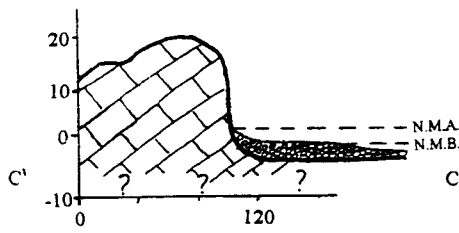
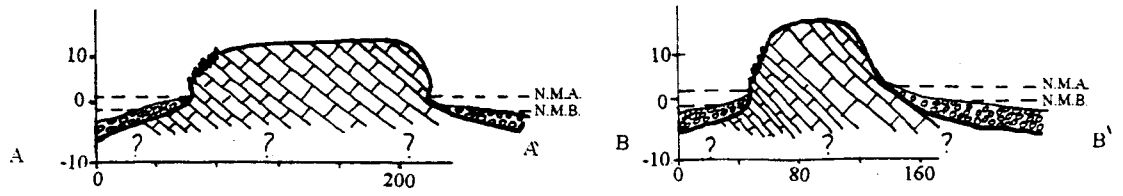
2.2.1.2 - Arribas e plataformas do Baleal e de Peniche

As arribas da península do Baleal e da ilha das Pombas (Fig. II-8) estão modeladas em calcários compactos, datados do Batoniano inferior e em calcários compactos e margosos com intercalações xistóides, do Bajociano. No Baleal inclinam mais de 60° para oriente e apresentam um perfil sinuoso, de acordo com a estratificação das camadas (Estampa II, fotografia 1 e 2). O topo das arribas encontra-se truncado por uma plataforma de abrasão marinha plistocénica, com 15-18 m de altitude no Baleal e 20 m na ilha das Pombas, que **G. Zbyszewski**, (1959) considerou como pertencente ao interglaciar Riss-Würm (Tirreniano II) e equivalente ao nível da rechã da entrada da Gruta da Furninha. Na base de algumas arribas existe uma pequena sapa, que condiciona o desabamento das camadas superiores (Fig. II-8, perfis A e B). Os detritos resultantes da erosão acumulam-se na base, sobre a plataforma de abrasão (visível apenas nas marés baixas equinociais), formando uma protecção à própria arriba. Nas arribas expostas a oriente, a estrutura é inclinada e concordante, as plataformas de abrasão e de acumulação são mais extensas e os perfis apresentam maior declive e regularidade. A ocidente, a estrutura é discordante em relação à costa, os perfis são mais suaves embora irregulares, com saliências correspondentes à estrutura e aos planos de xistosidade das camadas. A dissimetria entre os flancos ocidental e oriental, resulta da estrutura e da diferente exposição à ondulação e à deriva litoral, verificadas nos dois sectores da costa do Baleal.

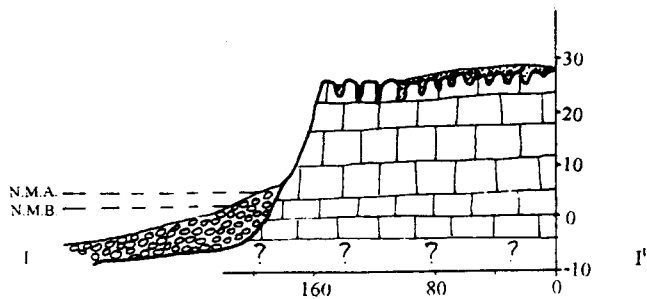
A península de Peniche é formada por rochas liásicas carbonatadas, dispostas grosseiramente em monoclinas e com inclinações variáveis; a norte as camadas inclinam cerca de 20-25° para SSW, a oeste apenas 3-7° para sudeste e cerca de 10-15° para sul no sector meridional (**Marques & Romariz**, 1989). O topo da superfície encontra-se, tal como no Baleal, truncado a cerca de 20-30 m de altitude por uma plataforma de abrasão marinha plistocénica, cujos depósitos fossilizam ou preenchem o fundo do carso litoral (Fig. II-8). Por vezes, sobre esses depósitos marinhos encontram-se depósitos continentais, heterométricos e angulosos, cobertos em alguns locais por areias dunares.

A linha de costa é muito recortada, em consequência da litologia, da estrutura e da tectónica, características a que se junta o facto de a península ter sido, até ao século XIV, uma

PERFIS DAS ARRIBAS ENTRE PENICHE E O BALEAL



SW



- Arriba activa (50 m)
- Arriba morta (50 m)
- Arriba com plataforma de acumulação de blocos
- Arriba com plataforma de abrasão
- Arriba com cobertura eólica
- Praia com cordão duna.
- Pantano interdunar
- Carso litoral
- Terraço marinho
- Sapal
- Várzea aluvial
- Falha e falha provável
- Área social
- Plataforma de blocos
- Carso litoral preenchido por depósito de praia
- Calcários
- Ponto cotado
- Forte ou muralha
- Porto
- Perfil da arriba
- Estrada
- Nível de Maré Alta
- Nível de Maré Baixa

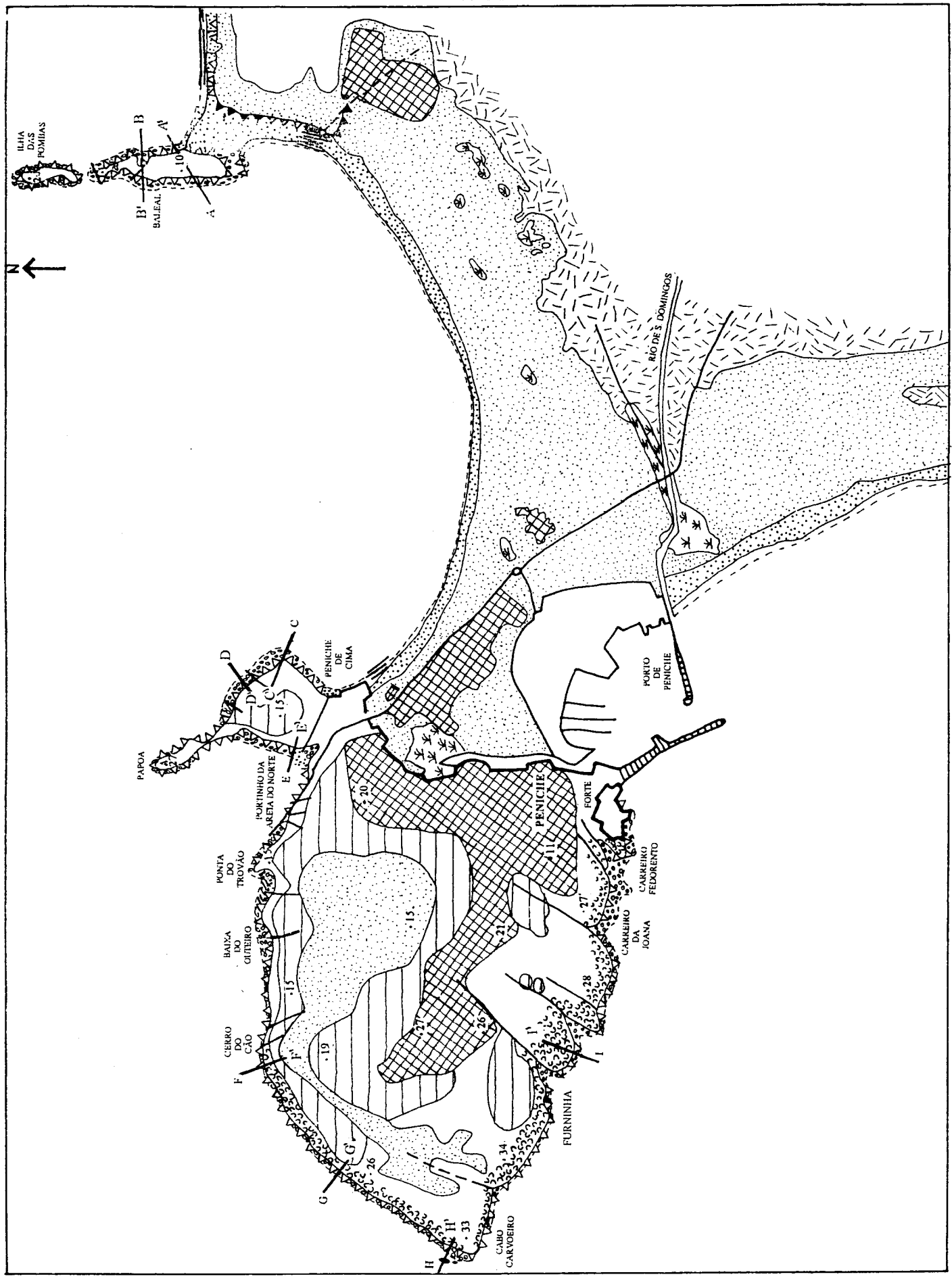
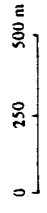
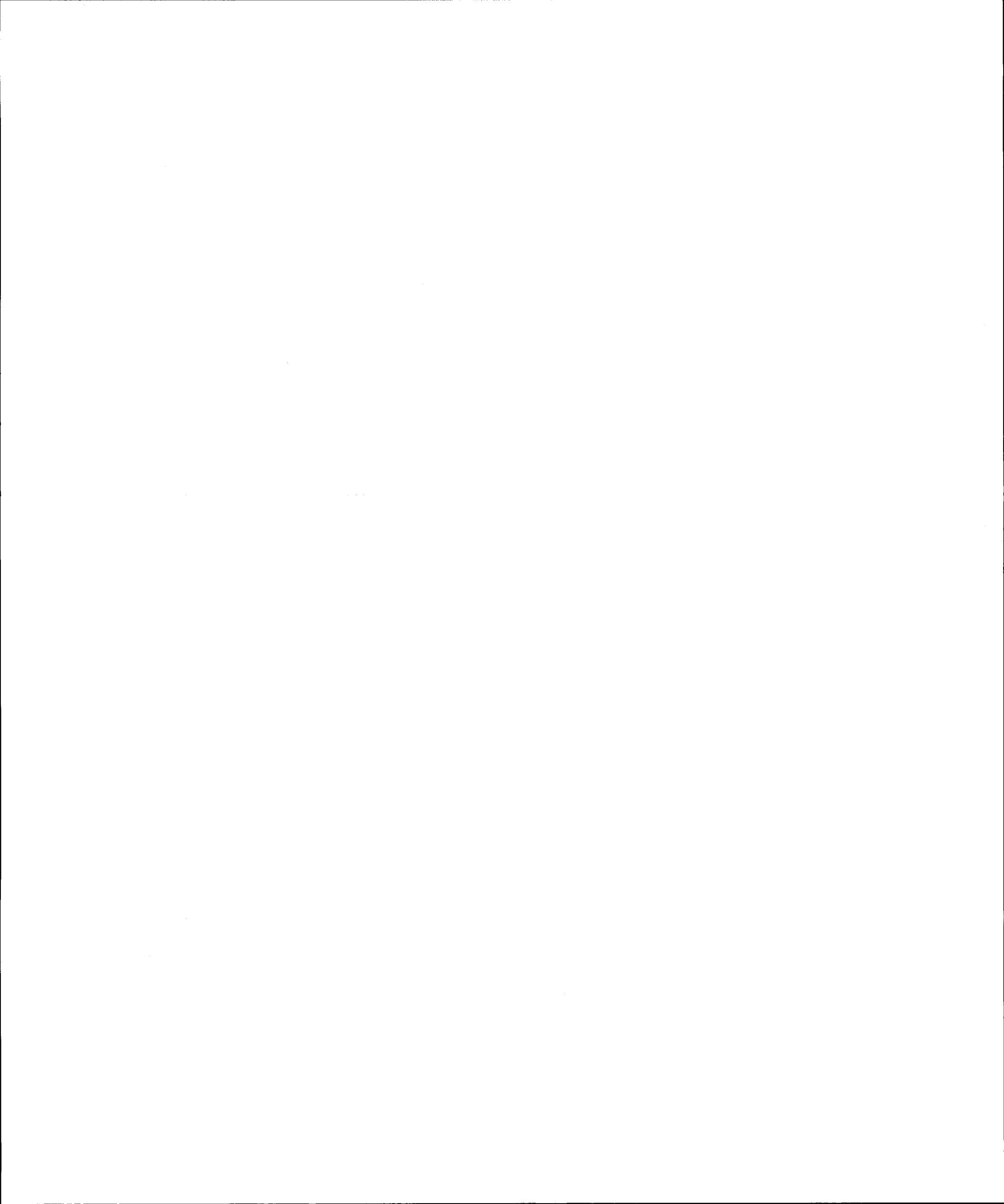


Figura II-8 - Esboço geomorfológico da faixa litoral entre o Baleal e Peniche e perfis das arribas (página anterior),

obtido a partir de fotointerpretação, observações de campo e Plantas Cadastrais na escala 1: 2000



ilha. No litoral norte, observam-se pequenas enseadas ("Portinhos") e pontas, relacionadas com a presença de uma rede de fracturas com orientação diversa, exploradas pela ondulação predominante deste quadrante. A sul, a presença de falhas com direcção Nordeste-Sudoeste originou o escavamento de reentrâncias profundas, estreitas e por vezes dissimétricas, designadas por "Carreiros". Embora a ondulação de N ou NW se faça sentir em mais de 80% dos dias do ano, como referimos na Parte I-3, as ondas mais altas são provenientes das tempestades de SW, o que muito contribui para o escavamento e alargamento das zonas de maior fraqueza, os "carreiros", bem expostos a este quadrante.

A litologia, a estrutura e a dinâmica local modelaram arribas com diferentes perfis. A maior originalidade resulta da existência de um carso litoral, relativamente bem desenvolvido a noroeste (Remédios) e a sul, onde afloram os calcarenitos compactos (Estampa II, fotografia 4). O carso pode observar-se no topo das arribas, preenchido por areias marinhas consolidadas, que o fossilizam (Fig. II-8, perfis F, G, H, I). É portanto de formação anterior à praia "tirreneana", apenas conservada no fundo do carso. É provável que este tenha resultado da dissolução química das águas a um nível um pouco inferior ao que originou os depósitos de praia que o fossilizam. Actualmente, na face da arriba e no topo, onde se faz sentir a acção das salsugens, a bio-dissolução continua, como se pode observar pelas pequenas cavidades superficiais, em forma de favo de mel e pelo aprofundamento do carso. A carsificação só se observa acima do nível da preia-mar. Na faixa entre marés existe uma pequena plataforma de abrasão (Estampa II, fotografia 8) e não se observa o carso, pois a erosão mecânica é intensa. Em alguns locais existe, na base das arribas, uma pequena sapa com visor, resultante da erosão mecânica e química (corrasão), acima da qual se observa a carsificação. Em regra, a base das arribas está coberta por uma plataforma de acumulação de blocos, provenientes do desmantelamento do carso.

Na área entre os Remédios e o farol, de rochas mais duras e diaclasadas (calcarenitos compactos e calcários oolíticos do Aaeliano), as arribas são mais altas, bem expostas à ondulação do Noroeste e a carsificação é mais profunda. A sapa esculpida na base pela ondulação, faz com que as camadas carsificadas que estão por cima, se expandam e fracturem ao longo das diaclases, caindo na base em grandes blocos que a ondulação vai desgastando. Como

a erosão mecânica é muito superior à dissolução, o lápiaz recua ao mesmo tempo que as camadas da base e conserva-se apenas no topo da arriba. A dinâmica marinha actual é, assim, responsável pelos processos mecânicos, sendo a dissolução química menos eficaz.

O perfil das arribas é muito variável:

-Em Peniche de Cima, as arribas são talhadas em margas e o perfil apresenta cerca de 30-40° de declive. Na base da arriba acumulam-se blocos soltos e ocorrem pequenos deslizamentos, que o suavizam o perfil (Fig.II-8, perfis D e E).

-Entre Peniche de Cima e a Ponta do Trovão e entre os Remédios e o Cabo Carvoeiro, o perfil é quase rectilíneo (Fig.II-8 perfis F, G, H, I); está associado a rochas mais resistentes, com boa exposição à ondulação de NW e apresenta na base uma plataforma de acumulação com blocos de grandes dimensões

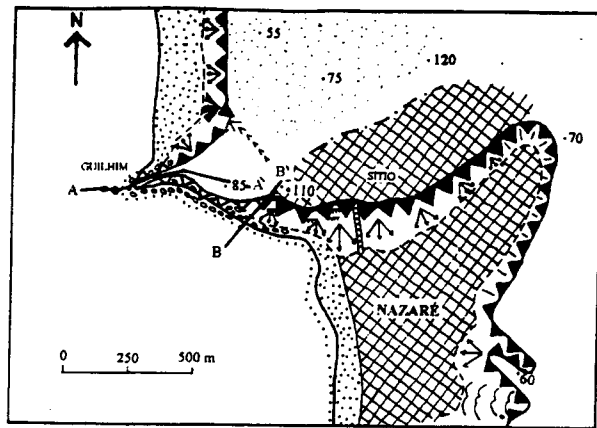
-Entre a Ponta do Trovão e o Cerro do Cão, é subvertical; as arribas estão modeladas em margas e calcários margosos, carsificados no topo, não existe plataforma de acumulação e na maré baixa fica a descoberto a plataforma de abrasão e uma pequena sapa esculpida na base da arriba. Junto à costa norte emergem pequenos escolhos e leixões com estrutura sub-horizontal, que testemunham antigas posições da linha de costa. O facto de não existirem a sul poderá ser interpretado como o resultado de maior hidrodinamismo.






















2.2.1.3 - A arriba do Sítio da Nazaré

A arriba situada entre o Guilhim e o Sítio da Nazaré (Fig. II-9), pela altura e verticalidade que apresenta e, pela forma brusca como termina a sul, sobranceira à praia, é um dos locais mais espectaculares do litoral da região. Este facto deve-se à proximidade do grande acidente de orientação Bética (ENE-SW) ainda activo durante o Quaternário e conhecido por falha Nazaré-Pombal (A. Ribeiro, 1984).

Apresenta-se como um promontório saliente, com mais de 100 m de altura que se destaca da regularidade da linha de costa existente a norte, iniciando a sul, depois de uma ruptura com cerca de 750 m de comprimento, um sector litoral grosseiramente rectilíneo, orientado para SW

LEGENDA



-  Vertente costeira
-  Arriba viva (50 m : 100 m)
-  Arriba morta (50 m : 100 m)
-  Arriba com plataforma de blocos
-  Praia
-  Areias eólicas
-  Limite da maré viva
-  Ravina
-  Cone fluvial
-  Cone de gravidade
-  Deslizamento pelicular
-  Plataforma de acumulação
-  Camada de rocha dura
-  Caixa de falha
-  Funicular
-  Ponto cotado
-  Área social
-  Depósito
-  Calcários
-  Margas
-  Arenitos

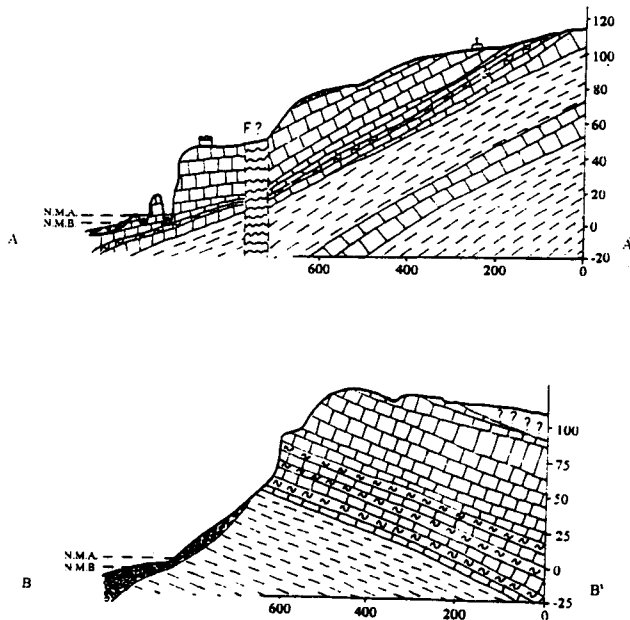
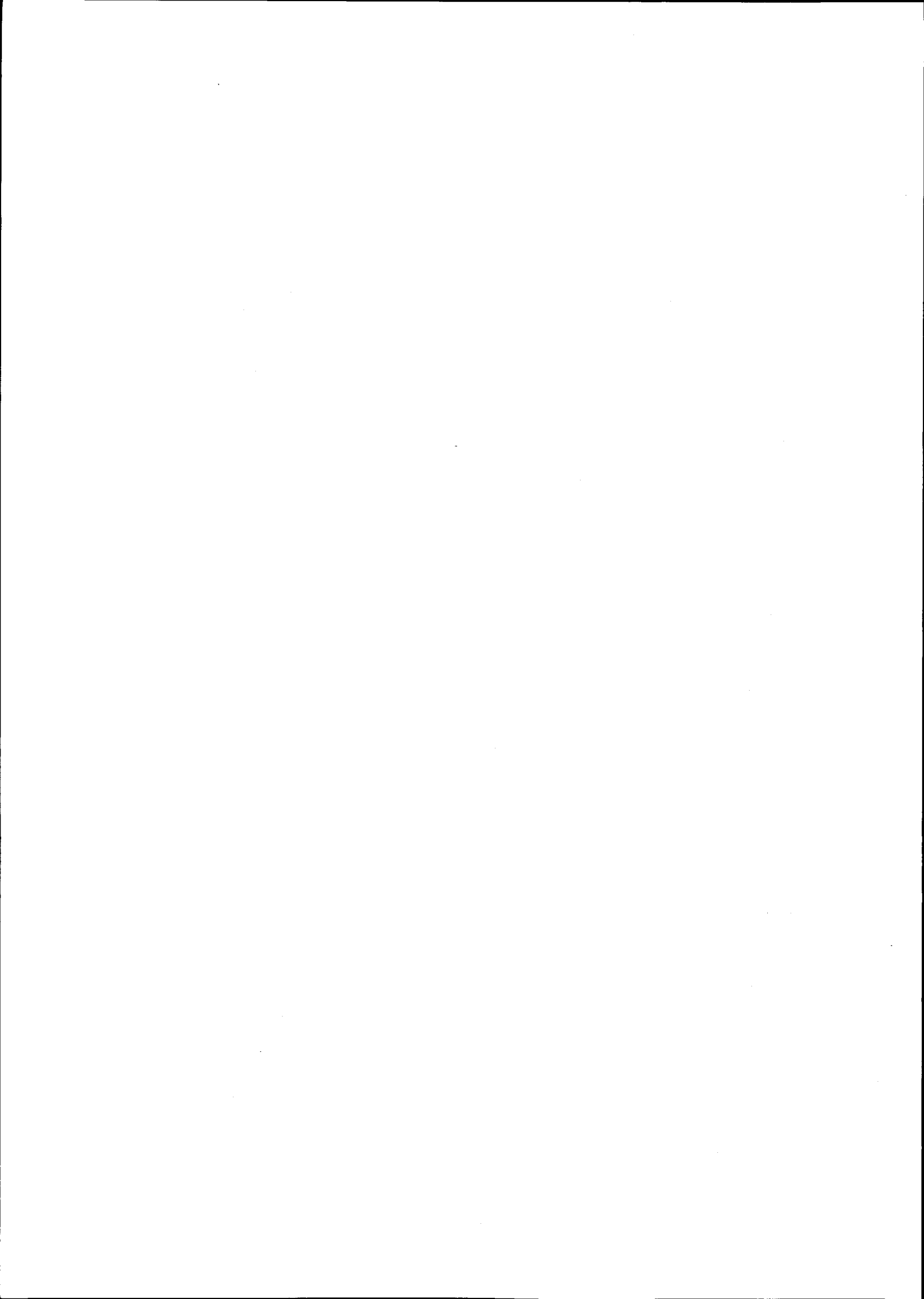


Figura II-9 - Esboço geomorfológico e perfis da arriba do Sítio da Nazaré (obtido por fotointerpretação, observações de campo e Plantas Cadastrais na escala 1: 2000)



e que se prolonga até Peniche. Estabelece, assim, o limite meridional do vasto campo de dunas que se estende desde Aveiro, formado no início do Holocénico.

A arriba é modelada em camadas alternadas de calcários compactos e margosos, arenitos caulíníferos e margas, pertencentes ao Cretácico (Turoniano e Cenomaniano), inclinadas para NW numa estrutura monoclinal semelhante a uma costeira (Fig. II-9, perfil B), em que a camada dura ocupa o topo da arriba (Sítio).

A estrutura inclinada concordante e a orientação da arriba (W-E) facilitam o trabalho dos agentes de erosão, marinhos e sub-aéreos, que exploram as zonas de maior fragilidade. É provável que a presença de uma, ou várias, falhas transversas, situadas junto ao contacto das formações mais resistentes do Turoniano com as mais brandas do Cenomaniano e do Albiano-Apciano, condicione a configuração e evolução da arriba. Estes acidentes não são visíveis porque a ocidente o mar terá destruído os seus vestígios e, a oriente, estão encobertos pelas areias dunares. É provável que existam outros acidentes semelhantes, nas imediações do contacto entre os depósitos do Cretácico e do Jurássico, paralelos à direcção das camadas e, por isso, também difíceis de observar, relacionados com a falha Nazaré-Lousã, com a tectónica diapírica e com a proximidade do canhão submarino da Nazaré. O aspecto rectilíneo que a arriba apresenta, assemelha-se a uma escarpa de falha, erosionada pelo mar. Outro acidente, quase perpendicular a este, pode observar-se na arriba junto ao forte, onde a partir de uma zona de esmagamento, as camadas se encontram deslocadas e a superfície um pouco rebaixada para ocidente (Fig. II-9, perfil A).

A arriba está abrigada da ondulação de N e NW mas é intensamente afectada pelas ondas de tempestade provenientes de SW, que a interceptam na perpendicular. Os processos sub-aéreos não são muito importantes porque a drenagem se encontra organizada para norte, seguindo o reverso da costeira; resumem-se à queda de blocos e a pequenos desmoronamentos, cujos materiais se acumulam na base, formando nalguns casos, cones de detritos. A base encontra-se, assim, protegida por uma acumulação de blocos resultante do desmonte da arriba, que amortece a ondulação e preserva a face da arriba, menos exposta à acção directa das ondas.

2.2.2. Arribas activas com plataforma de acumulação arenosa

As arribas com plataforma de acumulação arenosa localizam-se entre a Lagoa de Óbidos e o Baleal. Caracterizam-se por um perfil rectilíneo que se liga, por um ângulo acentuado, à plataforma de acumulação, formada por areias médias e grosseiras e inundada em todos os ciclos de marés. A arriba recua paralelamente a si própria e os detritos provenientes da evolução do perfil, são rapidamente evacuados pela ondulação.

Entre o Rio de Tráz e o Baleal a plataforma de acumulação arenosa é estreita, pouco espessa (2-3 m) e assenta directamente sobre a plataforma de abrasão, que durante as marés baixas equinociais fica a descoberto.

2.2.2.1. Arribas com plataforma arenosa entre a Lagoa de Óbidos e Rio de Tráz

O sector litoral entre a Lagoa de Óbidos e o Rio de Tráz apresenta, numa extensão de cerca de 7 km, um conjunto de arribas distintas das existentes ao Norte, entre a Foz do Arelho e S. Martinho do Porto. A linha de costa está orientada para SW, de acordo com a direcção dos acidentes tectónicos paralelos ao litoral (Fig. II-10), que lhe conferem um traçado rectilíneo, semelhante a uma linha de falha.

As arribas são modeladas em arenitos feldspáticos e caulíferos, esbranquiçados ou amarelados, com leitos de calhaus rolados e argilas acinzentadas ou arroxeadas (**Zbyszewski & Almeida, 1960**) pertencentes ao Cretácico. As bancadas de arenito encontram-se grosseiramente na horizontal e, na quase totalidade, cobertas por areias eólicas, modeladas em dunas. São as mais baixas do conjunto considerado, com 30-40 m de altitude até à ribeira de Vale Benfeito e cerca de 15-25 m para sul. Estão orientadas NE-SW, segundo um alinhamento rígido, condicionado por falhas com a mesma direcção, exploradas pela erosão marinha.

Ao contrário do observado nas arribas talhadas nas rochas do Jurássico, a vertente costeira é mais baixa, menos declivosa, mas mais extensa. Nas imediações de Vale Benfeito afasta-se mesmo alguns quilómetros do mar, não interferindo directamente nos processos de evolução das arribas. Como o topo das arribas e da vertente costeira se encontra, na quase totalidade, coberto por dunas ou por depósitos quaternários muito permeáveis, parte das águas de escorrência infiltra-se até ao substrato impermeável, reaparecendo na face de algumas arribas, na zona de contacto entre as formações modernas e o substrato cretácico, onde provoca ravinamentos.

O traçado da linha da costa apresenta-se interrompido, em alguns locais, por entalhes vigorosos de pequenos valeiros suspensos a cerca de 20-30 m de altitude, designados na toponímia local por "Fincha", "Barroco" e "Cova" (Fincha Grande, Barroco da Adega, Cova do Covão, Cova da Areia, Estampa III, fotografias 1 e 2). Noutros, podem observar-se vales e depressões de tamanho variável, escavados nos arenitos e preenchidos por depósitos detríticos quaternários (sul da arriba do Gronho, Rei da Cortiça, Cova da Areia e Vale da Janela), por vezes cobertos por areias eólicas (Estampa III, fotografia 3 e IV).

Os "Barrocos" e as "Covas" correspondem a entalhes na arriba, que podem atingir cerca de 10 m de altura e vários metros de comprimento. Estão relacionados com a presença de pequenas linhas de água suspensas, a partir das quais se escavaram canhões com paredes verticais de 4-5 m de largura e fundo plano, coberto por areias de praia. Resultam da desagregação mecânica e da dissolução, exercidas pelas linhas de água e pela abrasão marinha, que vai aprofundando e alargando o vale, fazendo recuar a arriba paralelamente a si própria. Comprovam a fragilidade dos materiais constituintes e uma dinâmica marinha intensa, responsável pela rápida evacuação dos detritos provenientes da arriba e fornecidos pelas linhas de água.

Nos locais onde o paleo-relevo arenítico se encontra preenchido por depósitos quaternários, a arriba é mais baixa e de perfil côncavo. A sul do Gronho e nas imediações de Vale de Janelas não se observa o substrato e, na praia, ao nível das marés mais baixas, existe uma camada carbonosa de espessura variável (que está a ser desmantelada pelo mar), a que se sobrepõe uma série arenosa de altura variável, com intercalações finas de arenitos e siltitos,

LEGENDA

| | | | |
|--|---|--|--|
| | Vertente costeira | | Vale em berço |
| | Arriba morta rectilínea | | Vale largo |
| | Arriba viva rectilínea | | Vale suspenso |
| | Arriba com plataforma de abrasão | | Linha de água |
| | Arriba com plataforma de acumulação arenosa | | Ravina |
| | Arriba com cobertura eólica | | Delta de vazante |
| | Praia com cordão dunar | | Sapa |
| | Cordão litoral | | Falha e falha provável |
| | Banco arenoso | | Ponto cotado |
| | Crista de duna oblíqua | | Área Social |
| | Crista de duna parabólica | | Perfil da arriba |
| | Rampa eólica | | Blocos desmoronados |
| | Cobertura eólica | | Praia |
| | Corredor de deflação | | Depósitos Quaternários (a-arenosos, c - carbonosos) |
| | Depressão interdunar | | Arenitos do Cretácico |
| | Depressão interdunar inundada | | Arenitos e argilas do Jurássico |
| | Micro - arriba dunar | | Nível de Maré Alta |
| | Vertente rectilínea | | Nível de Maré Baixa |
| | Vertente côncava | | Costa de Falha |

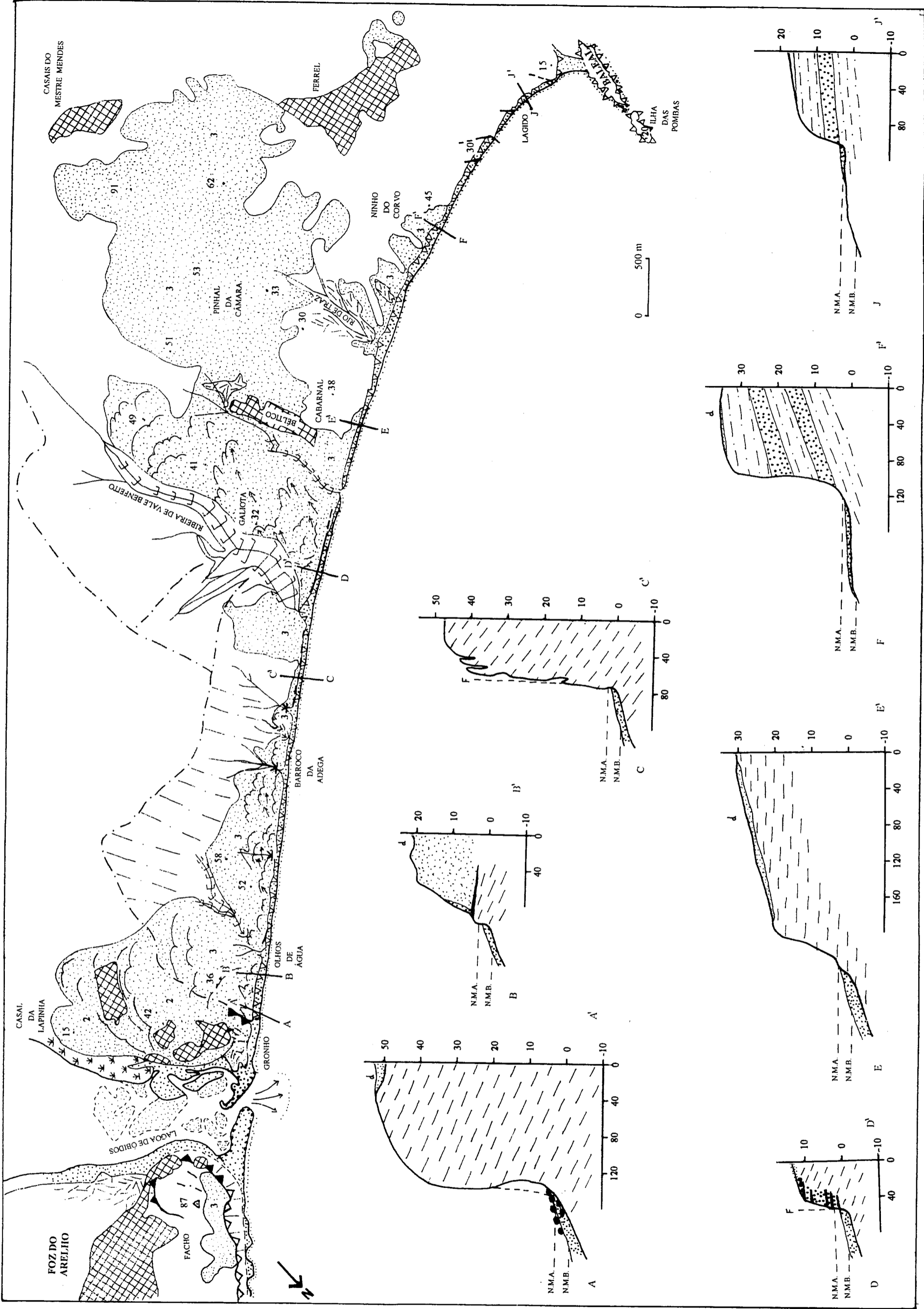
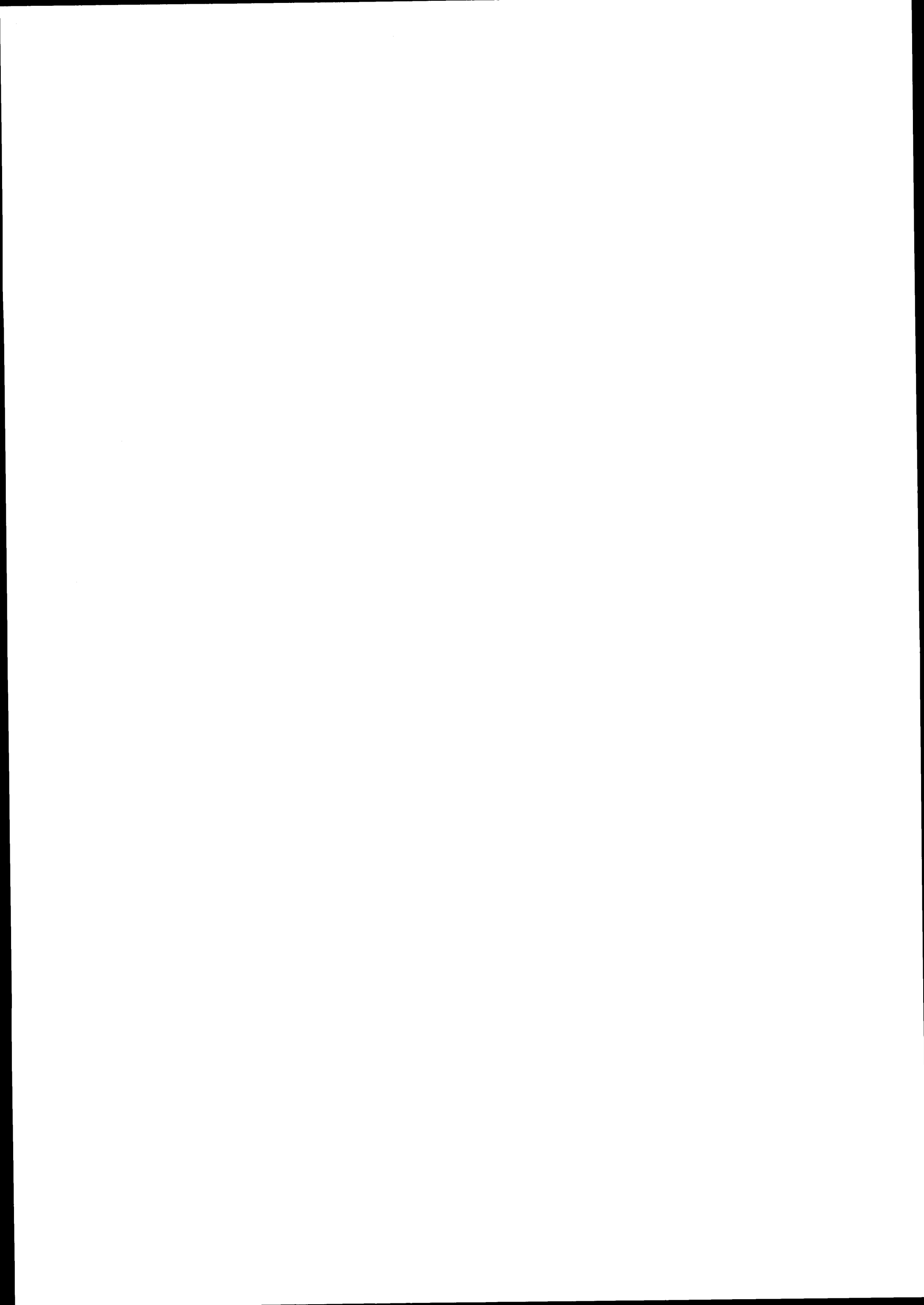


Figura II-10 - Esboço geomorfológico da faixa litoral entre a Foz do Arelho e o Baleal e perfis das arribas (obtido a

partir de fotointerpretação, observações de campo e Plantas Cadastrais na escala 1: 2000)



terminando por uma cascalheira com matriz arenosa, coberta ou não por areias eólicas e, por vezes, um pouco consolidada (Fig. II-10, perfis B e D). Com base nas características dos sedimentos, **P. Freire et al. (1993)** consideraram que o depósito de Vale de Janelas esteve sujeito a regime fluvial, com grande variação nas condições dinâmicas (dada a heterometria e as características superficiais dos materiais constituintes) e é correlativo de um nível de mar abaixo do actual; as camadas carbonosas corresponderão a vestígios de antigos canais fluviais abandonados, onde se deu a acumulação de elevada percentagem de matéria orgânica. Quando na base desta formação mais recente aflora o substrato, ou um nível carbonoso compacto, o perfil da arriba torna-se irregular pois, ao nível da maré alta ou um pouco acima, forma-se um pequeno degrau de erosão diferencial, que protege a parte superior do impacto das ondas.

O perfil das arribas é, em geral, rectilíneo. Na base, não existe plataforma de abrasão, mas uma acumulação de areias gosseiras a médias, com alguns calhaus rolados, que formam uma praia muito estreita e submersa em todos os ciclos de maré (Fig. II-10, perfis A, C e E). O contacto da base da arriba com esta plataforma de acumulação arenosa, é feito por um ângulo acentuado (muitas vezes de 90°), devido à ausência de detritos grosseiros na base da arriba (Estampa IV, fotografias 1 e 2). A escorrência difusa e concentrada, que produz a dissolução do cimento carbonatado dos arenitos e origina a formação de fendas e buracos, a partir dos quais a arriba se desagrega, é um dos processos mais importantes na evolução do perfil (Estampa IV, fotografias 1 e 2). Estes processos sub-aéreos são importantes e sobrepõem-se, com frequência, às sapas ou pequenas grutas escavadas na base da arriba pelo impacto da rebentação. Quando as camadas de arenito estão sobrepostas por outras menos resistentes (mais meteorizadas ou argilosas) surgem descontinuidades no perfil e as inferiores servem de superfície de acumulação e suporte aos pequenos deslizamentos originados no topo por processos continentais (Fig. II-9 perfis D e E, Estampa V, fotografias 1 e 2).

A existência de uma plataforma de acumulação arenosa, na base destas arribas, está directamente relacionada com a litologia. Os arenitos do cretácico apresentam níveis conglomeráticos com calhaus de quartzo e quartzito, muito heterométricos, envolvidos numa matriz arenítica de cor amarelada e com cimento argiloso, alternados com níveis argilosos. A

meteorização e a erosão marinha facilmente desagregam estes elementos constituintes do arenito, que se acumulam na base, originando uma plataforma de acumulação arenosa.

2.2.3. Arribas com plataforma de abrasão

Do Rio de Tráz ao Baleal, as arribas são modeladas numa alternância de camadas de calcários compactos e margosos, arenitos argilosos e margas cinzentas e avermelhadas, de idade jurássica. O conjunto apresenta estrutura inclinada (cerca de 20-30° para NE) concordante, embora seja, localmente, afectado por numerosas fracturas de direcção NW-SE e WNW-ESE (Fig. II-10). A posição das camadas duras correspondentes aos calcários e aos arenitos argilosos é determinante na evolução das arribas.

A maioria dos perfis apresenta uma plataforma de abrasão rochosa, com um declive muito fraco, que emerge na maré baixa, esculpida nas camadas mais resistentes. Sobre ela, existe uma acumulação estreita de areias, que se estende até à base da arriba. O conjunto é submerso na preiamar (Estampa VI, fotografias 1 e 2). Apesar da presença de camadas rochosas com permeabilidade diferente, os deslizamentos são pouco frequentes. Predominam os ravinamentos exercidos pela escorrência difusa e concentrada e, nos locais onde existem pequenas sapas na base, os desmoronamentos. Como consequência destes processos, acumulam-se sobre a praia e na base das arribas pequenos cones de detritos, compostos por argilas e fragmentos de arenito, rapidamente mobilizados pela corrente de refluxo, pois a praia é estreita e submersa em todos os ciclos de maré. Esta dinâmica, associada aos acidentes que afectam a linha de costa, explica o perfil rectilíneo e o desmantelamento rápido da arriba, que recua paralelamente a si própria.

2.2.4 - Arribas associadas a coberturas e/ou rampas eólicas

A sul de S. Martinho do Porto e entre a Foz do Arelho e Peniche, o topo da arriba e parte da vertente costeira encontram-se parcialmente cobertos por areias eólicas, algumas vezes

modeladas em dunas, estabilizadas, sem fonte actual de alimentação e com vários hectares de superfície (Figs. II-7 e II-10).

Nas imediações de Salir e na margem sul da Lagoa de Óbidos, a face da arriba voltada a nascente ou a norte está fossilizada por uma duna de forte declive, acumulada de encontro ao obstáculo formado pela própria arriba.

Estas acumulações serão designadas por coberturas ou capas de areias eólicas no primeiro caso e rampas eólicas no segundo (equivalentes aos taludes de areia de encontro a um obstáculo na terminologia utilizada e proposta por **A. R. Pereira**, 1987).

As coberturas eolizadas do topo das arribas, têm sido consideradas como depósitos-relíquia, indicadores de oscilações climáticas e do nível do mar (**Goldsmith**, 1985). Nos casos observados, a base da arriba é formada por plataformas de acumulação arenosa e de blocos, emersas em todos os ciclos de maré. Não existe, actualmente, qualquer superfície de deflação que forneça sedimentos a estas coberturas. Para além deste facto, as arribas são altas (100 m nos Casais da Boavista, 70 m no Facho e 30-40 m a sul da Foz do Arelho) e apresentam um perfil abrupto, que dificulta o transporte das areias até ao topo. É provável que estas areias eólicas que cobrem o topo das arribas e parte das vertentes costeiras, se tenham acumulado contra as arribas e avançado ao longo dos valeiros até atingir as vertentes costeiras, formando extensas rampas com dunas bem desenvolvidas. O que actualmente se observa são os vestígios conservados dessas mesmas rampas, nos locais mais preservados da erosão. O recuo das arribas, acelerado pela subida do nível do mar ou por deslocamentos tectónicos, fez com que parte das rampas fosse erodida, razão pela qual designamos como rampas, apenas as formas que têm alimentação actual a partir da praia ou de qualquer outra fonte abastecedora, como se verifica em Salir e na margem sul da Lagoa de Óbidos.

2.4.1 - A cobertura eólica de Salir e Casais da Boavista

No cimo da arriba de Salir, a mais de 60 m de altitude, existe uma cobertura de areias, pouco espessa e parcialmente fixada por vegetação. Nos locais onde a crista calcária, que aflora no topo da arriba, se encontra interrompida, as areias transpuseram-na e precipitaram-

-se sobre o topo da rampa, existente na vertente oposta, do lado nascente (Fig. II-6). A cobertura apresenta pequenas ondulações superficiais, com orientação NW-SE e forma parabólica predominante. É formada por areias médias ($1,5\phi$), moderadamente calibradas ($0,55\phi$) com assimetria positiva ($0,2\phi$), mesocúrticas ($1,11\phi$), essencialmente siliciosas e com 15% de carbonatos (Quadros II e III e amostras localizadas na Fig. II-11). Os grãos são sub-rolados, com superfície baça impregnada de concreções ferruginosas e algum picotado eólico.

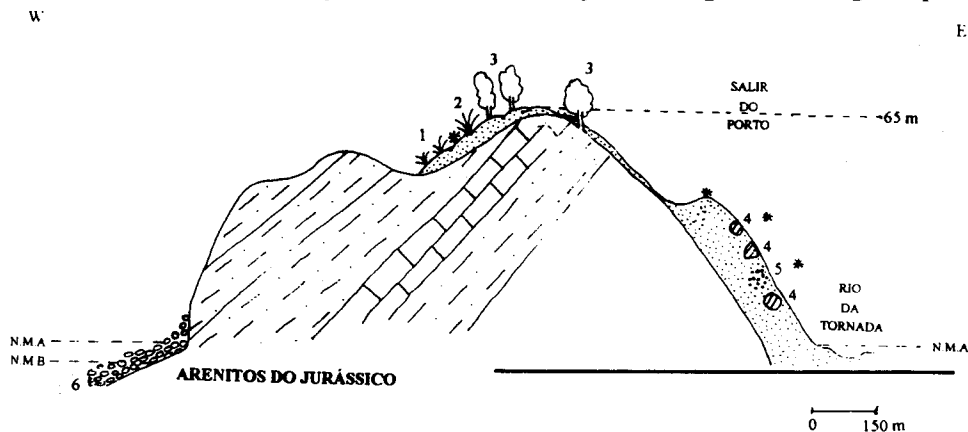


Figura II-11 - Corte transversal da cobertura e da rampa eólica de Salir do Porto
 (1- *Ammophila arenaria* 2- *Juniperus phoenicea* 3- *Pinus pinaster* 4-retalhos de duna consolidada 5- areias eólicas avermelhadas 6- plataforma de blocos na base da arriba - * localização das amostras)

A sudoeste de Salir, próximo dos Casais da Boavista, existe outra cobertura eólica, conservada em retalhos a 80-100 m de altitude, numa posição de interflúvio ou encostados às camadas de rocha mais dura, que dominam o topo da vertente costeira. É provável que tenha constituído uma cobertura contínua em toda a vertente, tendo-se conservado apenas os retalhos situados nos locais mais preservados da erosão, que ocupam, hoje, cerca de 4 ha. São areias siliciosas finas (média $2,3\phi$) e lavadas, moderadamente calibradas ($0,64\phi$), simétricas ($0,04\phi$), leptocúrticas ($1,14\phi$) e sem carbonatos (Quadros I e II). A superfície dos grãos apresenta maior rolamento e menos brilho do que na cobertura de Salir, resultante dos efeitos de um transporte mais longo. A cobertura encontra-se estabilizada por pinheiros bravos, muito deformados pelos ventos de NW. Não tem alimentação actual e pela posição que ocupa e intensa lavagem a que foi sujeita (dada a ausência total de carbonatos e matéria orgânica), será mais antiga do que as areias dos cordões dunares existentes nas imediações da baía de S. Martinho de Porto, mas

Quadro II-II- Composição fundamental dos sedimentos eólicos associados às arribas entre Salir do Porto e Peniche

| AMOSTRAS | Bioclastos | Matéria orgânica | Areão | Areia | Argila |
|-------------------------|------------|------------------|-------|-------|--------|
| Salir (cobertura) | 14,97 | 0 | 0 | 83,68 | 1,34 |
| Casais da Boavista | 0 | 0 | 0 | 100 | 0 |
| Gronho | 4,05 | 25,48 | 0 | 70,47 | 0 |
| Facho | 0 | 0 | 0 | 100 | 0 |
| Béltico - duna cinzenta | 1,75 | 5,3 | 0 | 92,95 | 0 |
| Béltico - duna verde | 0,77 | 28,54 | 0 | 70,69 | 0 |
| Pinhal da Camara | 1,44 | 0 | 0 | 98,56 | 0 |
| Peniche - Remédios | 0 | 0 | 0 | 100 | 0 |
| Salir - rampa | 10 | 0 | 0 | 90 | 0 |
| Gronho-Duna branca | 3,96 | 0 | 0 | 95,06 | 0,22 |
| Gronho-Duna cinzenta | 22,53 | 0,3 | 0 | 76,15 | 1,32 |
| Gronho-Duna verde | 14,5 | 4,9 | 0 | 80,5 | 0,1 |
| Salir-areias vermelhas | 25,87 | 0 | 0,04 | 74,01 | 0 |
| Salir d. consolidada I | 48,37 | 0 | 0 | 48,15 | 3,51 |
| Salir d. consolidada II | 44,1 | 0 | 0 | 55,89 | 0,3 |

Quadro II-III- Parâmetros granulométricos dos sedimentos eólicos associados às arribas entre Salir do Porto e Peniche

| AMOSTRAS | Moda | Média | Desvio padrão | Assimetria | Curtose |
|-------------------------|------|-------|---------------|------------|---------|
| Salir | 1,25 | 1,533 | 0,551 | 0,2 | 1,112 |
| Casais da Boavista | 2,25 | 2,26 | 0,637 | 0,036 | 1,143 |
| Gronho | 1,25 | 1,486 | 0,482 | 0,121 | 1,091 |
| Facho | 1,25 | 1,65 | 0,456 | 0,297 | 1,053 |
| Béltico - duna cinzenta | 1,75 | 1,705 | 0,429 | 0,127 | 0,929 |
| Béltico - duna verde | 1,75 | 1,661 | 0,53 | -0,003 | 0,941 |
| Pinhal da Camara | 1,25 | 1,485 | 0,633 | 0,107 | 0,876 |
| Peniche - Remédios | 2,75 | 2,45 | 0,353 | -0,3 | 1,115 |
| Salir - rampa | 1,75 | 2,056 | 0,501 | 0,02 | 0,809 |
| Gronho-Duna branca | 1,75 | 1,481 | 0,286 | -0,029 | 0,879 |
| Gronho-Duna cinzenta | 2,75 | 2,202 | 0,611 | -0,377 | 0,962 |
| Gronho-Duna verde | 2,25 | 1,773 | 0,559 | -0,058 | 1,054 |
| Salir-areias vermelhas | 1,25 | 1,512 | 0,404 | 0,332 | 1,157 |
| Salir d. consolidada I | 1,25 | 1,552 | 0,815 | 0,369 | 1,498 |
| Salir d. consolidada II | 0,75 | 0,666 | 0,598 | 0,339 | 1,346 |

contemporânea da cobertura eólica do topo da vertente de Salir. Poderão estar relacionadas com um nível do mar mais baixo do que o actual, pois o transporte das areias até esta altitude pressupõe a existência de uma superfície de deflação bem desenvolvida a NW, com abundância de materiais finos e um vento intenso. A morfologia das dunas é difícil de observar e a estrutura interna invisível, pelo que se torna impossível determinar a direcção dos ventos responsáveis pela acumulação, podendo a orientação NE-SW da cobertura (perpendicular à direcção predominante dos ventos de Noroeste) corresponder apenas a um retoque eólico actual.

2.4.2 - Coberturas eólicas entre a Foz do Arelho e Peniche

No topo da arriba do Facho e a sul, entre o Gronho e o Baleal, observa-se outra cobertura de areias eolizadas modeladas, por vezes, em dunas parabólicas, que se estende para o interior (Fig. II-10). Apresenta na base uma camada argilo-arenosa, mais escura, com quantidades elevadas de matéria orgânica (cerca de 30%, embora variável) e provavelmente contemporânea de um clima mais húmido que permitiu maior desenvolvimento da vegetação e uma pedogénese mais avançada.

Sobre a arriba do Facho, à altitude de 60-80 m (Fig. II-12), a cobertura de areias está,

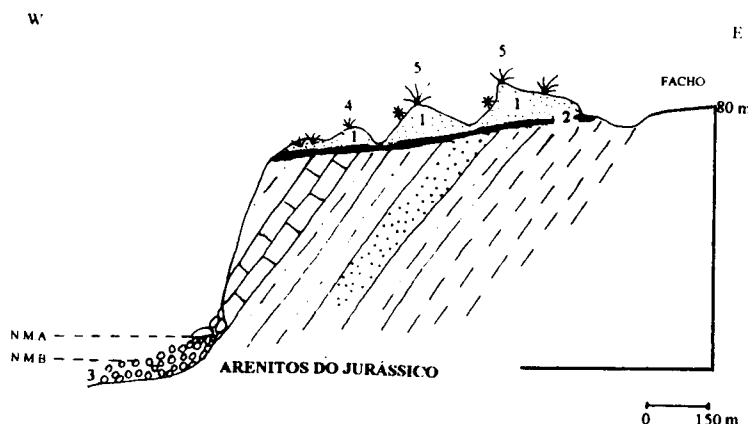


Figura II-12 - Corte transversal da cobertura eólica do Facho (1- domas de areia 2- horizonte acinzentado 3- plataforma de acumulação de blocos 4- Helichrysum picardi, e Carpobrutus edulis 5- Ammopila arenaria - * amostra)

em alguns sítios, modelada em dunas cinzentas orientadas para SW, intercaladas por domas de areia, resultantes da erosão de dunas parabólicas, truncadas pela deflação verificada .

O conjunto da cobertura é formado por areias médias (1,65ø), bem calibradas (0,46ø), com assimetria positiva (0,29ø), mesocúrticas (1,05ø) e sem carbonatos (Quadros I-II e I-III).

A extracção de areia, a expansão da povoação da Foz do Arelho e a abertura de novas estradas, provocaram discontinuidades na cobertura vegetal e intensificaram a formação dos corredores de deflação, destruindo grande parte das dunas. Assim, em alguns locais dos corredores mais profundos, ficou a descoberto um horizonte inferior, argilo-arenoso, de cor cinzenta-acastanhada, rico em matéria orgânica e com alguma compactação, que preenche as irregularidades do substrato Jurássico. As areias apresentam características granulométricas idênticas às que se encontram por cima e o conjunto assemelha-se a um solo cinzento de duna secundária.

Entre o Gronho e o Barroco da Adega o horizonte pedológico que se encontra sob as areias eólicas assenta, em alguns locais, sobre uma cascalheira consolidada, formada por elementos heterométricos, pouco rolados, predominantemente de quartzo e quartzito, considerada por **J. Cabral** (1981) como Quaternária. A cobertura eólica está modelada em dunas parabólicas, orientadas para sul e estabilizadas por vegetação arbustiva e arbórea (Fig. II-13).

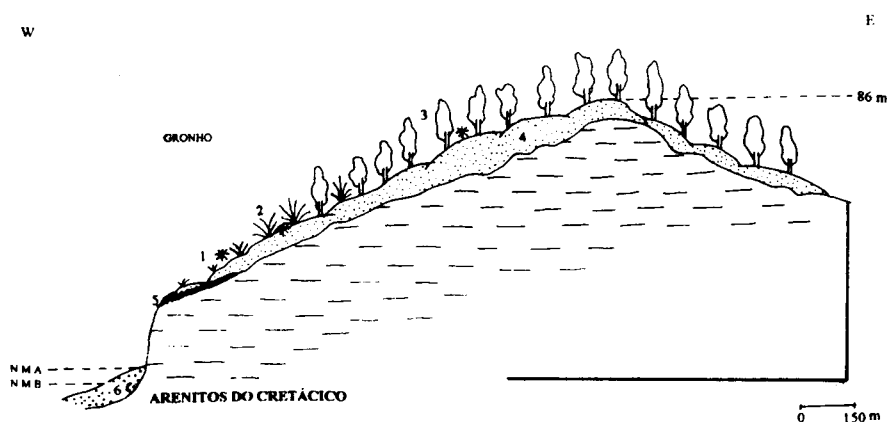


Figura II-13 -Perfil transversal da cobertura eólica a sul do Gronho (1- Helichrysum picardi, e Carpobrutus edulis 2- Ammopila arenaria 3- Pinus pinaster 4-dunas parabólicas 5- horizonte acinzentado 6- plataforma de acumulação arenosa -* amostra)

Nos locais onde houve intervenção antrópica posterior à estabilização, existem corredores de deflação, ao longo dos quais se efectua o deslocamento das areias para o Sul, direcção geral de orientação das cristas. Junto ao litoral a cobertura eólica encontra-se em erosão, devido ao rápido desmantelamento da arriba e à intensa deflação que aí se verifica. No topo da arriba, numa faixa com cerca de 10-20 m de largura, existe uma duna cinzenta, colonizada por Ammophila arenaria, Carpobrotus edulis, Helichrysum picardi e Armeria arenaria, que rapidamente dá lugar à duna verde, onde predominam Juniperus phoenicea, Cystus salvifolios e Pinus pinaster, que formam uma mata quase impenetrável.

Os sedimentos desta cobertura eólica são constituídos por areias médias (1,5 ϕ), moderadamente calibradas (0,48 ϕ), com assimetria positiva, representadas por curvas de distribuição normal (Quadros I-II e I-III, amostras do Gronho), 0,8% de carbonatos e matéria orgânica abundante (26%). Como a plataforma arenosa da base das arribas é muito estreita e fica submersa em todos os ciclos de maré, as coberturas do topo não têm alimentação actual a partir dela, nem de qualquer outra fonte. Apenas junto à foz de algumas linhas de água, onde a praia é um pouco mais larga, se verifica um curto transporte das areias ao longo dos vales, mas que raramente conseguem transpor a arriba.

A sul da ribeira de Vale Benfeito e até Ferrel, a cobertura eólica constitui a maior mancha de dunas da área estudada. Forma uma superfície de cerca de 600 ha, que se inicia no topo da arriba a 10-13 m de altitude e se prolonga para o interior até aos Casais do Mestre Mendes onde atinge cerca de 90 m de altitude. (Fig. II-14). Em alguns locais, como acontece nas imediações da ribeira de Vale Benfeito, Vale de Janelas e Rio de Tráz, a plataforma arenosa é mais larga e modelada, por vezes, em pequenas nebkas, a que se segue uma rampa arenosa de reduzidas dimensões. Em geral, a plataforma arenosa é estreita e sem qualquer relação com as dunas que se encontram no topo da arriba ou para o interior. A cobertura eólica é pouco espessa (observou-se uma espessura de 2-3 m em alguns cortes da área de Pinhal da Camara), está modelada em dunas de grandes dimensões e encontra-se estabilizada por pinheiro bravo. Assenta sobre cascalheiras heterométricas quaternárias, que ocorrem a vários níveis (P. Freire et al. 1993), numa sequência semelhante à descrita para norte. O sistema apresenta alguma

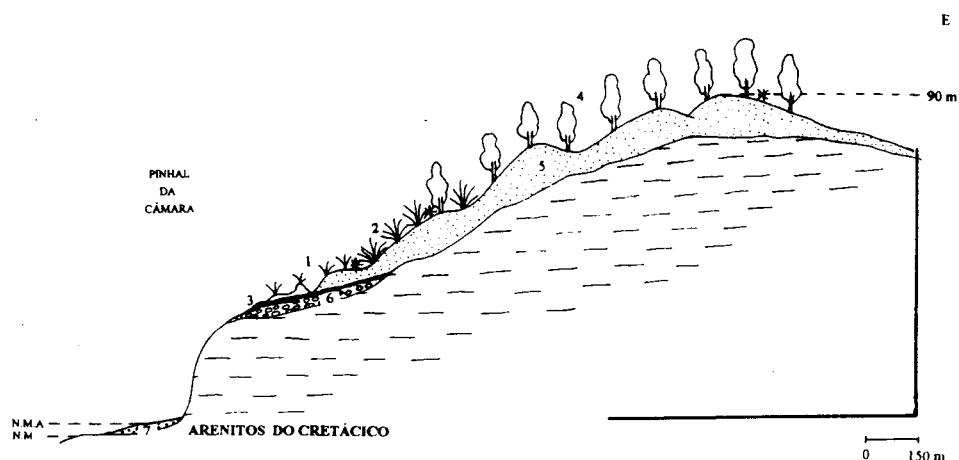


Figura II-14- Esboço da cobertura eólica entre Vale Benfeito e Ferrel, realizado nas imediações de Pinhal da Camara (1- Helichrysum picardi e Carpobrutus edulis 2- Ammophila arenaria 3--horizonte acinzentado 4-Pinus pinaster 5-dunas parabólicas 6- depósito quaternário 7- plataforma de acumulação arenosa -* amostra)

evolução pedogenética que se pode observar pelos horizontes ricos em matéria orgânica, de cor cinzenta escura, oxidados e castanho-avermelhados, que assentam directamente sobre o substrato ou sobre as formações quaternárias. A drenagem é desorganizada e nos locais onde a cobertura é mais reduzida e o substrato impermeável, existem pequenos charcos.

As dunas apresentam-se em posição oblíqua ao litoral, com forma parabólica e orientação S-SE, de acordo com o percurso dos ventos do Norte e Noroeste. Nos locais onde não existe pinhal ou a vegetação arbustiva se encontra mais degradada (duna cinzenta), os corredores de deflação são numerosos e estão ocupados por domas de areia, colonizadas por Ammophila arenaria. O conjunto da duna cinzenta e verde (amostras do Báltico e Pinhal da Camara, Quadros I-II e I-III) é formado por areias siliciosas médias (entre 1,5 ϕ e 1,7 ϕ), bem calibradas (0,43 ϕ), com assimetria positiva (0,13 ϕ) na duna cinzenta e moderadamente calibradas (0,53 ϕ) e com assimetria negativa (-0,01 ϕ) na duna verde, ambas mesocúrticas (0,92 ϕ). A percentagem de bioclastos é inferior a 2% e a matéria orgânica varia de 5,3% na duna cinzenta a cerca de 23% na duna verde.

A área ocupada pelas dunas foi considerada como "baldio" e "inculto" até aos finais do século XVIII e meados do século XIX, período em que se procedeu à fixação das areias através da sementeira de pinheiros-bravos para impedir que fossem invadidos pelas areias os campo de cultura do Vargido¹ e de Ferrel, como consta dos apontamentos do Arquivo da Câmara de Peniche, relativos a 1848. Os terrenos baldios a arborizar correspondiam, na quase totalidade, à área das dunas e foram delimitados "...pela costa do mar ao Norte, pelo rio de Ferrel ao Sul, pelo rio chamado Águas de Vale Bem Feito ao Este e pela praia de Peniche ou istmo da Península a Oeste, devendo ainda ser limitada na direcção paralela à costa por uma linha que partindo do lugar de Casais de Mestre Mendes vá passar ao convento de Vale Bem Feito. Esta superfície pode avaliar-se em cerca de 1000 ha de terreno, é formada quasi exclusivamente de areia pura trazida pelos ventos e amontoada formando dunas, algumas de mais de 50 m de altura..."². A área compreendida entre o rio de Ferrel, Ninho do Corvo, Galiota e a ribeira de Vale Bem Feito estavam já parcialmente fixadas por uma vegetação rasteira que produzia algum mato, razão porque os ventos de Norte e Noroeste não causavam tantos prejuízos. Assim, em finais do século XVIII e meados do século XIX, as dunas eram mais extensas e cobertas por matos, embora escassos, constituindo, provavelmente, uma duna branca ou cinzenta, com alguma mobilidade que, progressivamente, foi estabilizada por meio de sementeiras e se transformou em duna verde ou cinzenta, como a que existe.

Actualmente, junto ao Cabernal verifica-se o processo inverso; a construção de um aldeamento turístico e respectivos acessos (Béltico), levou à destruição da cobertura vegetal e das dunas no local e nas imediações, criou novos corredores de deflação e intensificou os já existentes, transformando a duna verde. Junto às principais linhas de água (ribeiras de Vale Benfeito, Vale de Janelas e Rio de Tráz), onde a espessura das areias era menor, estas foram retiradas ou remexidas e o terreno utilizado para a agricultura, aproveitando o horizonte cinzento rico em matéria orgânica.

1- Não conseguimos localizar o topónimo.

2- Boletim da Real Associação Central da Agricultura Portuguesa, 1864.

Sobre a superfície de Peniche, entre o Cabo Carvoeiro e Remédios, existe outra cobertura de areias, com cerca de 2-3 m de espessura, assente sobre depósitos marinhos e continentais que preenchem o carso litoral (Fig. II-15). Não apresenta dunas com formas definidas porque está a ser desmantelada por acção antrópica, mas identificam-se superfícies de deflação onde os materiais são retomados e redistribuídos pelo vento. É formada por areias muito finas (média de $2,45\phi$), muito bem calibradas ($0,34\phi$), com assimetria negativa resultante do excesso da fracção fina ($-0,3\phi$) e muito leptocúrticas, características granulométricas que se assemelham às

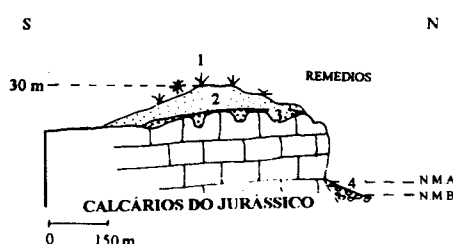


Figura II-15- Esboço da cobertura eólica de Peniche, junto a Remédios

1-Ammophila arenaria 2- areia eólica 3- depósito marinho 4-plataforma de blocos * amostra

encontradas na amostra da duna verde, do cordão dunar de Peniche (como adiante referiremos). A cobertura vegetal é praticamente inexistente e, como nos Casais da Boavista e Facho, a percentagem de carbonatos é nula, pois a escorrência e a permeabilidade do substrato terão provocado a sua dissolução. Os grãos apresentam-se rolados, baços e por vezes com concreções ferruginosas, resultantes de um esboço de pedogénese. O conjunto não tem alimentação actual; ter-se-á formado à custa das areias provenientes de uma superfície de deflação existente a norte ou a ocidente, quando o nível do mar se encontrava um pouco abaixo do actual. No entanto, é provável que alguns dos sedimentos sejam retomados dos antigos depósitos marinhos e continentais, existentes sobre a superfície da península.

2.4.3 - As rampas eólicas actuais

2.4.3.1 - A rampa eólica de Salir do Porto

Nas imediações de Salir do Porto, a arriba entre a foz do rio da Tornada e a Alfândega Velha, encontra-se fossilizada por uma rampa de areias eólicas, activa, pouco espessa e muito declivosa, com inclinação superior ao ângulo de repouso das areias (cerca de 60°), onde aparecem intercaladas pequenas "línguas" de areias vermelhas e fragmentos dispersos de areias com alguma consolidação (Figs. II-6 e II-11). Embora tenha alimentação actual, a rampa encontra-se em erosão, devido às sapas escavadas na base pela ondulação e pela foz do rio da Tornada, que desencadeiam pequenas avalanches, responsáveis pelo forte declive que apresenta e ainda pelo intenso pisoteio a que está sujeita (Estampa VII, fotografia 5). É formada por areias médias (média $2,1\phi$), bem calibradas ($0,5\phi$), simétricas ($0,02\phi$) e platicúrticas ($0,81\phi$), compostas por 10% de bioclastos (Quadro I-II e I-III). A composição petrográfica e o grau de rolamento são semelhantes às areias dos cordões dunares que se encontram na continuação da praia, mas apresentam uma superfície mais baça, corroída e com impregnações de óxidos de ferro, indicadoras de pedogénese.

O desmantelamento da rampa pôs a descoberto, a meio da arriba, uma espécie de "línguas" arenosas de cor vermelha, intercaladas nas areias brancas e mais compactadas que estas, embora sem consolidação. São compostas por 26% de carbonatos e 74% de areia média ($1,5\phi$), bem calibrada ($0,4\phi$), com assimetria muito positiva ($0,33\phi$) e leptocúrtica. Os grãos apresentam-se rolados e sub-rolados, com a superfície baça, com cáries e picotado eólico semelhantes às areias claras do conjunto da rampa. A cor vermelha resulta da acumulação de óxidos de ferro nas cáries e da impregnação superficial dos grãos baços ou hialinos. Estas características morfoscópicas levam-nos a considerá-las como vestígios de uma acumulação eólica mais antiga, semelhante às descritas por **Pereira & Correia (1985)** em Magoito, mas sem consolidação, embora apresentem alguma compactação, que não existe nas areias soltas da rampa.

Os fragmentos de areia com consolidação dispersos ao longo da vertente, são compostos por areias médias e grosseiras, com diâmetro semelhante ao das nebkas e dos sectores mais baixos da praia (média de 1,55 e 0,67 ϕ), moderadamente calibradas (0,48 e 0,6 ϕ), com assimetria positiva a muito positiva, indicadora de excesso da fracção grosseira (0,17 e 0,34 ϕ), mesocúrticas a muito leptocúrticas (1,02 e 1,3 ϕ) e com percentagem elevada de carbonato (48 a 55%), que constitui o cimento. Os fragmentos, quase sempre com um esboço de estratificação, encontram-se dispersos pela rampa, a altitudes variáveis. A composição petrográfica das duas amostras (uma mais grosseira e outra mais fina) é semelhante à da praia e à dos cordões dunares, mas o aspecto da superfície é diferente. Na amostra mais grosseira os grãos apresentam-se bem rolados, embora se encontre uma pequena percentagem de angulosos (10-20%), na maioria com superfície baça (cerca de 70%) e com impregnações de óxidos de ferro; na amostra mais fina os grãos são sub-rolados, baços, com a superfície corroída e cariada e raramente impregnada de óxidos de ferro. É provável que as areias mais grosseiras sejam provenientes de um depósito de praia ou de rio, situado acima do actual nível do mar, tendo sido posteriormente consolidadas por um cimento carbonatado que originou um arenito de praia (beach-rock). Não foi possível determinar a posição deste arenito, porque não foi encontrado o depósito, mas apenas fragmentos soltos espalhados pela vertente a altitudes entre os 3-5 m. O depósito mais fino apresenta também características eólicas e parece corresponder a um depósito eólico.

A rampa é mais recente do que a cobertura eólica do topo da arriba, com a qual contacta e, provavelmente, contemporânea dos cordões dunares. A cobertura do topo tem uma forma alongada para SE e termina junto a Salir por dunas com mais de 5 m de altura, forma parabólica e forte declive a sotavento. O conjunto apresenta mobilidade recente, pois a SE podem observar-se algumas dunas de precipitação que soterram troncos de pinheiro bravo. Esta movimentação fez com que o sistema tenha progredido nessa direcção, colidindo com a rampa acumulada contra a vertente, embora as acumulações não sejam contemporâneas.

A posição a que se encontram os dois depósitos (a cobertura e a rampa) e o facto das areias possuírem diâmetros médios diferentes, sugere uma fonte de alimentação também diferente. A cobertura é, certamente, mais antiga e terá sido alimentada por uma superfície de deflação já imersa, uma praia ou um depósito arenoso (talvez Pliocénico), que se estenderia a

NW. A rampa ter-se-á formado à custa dos materiais provenientes da praia e do plano aluvial do rio da Tornada que na maré vazia fica a descoberto, ou do cordão dunar exterior, transportados pelos ventos provenientes do N e NW. Estes fluxos eólicos, ao atravessarem a barra da "concha", descomprimem e difractam-se (como se verifica com a ondulação) adquirindo direcção SSW. Embora a alimentação actual seja quase nula, a duna é movimentada por ventos com estas direcções que deixam, à superfície, marcas de ondulações eólicas.

2.4.3.2 - A rampa eólica da margem sul da Lagoa de Óbidos

Entre a arriba do Gronho e os Casais da Lapinha observa-se uma acumulação de areias que se inicia na margem sul da lagoa e se adoça à vertente, numa extensão de cerca de 2 km. Está orientada no sentido N-S, de acordo com os ventos predominantes no local (Fig. II-10).

Apenas uma pequena faixa situada junto à praia ou à margem da lagoa, apresenta mobilidade. A alimentação actual é muito reduzida e o transporte restringe-se à base da vertente e ao longo dos corredores de deflação, resultantes da degradação antrópica do conjunto.

Distinguem-se na rampa quatro conjuntos de formas e associações vegetais que se desenvolvem da lagoa ou do mar, para o continente:

- A duna primária, ou branca, bem desenvolvida junto à arriba do Gronho, disposta paralelamente à praia, de onde se destaca por uma micro-arriba com mais de 1 m de altura, modelada pela ondulação nas marés vivas e de tempestade. É formada por areias médias (1,48ø), muito bem calibradas (0,28ø), aproximadamente simétricas e platicúrticas. Encontra-se colonizada por Ammophila arenaria, Otanthus maritimus, Euphorbia paralias, Calystegia soldanella, Polygonum maritimo e Anagallis monelli. Helicrysum italicum e Sedum sediforme são também abundantes e, de acordo com S. Cruz (1984) frequentes nas zonas litorais que apresentam sintomas de degradação antrópica, como é o caso presente.

A duna cinzenta encontra-se parcialmente destruída e penestabilizada. A construção de empreendimentos turísticos e respectivas infra-estruturas, levou à alteração da forma e à destruição de grande parte da vegetação deste sector, aumentando o número de

corredores de deflação. Os sedimentos são mais finos (média 2,2 ϕ), moderadamente calibrados, com assimetria muito negativa resultante da elevada percentagem da fracção fina (a classe mais frequente corresponde a 2,75 ϕ) e com distribuição normal. A fracção silto-argilosa está presente (1,3%) e a percentagem de carbonatos atinge os 23%, na maioria correspondentes a bioclastos de gastrópodes continentais. A percentagem de matéria orgânica varia de acordo com a estabilidade da duna; cerca de 2-4% nos locais onde a vegetação é mais abundante e quase nula nos de maior degradação. A cobertura vegetal é variada, com predomínio de Juniperus phoenicea e Corema album. A Ammophila arenaria está também presente e coloniza as zonas mais instáveis e com menor concentração de matéria orgânica.

A duna verde ocupa a maioria da superfície e estende-se até ao topo da vertente. Está modelada em cristas parabólicas de grandes dimensões e estabilizadas por uma mata de pinheiro bravo. A percentagem de matéria orgânica é elevada (15%) e as areias possuem diâmetro médio (média 1,77 ϕ), são moderadamente calibradas, aproximadamente simétricas e com distribuição normal. A dimensão média dos grãos é um pouco superior à da duna cinzenta (média inferior) devido à acção da escorrência superficial que mobiliza as areias mais finas e a fracção silto-argilosa.

Pelas características dos materiais constituintes e da cobertura vegetal, é provável que esta acumulação seja contemporânea das coberturas eólicas existentes a norte e a sul. A forma da rampa está bem conservada, porque esta se encontra adocçada a uma vertente continental, preservada da erosão marinha. Este facto é determinante para que se mantenha como uma rampa e não em posição de cobertura no topo da arriba, como nos outros locais, já referidos.

3 - EVOLUÇÃO RECENTE DOS SISTEMA DE ARRIBA

3.1- Arribas com plataforma de abrasão e de acumulação

O estudo dos perfis e dos processos actuais de evolução das arribas, permitiu constatar que a taxa de recuo seria, para o conjunto considerado, elevada.

Para tentar avaliar a intensidade dos processos e a taxa de erosão, fez-se a comparação entre os levantamentos da 1ª e 2ª edições do Mapa Corográfico de Portugal 1:100 000⁽¹⁾ nas Cartas Militares de Portugal 1:25 000⁽²⁾ e nas fotografias aéreas realizadas em 1958 e 1989⁽³⁾. Os resultados não foram os esperados; os diferentes métodos de levantamento, sistemas de projecção e representação utilizados, assim como as limitação inerentes à escala, não permitiram a comparação entre as duas edições da Carta Corográfica. As fotografias aéreas não puderam também ser usadas, porque não foi encontrado um número suficiente de pontos de referência comuns; as diferenças de escala, da altura das marés e das horas a que foram realizados os voos, assim como as alterações ocorridas no coberto vegetal, impossibilitaram a comparação da posição do topo e da base da arriba. As Cartas Militares permitiram algumas conclusões que devem ser entendidas como aproximações, pois, muitas vezes, nos locais onde o declive das arribas é mais acentuado, não foram construídas curvas de nível, mas desenhadas "hachures" e foi difícil localizar e identificar a base das arribas, ou o início das plataformas. Foi o que verificámos da comparação entre a representação do topo da arriba do Sítio. Em 1964, apresentava um avanço relativamente a 1942, que, caso a representação estivesse correcta, só poderia ter resultado de intervenção antrópica (aterro sobre o topo da arriba para construção do parque de estacionamento e do miradoiro?). Ou então a representação (por "hachures") na 1ª edição, está incorrecta, o que nos parece mais provável.

(1)- Folha nº 19 da Carta Corográfica de Portugal, levantada por Filipe Folque em 1867 e folha nº26, levantada em 1985 pelo I.G.C..

(2)- Folhas nºs 306b, 316, 326, 337 da Carta Militar de Portugal, levantadas entre 1931-1942 (1ª edição) e 1964 (2ª edição) pelos S. C.E..

(3)- Voo realizado em 1958 na escala 1:26 000 pela U.S.A.F. e Voo do litoral da Estremadura efectuado em 1989, na escala 1:15 000, pela Força Aérea Portuguesa.

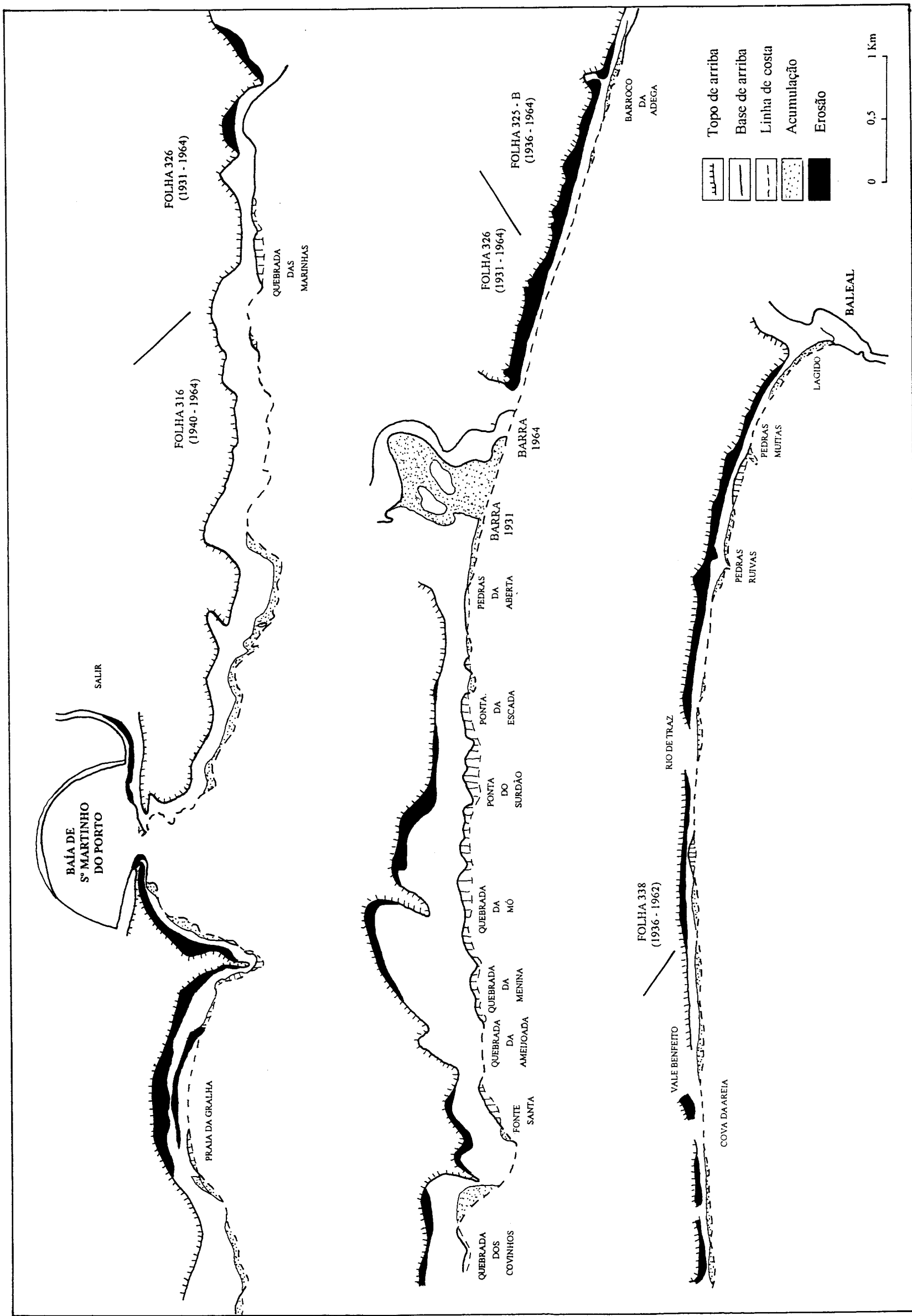
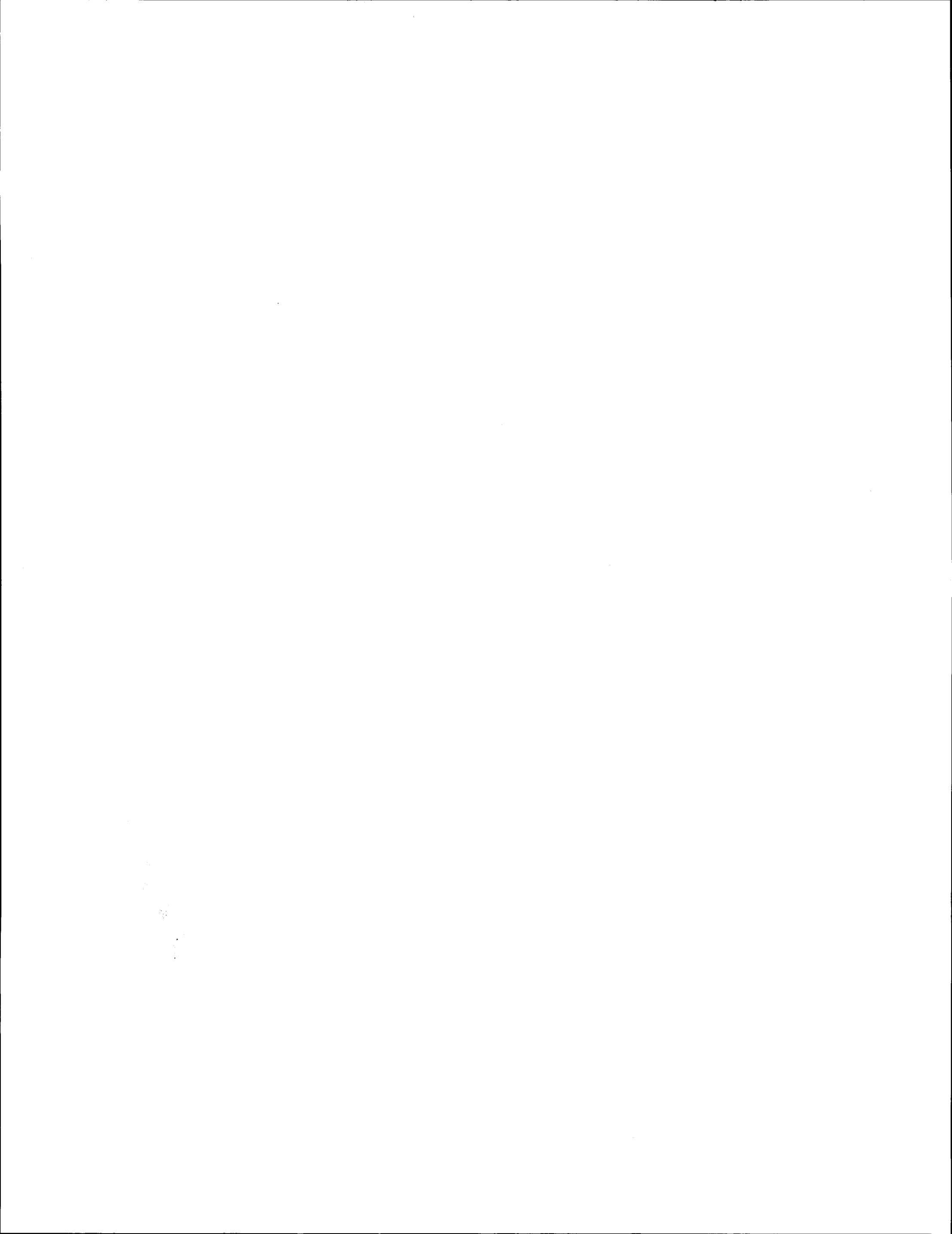


Figura II-16 - Evolução das arribas e da linha de costa entre 1931-1964 (elaborada a partir da 1ª e 2ª edição da Carta Militar de Portugal)



Noutros locais, a comparação foi possível e os resultados da evolução entre o topo da arriba e a linha de costa estão representados na Figura II-16 e quantificados nos Quadros IV e V. A maior taxa de recuo verificou-se no Barroco da Adega e no topo da arriba da praia da Gralha (4,5 e 4,4 m/ano) e a menor, na Quebrada dos Covinhos (1,2 m/ano). No Gronho, na arriba norte da baía externa de S. Martinho do Porto e na Ponta do Surdão registaram-se taxas superiores a 3 m/ano (3,5; 3,3 e 3,3 m/ano, respectivamente); na Quebrada da Menina e na zona entre o Rio de Tráz e o Baleal o recuo foi um pouco inferior (2,5 e 2,4 m/ano). De salientar que nos locais onde as camadas mais duras (calcários) afloram na face da arriba, ou onde existe grande acumulação de detritos na base (entre S. Martinho do Porto e a Quebrada das Marinhas), não se registou alteração significativa durante os períodos de tempo considerados, o que denota o rigor da representação cartográfica nessas áreas. A variação registada na base das arribas deve ser considerada também de forma crítica, pois, nos locais menos acessíveis, a representação pareceu-nos menos rigorosa. No entanto, pelos resultados da Figura II-16, e do Quadro IV, ocorreu maior taxa de erosão entre a Quebrada da Menina e a Ponta da Escada (3,8 m/ano), na Quebrada da Marinha (2,7 m/ano) e na Gralha (2,1 m/ano), o que se traduziu numa maior articulação da costa, acentuando as "Quebradas" (reentrâncias) e as "Pontas" (saliências). A maior taxa de acumulação registou-se na Quebrada dos Covinhos (3,8 m/ano), na arriba norte e a sul de S. Martinho (3,1 m/ano), na Cova da Areia e na Gralha (2,3 e 2,1 m/ano), evidenciando uma deriva de sedimentos para sul, acumulados nos sectores mais abrigados do quadrante Norte ou a barlavento das reentrâncias. A evolução observada é, na maioria dos casos, consequência da erosão regressiva das linhas de água, acompanhada de deslizamentos importantes do topo das arribas que libertam grande volume de sedimentos, transportados por deriva litoral e acumulados nos locais mais abrigados. A base da arriba sofreu erosão nos locais mais expostos à ondulação do N e SW.

A litologia, a estrutura e a posição das camadas duras, representam factores importantes na evolução das arribas seguidos, em importância, pela exposição à ondulação, pela circulação local da deriva litoral e pela presença de acidentes tectónicos.

Quadro II-IV- Evolução registada no topo das arribas *

| Locais | recoo máximo | período | taxa anual |
|-----------------------|--------------|-----------|------------|
| GRALHA | 115 m | 1940/1964 | 4,4 |
| S. MARTINHO DO PORTO | 80 m | 1940/1964 | 3,3 |
| QUEBRADA DOS COVINHOS | 40 m | 1931/1964 | 1,2 |
| QUEBRADA DA MENINA | 78 m | 1931/1964 | 2,4 |
| PONTA DO SURDÃO | 105 m | 1931/1964 | 3,2 |
| GRONHO | 115 m | 1931/1964 | 3,5 |
| BARROCO DA ADEGA | 115 m | 1936/1964 | 4,5 |
| RIO DE TRÁZ-BALEAL | 71 m | 1936/1964 | 2,5 |

*- valores obtidos por comparação dos levantamentos realizados na 1ª e 2ª edição da Carta Militar na escala 1:25 000

Quadro II-V- Evolução registada na base das arribas*

| LOCAIS | Acreção máxima | Erosão máxima | Período | Taxa anual | |
|---------------------------|----------------|---------------|-----------|------------|--------|
| | | | | Acumulação | Erosão |
| GRALHA | 50 m | 50 m | 1940/1964 | 2,1 | 2,1 |
| S. MARTINHO | 75 m | - | 1940/1964 | 3,1 | - |
| Sul DE S. MARTINHO | 75 m | - | 1940/1964 | 3,1 | - |
| QUEBRADA das MARINHAS | - | 88 m | 1931/1964 | - | 2,7 |
| QUEBRADA dos COVINHOS | 125 m | - | 1931/1964 | 3,8 | - |
| Sul da QUEBRADA da MENINA | - | 75 m | 1931/1964 | - | 3,8 |
| BARROCO DA ADEGA | 37 m | - | 1936/1964 | 1,3 | - |
| COVA DA AREIA | 63 m | - | 1936/1964 | 2,3 | - |
| PEDRAS RUIVAS | 25 m | 50 m | 1936/1962 | 1 | 1,9 |
| PEDRAS MUITAS | - | 50 m | 1936/1962 | - | 1,9 |
| LAGIDO | 37 m | - | 1936/1962 | 1,4 | - |

*- valores obtidos por comparação dos levantamentos realizados na 1ª e 2ª edição da Carta Militar na escala 1:25 000

3.2 - Arribas com coberturas e rampas eólicas

O sistema da Foz do Arelho sofreu, entre 1958 e 1989 uma diminuição de superfície de cerca de 2 ha no Facho (Fig. II- 17), devido à expansão da povoação e à abertura de novas estradas. Na rampa do Gronho, a redução da superfície foi maior (12 ha) e ficou a dever-se à implantação de vários complexos turísticos e estruturas de apoio.

Entre Vale Benfeito e Ferrel os trabalhos de reconversão de alguns terrenos para agricultura e floresta, a expansão dos aglomerados populacionais e a construção de casas de veraneio (Béltico), originou a redução da superfície das dunas: de cerca de 980 ha em 1958, para 600 ha em 1989⁽¹⁾, como se pode observar na Figura II-17.

4- SÍNTESE DOS SISTEMAS DE ARRIBA

Os sistemas de arriba aparecem, como referimos, associados a plataformas e, nalguns casos, a coberturas arenosas eolizadas.

Observaram-se dois grandes conjuntos de arribas; mortas e activas.

As arribas mortas restringem-se à área entre a Nazaré e os Salgados. Estão isoladas do mar por um cordão dunar e a face e a base encontram-se cobertas por depósitos resultantes de processos continentais (deslizamentos e desabamentos), responsáveis pela evolução do perfil.

As arribas activas estão a ser modeladas pela acção dominante dos processos marinhos, embora sejam também afectadas por processos sub-aéreos. A plataforma de abrasão existente na base só se observa entre Rio de Tráz e o Baleal, nas marés vivas. Nas restantes áreas não é visível, pois está coberta por uma plataforma de acumulação com espessura desconhecida e formada por materiais grosseiros (entre os Salgados e a Foz do Arelho, no Baleal e em Peniche) ou finos (da Foz do Arelho ao Rio de Tráz). Estes depósitos são, em grande parte, provenientes

⁽¹⁾ - Áreas determinadas a partir da fotografia aérea de 1958 (escala 1:26 000) e de 1989 (escala 1:15 000).

dos grandes deslizamentos que ocorrem na face das arribas. **A. Trenhaile** (1987) considera que existe uma relação estreita entre a formação da plataforma de abrasão e os processos de evolução das arribas; os grandes deslizamentos dificultam a modelação de plataformas, devido à protecção exercida na base pelos detritos deles resultantes, enquanto os desmoramentos fornecem blocos soltos, que funcionam como abrasivo, acelerando a erosão da arriba e a modelação da plataforma de abrasão.

Para além da plataforma de acumulação de sopé, existe uma plataforma de acumulação no topo de algumas arribas, a altitudes entre 20 e 120 m, formada por retalhos, ou grandes extensões, de areias eolizadas, sem alimentação ou ligação actual às praias e aos cordões dunares. Entre a Foz do Arelho e Ferrel estas coberturas arenosas prolongam-se 2-3 km para o interior, ao longo da vertente costeira.

Verificámos que o perfil das arribas é mais condicionado pela litologia, pela estrutura e pela tectónica local, do que pela exposição à ondulação (Fig. II-18). Por esta razão, para além do funcionamento e do tipo de plataforma, agrupámos as arribas em 3 grandes conjuntos litológicos:

1 - Arribas modeladas em arenitos do jurássico, formados por camadas alternadas de calcários, argilas, margas e arenitos dispostas em estrutura concordante; apresentam uma plataforma de acumulação de blocos e calhaus e, por vezes, uma plataforma de abrasão. São as mais altas (mais de 100 m de altitude junto ao Bouro) e as mais afectadas por processos de deslizamento, cujos produtos se acumulam no sopé, protegendo temporariamente a face da arriba da acção directa da ondulação. O perfil da arriba corresponde à superfície de inclinação das camadas, forma pouco comum na costa portuguesa, o que indica, na maioria dos casos, preponderância dos processos sub-aéreos. Localizam-se entre os Salgados e a Foz do Arelho e entre o Rio de Tráz e o Baleal (Fig. II-18).

2-Arribas modeladas em calcários jurássicos, dispostos em estrutura quase horizontal, com um perfil rectilíneo. Evoluem por sapa e dissolução bio-química na base, que desencadeiam

Figura II-17 - Evolução da cobertura e rampa eólica da Foz do Arelho a Ferrel, entre 1958 e 1989 (obtida a partir de fotointerpretação, observações de campo e Planas Cadastrais na escala 1:2000)



- | | |
|--|--|
| Arriba com plataforma de blocos | |
| Arriba com plataforma arenosa | |
| Banco arenoso | |
| Áreas eólicas | |
| Dunas parabólicas | |
| Corredores de deflação | |
| Linha de água | |
| Sapal | |
| Varzea aluvial | |
| Superfície invadida pelas areias | |
| Superfície recuperada para agricultura ou floresta | |
| Área social | |

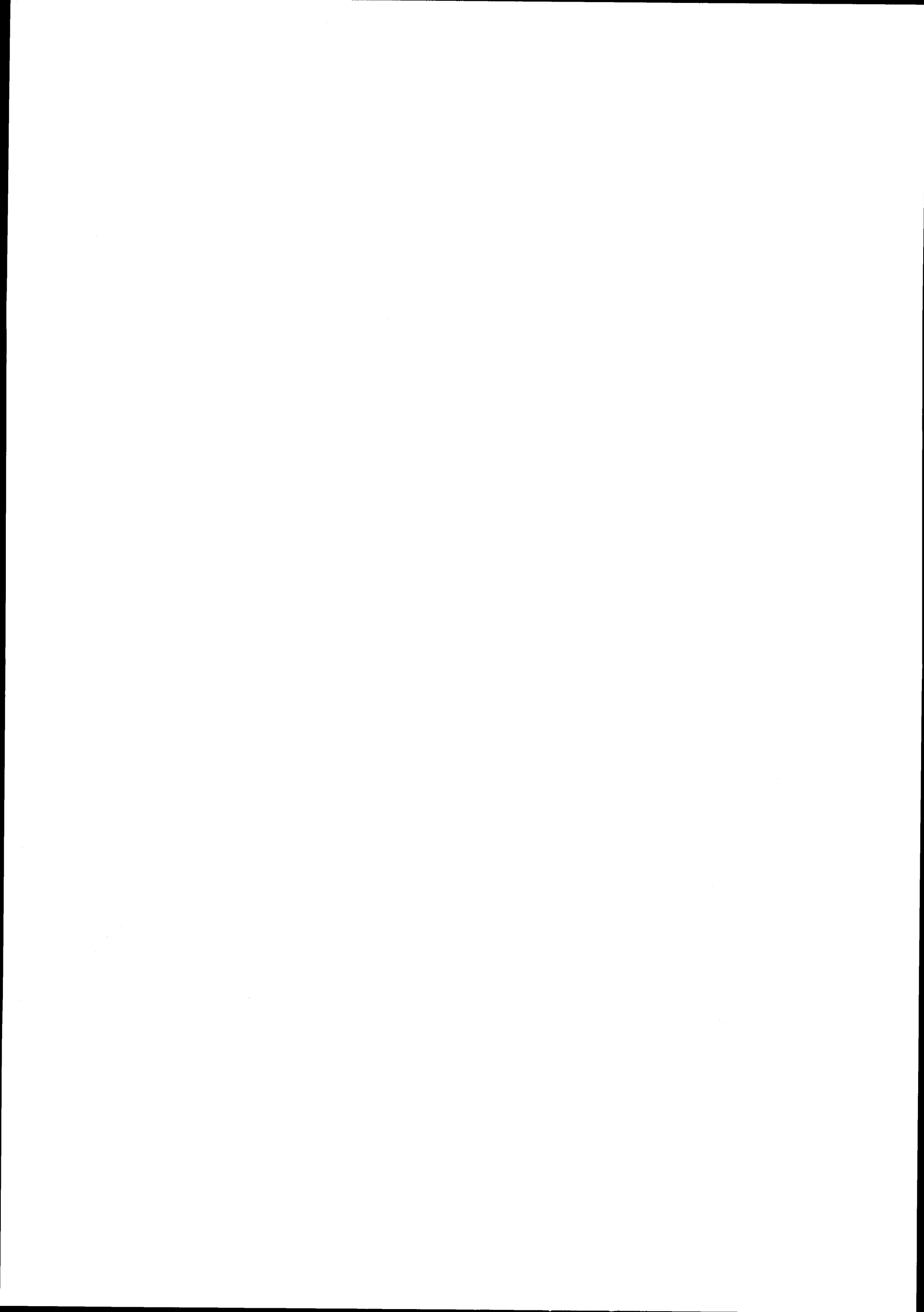
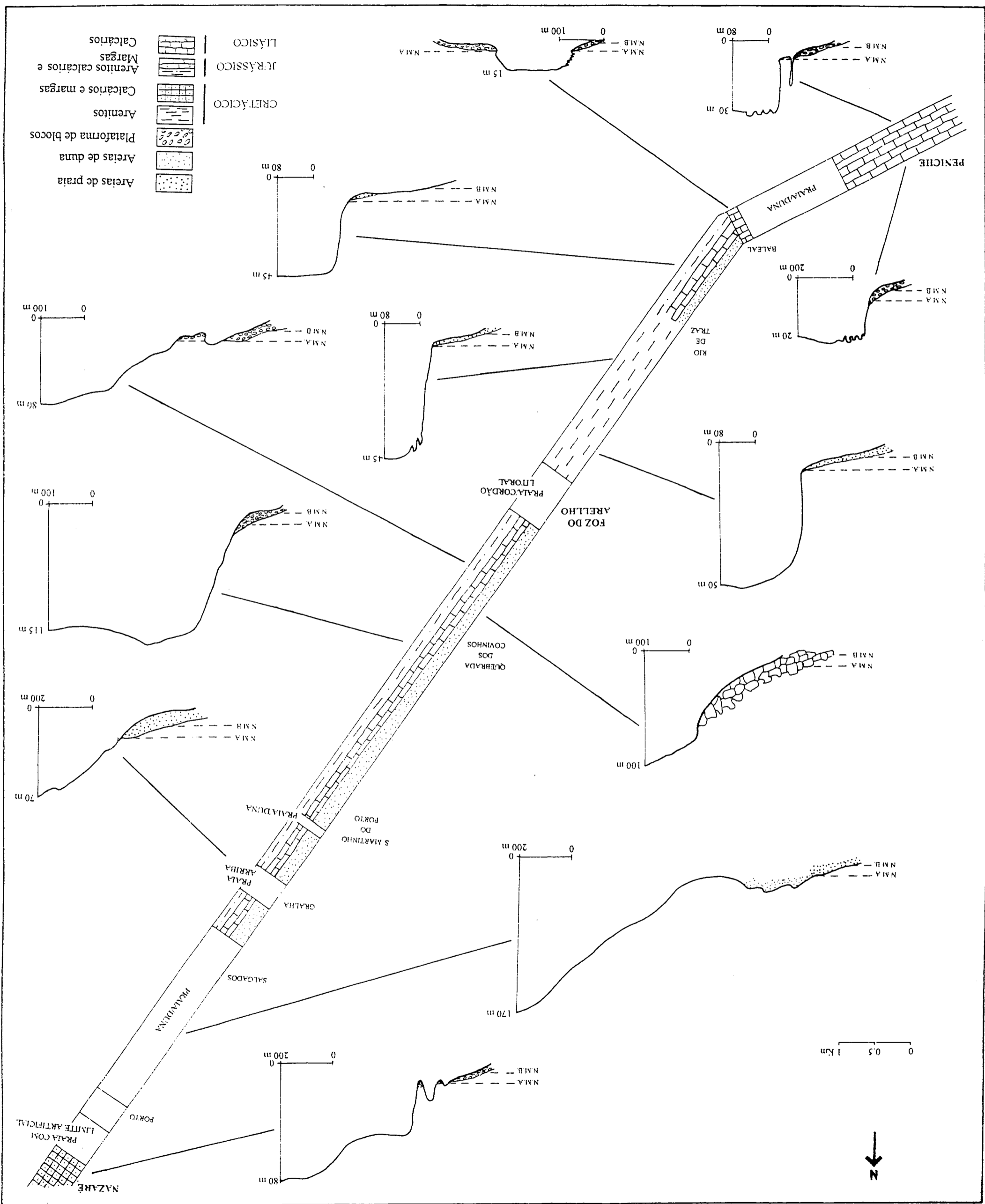
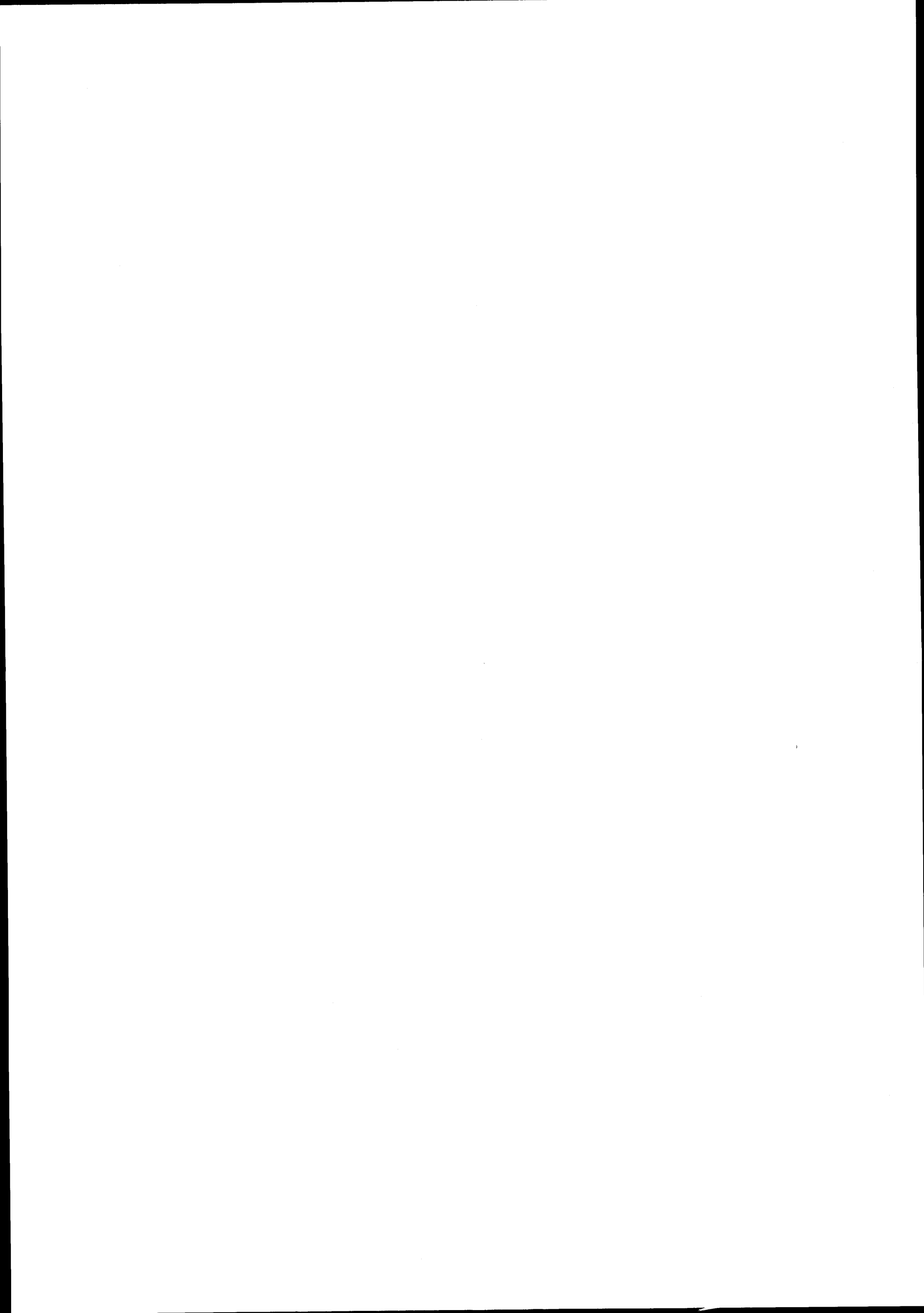


Figura II-18 - Relação entre a litologia e os perfis das arribas entre a Nazaré e Peniche





processos de desmoronamento; estão carsificadas e apresentam na base uma pequena plataforma de acumulação de blocos, que fossiliza parcialmente a plataforma de abrasão. Formam as penínsulas do Baleal e de Peniche.

3-Arribas modeladas em arenitos do Cretácico. Possuem perfil rectilíneo e a face da arriba faz, com a plataforma de acumulação arenosa da base, um ângulo recto. Não existe acumulação de sopé. O perfil evolui por sapamento na base e desmoramento do topo ou da face da arriba. Os processos de deslizamento não se verificam e os materiais provenientes da evolução do perfil têm um tempo de permanência na base muito reduzido (por vezes apenas uma estação), pois são rapidamente desagregados e evacuados pelas correntes de ondulação e deriva litoral. Os processos sub-aéreos são importantes na parte superior da arriba, com predomínio para a erosão mecânica e a dissolução provocadas pela escorrência, que originam fendas e vales suspensos. Localizam-se entre a Foz do Arelho e o Rio de Tráz, onde formam um alinhamento rígido de orientação NE-SW, determinado por falhas com a mesma direcção.

No topo de alguma arribas e vertentes costeiras existe uma cobertura arenosa, conservada nos casais da Boavista, no Facho, do Gronho ao Baleal e em Peniche; é formada por sedimentos de diâmetro médio, moderadamente a bem calibrados, simétricos ou com assimetria positiva (com excepção da cobertura de Peniche, formada por areias finas e com assimetria negativa) e com percentagem de carbonatos muito reduzida ou nula. A variação do diâmetro médio está de acordo com a variação encontrada, actualmente, nos sedimentos de praia. A superfície dos grãos apresenta-se em geral baça, com picotado eólico e impregnações de óxidos de ferro, características indicadoras de transporte pelo vento e início de pedogénese. As correlações entre a média e o desvio padrão (G. Friedman, 1967) e entre a assimetria e a média (G. Friedman, 1961), calculadas pelo método dos momentos, indicam para estes sedimentos características do ambiente de duna litoral ou de duna continental (Fig. II-19), o que está de acordo com as características eólicas observadas na superfície dos grãos; exceptuam-se as areias da duna branca e cinzenta da rampa do Gronho, incluídas no domínio de praia, embora apresentem assimetria negativa, devida à presença de areias mais finas. As características

marinhas podem resultar do facto de estas dunas terem ainda alguma alimentação actual, a partir da praia, enquanto as restantes não recebem dela contributo significativo.

O recuo das arribas, o pisoteio e as construções, têm provocado a destruição da vegetação e a erosão das coberturas no topo, deixando a descoberto um horizonte pedológico cinzento-acastanhado, rico em matéria orgânica e por vezes com rizoconcreções carbonatadas, revelador de uma evolução pedogenética; representa um solo de duna cinzenta ou verde, testemunho de uma cobertura mais extensa que se estenderia para ocidente, desmantelada

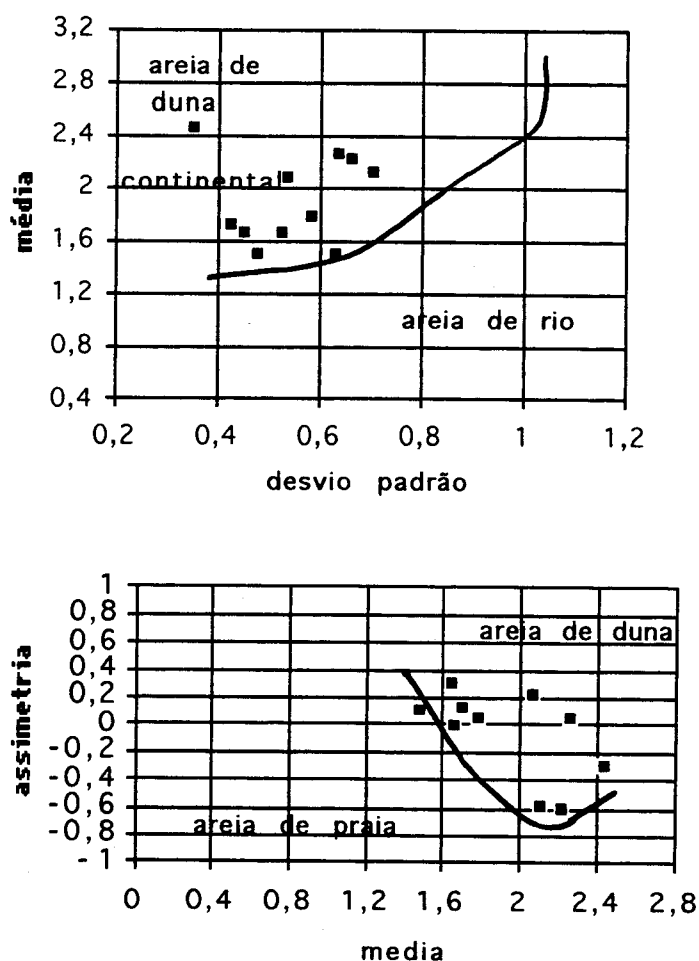


Figura II-19 - Gráficos de correlação entre os valores da assimetria e da média (G. Friedman, 1961) e da média e do desvio padrão (G. Friedman, 1967) nos sedimentos das rampas e coberturas eólicas (método dos momentos)

pelo recuo progressivo da arriba, em virtude de uma ligeira subida do nível do mar. O facto do sistema não ter alimentação sedimentar actual é, também, um argumento a favor da fonte abastecedora de areias se situar a ocidente, em superfícies de deflação extensas, correlativas de um nível do mar abaixo do actual. As areias provenientes dessas superfícies de deflação, atingiram a base da arriba, transpuseram-na ou penetraram ao longo dos valeiros até às vertentes costeiras, formando extensas rampas eólicas. O recuo posterior da arriba tê-las-á desmantelado, conservando-se, apenas, os sectores de duna cinzenta e verde, testemunhados pelo horizonte cinzento-acastanhado observado no topo da arriba. Nestes locais, onde a deflação é grande e a cobertura vegetal é menos densa ou se apresenta destruída, os sedimentos estão a ser retomados pelo vento e acumulados sobre as dunas estabilizadas.

As diferentes altitudes a que actualmente se encontram as coberturas e a existência de valeiros suspensos nas arribas, terão provavelmente resultado de deslocamentos tectónicos recentes, tal como concluíram **Jackson & Nevin** (1992) relativamente às coberturas do topo da arriba da Caparica.

CAPÍTULO 2 - OS SISTEMAS DE PRAIA

1- INTRODUÇÃO

As praias representam cerca de 40% da superfície da região estudada e alternam com sectores de costa mais alta, modelada em arribas. Ao contrário destas, as praias são ambientes litorais mais dinâmicos, pois registam constantes alterações de perfil, que reflectem a variedade de processos morfodinâmicos que actuam nesta zona litoral arenosa.

Consideramos o sistema de praia como um conjunto litoral, que inclui a faixa entre marés e as formas litorais que, para o lado do continente, evoluem ou são influenciadas pela dinâmica da praia: as arribas, as dunas, os cordões dunares e os cordões litorais. Qualquer alteração sofrida num dos elementos, reflecte-se, embora com diferentes graus de intensidade, no conjunto.

1.1 - Nomenclatura utilizada

O conceito de praia marinha, utilizado em contextos diversos, é complexo e necessita de definição precisa.

Os autores que se têm dedicado ao estudo da faixa litoral são de modo geral unânimes em considerar a praia como uma forma de acumulação de materiais detríticos, desagregados, heterométricos e de tamanho superior ao das partículas constituintes dos sedimentos vasosos; localizada junto ao mar, nos sectores baixos do litoral, é modelada essencialmente pela acção das ondas.

A diversidade litológica e as características dos sedimentos, associadas a dinâmicas subaéreas, continentais e marinhas, de desigual intensidade, geram nas praias, formas muito variadas e, variáveis à escala espacial e temporal.

Os limites interno e externo da praia são difíceis de estabelecer e não existe unanimidade na sua denominação. Embora o principal agente modelador sejam as correntes de ondulação, acentuadas pela oscilação da maré, a praia não se pode limitar à faixa entre-marés, espraído ou estrão, pois abrange por vezes, uma superfície mais ampla (H. Noon, 1974).

O perfil transversal das praias é composto por vários sectores, caracterizados por formas mais ou menos específicas (Fig. II-20) e com limites nem sempre bem definidos.

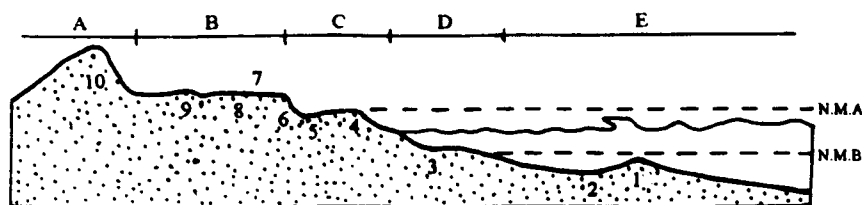


Figura II-20 - Terminologia das principais formas e sectores do perfil da praia (adaptado de P. Komar, (1976) e M. E. Moreira, 1984). 1- crista pré-litoral; 2- sulco pré-litoral; 3- degrau de rebentação; 4- crista da praia média; 5- corredor da praia média; (3,4,5 1ª berma); 6- degrau; 7-crista; 8- patamar (6,7,8 2ª berma); 9- dunas da praia alta; 10- cordão litoral. A- Antepraia; B- Praia Alta; C- Praia Média; D- Praia Baixa; E- Pré-Praia; N.M.A.- nível médio da maré alta; N.M.B.- nível médio da maré baixa.

O limite externo (do lado do mar) é estabelecido pelo trecho submarino da praia (pré-praia, avant-plage, longshore), sempre imerso, que abrange a faixa de rebentação e se estende à zona onde os movimentos dos sedimentos provocados pelas ondas, são considerados insignificantes (D. Vera-Cruz, 1970; C. King 1972).

O limite interno da praia (do lado do continente) é designado por antepraia (backshore); corresponde a uma mudança nas características do material e é frequentemente marcado por dunas, um cordão litoral ou dunar, por uma arriba ou por uma estrutura artificial.

O sector da praia sempre imerso é designado por pré- praia (M. E. Moreira, 1984, ; S. Carvalho, 1985-b) e por praia submarina (C. Andrade, 1990), termos correspondentes, na terminologia francesa e anglo-americana, a Avant-côte (A. Guilcher, 1954-b), Offshore (C. King, 1972; P. Komar, 1976) e Nearshore (A. Davis, 1978; R. Carter, 1988). Estende-se desde o nível da maré baixa de águas vivas, até profundidade variável (cerca de -20 m), onde a turbulência da rebentação ainda se faz sentir sobre os sedimentos do fundo, modelando-o em cristas e sulcos pré-litorais que podem atingir mais de 1 m de altura. Estas acumulações constituem uma espécie de reserva alimentar da praia e, como não são contínuas, canalizam as correntes dos agueiros (de rip ou de concentração) para a corrente de deriva litoral. A orientação, a exposição e o declive da praia submarina são determinantes na deformação que imprimem à ondulação, responsável pela movimentação e transporte dos sedimentos para a praia subaérea. A observação dos levantamentos hidrográficos revelou, em quase toda a área, uma variação de declive entre as isóbatas dos 5 e 10 m, ou 2-10 m, subparalela ao recorte da costa. Pela observação da ondulação, esta pequena ruptura de declive parece corresponder ao degrau de rebentação. As inflexões que, por vezes estas isóbatas apresentam, podem ser devidas à existência de barras arenosas longilitorais ("longshore bars"), do tipo das barras de rebentação. A orientação da praia submarina é igual ou muito idêntica à subaérea, o que sugere, como verificou J. Davies, 1960 (citado em C. King, 1972), que a orientação da praia é determinada pelo relevo submarino que lhe está próximo, como resultado da interferência que exerce na refração das ondas, intensificada à medida que o declive diminui.

O limite superior ou interior, designado por antepraia (M. E. Moreira, 1984) (Inshore E. Bird, 1965 ; Backshore C. King, 1972 ; P. P. Komar, 1976 e R. Davis 1978) é, normalmente constituído por uma arriba, um cordão litoral, dunas ou sistemas de dunas, que podem ou não isolar lagunas, ou mesmo estruturas artificiais. Alguns autores não distinguem a praia alta da antepraia, designando o conjunto por antepraia (S. Carvalho 1986 ; Arrière-

plage de **A. Guilcher**,1954, Backshore de **C.King**,1972, **P. Komar**,1976 e **R. Davis** 1978) de modo a englobar o cordão litoral, as arribas, as dunas e as nebkas litorais.

Parece-nos importante distinguir a antepraia da praia alta (Backshore), porque esta se apresenta do ponto de vista morfológico e dinâmico, individualizada. A praia alta inicia-se junto ao limite atingido pelas marés vivas e ondas de tempestade, mesmo que estas ocorram com intervalos de tempo longo, e termina junto ao nível atingido pelas marés altas médias. É marcada morfológicamente por um ou mais degraus, dos quais o mais elevado forma a crista da praia alta, seguidos de um abrupto, a escarpa da praia. Como este sector se encontra emerso por longos períodos de tempo, constitui uma boa superfície de deflação, onde o vento seleciona e mobiliza os materiais mais finos, que transporta para o continente, ou acumula contra pequenos obstáculos, formando as nebkas litorais.

Entre os limites da pré-praia e da praia alta desenvolve-se o espraído, estrão ou faixa entre-marés (designação de **O. Ribeiro**), que constitui a praia média e baixa (foreshore na terminologia anglosaxónica, bas de plage na terminologia francesa), modelada pelas correntes de ressaca que actuam na faixa atingida pelas marés, também designada por zona de espraio (swash zone), (**C. Andrade**,1990) ou praia propriamente dita (**S. Carvalho**,1986).

A praia média fica separada da alta pelo degrau mais baixo da praia alta, que nem sempre existe, e pode apresentar-se moldada em crescentes. Estende-se por uma superfície de declive variável até ao ponto de inflexão (ligne de inflexion), e termina por uma escarpa de praia ou escarpado (beach scarp). Quando o declive é suave, apresenta com frequência marcas de ondulação e o ponto de inflexão ou a escarpa de praia não têm expressão cartográfica, são apenas marcados pela concentração alinhada de detritos, algas, conchas ou minerais pesados.

A praia baixa, ou terraço de maré baixa, corresponde à faixa inferior de oscilação entre a maré baixa de águas mortas e de águas vivas e apresenta um declive muito suave, com marcas de ondulação. No limite externo da praia baixa, por vezes, existem bancos de areia com amplitude variável que formam as cristas e os sulcos pré-litorais (ridge and runnel) (**M. E. Moreira** 1984).

A distinção entre praia média e baixa não é feita pela maioria dos autores, porque os limites morfológicos nem sempre são bem definidos. A linha de inflexão da maré e a escarpa,

correspondentes ao nível da preiamar de águas mortas nem sempre estão presentes, mas uma vez geradas, persistem durante algum tempo, permitindo, assim, distinguir estes dois sectores.

Do ponto de vista dinâmico o perfil transversal da praia pode ainda ser dividido em várias zonas (Fig.II-21):

-A faixa de rebentação (breaker zone), onde as ondas se transformam e rebentam devido à diminuição da profundidade, dando lugar à formação de cristas e sulcos pré-litorais (**M.E. Moreira**, 1984), também designados por barras de rebentação (**C. Andrade**, 1990); é neste sector que se formam e actuam as correntes dos agueiros.

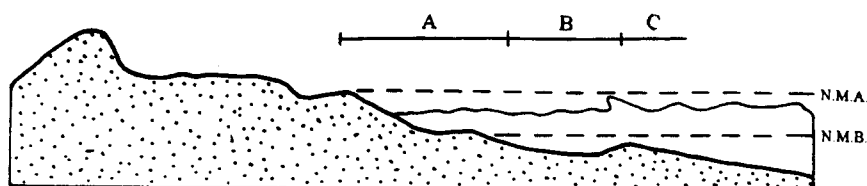


Figura II-21 - Zonização dinâmica do perfil de praia (**C. Andrade**, 1990). A- Zona de Espraio; B- Zona de Espalho; C- Zona de Rebentação, N.M.A.-nível médio da maré alta; N.M.B.-nível médio da maré baixa

-A zona de espalho (**C. Andrade**, 1990) ou de ressaca (surf zone) definida pelo trajecto efectuado pelas ondas depois da rebentação; pode localizar-se na praia baixa ou média, consoante o ciclo de maré; é neste sector que se faz sentir a corrente de deriva de praia.

-A zona de espraio ou jacto da rebentação, desenvolve-se na praia baixa e média até à crista da praia, onde têm lugar as correntes de afluxo e de refluxo, que provocam uma alternância de estados de emersão e submersão, variáveis de acordo com a amplitude da maré e o declive da praia.

Wright & Short (1984) e **Short & al.** (1985) apresentaram uma classificação das praias em reflectivas, dissipativas e mistas, de acordo com as condições energéticas prevalentes, classificação correspondente, na generalidade, aos perfis de tempestade e calma estabelecidos anteriormente por **P. Komar** (1976).

As praias dissipativas caracterizam-se por um perfil suave e rectilíneo, uma zona de espalho larga, com cristas pré-litorais abundantes e por vezes paralelas e correntes de agueiros fortes e persistentes. A configuração da praia assemelha-se ao perfil de tempestade (Fig. II-22).

As praias reflexivas apresentam um perfil com forte gradiente na face da praia, a praia alta é modelada em crescentes e o perfil é concâvo. Não se formam cristas pré-litorais na secção inferior e as correntes dos agueiros são fracas e ocasionais; a configuração é semelhante ao perfil de calma.

As praias de características mistas englobam elementos dos dois domínios referidos. Existe uma forte interdependência entre a ondulação e a morfologia, que determina um transporte cíclico dos sedimentos da praia alta para a praia submarina, onde são armazenados durante as

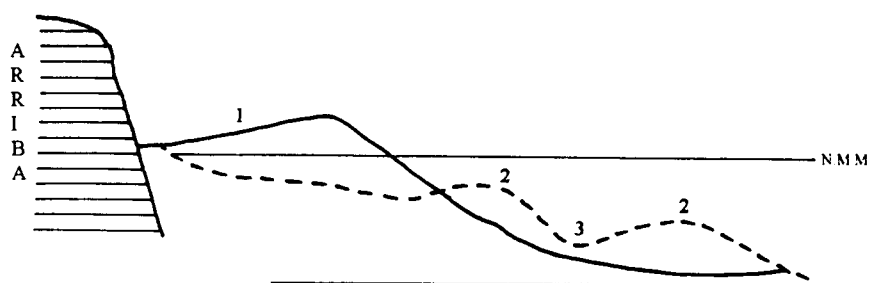


Figura II-22- Forma e características dos perfis de calma e de tempestade (modificado de **P. Komar**, 1979 e **Wright & Short** 1984-1985) 1-berma; 2-crista; 3-corredor
 _____ Perfil de calma (reflexivo) - - - - -Pefil de tempestade (dissipativo); N.M.A-nível médio da maré alta; N.M.B.-nível médio da maré baixa

fases de alta energia, retornando à praia nas fases de menor energia. Estas transferências implicam uma migração gradual das cristas pré-litorais e das células das correntes dos agueiros, que se vão atenuando à medida que as condições de perfil reflectivo se iniciam. As condições de dinâmica são idênticas às referidas por **P. Komar** (1976) no ciclo perfil de calma\perfil de tempestade, permanecendo o volume de sedimentos envolvido nas modificações praticamente constante, uma vez que apenas existe migração do material da praia média e alta para a pré-praia. Após a formação do perfil de tempestade (ou dissipativo) e em condições de menor hidrodinamismo, os sedimentos acumulados nas cristas pré-litorais, tendem a progredir no sentido da ante-praia, reconstruindo-se uma praia média sub-horizontal, uma berma na praia alta

e uma praia baixa regular e com maior declive, características de um perfil de calma (ou reflectivo).

A generalidade das regiões temperadas afectadas por um clima de agitação marinha sazonal, apresenta uma configuração típica de perfil, determinada por condições hidrodinâmicas mais comuns no Inverno ou no Verão. De um modo geral, entre Outubro e Março, verifica-se uma diminuição do volume das praias (emagrecimento) resultante da erosão provocada pela ondulação, de grande altura e baixo período, sobre os sedimentos do estrão, originando o designado "perfil de Inverno". Entre Abril e Setembro, a ondulação é menos intensa e verifica-se, em regra, um aumento do volume de sedimentos acumulados sobre a praia, que origina o "perfil de Verão". Para que possa haver na praia um equilíbrio dinâmico, é necessário que o volume de sedimentos em trânsito ao longo deste ciclo anual não se altere, o que significa que a quantidade de sedimentos acumulados na berma durante o Verão é semelhante à acumulada na região infralitoral no Inverno. Na realidade, os perfis de acumulação e erosão nem sempre coincidem com as estações do ano, podendo mesmo as formas de uma estação permanecer conservadas no período seguinte, condicionando a evolução do novo perfil. Por isso, parecem-nos de maior rigor as designações de "perfil de calma" e "perfil de tempestade" (Fig.II-22) propostas por **P. Komar** (1976) ou as de "perfil reflectivo" e "perfil dissipativo" apresentadas por **Wright et al.** (1979), igualmente modeladas por condições hidrodinâmicas contrastadas.

2 - CLASSIFICAÇÃO DOS SISTEMAS DE PRAIA

As praias do litoral estudado estão sujeitas aos mesmos regimes gerais de vento, ondulação e marés, mas constituem do ponto de vista geomorfológico e dinâmico unidades individualizadas, mesmo quando se encontram em locais próximos. As praias estão sempre associadas a outras formas: a arribas, a cordões dunares, a cordões litorais, ou isoladas e protegidas por estruturas antrópicas, funcionando como um conjunto ou sistema.

Numa área de tectónica e características geomorfológicas complexas, coexistem praias abrigadas, de forma côncava e de declive suave, que se prolongam ou alternam com sectores

rectilíneos, abertos, desabrigados e mais inclinados. Apresentam-se no Quadro II-VI as principais características de cada praia, na tentativa de estabelecer as relações existentes entre cada uma das variáveis. Consideraram-se para as praias submarina e sub-aérea, agrupadas de acordo com o tipo da antepraia, a forma, a orientação, a extensão e o declive médio.

O índice de curvatura (valores de **R**) varia entre 0,68 e 56,3 km; as praias de menor dimensão e abrigadas por cabos ou arribas de forte comando, apresentam forma mais próxima do arco de círculo (S. Martinho do Porto, Baleal, Praia de Banhos e Praia do Sul); as de maiores dimensões e desabrigadas, são quase rectilíneas (Salgados e Praia do Norte); as que se encontram nas imediações das desembocaduras fluviais (Foz e Foz do Arelho) têm forma convexa, relacionada com a acumulação de pequenos deltas submarinos ou sub-aéreos (do rio Alcoa e de vazante da lagoa de Óbidos). Verificámos, ainda, que a curvatura tende a aumentar nas zonas da praia abrigadas do Norte por cabos, arribas vigorosas ou molhes artificiais, como se observa na Praia de Banhos e no Baleal. Apenas a Praia de Banhos e a da Consolação,

Quadro II-VI - Características morfométricas dos sistemas de praia

| SISTEMAS | PRAIAS | P. submarina | | Praia sub-aérea | | | | |
|-----------------------------|--------------|--------------|-------------|------------------|----------------|----------------|-------------|------------------------------|
| | | largura (km) | declive (°) | comprimento (km) | orientação (°) | exposição (°)* | declive (°) | índice de curvatura R |
| | | Praia-arriba | Gralha | 1,5 | 1 | 1,5 | N 132 | 178 |
| Praia -duna | Foz | 0,75 | 1,5 | 1 | N122 | 163 | 3 | convexa |
| | Salgados | 0,95 | 1,2 | 5,4 | N125 | 171 | 3 | rectilínea |
| | S. Martinho | 3 | 0,5 | 2,3 | N135 | 180 | 2 | 4,5 |
| | Baleal | 2,3 | 0,6 | 4 | N160 | 205 | 2 | 9,6 |
| | Consolação | 2,7 | 0,5 | 3,2 | N76 | 121 | 3,5 | 14 |
| P. cordão litoral | F. do Arelho | 0,98 | 1,2 | 1,7 | N145 | 190 | 4 | convexa |
| Praia com limite artificial | de Banhos | 0,38 | 3 | 1,5 | N82 | 127 | 3 | 6,3 |
| | do Norte | 1,9 | 0,5 | 0,3 | N36 | 81 | 2 | rectilínea |
| | do Sul | 2,4 | 0,2 | 0,19 | N214 | 259 | 2 | 5,5 |

* - ângulo entre a orientação da praia e a direcção da ondulação predominante (NW)

com orientação respectivamente de N82E e N76E, se encontram bem expostas aos quadrantes Sul e Sudoeste e abrigadas do Norte pelo promontório do Sítio e pelas arribas de Peniche,

respectivamente. As restantes, com orientação N122E e N180E, apresentam-se bem expostas ao Norte e Noroeste, mas por vezes abrigadas do Sul e Sudoeste. A orientação da praia submarina é igual, ou muito idêntica à sub-aérea, embora o declive seja muito inferior; exceptua-se a Praia de Banhos, onde os declives têm o mesmo valor, pela razão já apontada. Assim, podemos concluir que a orientação da praia é determinada pelo relevo submarino que lhe está próximo, como resultado da interferência que este exerce na refração das ondas, intensificada à medida que o declive diminui, ou seja, da praia submarina para a praia sub-aérea.

Não foi encontrada uma relação directa entre a forma, o comprimento, a orientação e o índice de curvatura, o que nos sugere que as características de cada praia são antes determinadas pelas condições geomorfológicas locais. Por isso, optou-se por uma classificação de acordo com as formas presentes no limite interno de cada praia. Consideraram-se quatro sistemas de praia (Fig. II-1):

1- Sistema praia -arriba; internamente limitado por uma arriba activa que constitui a antepraia. Em situações de tempestade o mar atinge a base da arriba, evacuando total ou parcialmente os detritos provenientes da erosão subaérea acumulados na base. A praia da Gralha é um exemplo deste sistema.

2- Sistema praia-duna; é na área estudada o mais comum (Nazaré, S. Martinho do Porto, Baleal e Consolação). Caracteriza-se por possuir como limite interno acumulações eólicas modeladas em dunas ou cordões dunares. Nos casos em que a praia é larga, a passagem da praia alta à antepraia faz-se gradualmente sem ruptura de declive. Quando é estreita, as dunas são atingidas pelas marés equinociais e de tempestade, que escavam pequenas sapas e formam ressaltos ou micro-arribas, com forte declive (a humidade e as raízes da vegetação que as coloniza permitem declives muito superiores ao ângulo de repouso da areia seca, 30-32°). Assim escavadas e erodidas na base evoluem como pequenas arribas, com alturas de 1-2 m.

3- Sistema praia-cordão litoral; é mais específico e restringe-se à Foz do Arelho. A antepraia é constituída pelo topo do cordão litoral que isola a laguna de Óbidos. O cordão litoral encontra-se sulcado perpendicularmente pela barra, que migra para Norte e para Sul, de acordo com o sentido da deriva e assegura (embora artificialmente) as trocas entre o mar e a laguna. Em situações de tempestade, o topo do cordão litoral pode ser galgado pela corrente de afluxo, que

transporta para o interior da laguna ou para a praia lagunar sedimentos mais grosseiros e origina uma estratificação entrecruzada, de acordo com o sentido da corrente.

4 - Sistema praia com limite superior artificial; restringe-se a pequenos sectores como a praia de Banhos da Nazaré, parte da de S. Martinho do Porto e às Praias do Norte e do Sul do Tâmbolo do Baleal. Nestes casos a antepraia era formada por uma duna pouco desenvolvida ou pelo topo do cordão litoral, destruídos ou consolidados artificialmente pela construção de aterros para estradas e moradias. A praia alta é limitada por paredões de cimento, na base dos quais se acumulam, no Verão, pequenas dunas de obstáculo. As marés de tempestade galgam, por vezes, estas estruturas e as areias empurradas para a antepraia (estrada) são removidas artificialmente e nem sempre devolvidas ao sistema.

2.1 - O sistema de praia-arriba: Praia da Gralha

As praia associadas a arribas são, em regra, de dimensões reduzidas. Estreitas e lineares, restringem-se a pequenas enseadas, em forma de crescente (pocket beaches), bastante inclinadas e constituídas por materiais grosseiros. A Praia da Gralha, embora pequena, reúne o conjunto das características típicas deste sistema.

2.1.1 - Formas da praia e características dos sedimentos

A praia da Gralha situa-se a sul dos Salgados, encastrada numa pequena baía, entre as arribas da Serra de Mangues e do Facho (Fig. II- 23); possui orientação N132E e está bem exposta aos quadrantes de Norte e Noroeste. É uma praia em forma de crescente, de pequena dimensão (1,5 km de comprimento) e confinada a uma estreita faixa arenosa, com cerca de 100-120 m de largura na baixamar de águas vivas.

O limite interno da praia é feito por um conjunto de arribas, inclinadas cerca de 45-60°W talhadas, a norte e até ao centro da praia, numa alternância de camadas de calcários mais ou menos margosos e margas com intercalações gresosas. Para o Sul, a série é mais detrítica e

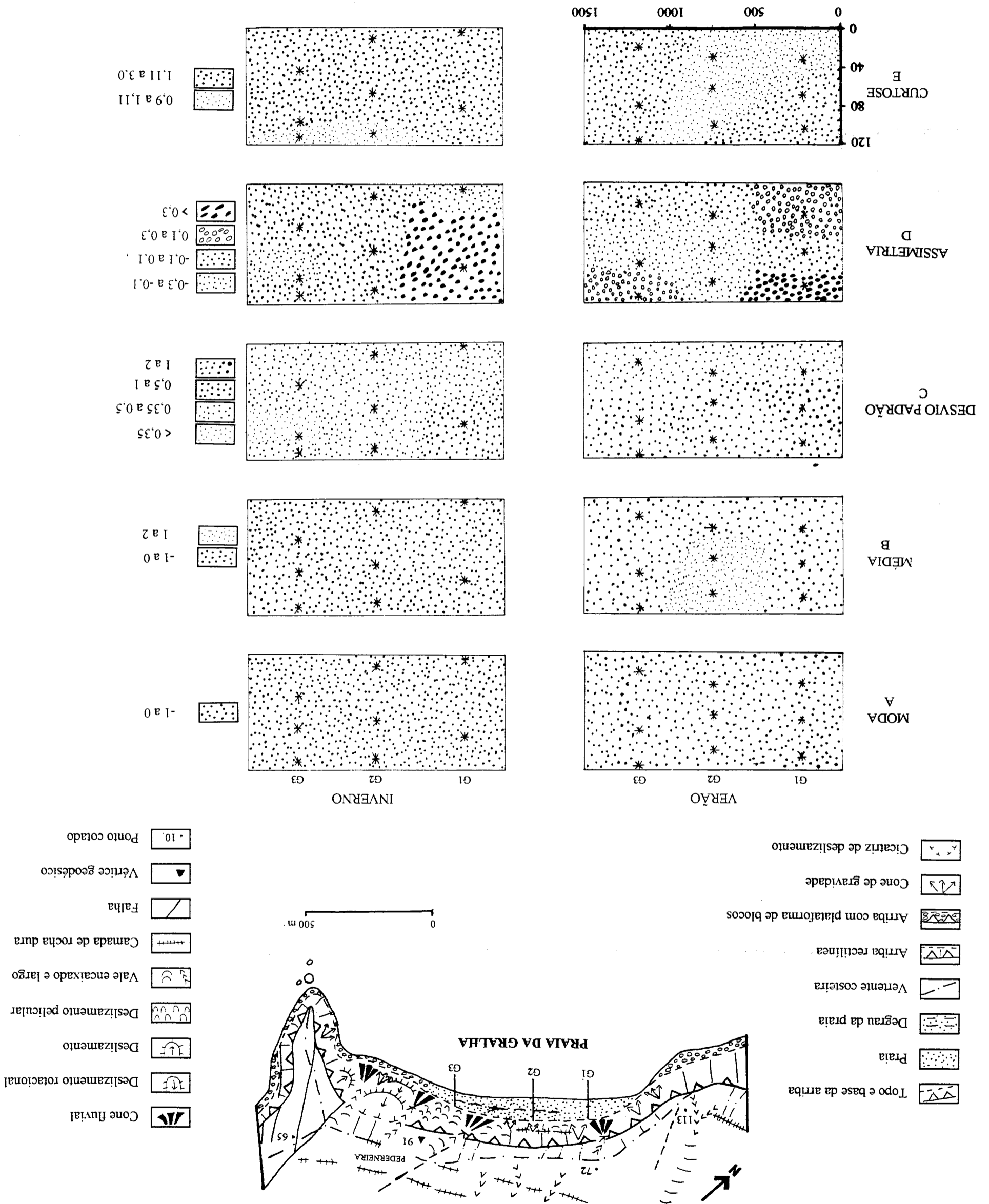
constituída por margas, arenitos e argilas (Fig. I-2, Parte I). Estas formações são afectadas por vários acidentes tectónicos de orientação NNW-SSE, sem grande expressão topográfica, mas que formam zonas de fraqueza, onde se intensificam os deslizamentos.

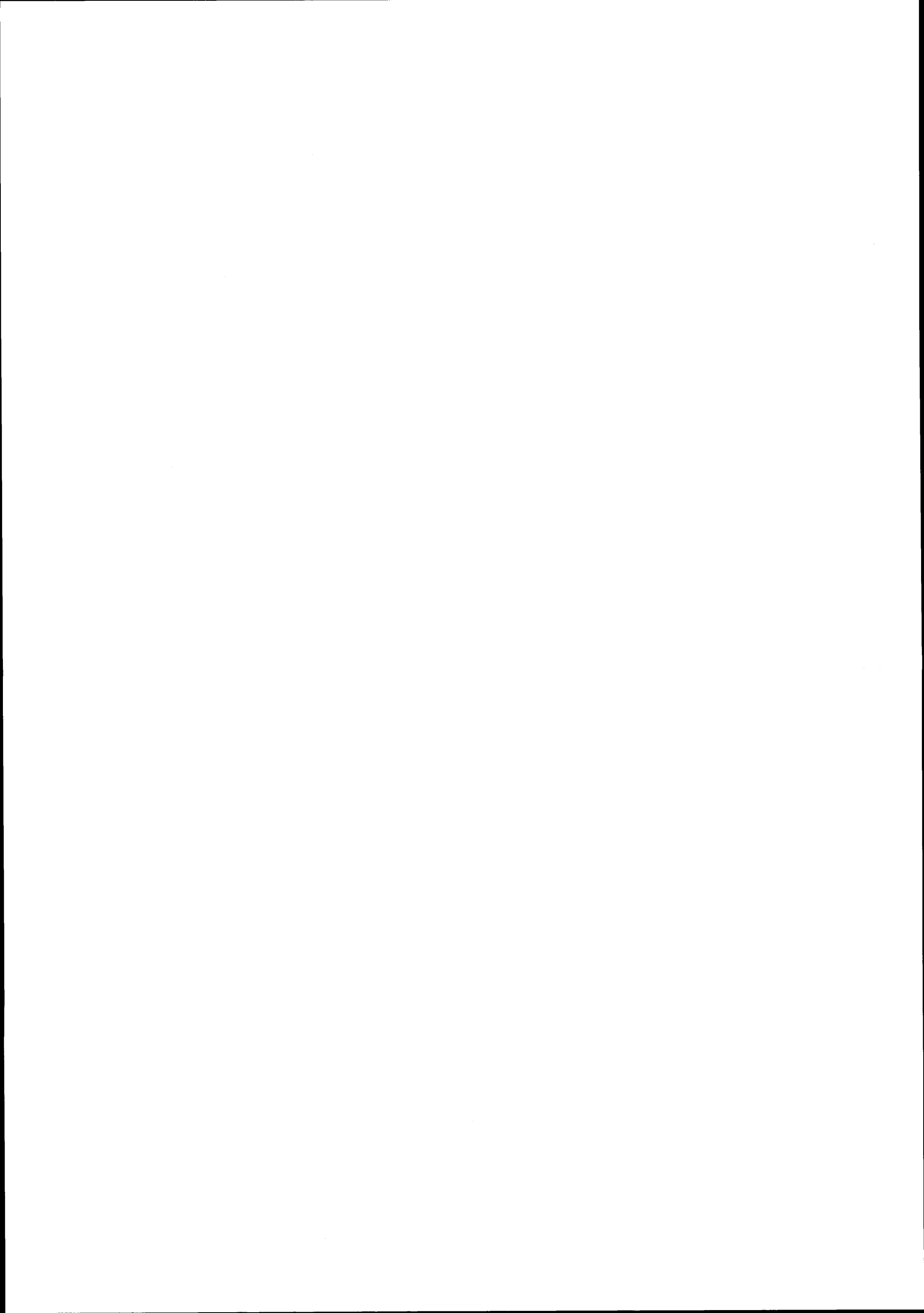
A praia é estreita e as marés vivas atingem frequentemente a base das arribas, onde exercem forte abrasão que provoca o escavamento da base. Este trabalho de sapa associado aos processos de erosão subaérea que actuam ao longo da vertente costeira, provocam a movimentação, por deslizamento, das camadas argilosas, intercaladas nas formações mais resistentes (Estampa VII, fotografias 1 e 2), evacuando-as para a pré-praia. A inclinação das camadas e as fracturas facilitam os deslizamentos em massa (quando se verifica a saturação das camadas argilosas) e os desabamentos (mais frequentes na estação seca, devido à retracção das argilas). Os detritos provenientes das arribas acumulam-se na base, sobre a praia alta, formando pequenos cones fluviais e de gravidade. Nas marés de tempestade e em algumas marés vivas, a forte dinâmica que aí predomina transporta parte desses materiais para a praia e para o largo e modela uma micro-arriba que recua paralelamente a si própria, chegando mesmo à base da arriba. Junto ao Facho, na extremidade sul da praia, os processos de deslizamento são mais intensos, devido ao grande número de fracturas que tornam ainda mais instáveis as camadas argilosas. O grande volume de detritos daí resultantes foi acumulado na base, soterrando a praia e está a ser desmantelado pela ondulação (Estampa VII, fotografias 3 e 4).

Semelhante a uma praia de fundo de baía, a forma desta não se deve ao predomínio das condições de abrigo que determinam uma diminuição de energia e favorecem a acumulação dos materiais finos. Pelo contrário, parece dever-se à grande abundância de materiais resultantes do desmantelamento da arriba por processos de deslizamento e desabamento, condicionados pelo elevado hidrodinamismo que se faz sentir na base e pela fragilidade das rochas.

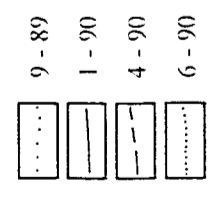
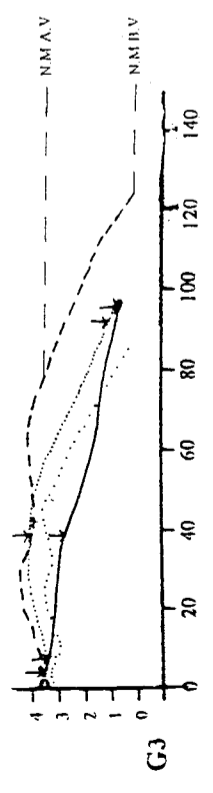
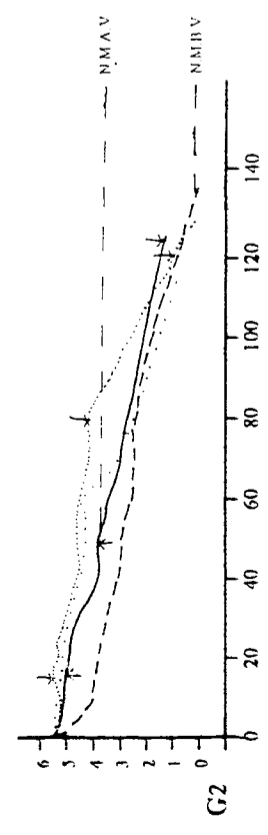
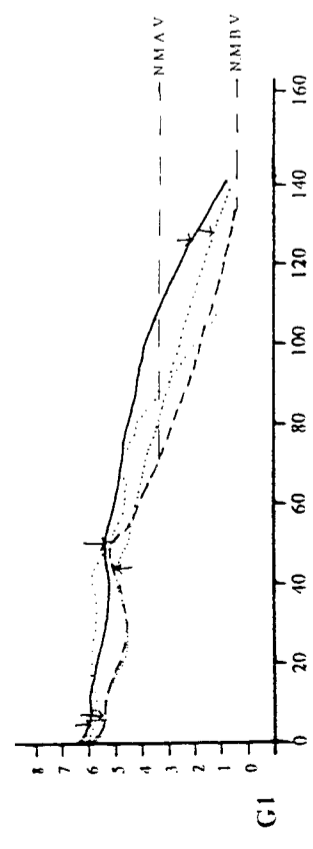
A praia apresenta um perfil transversal modelado em um ou mais patamares, entalhados por crescentes aproximadamente simétricos e com 1 a 2 m de altura. A praia submarina, ou pré-praia (Fig. II-I), é larga (1,7 km de largura) e apresenta 6° de declive até à isóbata de 10 m, onde existem areias, tornando-se depois muito suave (<1°) e rochosa até aos 20 m de profundidade. A praia baixa tem declive acentuado e superior à pré-praia (cerca de 10°, nos perfis a norte e a sul e 5 a 6° no perfil intermédio); só a norte da praia (Fig. II-24, G1) o

Figura II-23 - Esboço geomorfológico do sistema praia-arriba (Praia da Gralha) e variação dos parâmetros granulométricos dos sedimentos da praia (valores dos parâmetros em ϕ , *localização das amostras)

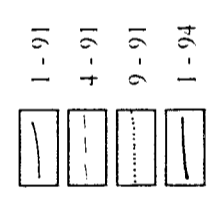
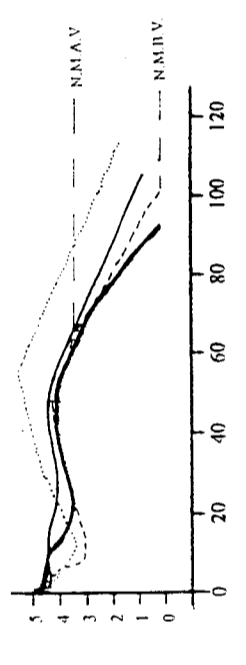
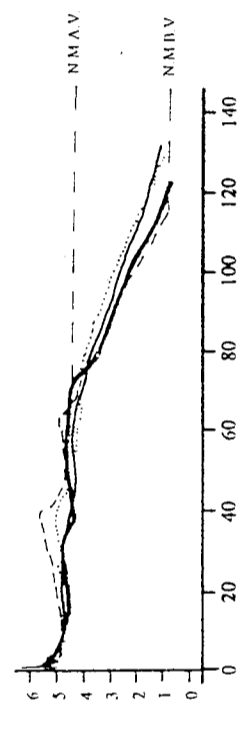
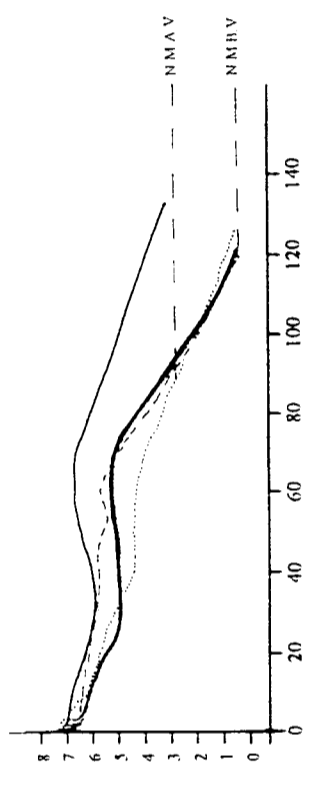




A



B



C

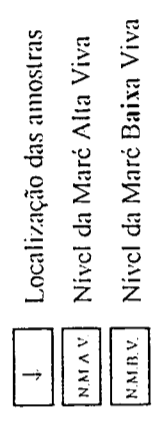
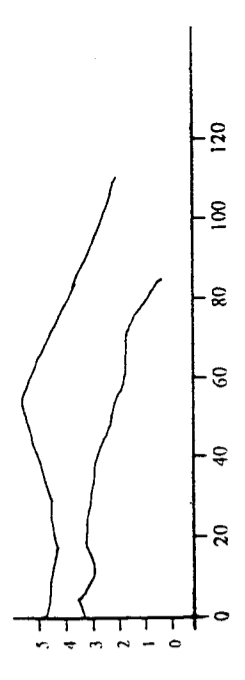
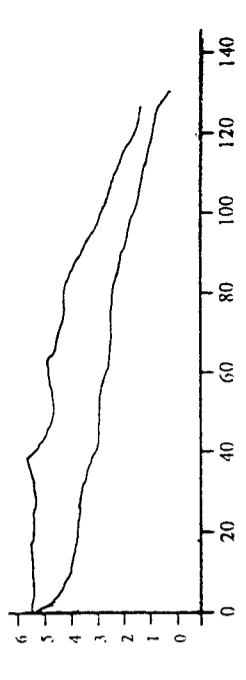
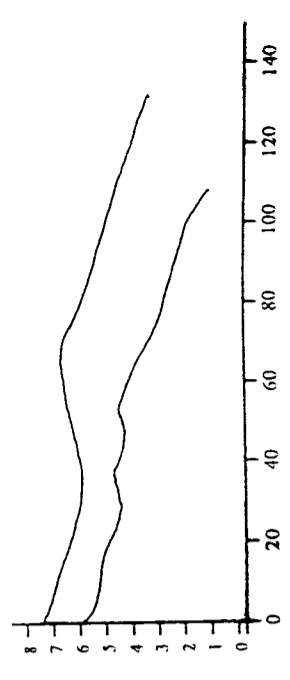
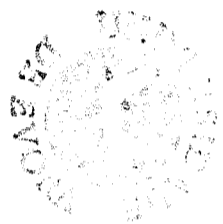


Figura II-24 - Perfis da Praia da Gralha realizados entre; A- Setembro de 1989 e Junho de 1990, B- Janeiro de 1991 e Janeiro de 1994, C- posições extremas dos perfis realizados (envolventes máxima e mínima)



declive se mantém aproximadamente constante ao longo do ano. Para sul (G2 e G3), regista-se, na generalidade, uma maior inclinação no Verão e um valor variável na Primavera e Inverno, porque a praia alta desaparece, ou fica reduzida e os crescentes mudam de posição de acordo com a deriva dominante. A praia média é extensa e modelada em um ou mais patamares, entalhados por crescentes, com altura superior a 1 m. A praia alta apresenta dimensões reduzidas, só se identifica a norte e ao centro (Fig. II-24, perfis G1 e G2) não existindo na extremidade sul. A antepraia é, como referimos no ponto anterior, formada pela arriba ou por depósitos de vertente, que estabelecem com a praia alta (quando presente) um ângulo pronunciado, correspondente a uma micro-arriba modelada pelas ondas de tempestade.

Os sedimentos da praia da Gralha são, em média, compostos por mais de 80% de areias, muito grosseiras (moda -0,6 ϕ e média -0,55 ϕ), moderadamente calibradas, aproximadamente simétricas e muito leptocúrticas. No Verão, verificou-se um aumento das classes texturais mais grosseiras e finas e diminuição das intermédias; cerca de 7% de cascalho e 16% de areão, 76% de areia e 1% de siltes e argilas. No Inverno, houve um aumento de 14% na fracção arenosa e diminuição considerável das restantes classes (menos 6% de cascalho, 5,5% de areão e 0,5% de finos). Estas variações sazonais na textura da amostra média, são muito acentuadas em cada sector da praia (Fig. II-25). No Verão, a praia média é o sector mais grosseiro; o cascalho e o areão representam 12% e 23% do total; a maior concentração corresponde à área abrangida pelos perfis G1 e G2, situados ao norte e ao centro, onde estas classes atingem entre 14 -17% e 23-35%. A praia alta é bastante grosseira, com uma média de 8% de cascalho e 17% de areão. As fracções de cascalho e areão concentram-se em G2, onde atingem 23% e 36% da amostra. A praia alta apresenta uma média de 2% de fracção silto-argilosa: O maior valor corresponde a G1 (5%) e está associado aos depósitos continentais acumulados na base da arriba, resultantes da escorrência da vertente costeira e que originam pequenas manchas digitais de argila amarela e vermelha, que se dispersam sobre as areias da praia. A praia baixa é, em média, composta por 91% de areias, valor que diminui para sul, onde o aumento do areão e do cascalho, atingem 8 e 0,3% do total. No Inverno, a fracção de cascalho é reduzida; só na praia média do perfil G2 ultrapassa os 2% e a classe do areão apresenta valores semelhantes na praia média e baixa (cerca de 11%). A amostra média da praia alta é constituída por cerca de 95% de areia, 3,5%

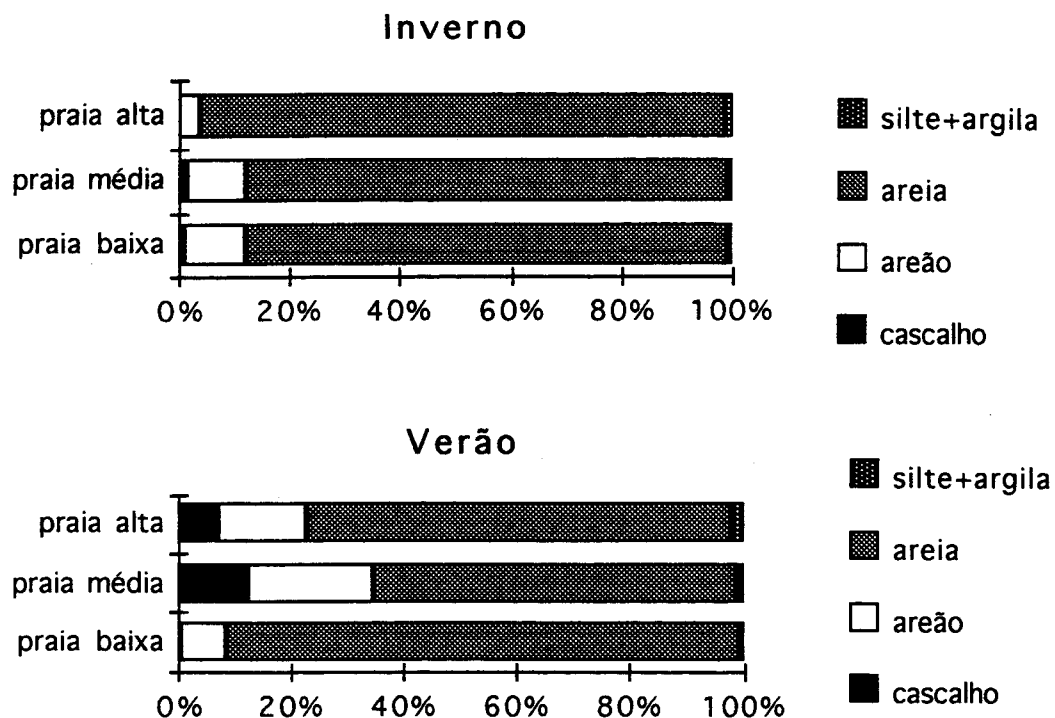


Figura II-25 - Distribuição das fracções texturais dos sedimentos da Praia da Gralha, no Inverno e no Verão de 1990

de areão e (0,1%) de cascalho, com distribuições idênticas em todos os perfis. A fracção silto argilosa é elevada, 1,3% (em média), devido ao perfil G3 a sul, com mais de 2%. A maior percentagem das fracções gorsseiras no Verão deve-se à diminuição da intensidade das correntes de ondulação e de maré, incapazes de mobilizar os grãos de maior diâmetro, transportados e acumulados na praia alta e média pelas ondas de tempestade.

A moda corresponde a areias grosseiras (0,5 ϕ) nas duas estações (Fig. II 23-A). A maioria das amostras é unimodal (88% no Inverno e 78% no Verão). As restantes apresentam duas ou três modas. A moda secundária situa-se na classe do cascalho (- 2,25 ϕ) a norte e ao centro da praia nos sectores alto e médio; na praia média, a norte, detectou-se uma 3ª moda correspondente a sedimentos mais finos (75 ϕ). Os valores da moda estão de acordo com a textura observada em cada sector da praia.

Os valores da média indicam areias muito grosseiras (-0,55 ϕ) ao longo de todo o ano, com ligeiro aumento do diâmetro médio no Verão (-0,46 e -0,65 ϕ). A distribuição espacial deste

parâmetro (Figura II- 23-B) é semelhante e os valores negativos encontrados (entre -1 e 0) resultam do elevado hidrodinamismo que se faz sentir em todos os sectores. Na praia alta e média de G2, são ainda mais grosseiras e apresentam valores inferiores (-1). No Inverno não existe variação granulométrica na praia, pois as ondas são mais altas e atingem a totalidade da praia com intensidade semelhante.

As areias são moderadamente calibradas no Verão (desvio padrão 0,6) e bem calibradas no Inverno (0,4). A análise da Figura II-23-C indica melhor calibragem nos sedimentos da praia baixa. No Verão, a calibragem é inferior na praia média e no início da praia alta, até onde, devido à menor amplitude das marés, as ondas chegam e constroem os crescentes, característicos destes sectores.

A correlação entre a média e o desvio padrão (Fig. II-26), revelou melhor calibração dos sedimentos no Inverno, em função da diminuição do valor da média.

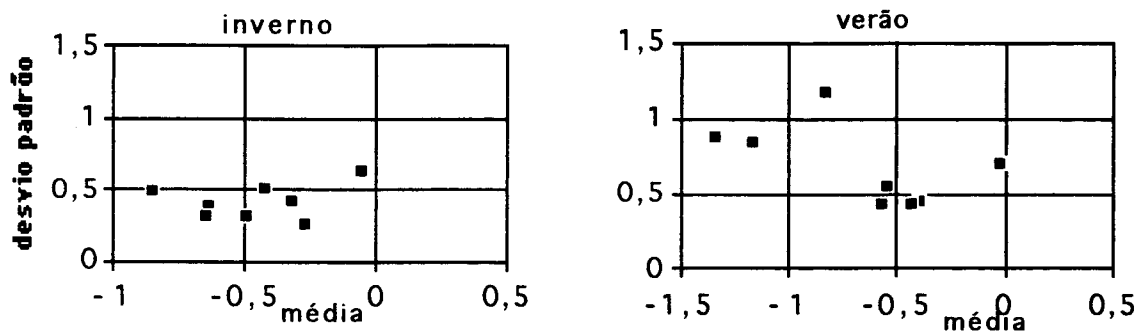


Figura II-26 - Correlação entre a média e o desvio padrão dos sedimentos da Praia da Gralha, no Inverno e no Verão de 1990.

A distribuição espacial dos valores da assimetria reflecte um comportamento diferenciado (Fig. II-23-D) ao longo do ano. No Verão, os sedimentos da praia alta apresentam, a norte, assimetria muito positiva indicadora de elevada fracção grosseira; os da praia média são aproximadamente simétricos a norte e negativos para sul; a praia baixa, ao contrário da alta, apresenta curvas aproximadamente simétricas a norte e com assimetria positiva a sul, denunciando um aumento da fracção grosseira nesta direcção. No Inverno, as praias alta e média têm, a norte, curvas muito positivas, com elevada componente de fracção grosseira e a praia

baixa, curvas negativas. Os valores da assimetria melhoram para sul em todos os sectores, com exclusão do corredor da praia média do perfil G3 que revelou assimetria negativa, devida aos materiais grosseiros que formam os crescentes, existentes neste local.

A correlação entre a assimetria e a média (Fig. II-27) reflecte, como referiu G. Friedman (1961), a presença de sedimentos muito grosseiros detectados nas modas secundárias, que aprisionam entre si as partículas das fracções mais finas, coexistindo na mesma amostras classes texturais distintas, nem sempre directamente relacionadas com a dinâmica. Esta diversidade granulométrica justifica os valores de assimetria negativa registados na área central da praia, no Verão.

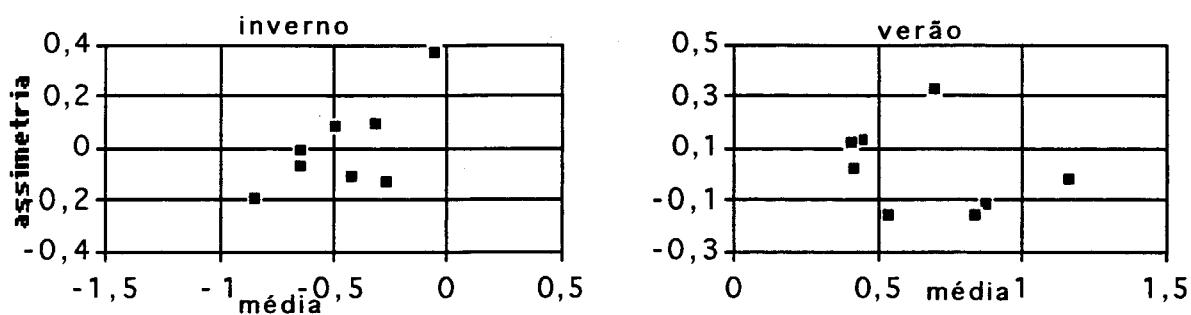


Figura II-27 - Correlação entre a média e a assimetria nos sedimentos da Praia da Gralha, no Verão e no Inverno de 1990

A correlação dos valores da assimetria e do desvio padrão (Fig. II-28) permitiu verificar que as amostras bem calibradas são representadas por distribuições aproximadamente simétricas, diminuindo a calibração à medida que a assimetria se torna positiva, como consequência do aumento da percentagem dos sedimentos grosseiros.

A distribuição é muito leptocúrtica no Inverno (1,2 ϕ) e mesocúrtica (1,1 ϕ) no Verão (Fig. II-23-E); a distribuição normal (mesocúrtica) encontra-se nos extremos da praia e a muito leptocúrtica numa faixa contínua, que se estende do sector mais baixo, a norte, a toda a zona central. No Inverno os sedimentos apresentam curvas leptocúrticas em toda a área, com excepção da praia alta de G2.

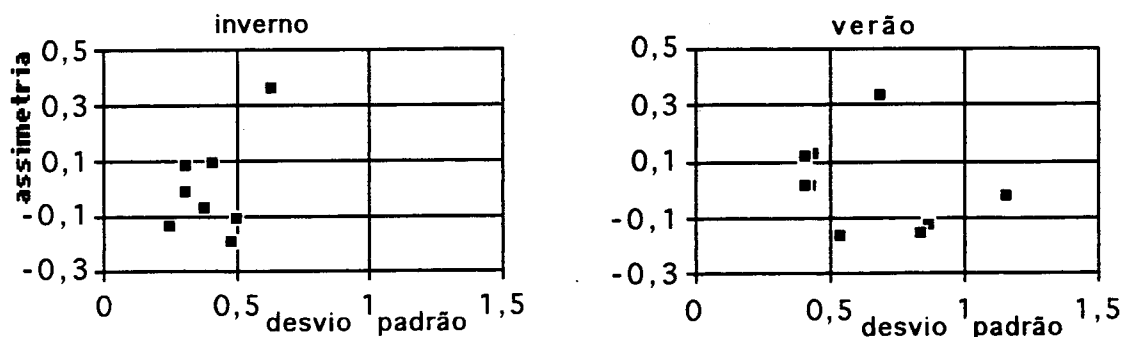


Figura II-28 - Correlação entre a assimetria e o desvio padrão nos sedimentos da Praia da Gralha, no Inverno e no Verão de 1990

A correlação entre a assimetria e a média, determinadas pelo método dos momentos (Fig. II-29), indica, de acordo com **G. Friedman** (1961), que todas as amostras pertencem ao ambiente típico de praia.

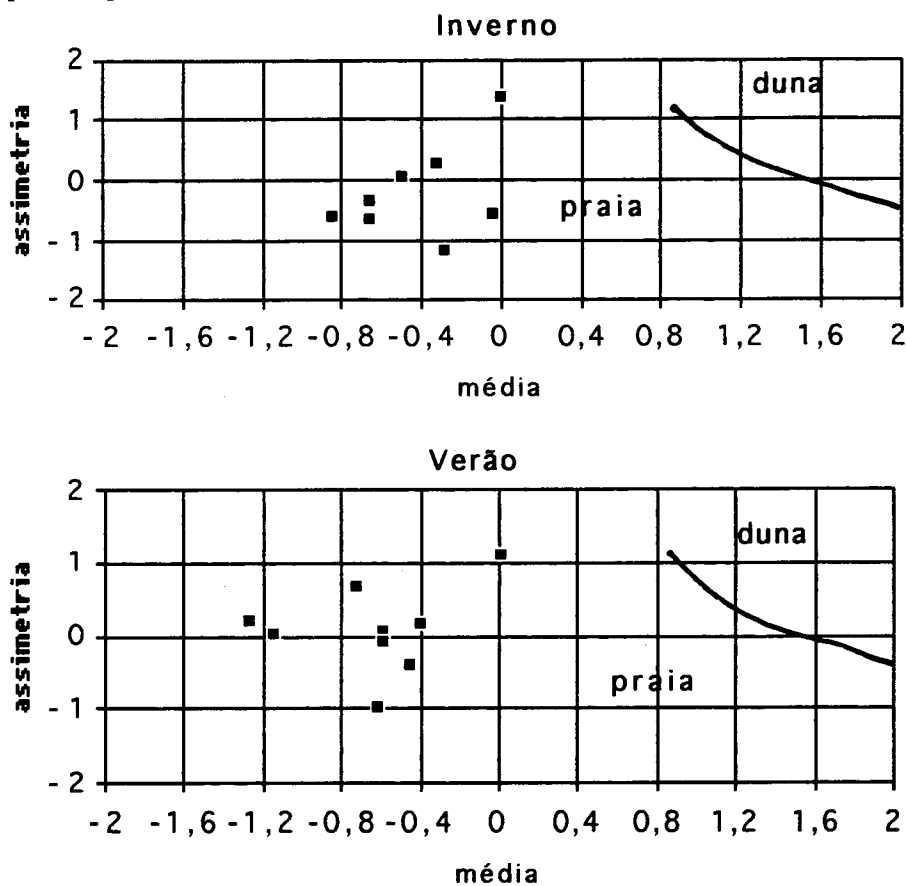


Figura II-29- Gráfico de correlação entre a assimetria e a média dos sedimentos da Praia da Gralha (método dos momentos, **G. Friedman**, 1961)

A correlação entre a assimetria e o desvio padrão, calculados pelo método gráfico (G. Friedman, 1967), indica, no Inverno (Fig. II-30), um ambiente de praia para todas as amostras, com exceção do topo de G1, situado na base de um depósito coluvial; no Verão, 4 amostras de praia média e alta, provenientes de G1 e G2, apresentam características fluviais, devidas ao arrastamento dos sedimentos mais finos e à permanência dos mais grosseiros e pior calibrados.

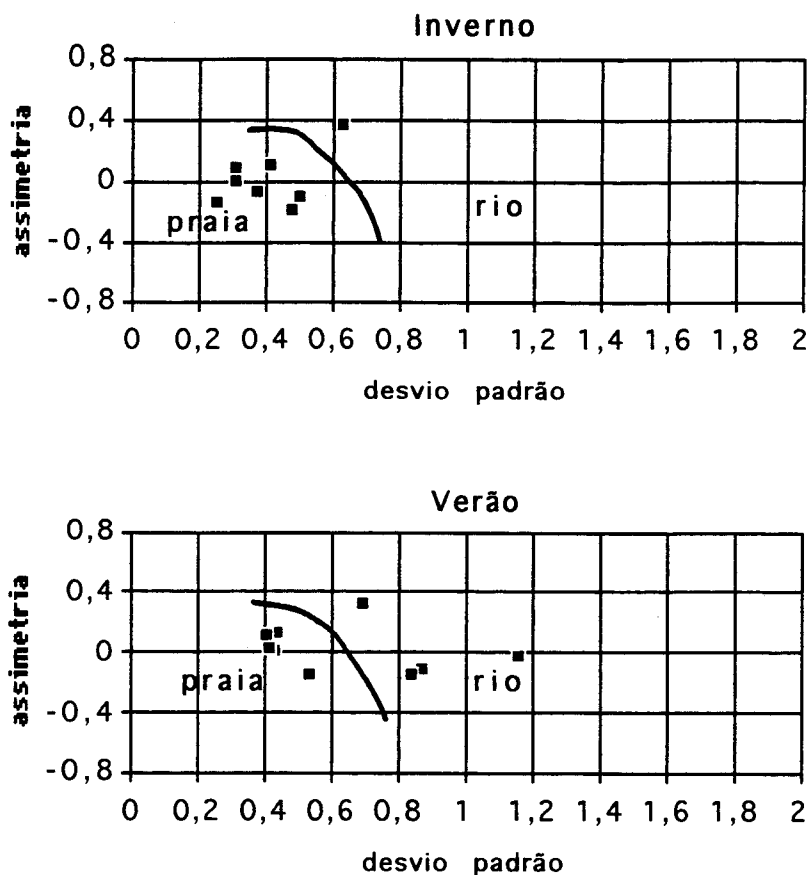


Figura II-30- Gráfico de correlação entre a assimetria e o desvio padrão dos sedimentos da Praia da Gralha (método gráfico, G. Friedman, 1967)

Na praia alta as curvas de distribuição granulométrica apresentam um primeiro ponto de truncatura entre a classe dimensional -1 e 0ϕ , que separa a população de tracção da de saltação (Fig. II-31). O transporte por tracção é mais eficaz no Inverno (60% da amostra a norte da praia e 3-4% no centro e a sul). O realizado por saltação movimenta 30 a 90% das amostras a partir da dimensão de $0,5\phi$ ($0,71\text{mm}$), podendo observar-se, nos perfis G1 e G2, outra população de

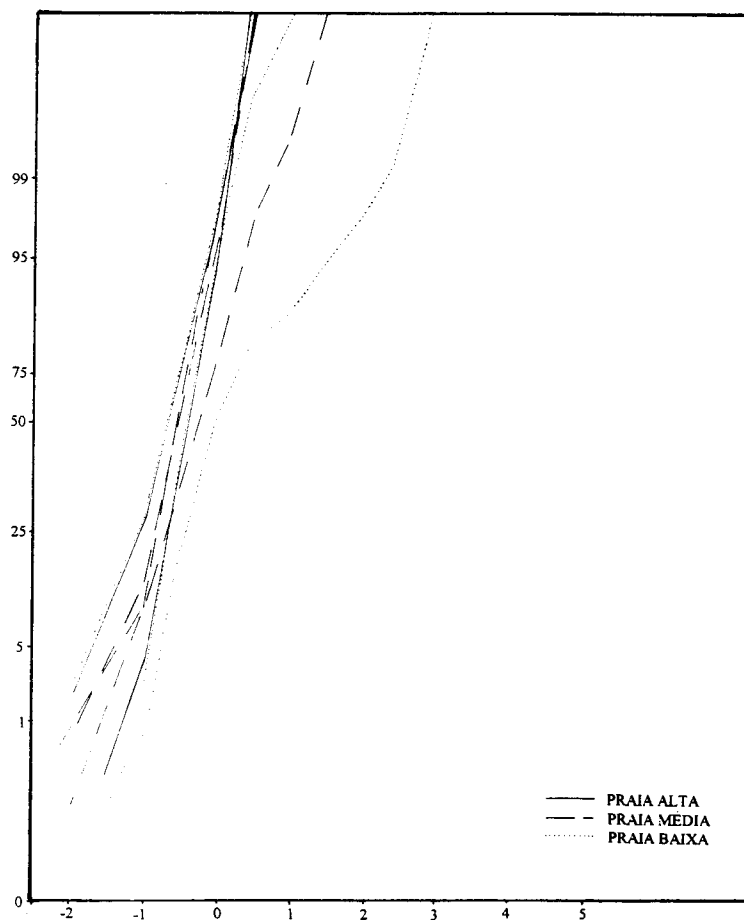


Figura II-31 - Curvas de distribuição granulométrica dos sedimentos da Praia da Gralha
(W. Visher, 1969)

saltação que se inicia na classe de $2,5\phi$. Não se observa qualquer inflexão na curva que identifica a população de suspensão. A praia média apresenta, no Inverno, só uma truncatura na classe que separa uma população de tracção correspondente a cerca de 90% da amostra, de outra de saltação, muito reduzida. As curvas granulométricas da praia baixa, só no Inverno, exibem truncatura na classe dimensional de -1ϕ , separando a população de tracção, comum a cerca de 90% da amostra, da de saltação. A forte dinâmica marinha que se faz sentir em toda a praia, permite o transporte de grãos muito grosseiros, por tracção e saltação, em todos os sectores. A suspensão e, por vezes, a saltação são reduzidas devido à dimensão dos grãos, corroborando os resultados obtidos pela correlação entres os vários parâmetros.

Cerca de 93% das areias são constituídas por grãos de quartzo, sub-rolados a rolados, pouco brilhantes e, por vezes, baços, com superfície irregular, onde são visíveis algumas

marcas de choque e cor amarelada, resultante da deposição de óxidos de ferro. Os grãos carbonatados atingem, em média, 7% e ocorrem em concentrações muito variadas (Fig. II-32); 8% na praia baixa, no Verão, e um valor um pouco inferior no Inverno (6%), devido a um decréscimo da acumulação neste sector, dado que os restantes se mantêm. Só cerca de metade dos grãos carbonatados é formada por bioclastos, rolados a bem rolados, brilhantes e sem marcas de ornamentação; os restantes são litoclastos de calcário, marga e arenitos com cimento carbonatado, concentrados na praia alta e média onde chegam a atingir 8 a 10% em G1 e G2, com valores mais elevados no Inverno. Os litoclastos são provenientes da vertente e das arribas; a maior concentração na praia alta e média resulta, no Inverno, da erosão da arriba e do dismantelamento dos depósitos de sopé, pelas ondas de tempestade, mais frequentes nesta estação do ano.

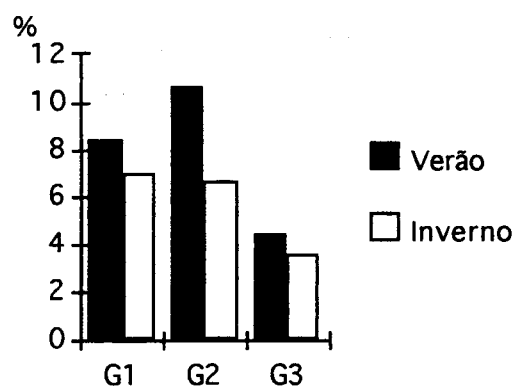


Figura II-32 - Percentagem de carbonatos nos sedimentos da Praia da Galha

Não se observou a presença da mica em nenhuma das amostras, o que comprova o elevado hidrodinamismo e a ausência de transporte por suspensão.

2.1.2 - Variação sazonal do perfil e balanço sedimentar da praia

Entre Setembro de 1989 e Janeiro de 1994, a praia sofreu uma oscilação de cerca de 3 m de altura na praia baixa e 1 a 3 m na praia média (Fig.II-24-C). A variação volumétrica entre os vários levantamentos pode observar-se na Figura II-33. Os perfis executados em Janeiro de 1990, não apresentaram relativamente aos anteriores (Setembro de 1989) alteração de volume muito significativa; acumulação de cerca de 16 m³(¹) a norte (G1), que levou ao desaparecimento, por colmatação, do corredor e da crista da praia média, com o consequente aumento da extensão deste sector assim como da praia baixa (Fig. II-24-A); erosão de 10 e 33 m³, para sul (G2 e G3), que destruiu as cristas da praia e emagreceu o perfil. Alguns dos sedimentos das cristas foram mobilizados para a praia baixa, que apresenta manifesta diminuição

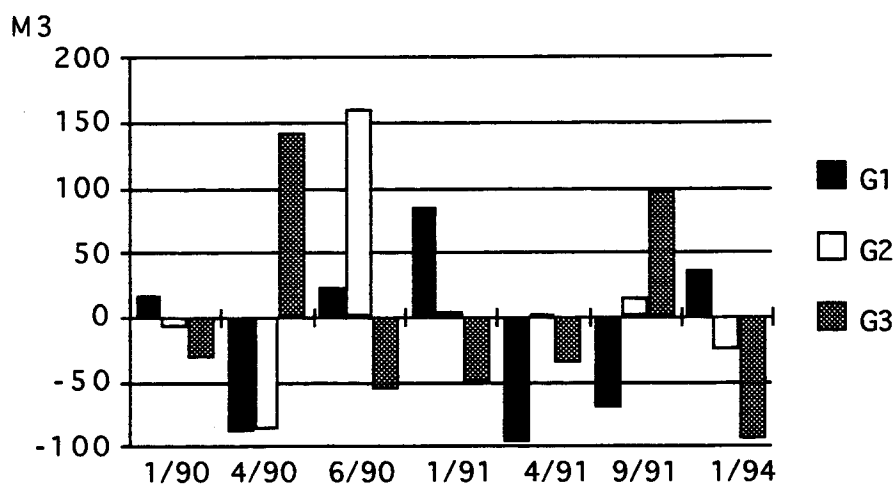


Figura II-33 - Variações volumétricas entre cada perfil da Praia da Gralha (de Setembro de 1989 a Janeiro de 1994)

do declive; outros, foram evacuados, provavelmente, para a pré-praia ou para norte, de acordo com o sentido da deriva estabelecida. Em Abril, o balanço sedimentar e o sentido da deriva inverteram-se, com erosão ao longo de todo o perfil em G1 e G2, (-90 m³) e acumulação de 140 m³ a sul, com a formação de uma crista e um crescente dissimétrico, separados por um

(¹)- De salientar que o cálculo dos volumes só foi efectuado até ao limite do perfil mais curto, razão porque os volumes parecem diminuídos em relação à configuração e extensão dos perfis representados na figura II-34.

corredor. No Verão e no Inverno seguintes, não ocorreram diferenças significativas. O volume acumulado, ora em G1, ora em G2, corresponde a migrações laterais dos crescentes e a uma diminuição de declive da praia baixa (Fig. II-24-A e B). A sul, mantiveram-se as mesmas formas, mas houve diminuição na altura de todo o perfil. Em Abril de 1991, ocorreu uma perda de cerca de 100 m³ a norte, provenientes da praia baixa e do rebaixamento do crescente que se tinha formado na praia média; a sul, o perfil G3, registou também erosão, embora em menor quantidade (35 m³), com a formação de um corredor profundo na praia média e a praia baixa acusou uma pequena acumulação que a tornou mais suave (Fig. II-24-B). No centro da praia o balanço foi semelhante ao verificado no Inverno anterior e ocasionou a modelação de duas cristas e dois corredores. Grande parte desta acumulação resultou de uma transferência de sedimentos da praia baixa, onde se verificou erosão. No Verão seguinte (Junho 91), a acumulação de sedimentos foi significativa, na praia baixa e na crista da praia média de G3, que atingiu mais de 1 m de altura e os outros perfis não registaram alterações consideráveis. Em Janeiro de 1994, voltou a verificar-se intensa erosão, a sul, que diminuiu progressivamente para norte, onde se registou um balanço positivo.

O balanço sedimentar registado de Setembro de 1989 a Janeiro de 1994, foi negativo a norte, (G1 sofreu uma perda de sedimentos quase permanente) e quase nulo a sul, onde se verificou alguma estabilidade na área central da praia (G2) (Fig. II-34).

Só os levantamentos de Janeiro de 1991 revelaram acumulação em todos os perfis. O balanço sedimentar foi positivo no centro da praia (G2), onde ocorreu uma acumulação de cerca de 120 m³, com excepção de Janeiro (-9 m³) e Março de 1990, (cerca de -100 m³). A sul (G3) observou-se, no geral, um comportamento inverso ao referido a norte; com erosão em Março de 1991 e Janeiro de 1994, embora reduzida a metade e a um quarto da ocorrida a norte.

As variações sazonais dos perfis revelam uma tendência para que se estabeleça uma deriva local dos sedimentos de norte para sul, quando há predomínio de ventos de N e ondulação fraca e persistente dos quadrantes de N e NW. A deriva local com direcção de sul para norte é mais frequente e verifica-se quando prevalece a circulação de ventos dos quadrantes de W, SW ou SE que modificam localmente a ondulação de NW e acentuam a refacção exercida pelas

arribas de S. Martinho, dando-lhe uma direcção para NE, oblíqua à praia e que transporta os sedimentos nesse sentido.

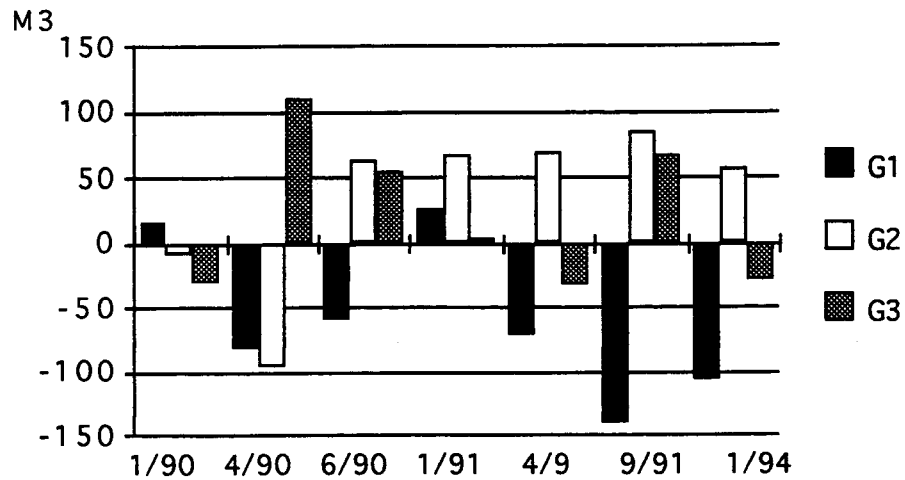


Figura II-34- Balanço sedimentar registado na Praia da Gralha, entre Setembro de 1989 e Janeiro de 1994

A forma dos perfis, modelados em regra em um ou dois patamares, é muito semelhante ao longo do ano e as variações registadas ocorrem em qualquer estação do ano, dependendo essencialmente da direcção local da deriva de praia e do declive e forma da praia submarina.

2.2 - O Sistema praia-duna

Consideram-se neste sistema, as praias cujo limite interior é estabelecido por dunas activas ou cordões dunares, alimentados pelos sedimentos da praia, transportados e acumulados pelo vento e dependentes da sua dinâmica. Estão nestas condições as praias da Nazaré (Foz e Salgados), de S. Martinho do Porto, do Baleal e da Consolação, que perfazem cerca de 75% da superfície total das praias e cerca de 33% da superfície da faixa litoral estudada.

2.2.1 - As praias da Nazaré

2.2.1.1 - Formas das praias e características dos sedimentos

As praias da Nazaré situam-se entre as arribas do Sítio e da Serra de Manguês, numa extensão de cerca de 8 km com orientação e forma variáveis. (Figs. II-1 e II-35). O limite interno é estabelecido pela estrada marginal e um cordão de dunas paralelo à praia, interrompido pela foz do rio Alcoa e pelas instalações do porto de abrigo.

A orientação e estrutura das arribas (do Sítio, da Pederneira e da Serra da Pescaria) e a proximidade do canhão submarino da Nazaré, constituem os aspectos geomorfológicos mais relevantes da área. A arriba do Sítio forma uma saliência avançada para o mar cerca de 800 m, que produz abrigo às correntes e ventos dos quadrantes de N e NW e uma boa exposição aos de SW, associados com frequência a situações de temporal.

A orientação (NE/SE) e a estrutura da arriba morta da Pederneira e da Serra da Pescaria, são determinantes na orientação geral da praia, que acaba a sul, junto à Serra de Manguês, numa

pequena saliência da linha de costa. A plataforma continental adjacente é muito declivosa (cerca de 10°), estreita (a isóbata dos 200 m dista da Praia de Banhos apenas 1500 m) e termina bruscamente, dando início ao canhão da Nazaré, que se encontra no prolongamento submarino do grande acidente da Nazaré, de orientação NE/SW. A proximidade do canhão e a modificação produzida na ondulação pela arriba do Sítio, provocam uma inversão no sentido geral da corrente de deriva litoral e de praia (de sul para norte), responsável pela evacuação dos sedimentos em trânsito para o largo e pela migração das restingas de sul para norte, o que confere a estas praias uma fisionomia própria e rara.
































A foz do rio Alcoa, as instalações do porto de abrigo e a Vila da Nazaré, dividem a praia em três sectores: Praia de Banhos, da Foz e dos Salgados, que funcionam como unidades distintas, no tamanho, forma, orientação e exposição, como indicado no Quadro II-VI.

A "Praia de Banhos" (Fig. II-35), localiza-se entre o sopé da arriba do Sítio (que a abriga do Norte) e o molhe do porto. O limite interior da praia (antepraia) é feito pelo muro de suporte à Avenida Marginal e não por dunas, razão pela qual a incluímos adiante, no sistema de praia com limite superior artificial.

A Praia da Foz (Fig. II-37) constitui uma pequena célula entre os molhes do porto de abrigo e da desembocadura do rio Alcoa, construídos há cerca de 10 anos. A duna anexa à praia foi parcialmente destruída pelas obras e substituída por um amontoado heterogéneo de sedimentos resultantes de dragagens e outros detritos, numa tentativa de reconstituição da topografia anterior (Fig. II-36). A praia tem cerca de 1 km de comprimento, orientação N122E, largura reduzida (cerca de 130 m a norte e 160 m a sul) e forma convexa, relacionada com a presença dos esporões (Quadro II-V). A largura é maior a sul, em consequência da acumulação das areias contra o molhe norte do rio. Por se tratar de um sector em desequilíbrio estabeleceram-se três perfis de observação, N6-N7-N8, distanciados cerca de 300 m (Fig. II-35).

A praia alta só existe em N8 e individualiza-se da praia média por um pequeno degrau de forma irregular (Fig. II-38); é ocupada por pequenas dunas de obstáculo, acumuladas ao abrigo dos detritos transportados pelo rio e distribuídos pelas correntes de afluxo durante as marés vivas. Este degrau é galgado nas marés vivas de tempestade, o que faz com que a corrente

LEGENDA

| | | | |
|---|---|--|--|
|  | Arriba morta rectilínea |  | Sapal |
|  | Arriba viva rectilínea |  | Áreas deprimidas e inundadas do sapal |
|  | Arriba com plataforma de acumulação de blocos |  | Vestígios de restinga no interior do sapal |
|  | Praia com cordão dunar |  | Cone de gravidade |
|  | Crista de Praia |  | Cone fluvial |
|  | Galgamento |  | Escorrência pelicular |
|  | Crista de duna oblíqua |  | Cicatriz de erosão |
|  | Crista de duna parabólica |  | Deslizamento |
|  | Corredor de deflação |  | Deslizamento rotacional |
|  | Depressão interdunar |  | Deslizamento pelicular |
|  | Depressão interdunar inundada |  | Blocos desmoronados |
|  | Cornija de rocha dura |  | Aluviões |
|  | Vale em berço |  | Inclinação das camadas |
|  | Vale suspenso |  | Ponto cotado |
|  | Linha de água |  | Área Social |
|  | Ravina | | |

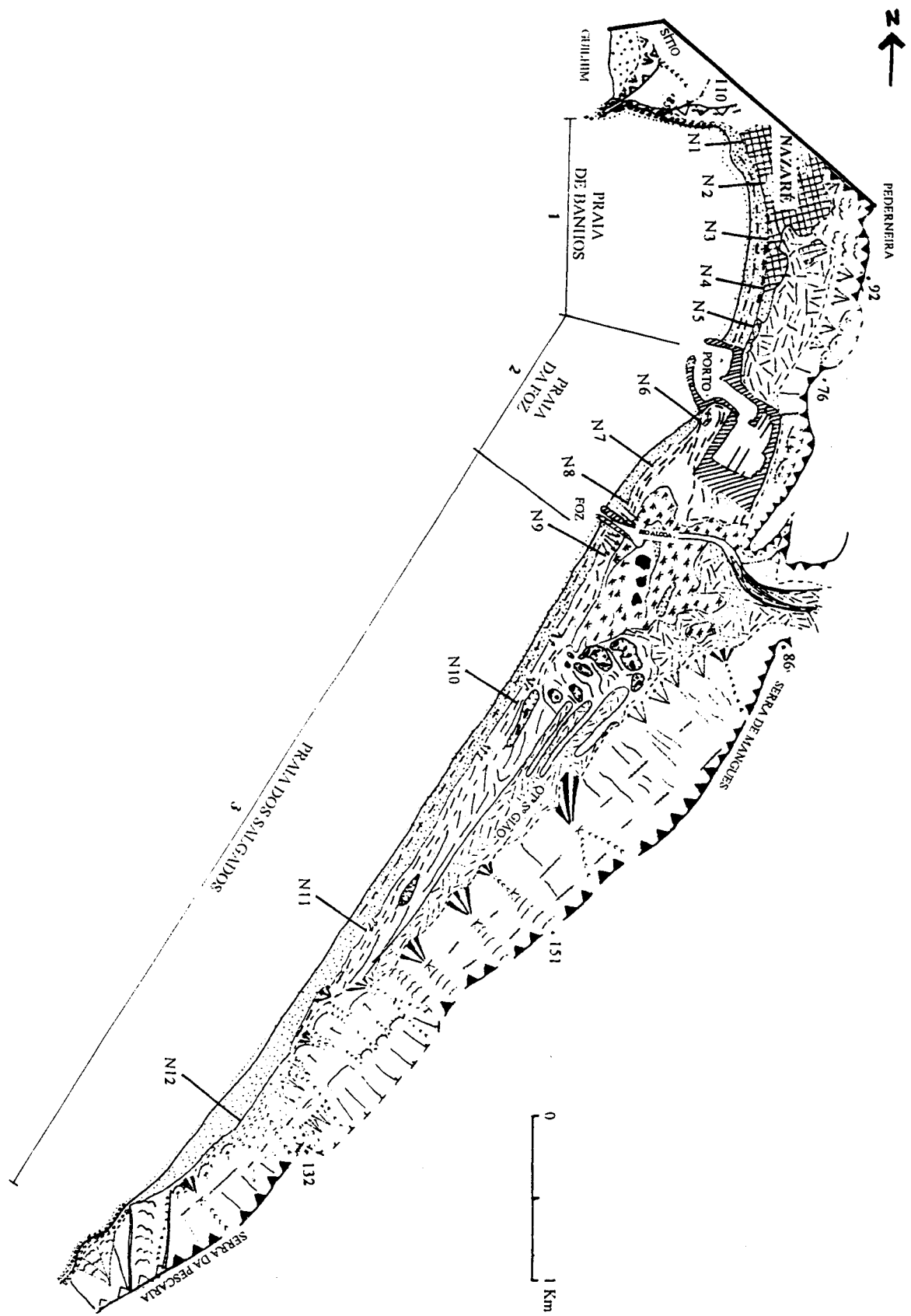
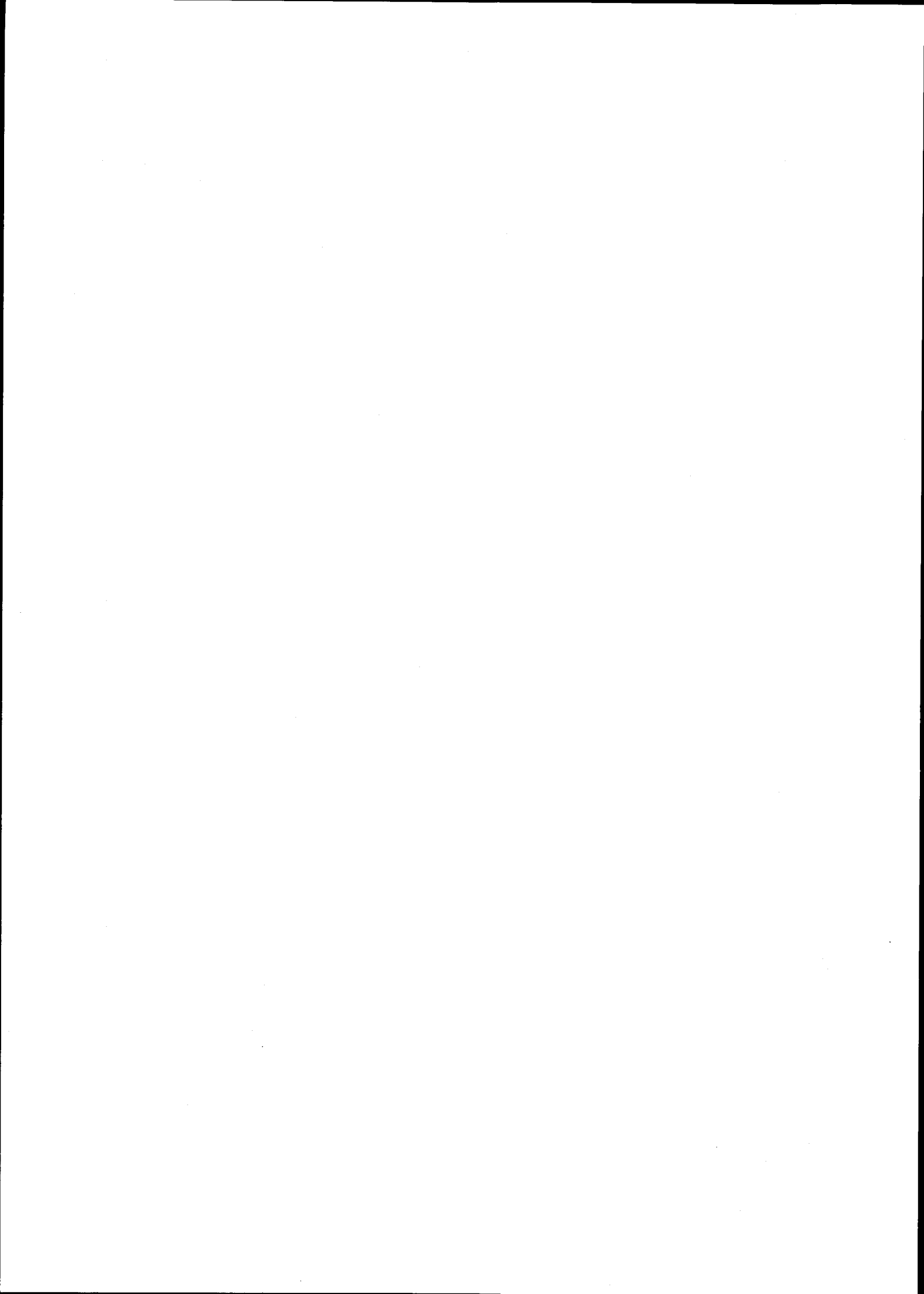


Figura II-35 - Esboço geomorfológico da faixa litoral da Nazaré: 1, 2, 3 mapas das figuras 113, 37 e 40. (obtido por fotointerpretação)



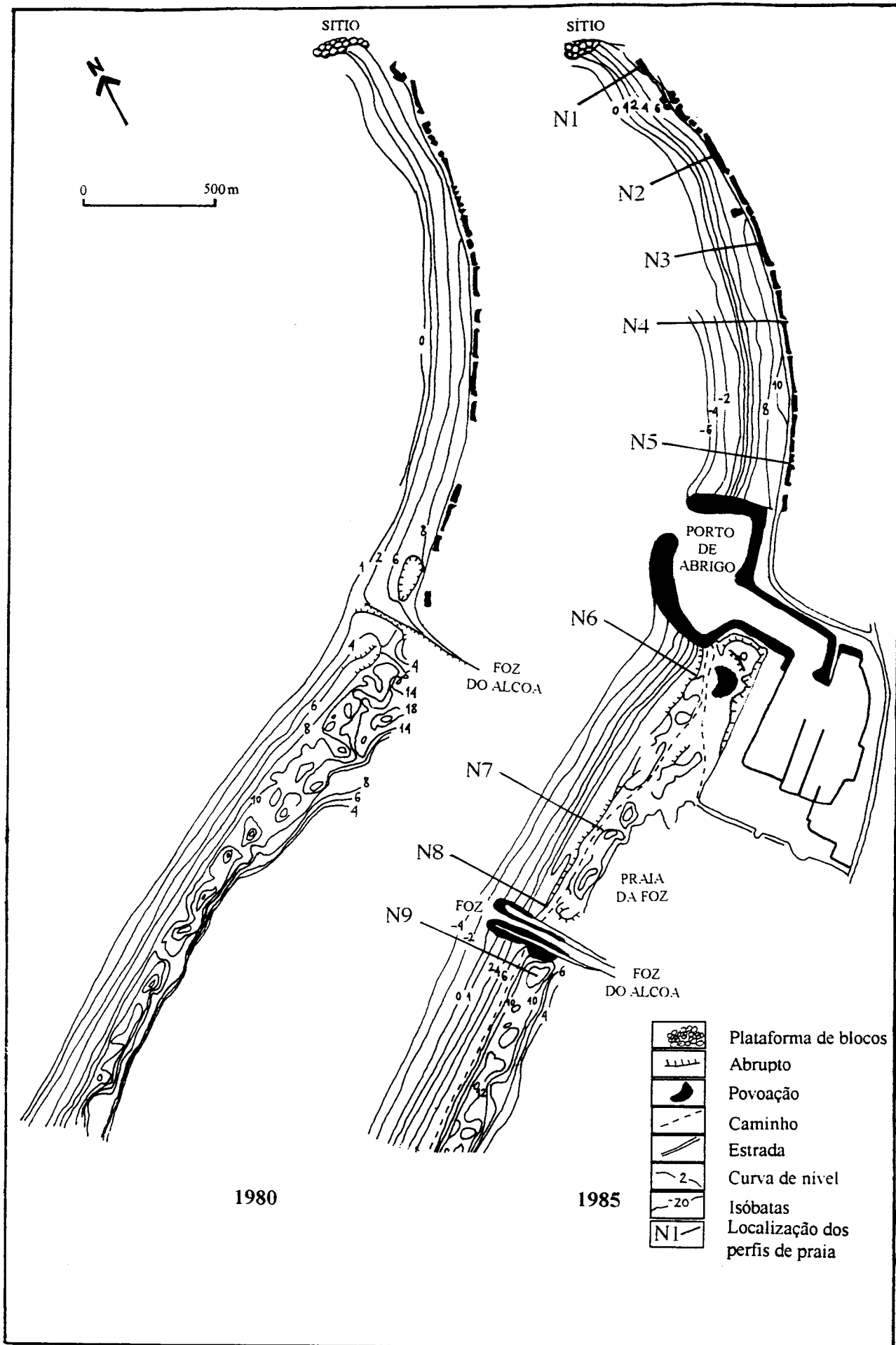


Figura II-36 - Alterações topográficas das praias submarina, sub-aérea e da duna, resultantes da construção do Porto de Abrigo da Nazaré (adaptado das Plantas e Planos Hidrográficos, esc. 1: 2 000. D.G.P.)

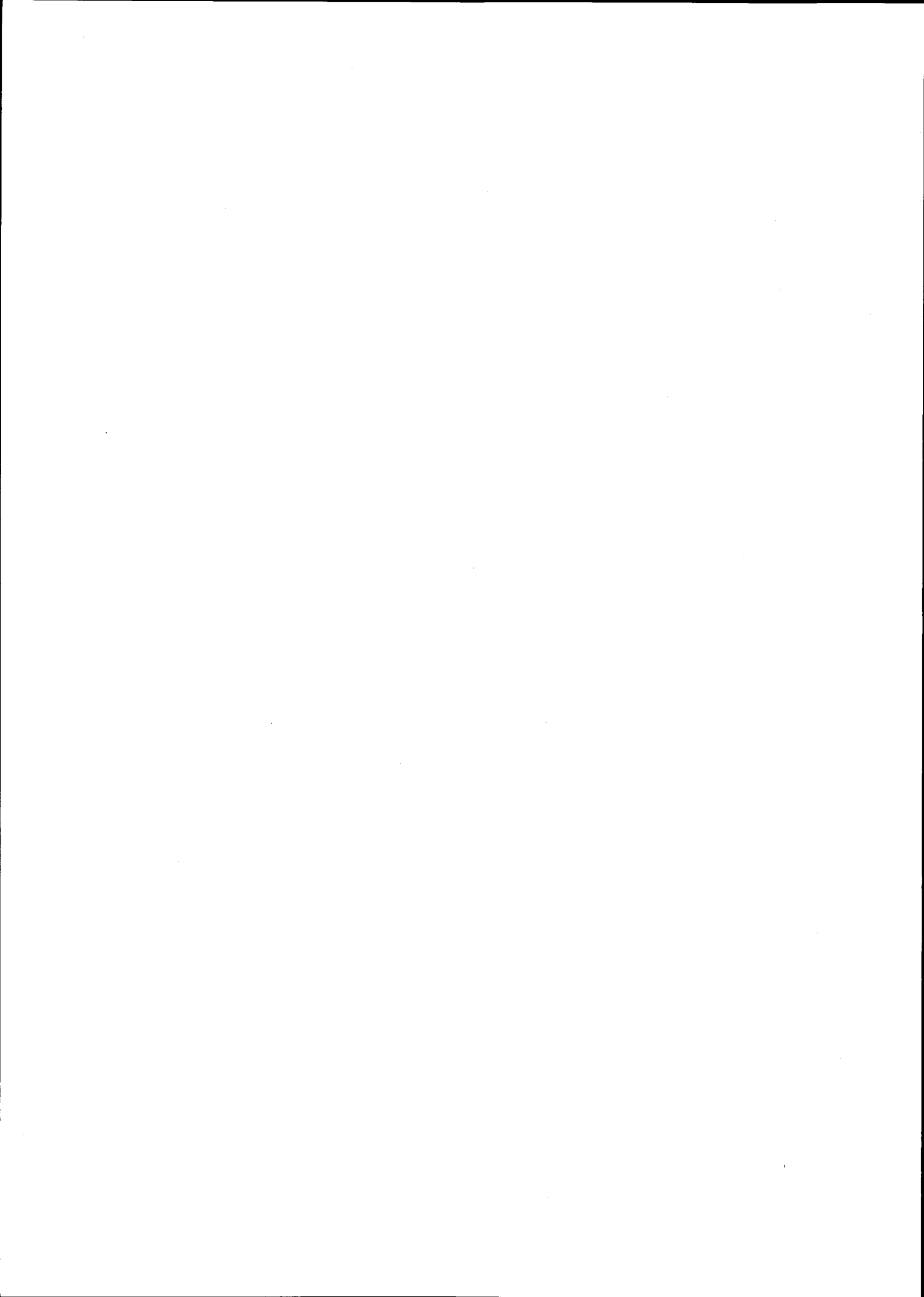
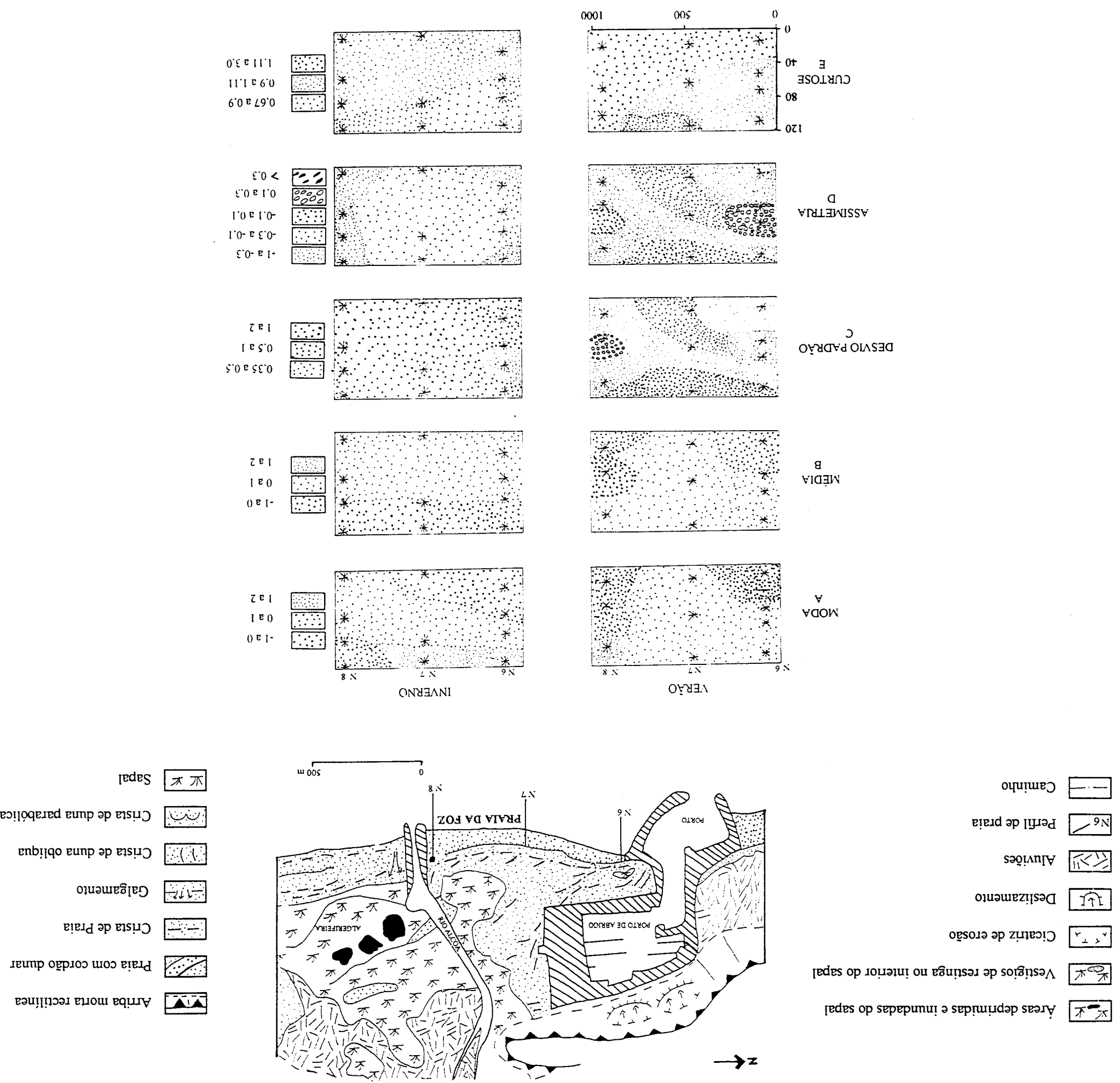
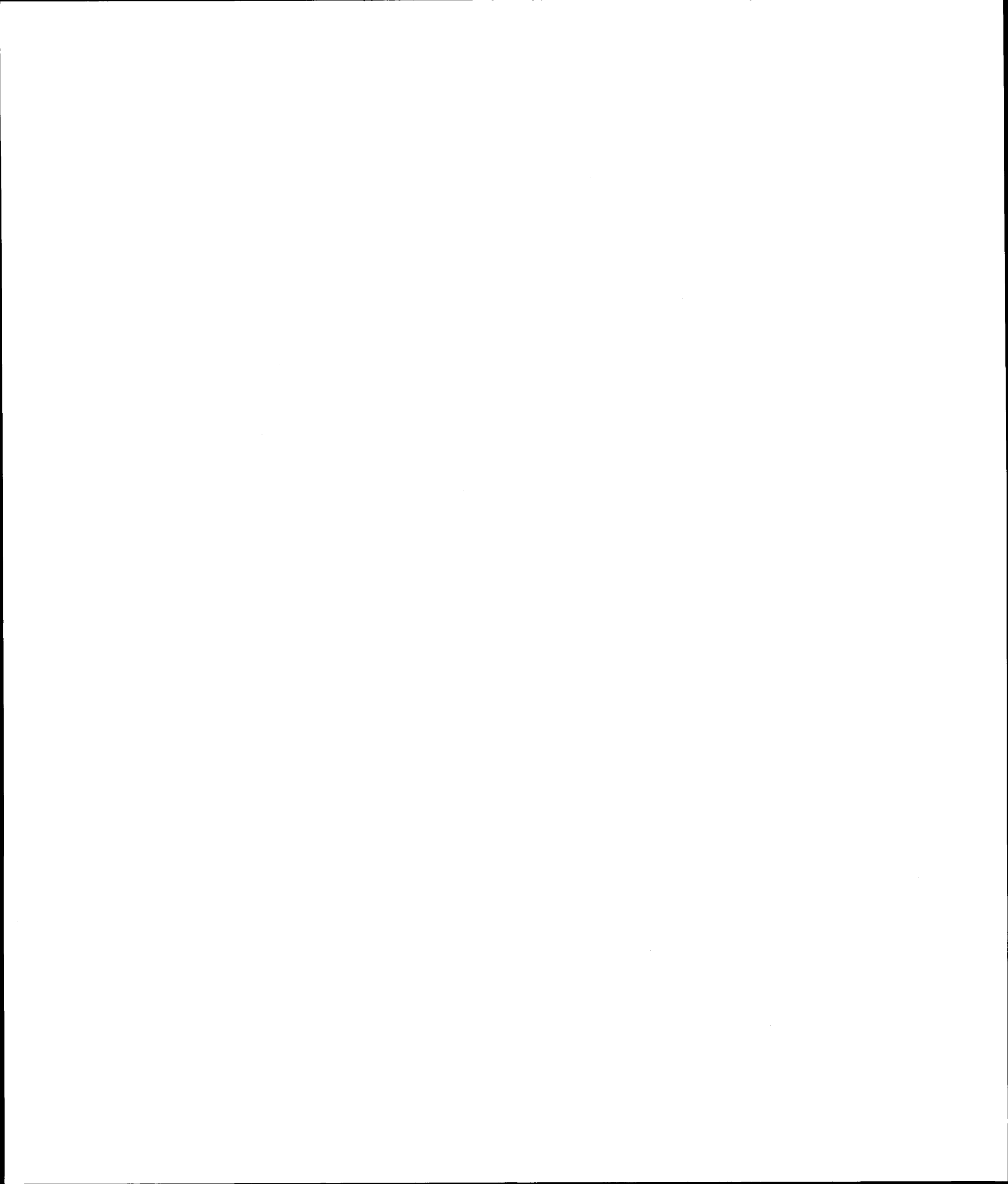


Figura II-37 - Esboço geomorfológico da Praia da Foz e parâmetros granulométricos dos sedimentos da praia
valores dos parâmetros em ϕ , *localização das amostras





de afluxo aproveite o menor declive lateral e penetre directamente no rio, como aconteceu em Janeiro de 1994. A praia média é extensa ao norte e ao centro, diferenciando-se da antepraia por uma escarpa de 1 a 3 m de altura modelada em micro-arriba, estabelecida na frente da duna reconstruída. É, na generalidade, formada por um corredor côncavo e uma crista ou lomba, que funciona como linha de inflexão e estabelece o limite para a praia baixa. No Verão, a maioria dos perfis revelou uma praia média mais extensa do que no Inverno. A praia baixa é estreita, embora mais extensa no Inverno e possui declive variável, que tende a ser mais suave (1-2°) para sul. Com perfil de tempestade, em N6 e N7 (Fig. II 38), a praia baixa dificilmente se individualiza da média, muito exígua e quase inexistente, estendendo-se às imediações da micro-arriba dunar. A praia submarina é estreita (cerca de 900 m até à isóbata de 20 m) e com declive semelhante ao da praia baixa (1- 2° em média).

Os sedimentos da Praia da Foz (amostras localizadas na Fig. II-38) são constituídos por cerca de 95% de areia lavada, 4% de areão e 1% de cascalho. As fracções grosseiras são mais abundantes no Inverno (1,4% de cascalho e 5% de areão) do que no Verão (0,7% e 3%, para as mesmas classes). Os valores apresentados por C. Cabral (1986), correspondentes a amostras de dois perfis a sul do porto e colhidas antes da construção dos molhes, indicam uma diminuição das classes mais grosseiras (3,9% cascalho e areão no Verão e 0,39% no Inverno) e um aumento da fracção arenosa. No Inverno a praia baixa é mais grosseira (Fig. II-39) com 3% de cascalho e 10% de areão.

A crista da praia é o sector onde ocorrem, no Verão, as classes texturais mais grosseiras, que aí ficam retidas, pois as correntes de ondulação e o vento seleccionam e evacuem os grãos mais finos. No Outono-Inverno, com a intensificação das correntes e a maior ocorrência de ondas de tempestade eles são novamente mobilizados. No corredor e na praia alta a composição textural da amostra é semelhante nas duas estações do ano, com ligeira tendência para aumento da fracção cascalhenta no Inverno e na parte central da praia (N6). A fracção silto- argilosa é, em média, sempre muito baixa. Embora no Verão se verifique, para sul, um aumento na praia alta e na crista da praia média, os valores nunca ultrapassam os 0,5%.

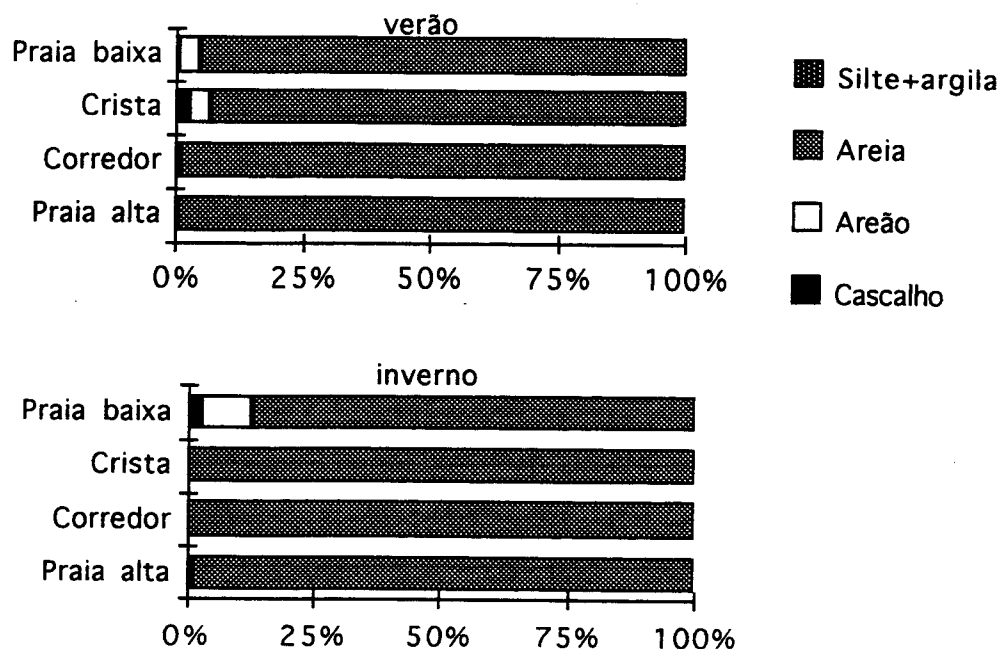


Figura II-39 - Distribuição das fracções texturais dos sedimentos da Praia da Foz, no Verão e no Inverno de 1990

A moda varia entre $0,5\phi$, no Inverno, e $0,25\phi$ no Verão e corresponde a areias muito grosseiras. No Inverno (Fig. II-37-A), os valores são negativos nos extremos norte e sul da praia baixa, dado o predomínio do areão; na zona central (N6), as praias alta e baixa apresentam valores positivos (cerca de $0,25\phi$) correspondentes a areias muito grosseiras, mas na praia média são mais uniformes ($1,25\phi$) e correspondem a areias grosseiras. No Verão, a variação espacial é mais regular; os valores negativos concentram-se na área norte e centro da praia baixa e na praia alta do extremo sul; nos restantes sectores há um aumento dos valores da moda para o topo da praia. 85% das amostras são unimodais (90% no Verão e 82% no Inverno), 18% são bimodais no Inverno e 10% são trimodais no Verão. As modas secundárias correspondem quase sempre a sedimentos mais grosseiros. Nos casos em que a moda principal é negativa as secundárias tendem para positivas ou denunciam classes mais finas.

A média é de $0,5\phi$, valor semelhante nas duas estações e ao indicado por C. Cabral (1986); $0,43$ e $0,51\phi$, respectivamente. A variação ao longo do ano (Fig. II-37-B) confirma os resultados obtidos na distribuição das classes texturais.

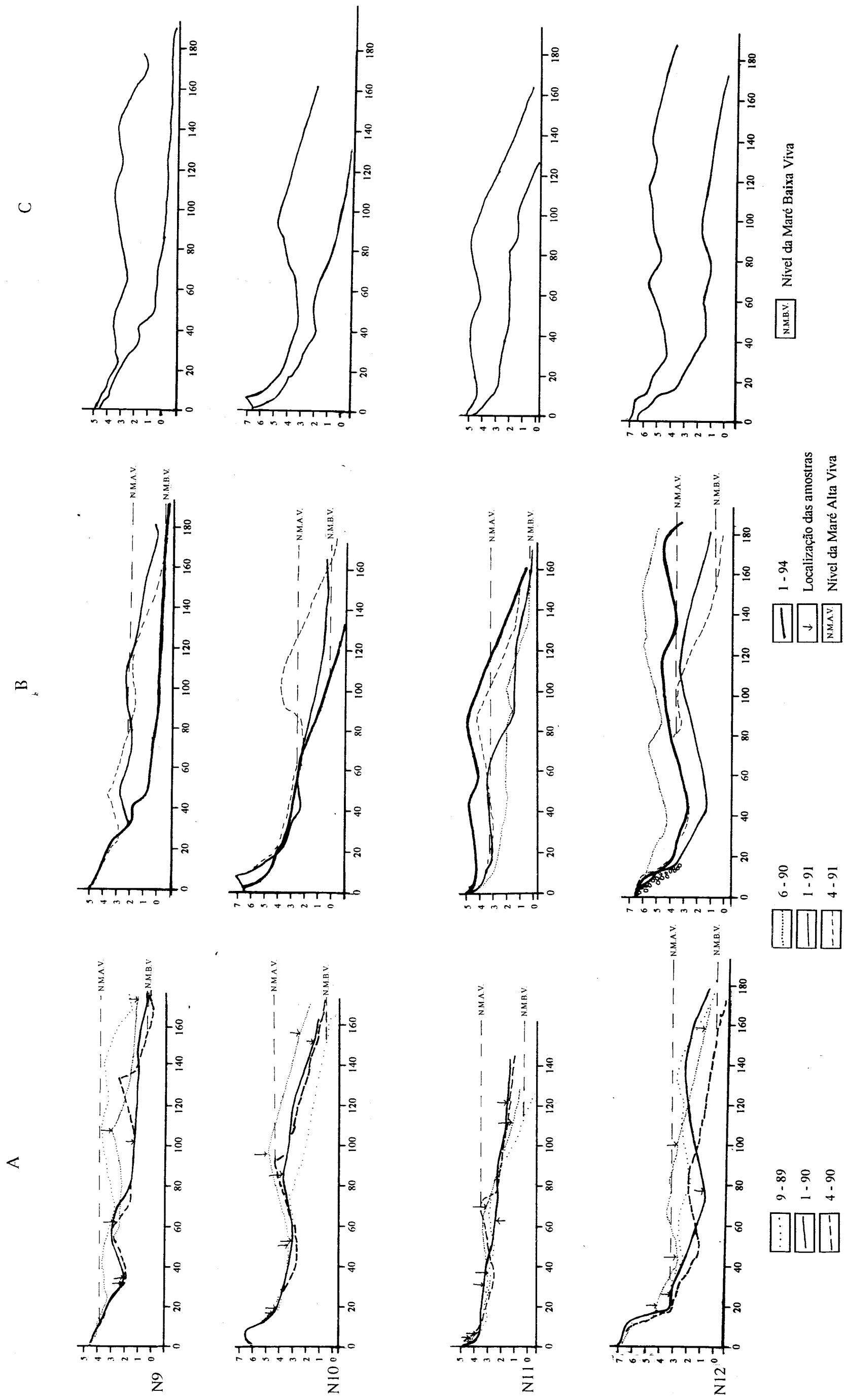
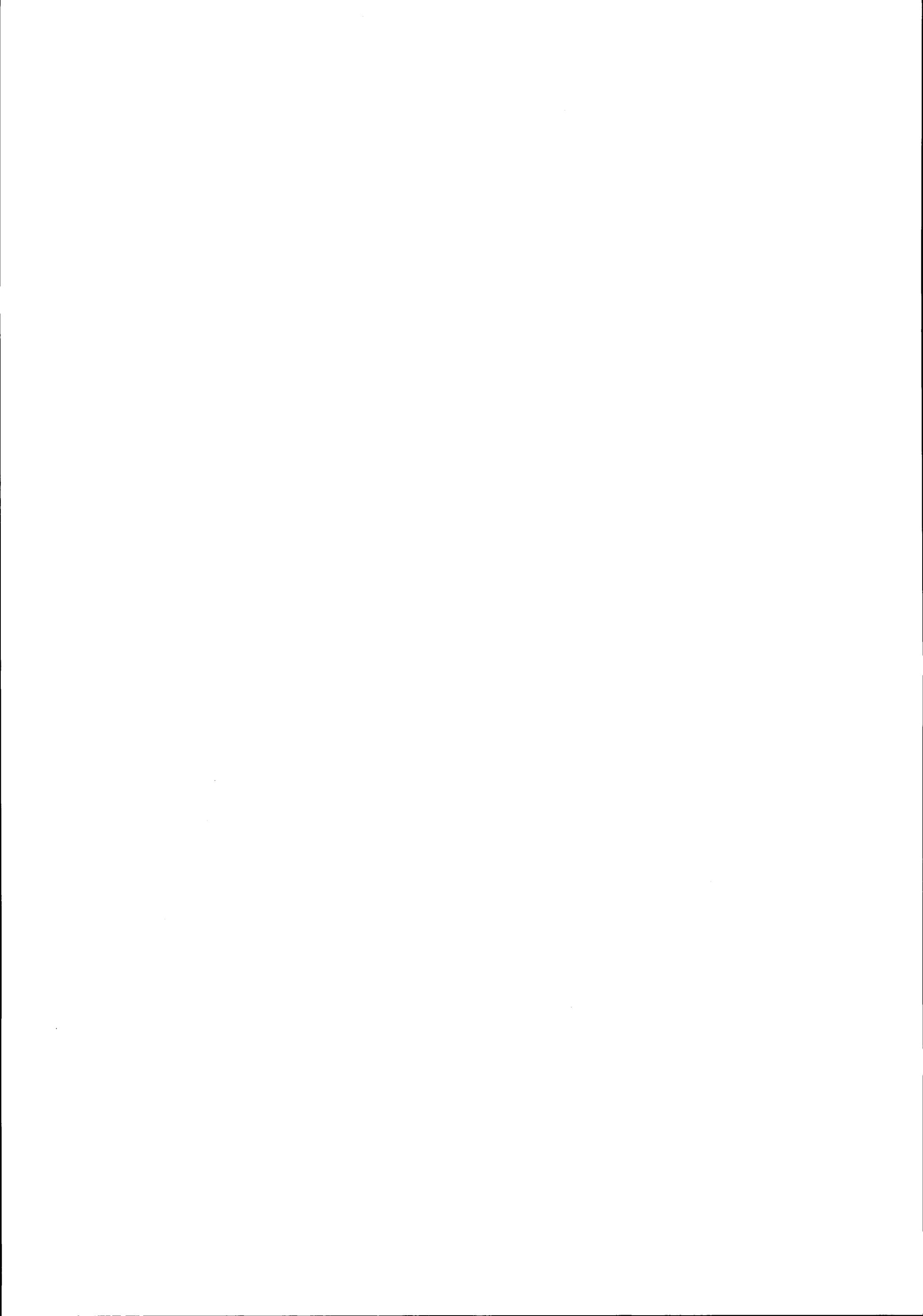


Figura II-38 - Perfis realizados na Praia da Foz entre; **A**- Setembro de 1989 e Junho de 1990, **B**- Janeiro de 1991 e Janeiro de 1994, **C**- posições extremas dos perfis realizados (envolventes máxima e mínima)



No Inverno, os extremos da praia baixa são formados por areias muito grosseiras (entre -1ϕ e 0ϕ); na parte central e nos sectores superiores predominam as areias grosseiras (0 e 1ϕ) e na crista da praia média, areias finas (1 e 2ϕ). No Verão, os sedimentos são mais homogéneos e mais finos; o sector baixo e parte da praia média têm areias grosseiras (0 a 1ϕ) que se distribuem uniformemente ao longo da praia e os corredores da praia média, areias médias (1 e 2ϕ).

No Inverno, os sedimentos são bem calibrados em toda a área, com excepção dos sectores de praia baixa e média situados nos extremos (onde são moderadamente calibrados e fracamente calibrados) e no corredor da praia média (Fig. II-37-C). No Verão, são moderadamente calibrados ($0,5$ a 1ϕ), mas, em N6, na crista da praia a calibração piora (1 a 2ϕ). Há maior homogeneidade dos sedimentos no Verão, mas um maior grau de selecção no Inverno, apesar da diversidade espacial registada.

A assimetria é positiva no Verão ($0,1\phi$) e muito positiva no Inverno ($0,7\phi$), indiciando um excesso da fracção grosseira relativamente ao diâmetro médio. Estes valores diferem dos obtidos por C. Cabral (1986) que indica sedimentos com assimetria positiva no Inverno ($0,16\phi$) e aproximadamente simétricos no Verão ($0,08\phi$). Os sedimentos com assimetria negativa (onde a fracção fina é abundante) localizam-se no topo da praia baixa de N6 e na área central da praia (N7); a restante área apresenta sedimentos aproximadamente simétricos e positivos, com exclusão do topo da praia baixa de N8, que revelou um excesso de fracção grosseira (Fig. II-37-D). No Verão, a homogeneidade é maior devido aos valores da média e do desvio padrão; os sedimentos têm, na maioria, assimetria positiva, embora os extremos da praia apresentem valores aproximadamente simétricos.

O valor da curtose é igual nas duas estações do ano ($1,08\phi$) e semelhante à determinada por C. Cabral (1986), mas a distribuição espacial varia (Fig. II-37-E) em função da permanência dos sedimentos grosseiros na praia, durante o Verão, dado o menor hidrodinamismo e da sua evacuação durante o Outono-Inverno. A distribuição espacial destes, mais a norte ou a sul, depende do clima de agitação marítima, que determina diferentes direcções na deriva de praia, acumulando ou removendo os sedimentos nas imediações dos esporões.

A Praia dos Salgados situa-se entre a desembocadura do rio Alcoa e as arribas da Serra de Mangues (Fig. II-40). Com cerca de 5,5 km de comprimento, é a mais extensa das praias da Nazaré e a única de forma aproximadamente rectilínea. O limite interior é feito por um cordão dunar muito regular, do qual a praia está dinamicamente dependente.

Ao longo da praia executaram-se 4 perfis de observação, entre Setembro de 1988 e Janeiro de 1994 (Fig. II-40). Nos extremos norte e sul (N9 e N12) a praia é mais larga, composta por todos os sectores e apresenta maior variação sazonal. Na área intermédia (N10 e N11) é mais regular e por vezes mais estreita, pois a praia alta nem sempre está presente e na maioria dos perfis a praia média termina na base da duna frontal, que forma a antepraia. Ao longo do ano, o conjunto da praia, apresenta um perfil modelado em vários patamares, recortados em crescentes. O sector da praia baixa é estreito e aumenta de declive (de 2° para cerca de 10°) a sul (Fig. II-41), mas a norte, nas imediações do molhe do rio Alcoa, observam-se, com regularidade, na preiamar de águas vivas, pequenos sulcos pré-litorais ou caneiros e parte das cristas adjacentes, correspondentes à zona de rebentação no Verão e no Outono. A praia submarina (Fig. II-1) é estreita (cerca de 950 m da praia à isóbata de 20 m), embora um pouco mais larga na zona média da praia; apresenta declive médio mais suave do que a praia baixa (3° na zona de rebentação até aos 10 m e 1° até aos 20 m). A face da praia estabelece a ligação à praia média, de extensão e declive muito variáveis no tempo e no espaço, de acordo com a altura e direcção da ondulação; é o sector mais extenso, modelado em 1 ou 2 patamares com corredores e cristas, que chegam a atingir mais de 1 m de altura e cujo número depende das características da maré e da ondulação. Na área central da praia, passa-se bruscamente da praia média à antepraia, formada pela duna entalhada pelo mar, como se observa em N10 e N11 (Fig. II-41). A praia alta, presente apenas em N9 e N12, está separada do último corredor da praia média por crescentes, de forma semi-circular. Em situações de temporal e preiamar de águas vivas, os corredores, deprimidos, recebem a corrente de afluxo que transpõe com facilidade os crescentes, canalizando-a para as zonas de maior declive e mais baixas. Gera-se assim, uma corrente paralela à praia, que exerce sobre a berma ou as dunas contíguas, um trabalho de sapa e origina uma micro-arriba, de declive muito acentuado. Esta corrente infiltra-se ou escoia-se pelas

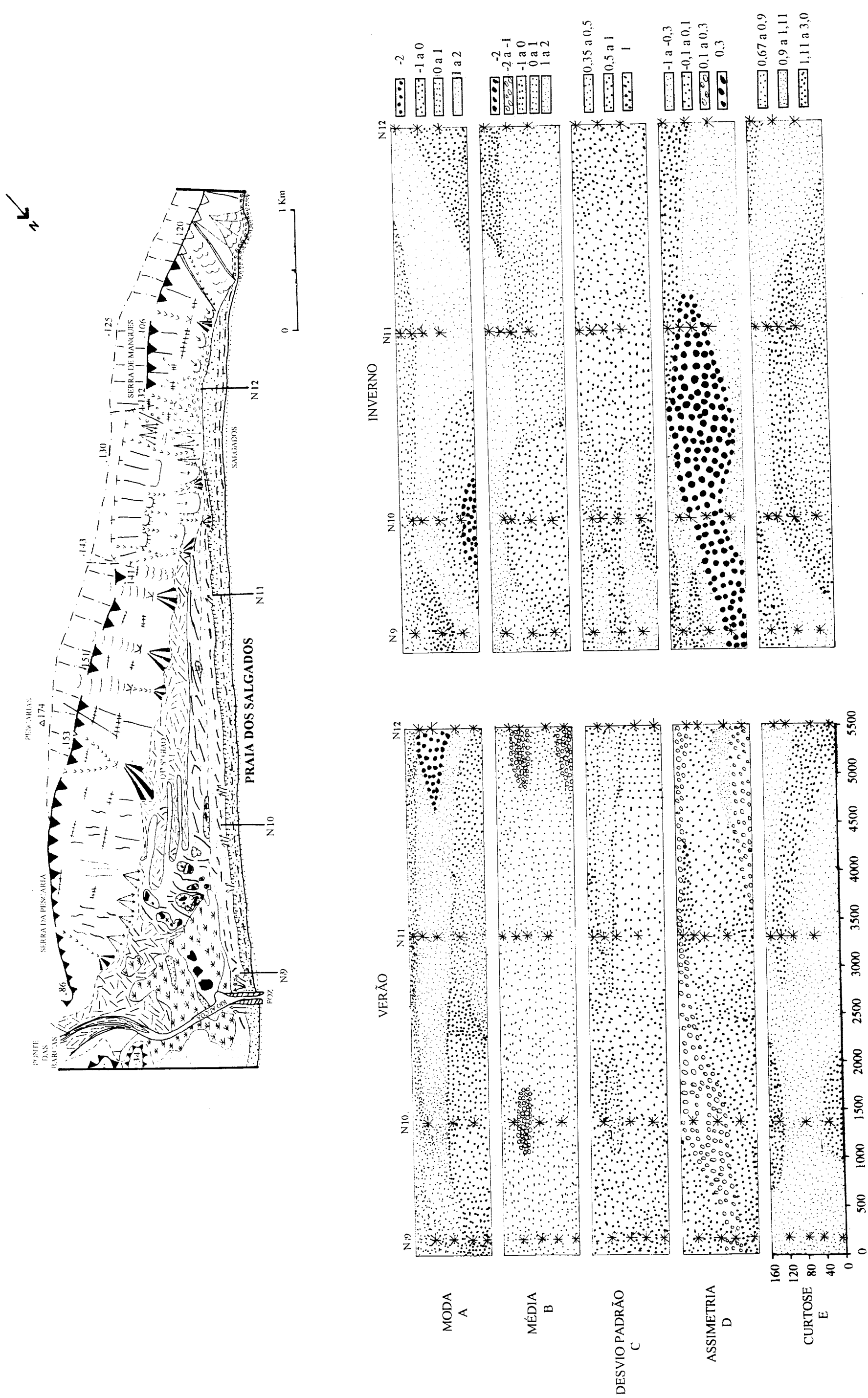
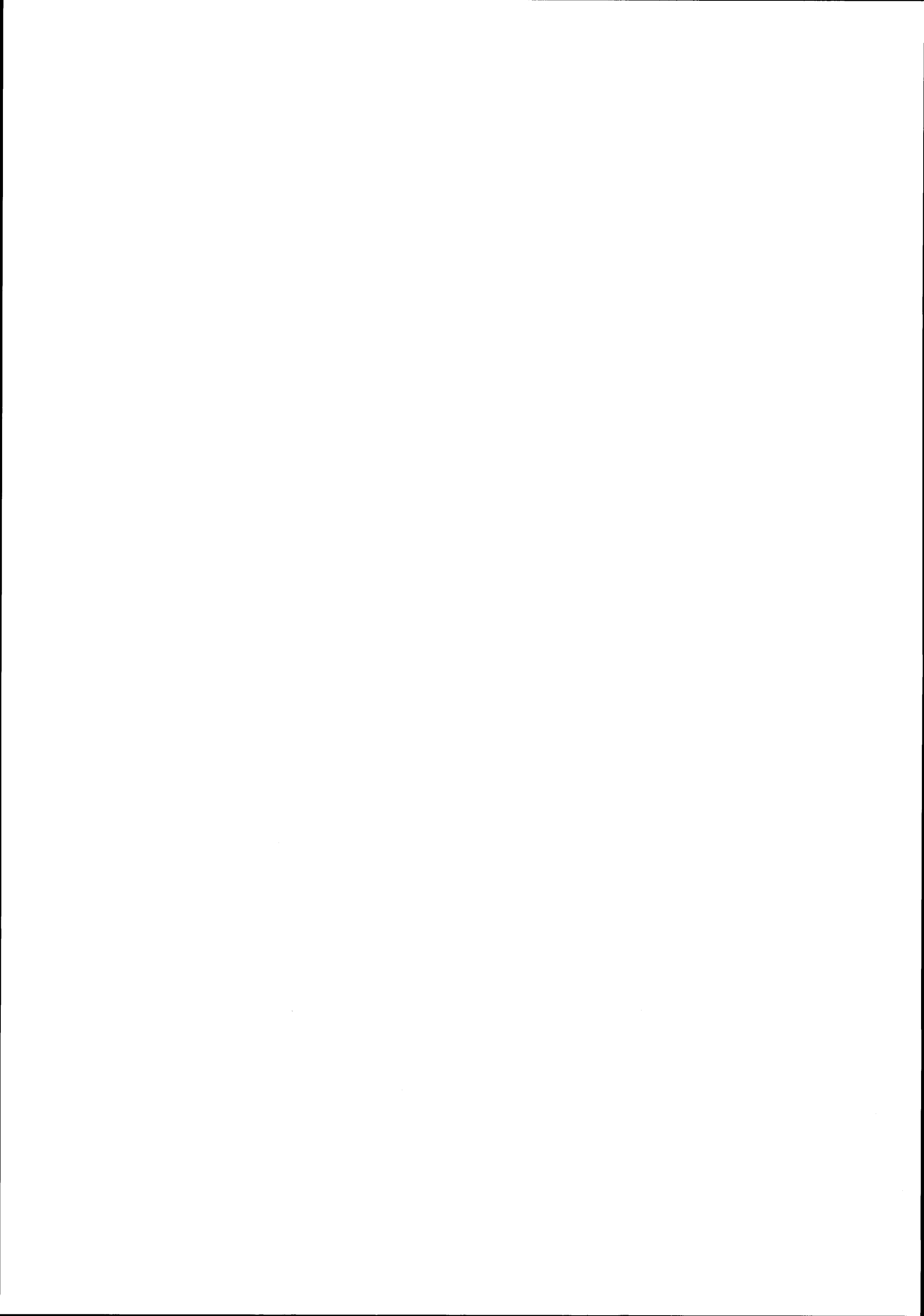


Figura II-40 - Esboço geomorfológico da Praia dos Salgados e parâmetros granulométricos dos sedimentos da praia
(valores dos parâmetros em ϕ , *localização das amostras)



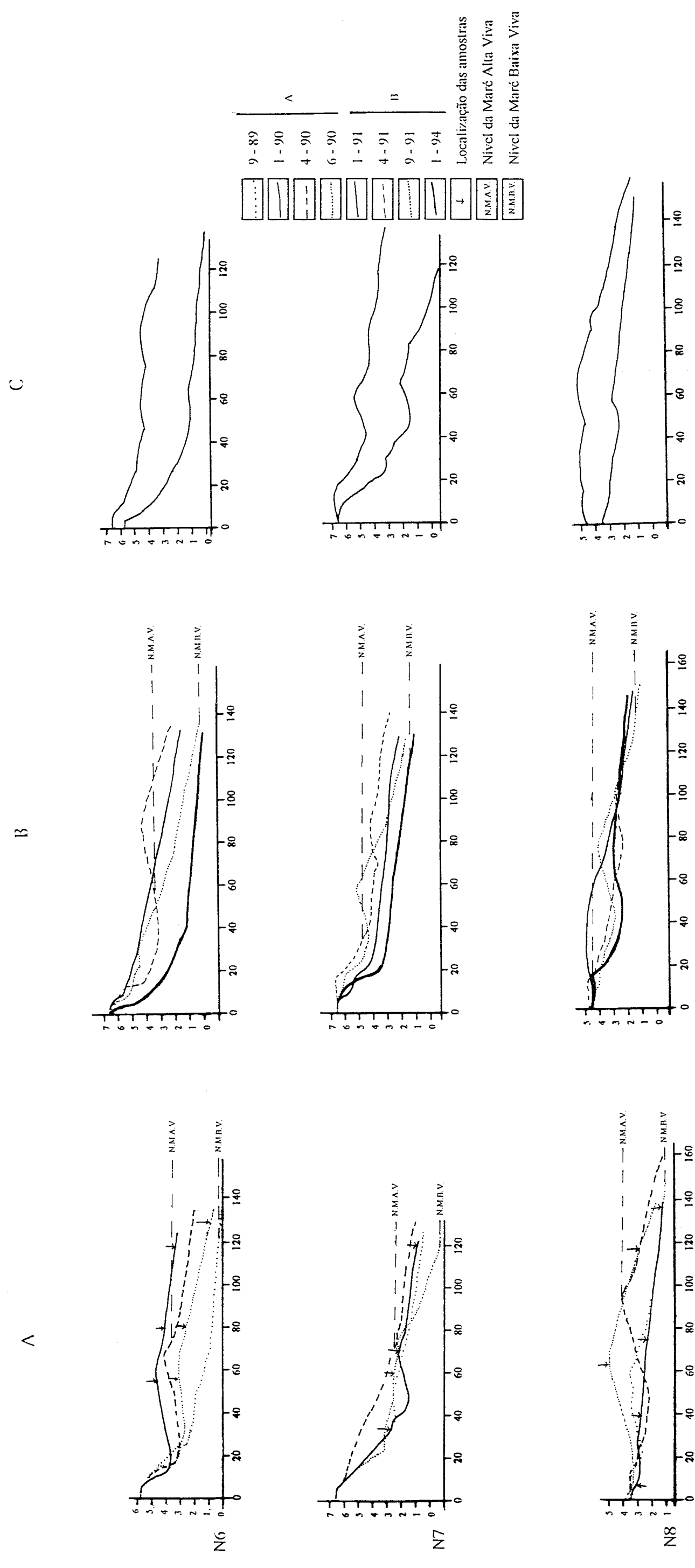
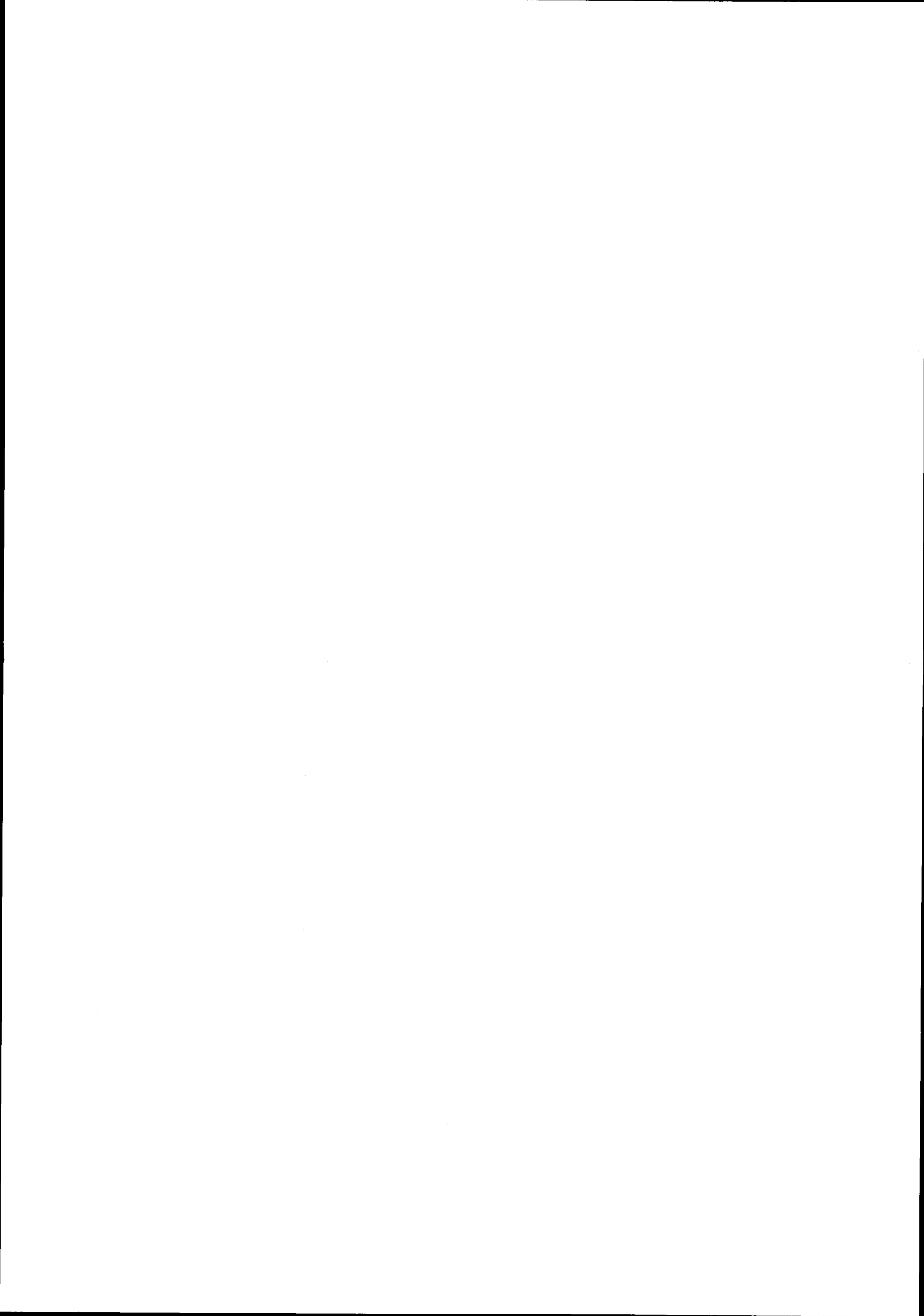


Figura II-41 - Perfis realizados na Praia dos Salgados entre; **A**- Setembro de 1989 e Junho de 1990, **B**- Janeiro de 1991 e Janeiro de 1994, **C**- posições extremas dos perfis realizados (envolventes máxima e mínima)



áreas mais baixas, normalmente situadas entre as pontas dos crescentes, formando uma corrente de refluxo, atenuada, mas que arrasta, ainda, grande quantidade de sedimentos finos. Só a sul, no perfil N12 (Fig. II-41), se pode observar a presença de um degrau ou berma, estreita e ligeiramente inclinada para o mar, encostada a uma arriba formadas por blocos boleados e imbricados¹. No Verão, como a amplitude das marés é menor, a berma e os crescentes são colonizados por vegetação e modelados pelo vento em pequenas dunas de obstáculo ou nebkas.

Os sedimentos da Praia dos Salgados são, em média, constituídos de 87% de areias, 8% de areão, 5% de balastros e 0,1% de siltes e argilas. No Verão, as fracções texturais mais grosseiras (areão e balastro) diminuem 2 a 3%. C. Cabral (1986) refere 9% de balastros, sendo a percentagem de Inverno superior à de Verão (14,6% e 3,6%). A praia alta apresenta maior homogeneidade ao longo do ano (Fig. II- 42), embora os sedimentos sejam ligeiramente mais grosseiros no Inverno (2% de areão e balastro) e se concentrem na crista da praia média (12% de cascalhos e 15% de areão). Na praia baixa, a fracção arenosa ronda os 80% nas duas estações, mas no Inverno a percentagem do cascalho duplica; a área correspondente a N10, continua a ser o local onde as fracções grosseiras são mais elevadas;; 24% da amostra total, repartindo-se os 76% restantes, igualmente pelas duas classes mais grosseiras.

A moda principal é de 1 ϕ ; 68% das amostras de Inverno são unimodais, 20% são bimodais e com moda secundária entre -0,25 e 1,25 ϕ , 6% das amostras são trimodais ou tetramodais. Nas plurimodais, uma das modas secundárias tem valor de -1,75 ϕ , reflexo da elevada percentagem de cascalho. No Verão, os sedimentos unimodais representam 60%; os restantes possuem, em igual número, duas ou três modas, situadas entre -1,25 e 1,25 ϕ . No Inverno, a praia alta apresenta, a sul (Fig. II-40-A), sedimentos com moda mais grosseira; a norte verifica-se o inverso, a moda torna-se mais fina da praia baixa para a alta; na área central dominam as fracções cascalhentas (-2,25 ϕ na praia baixa de N10). A crista da praia apresenta moda mais fina, separada por modas mais grosseiras no corredor da praia média e na praia baixa de N11. No Verão, a moda principal é mais grosseira a norte (-1 e 1 ϕ), devido aos valores da praia média (entre 1 e 2 ϕ), embora no corredor predomine o cascalho.

¹- estes blocos devem corresponder à plataforma de acumulação de uma paleo-arriba, tal como referimos no Capítulo 2, em 2.2.1.

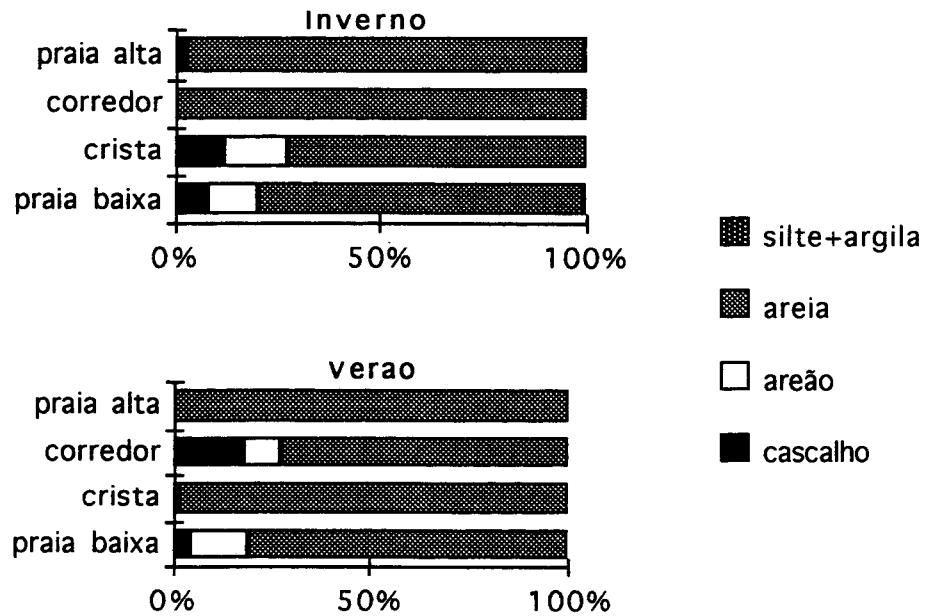


Figura II-42 - Distribuição das fracções texturais dos sedimentos da Praia dos Salgados, no Inverno e no Verão de 1990

A média granulométrica indica areias muito grosseiras (0,23 ϕ no Inverno e 0,83 ϕ no Verão). C. Cabral (1986) refere um valor médio inferior (-0,35 no Inverno e 0,18 ϕ no Verão). No Inverno (Fig. II- 40-B), a praia baixa e alguns sectores da crista da praia média, da secção norte e da praia alta da extremidade sul, são muito grosseiras (<-1 ϕ); a restante superfície é grosseira (0 a 1 ϕ) e passa, progressivamente, a areia média (1 a 2 ϕ) para o topo da praia. No Verão, os valores variam de 0 e 1 ϕ , com excepção do corredor da praia média em N10 e N12 e, da praia baixa deste último, que têm médias correspondentes à classe do areão. O facto da praia alta apresentar no Inverno sedimentos mais finos, resulta da mobilização destes pela corrente de refluxo que atinge a praia alta e da selecção feita pelo vento durante o Verão, transportando para as dunas os materiais mais finos.

Os sedimentos são moderadamente calibrados, com valores médios de desvio padrão idênticos nas duas estações (0,87 ϕ no Inverno e 0,96 ϕ no Verão), à semelhança do verificado por C. Cabral (1986). Os sedimentos mais grosseiros, que se concentravam no Inverno nas amostras de N10, são os pior calibrados, enquanto os mais finos, concentrados na praia alta, são melhor calibrados (Fig. II-40-C). Esta tendência manifesta-se no Verão para os mesmos

locais, mas, para sul, deixa de haver relação entre a calibração dos sedimentos e a dimensão das partículas, verificando-se a ocorrência de uma lentícula fracamente calibrada, nas imediações da crista da praia média.

No Inverno, a assimetria é muito positiva na praia baixa e positiva ou negativa, na praia alta, denunciando um aumento da fracção fina, relativamente ao diâmetro médio (Fig. II-40-D). Para sul, os sedimentos são mais homogéneos da praia baixa para a alta (assimetria positiva e aproximadamente simétricos). No Verão, a maioria das amostras são simétricas e positivas, com excepção do corredor da praia média de N10 e N11, que apresenta excesso de fracção fina e grosseira, resultante da polimodalidade. Na generalidade, os valores da assimetria aumentam para sul, devido ao aumento crescente da fracção grosseira.

A curtose é constante ao longo do ano; os sedimentos apresentam curvas mesocúrticas (1ϕ). No Inverno (Fig.II-40-E), os sedimentos colhidos na área central da praia apresentam, curvas platicúrticas, que passam a leptocúrticas e a mesocúrticas (curvas com distribuição normal), na praia alta. No Verão a distribuição é normal. As curvas muito leptocúrticas dizem respeito a sedimentos da praia baixa de N10, do corredor de N11 e da praia baixa e média de N12. Curvas platicúrticas só foram detectadas no corredor da praia média de N10.

A média e o desvio padrão, revelaram-se os melhores indicadores das características dos sedimentos destas praias. O cruzamento destes dois parâmetros mostrou predomínio de fraca calibragem e areias grosseiras (Fig.II-43), provavelmente resultantes do elevado

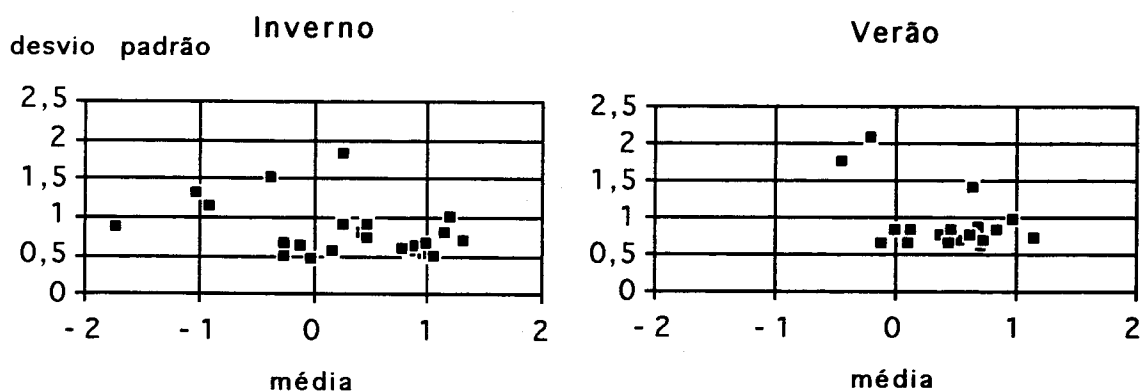


Figura II-43 - Correlação entre a média e o desvio padrão nos sedimentos do sistema de praia-duna, na Nazaré

hidrodinamismo que aí se faz sentir. **Folk e Ward (1957)** e **C. King (1975)** referem que a calibragem piora, à medida que os sedimentos se tornam grosseiros. Mas esta relação entre a dimensão das partículas e a calibragem nem sempre se aplica a estas duas praias da Nazaré, pois as areias muito grosseiras a grosseiras são moderadamente calibradas e bem ou fracamente calibradas no Inverno. É provável que esta variação resulte do facto destes sedimentos terem sido sujeitos a tempos e condições de transporte diferenciados e remexidos, o que é reforçado pela existência de várias modas e pela intervenção antrópica registada.

A correlação entre a média e o desvio padrão, determinados pelo método gráfico (**G. Friedman 1967**), indicou ambiente marinho apenas para 25% das amostras de Inverno e características fluviais para todas as de Verão (Fig. II-44). É provável que a maioria dos sedimentos da praia resulte do remeximento dos sedimentos do antigo leito do rio, provocado pelas obras. No entanto, os sedimentos podem ser provenientes de norte, onde existe maior contributo fluvial (rios Lis e Mondego) e terem sido transportados pela deriva litoral.

Cerca de 50% das amostras tem distribuição simétrica (0,09 ϕ), 45% têm assimetria positiva (0,1 a 0,3 ϕ) e as restantes negativa (-0,3 a -0,1 ϕ). A Praia da Foz (N6 a N8) apresenta, no Verão e no Inverno, valores uniformes, com 60-40% de amostras aproximadamente simétricas e positivas (Fig. II-45). A Praia dos Salgados (N9 a N12), com valores mais heterogéneos, foi a única que, no Verão e no Inverno, registou assimetria negativa em 7% das amostras (excesso de fracção fina) e positiva em 7 e 27% respectivamente. Estes valores extremos estão relacionados, no primeiro caso, com a extensão da praia alta e a proximidade da duna, no segundo, com a lavagem exercida pela ondulação, sobre os sedimentos da faixa entre marés.

A correlação entre a assimetria e a média (Fig. II-46) é mais nítida no Inverno. Nesta estação há predomínio de curvas com distribuição aproximadamente simétrica e positiva

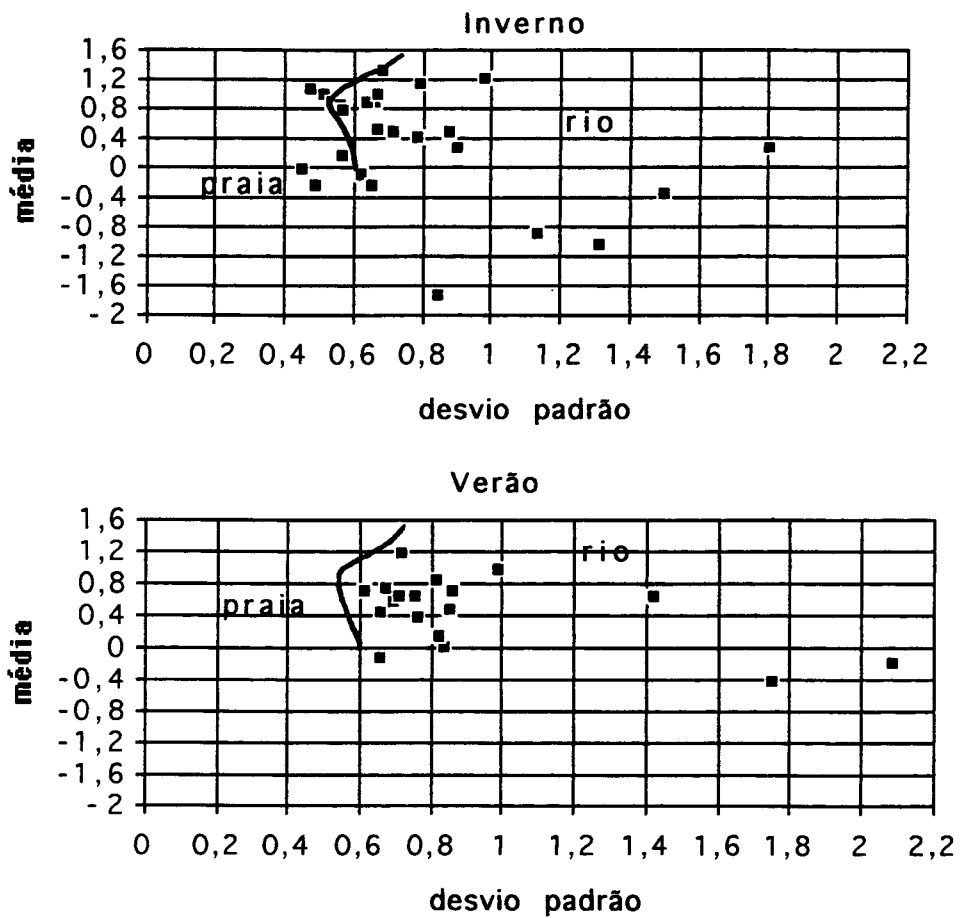


Figura II-44 - Correlação entre a média e o desvio padrão nos sedimentos do sistema praia-duna, da Nazaré (método gráfico, G. Friedman, 1967)

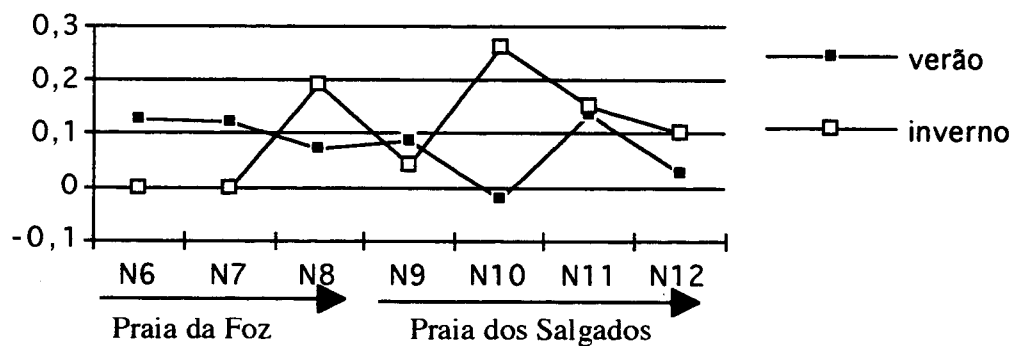


Figura II-45 - Variação da assimetria, nos sedimentos da amostra média de cada perfil no sistema praia-duna, da Nazaré (as setas limitam as Praias)

nos sedimentos muito grosseiros e grosseiros. Deste conjunto destacam-se algumas amostras com assimetria muito negativa (correspondente a um excesso de fracção fina) e média grosseira. Estes valores podem resultar de sedimentos polimodais, provavelmente oriundos de outros ambientes sedimentares, da intensa lavagem a que os materiais estão sujeitos na zona entre-marés, ou da eficaz acção dos ventos na selecção dos sedimentos existentes nos primeiros sectores, onde o tempo de emersão é maior. No Inverno, os valores positivos e muito positivos

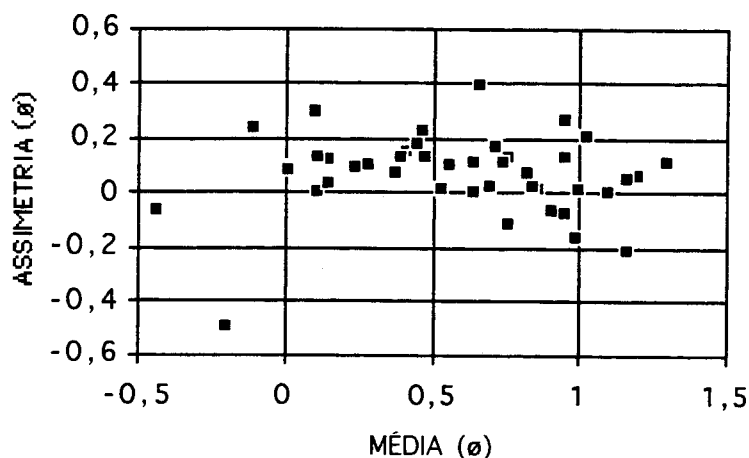


Figura II-46 - Correlação entre a média e a assimetria nos sedimentos do sistema praia-duna, da Nazaré (método gráfico, G. Friedman, 1967)

distribuem-se pelas fracções mais grosseiras, pois as partículas mais finas, nos sectores inferiores, estão sujeitas a movimento contínuo que dificulta a deposição (G. Friedman 1967 e 1979). Os resultados obtidos estão de acordo com o verificado pela maioria dos autores que indicam, para as praias, assimetria negativa, resultante da escassez de elementos finos em ambientes de alta energia.

A correlação entre a assimetria e a média calculada pelo método dos momentos pode, segundo G. Friedman (1961), ser usada para distinguir as areias de praia das de duna. Os sedimentos da Nazaré formam uma mancha que se dispersa no ambiente de praia, apesar de muito grosseiros (Fig.II-47). De salientar que, no Inverno, algumas das amostras da praia alta se

aproximam do ambiente de duna, em consequência do desmantelamento e evacuação dos sedimentos da frente da duna, pela ondulação de tempestade.

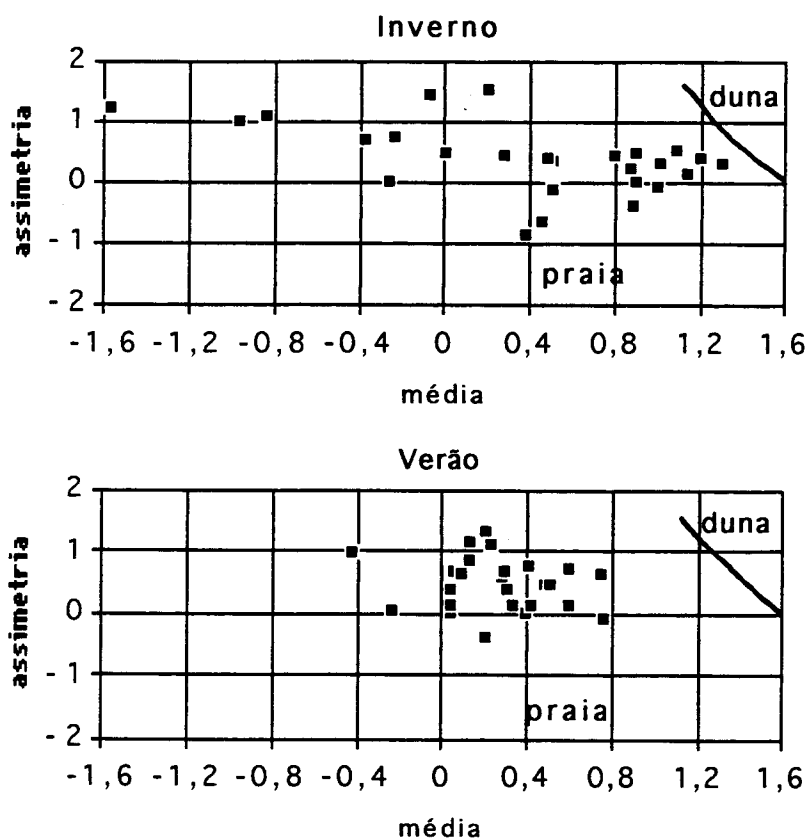


Figura II-47 - Correlação entre a assimetria e a média dos sedimentos no sistema praia - duna da Nazaré (método dos momentos, G. Friedman, 1961)

A correlação entre a assimetria e o desvio padrão, determinados pelo método gráfico, foi também utilizada por G. Friedman (1967) para separar as areias de praia das areias fluviais. A totalidade das amostras de Verão e cerca de 90% das de Inverno, apresentam características fluviais e não de praia (Fig. II-48), o que confirma os resultados obtidos na correlação entre a média e o desvio padrão (Fig. II-43).

A curtose gráfica varia entre 1,09 ϕ no Inverno e 1,02 ϕ no Verão. A percentagem de amostras com distribuição normal e muito leptocúrtica é um pouco superior no Inverno (mais 7% do que no Verão) e 9% das amostras revelaram-se muito platicúrticas nas duas estações. De

N6 a N8, os valores são mais baixos no Inverno; para sul, há um comportamento inverso e os valores mais altos ocorrem no Verão (N8, N9 e N12). A maior amplitude foi observada em N9

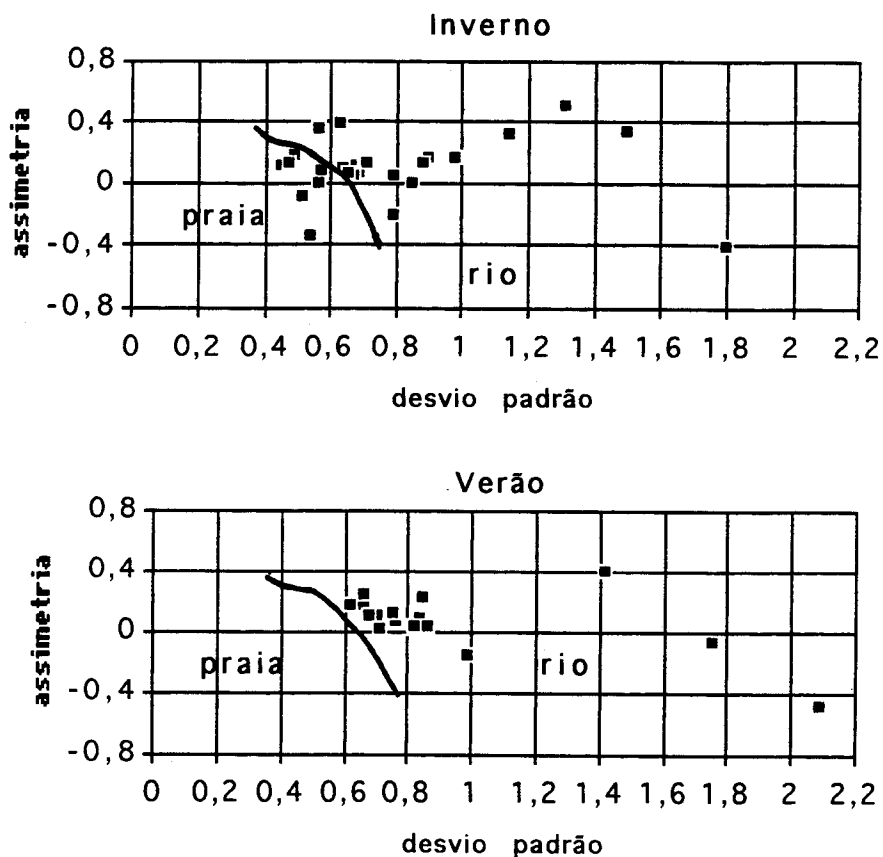


Figura II-48 - Variação dos valores da assimetria e do desvio padrão dos sedimentos no sistema praia-duna da Nazaré (método gráfico **G. Friedman** 1967)

(localizado a sul do molhe do rio Alcoa), cuja média indica curvas no limite entre platicúrticas e mesocúrticas no Inverno, e leptocúrticas no Verão.

A correlação entre a curtose e a assimetria calculadas pelo método dos momentos e estabelecida por **W. Koldijk** (1968) para distinguir as areias de rio das de praia, foi a que forneceu melhores resultados (Fig. II-49). Mesmo assim, só cerca de 9% das amostras de Inverno e 17% das de Verão estão incluídas no ambiente de praia. As restantes pertencem ao domínio fluvial. Esta correlação parece, um pouco, mais eficaz do que a referida por **G. Friedman** (1968) utilizando valores calculados pelo método gráfico, onde apenas 10% das amostras pertenciam ao domínio de praia. Os valores dos parâmetros analisados, com exceção

da curtose, afastam-se dos obtidos por (Folk & Ward, 1957; Mason & Folk, 1958; P. Komar, 1979; A. Heward, 1981) para sedimentos de praia. A média é muito mais grosseira,

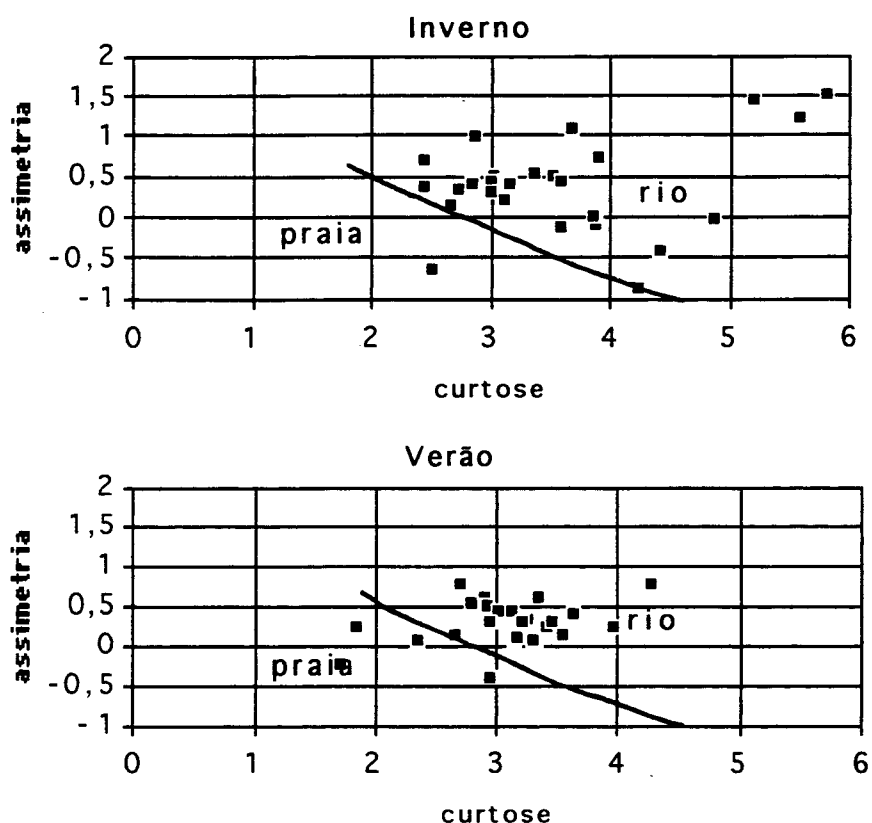


Figura II-49 - Correlação entre a assimetria e a curtose dos sedimentos do sistema praia-duna, na praia da Nazaré (método dos momentos, Koldigk, 1968)

a calibragem menor e a assimetria mais positiva, de acordo com o peso da fracção grosseira detectada, indicando nível energético superior ao referido pelos citados autores.

A análise das curvas de distribuição de cada sector da praia, embora construídas com intervalos de $0,5\phi$ e não $0,25\phi$ como recomenda o autor, permitiu algumas conclusões. Na praia baixa predomina uma subpopulação de tracção ou de rolamento (Fig. II-50-A), na generalidade mal calibrada, que ocorre em cerca de 90% das amostras de Inverno e 70-80% das de Verão, em diâmetros de $-0,5$ e $1,5\phi$. A subpopulação de saltação é diminuta; 5% da amostra e inicia-se de 0 a $1,5\phi$. No Verão, o transporte por saltação pode afectar 30-80% dos sedimentos, ou até mais. As duas subpopulações de saltação (A e A') correspondentes à

deposição provocada pela corrente de fluxo e de refluxo, características da faixa entre-marés, não foram identificadas.

A suspensão só se individualizou a norte da Praia dos Salgados, nas amostras de Inverno (N9-N11), mobilizando apenas 0,5-1% dos sedimentos com dimensão superior a 3ϕ . Na crista e no corredor (Fig. II-50-B) da praia média, no Inverno, ao contrário do Verão, a percentagem dos sedimentos transportados por tracção aumenta de norte para sul. Identificou-se apenas uma subpopulação de saltação, nos diâmetros entre 1 - $1,5\phi$. A subpopulação de suspensão, muito reduzida, só se observou em duas amostras de Inverno (N 9 e N11) e de Verão (N9 e N10), afectando entre 0,05 a 0,01% da distribuição com tamanho superior a 3ϕ . Não se verificou grande alteração na distribuição das populações da crista e do corredor, relativamente aos perfis onde estas formas não foram observadas. As amostras da praia alta (Fig. II-51) demonstram, ainda, o predomínio do transporte por tracção, que corresponde a 3% na Praia da Foz, no Inverno, e 70% durante o Verão; cerca de 70% na praia dos Salgados, para partículas com 0- 1ϕ de diâmetro, no Inverno, e 80% no Verão em tamanhos entre 1- $1,5\phi$.

Na Praia da Foz predomina a população de saltação que afecta cerca de 95% da amostra e duas subpopulações A e A' características das correntes de afluxo e refluxo, no perfil N8. A suspensão ocorre, no Verão, no extremo sul da Foz e dos Salgados, sem afectar, em qualquer dos casos mais do que 1% dos sedimentos, com dimensões superiores a 3ϕ . O predomínio da população de tracção acentua o alto nível energético já verificado pela correlação entre os parâmetros granulométricos. No entanto, à medida que nos afastamos do mar (da praia baixa para a alta), o ponto de truncatura desloca-se ligeiramente no sentido das partículas mais grosseiras, depositadas pelas marés vivas equinociais e pelas ondas de tempestade.

Nas fracções entre 1 e 2ϕ as areias são essencialmente siliciosas. O quartzo constitui cerca de 90% das areias, das quais 70 a 75% são formadas por grãos de quartzo hialino, com superfície límpida e muito brilhante, bem rolados a sub-rolados. Muitos deste grãos bem rolados apresentam vestígios de picotado eólico, embora atenuado. Os restantes (20 a 15%) são formados por quartzo, também hialino, mas com superfície irregular, brilhante e límpida, menos rolados, muitas vezes angulosos a sub-rolados. Verificou-se ainda a existência de pequena percentagem (cerca de 2%) de grãos de quartzo róseo, brilhante e bem rolado.

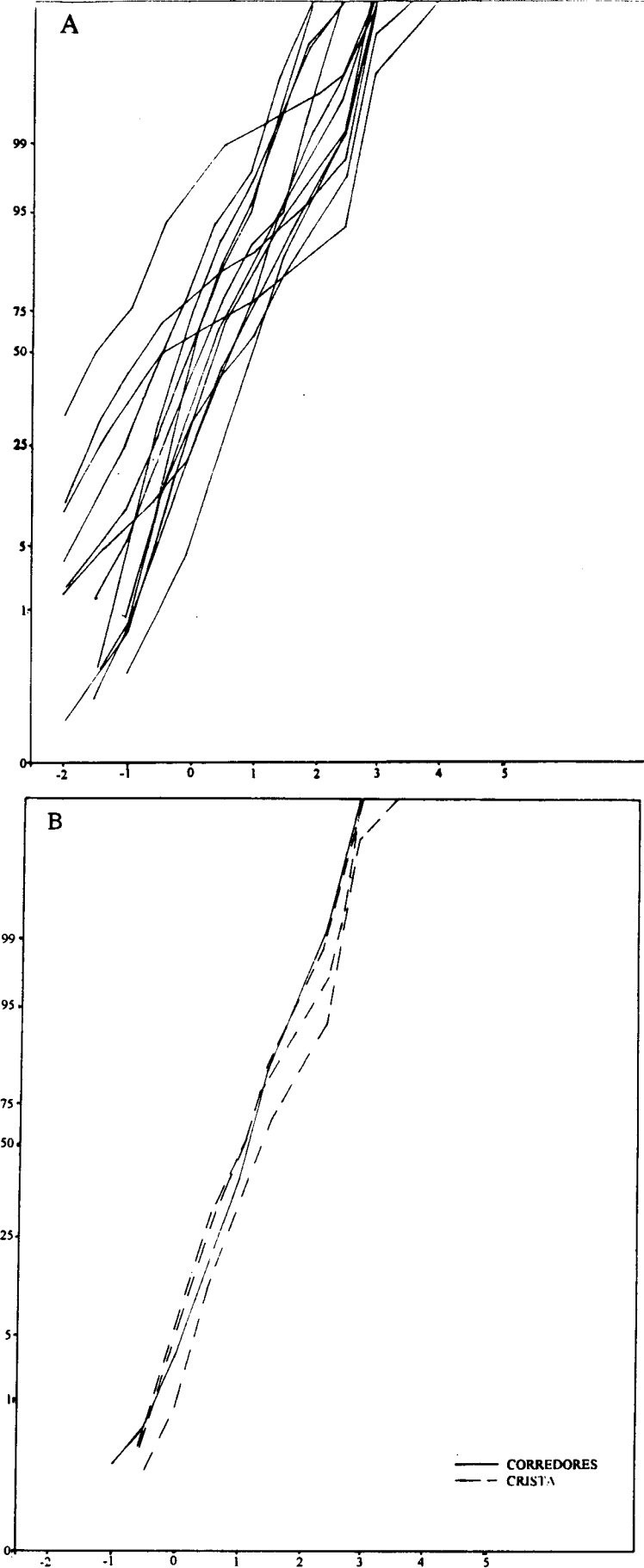


Figura II-50 - Curvas de distribuição granulométricas dos sedimentos das Praias da Nazaré (A- sector de praia baixa B- corredor e crista da praia média)

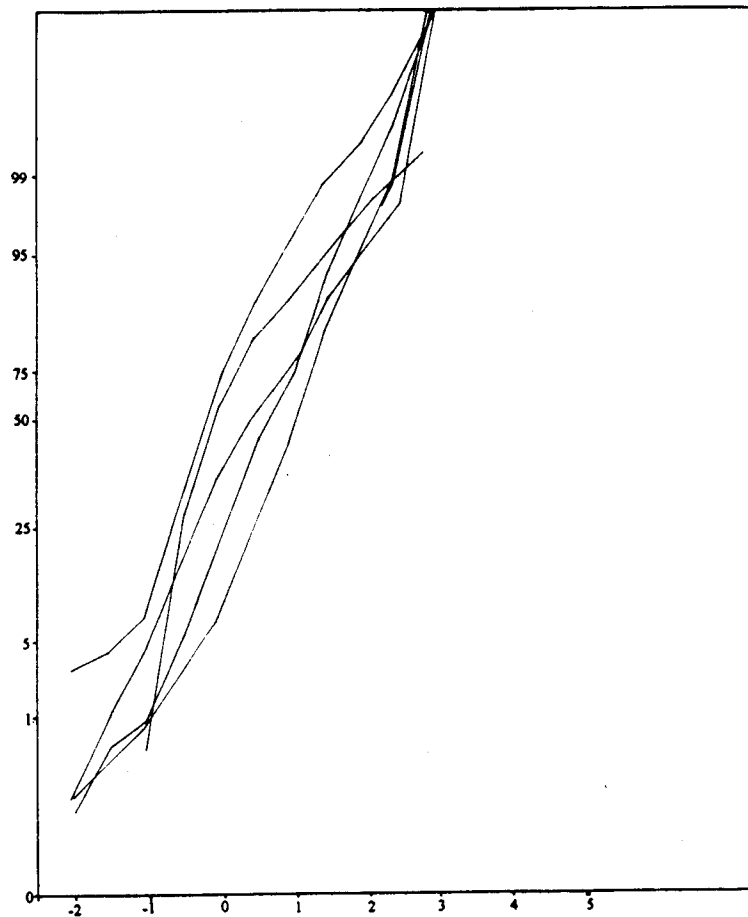


Figura II-51 - Curvas de distribuição granulométrica dos sedimentos das Praias da Nazaré (sectores de praia alta)

Os grãos carbonatados (7 a 7,5% em média) são constituídos, na maioria, por bioclastos (cerca de 7%), com aspecto brilhante a baço, sub-rolados e angulosos; alguns exibem ainda os pormenores de ornamentação das conchas, outros encontram-se mais desgastados, rolados a sub-rolados e parecem ter sido sujeitos a um transporte mais longo. A percentagem destes grãos aumenta para sul e, com excepção de N12, é mais elevada no Verão. Encontraram-se ainda alguns clastos de arenito, com cimento carbonatado, rolados a sub-rolados, de superfície rugosa e baços, que não ultrapassam os 0,5%, e se localizam, preferencialmente, nos Salgados. A mica é rara (menos de 1%), tem distribuição muito irregular e restringe-se aos sectores de

praia baixa e a algumas cristas; chega a atingir 7 e 8% nas amostras colhidas a cota mais baixa em N9, a sul da desembocadura do rio Alcoa, onde a mica, oriunda das formações da bacia vertente e transportada pelo rio Alcoa, possivelmente, fica retida.

Os diferentes graus de rolamento e brilho exibidos pelos grãos de quartzo, sugerem a presença de dois conjuntos diferentes; um, mais abundante, com maior rolamento, amarelado e com impregnações de óxido de ferro na superfície, indica uma fonte de alimentação distante, com transporte longo, talvez da plataforma continental onde a sua presença foi assinalada (Dias & all., 1980), ou retomado de outros depósitos, continentais ou marinhos; o outro, formado por grãos mais angulosos e irregulares, de aspecto mais imaturo, deverá ser proveniente de uma fonte de alimentação mais próxima, provavelmente das arribas detríticas do Cretácico e dos depósitos Miocénicos e Pliocénicos, abundantes no interior da depressão diapírica. A este último conjunto devem ainda pertencer os clastos de arenito, provenientes do desmantelamento das arribas do Cretácico e do Jurássico.

2.2.1.2 - Evolução do sistema; variação sazonal e balanço sedimentar das praias da Nazaré

Os perfis construídos na Praia da Foz entre Março de 1989 e Janeiro de 1994, evidenciam erosão generalizada e crescente para norte; cerca de 300 m³ em N6, 190 m³ em N7 e 70 m³ em N8 (Fig. II-52). A variação da altura, acompanhada de forte recuo da antepraia, foi igualmente superior a norte (Fig. II-38-C), como se observa pela posição das envolventes superior inferior de cada perfil. A duna frontal, quando é atingida pelas correntes de ondulação ou pela corrente de refluxo canalizada nos corredores da praia média pelas marés vivas ou de tempestade, funciona como uma micro-arriba muito vulnerável ao trabalho de sapa, que recua paralelamente a si própria. Em N6, registou-se um recessão da antepraia de 13-14 m em 5 anos; 6,5 m de Março a Setembro de 1989, 1,2 m até Janeiro de 1990 e 5,8 m em Janeiro de 1994 (Fig. II-38 A e B), o que equivale a uma taxa de erosão de cerca de 2,7 m\ano. Mais a sul, em N7, a taxa de erosão foi inferior, cerca de 1,9 m\ano, com um ritmo de evolução semelhante;

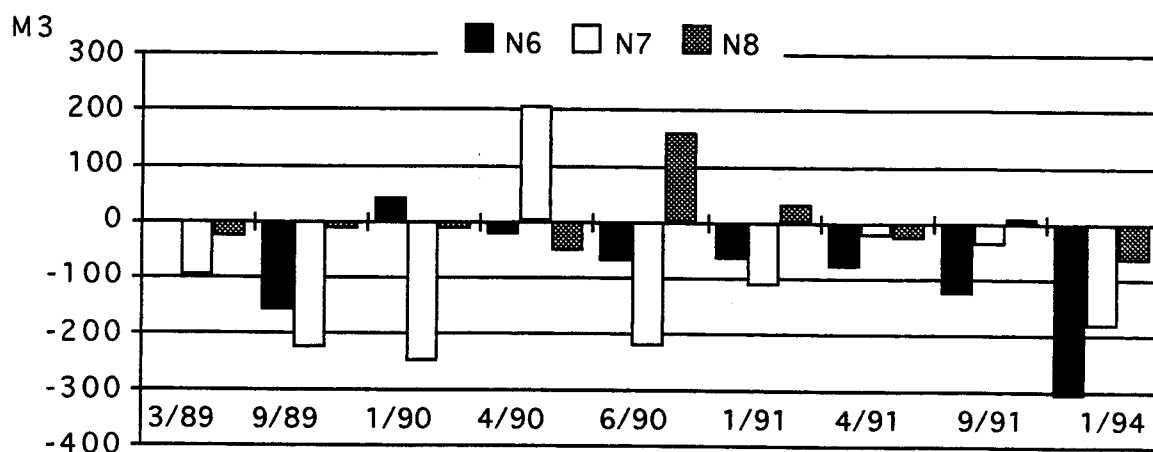


Figura II-52 - Balanço sedimentar registado na Praia da Foz, de Setembro de 1988 a Janeiro de 1994

não se observou retrocesso significativo em N8. A erosão da antepraia foi acompanhada de uma ablação generalizada que determinou um balanço sedimentar negativo muito mais acentuado a norte, como se verifica na Figura II-52.

Para toda a praia, a maior diminuição do volume verificou-se em Março de 1989, com uma perda de -250 m³ em N6, onde ocorreu em simultâneo um forte recuo da antepraia (Figs. II-38-A e 53). A forma da praia média e alta (presente só a sul) manteve-se, embora a praia baixa tenha sofrido um aumento de declive em N7. Estas alterações resultaram da acção de ventos moderados e cruzados dos quadrantes de N, NE, E e S, acompanhados de ondulação de NW com 2-4 m de altura, desencadeadora de uma forte corrente que arrastou grande volume de sedimentos para o largo. De Setembro a Janeiro seguinte, o défice foi anulado e registou-se uma acumulação de mais de 200 m³ de sedimentos em N6. A morfologia alterou-se e reapareceram, a norte e ao centro, perfis modelados em crista e corredor. Para sul (N8) houve alguma erosão, resultante da inversão do sentido da deriva de praia, que se dirigiu para norte, pela acção dos ventos fortes e moderados de SE e W que modificaram a direcção da ondulação proveniente de NW e W, com alturas entre 3 e 6 m. Em Abril de 1990, a movimentação geral

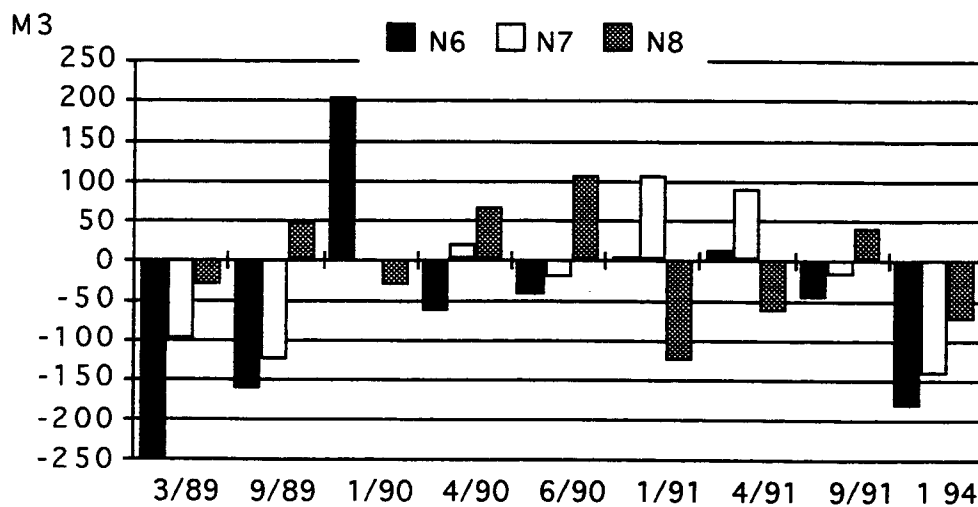


Figura II-53- Variação do volume de sedimentos registado na Praia da Foz, em cada um dos perfis, de Março de 1989 a Janeiro de 1994

dos sedimentos efectuou-se novamente para sul. A norte, o perfil foi rebaixado por evacuação de cerca de 65 m³ de sedimentos, embora a forma se tenha mantido. A sul, ocorreu acumulação (110 m³) e a formação de uma crista e um corredor na praia média, que reflectem os aspectos dissipativos do perfil. Em Junho de 1990, apenas se alterou a posição da crista e do corredor da praia média e aumentou o declive da praia baixa, restabelecendo-se uma evolução semelhante à observada na situação de Inverno para Primavera. Em Janeiro de 1991, os perfis apresentam uma configuração rectilínea e com fraco declive (Fig. II-38-B); voltou a registar-se erosão a sul, acumulação no centro da praia e pequena recuperação do perfil em N6, embora insuficiente para a reposição dos sedimentos evacuados em 1989. Em Abril seguinte, o balanço sedimentar foi idêntico, mas a forma modificou-se; a praia alta individualizou-se com a construção de uma pequena berma seguida de um abrupto que estabeleceu a passagem à praia média. Esta apresentava ao centro e ao sul um corredor profundo e uma crista bem desenvolvida. Em Setembro, a ocorrência de ventos fortes de W com 45-50 km/h acompanhados de ondulação de NW e W, provocou a migração das cristas e a erosão da praia baixa, que se tornou mais inclinada e rebaixada, relativamente aos levantamentos anteriores. Não sabemos quando se deu a recuperação destas formas, pois só foram executados levantamentos em Janeiro de 1994, após a

ocorrência de uma situação de temporal ao largo, com ondulação de NW, com 6-7 m de altura e que desencadeou forte erosão em toda praia, com maior incidência a norte.

A oscilação volumétrica registada na Praia dos Salgados foi maior nos extremos da praia do que na zona intermédia e nos sectores de praia média e baixa (Fig. II-41-C), como verificámos na praia da Foz. A envolvente superior coincide, na generalidade, com o traçado de um perfil completo, que nunca é o mesmo, o que denota uma dinâmica muito instável. Em Março de 1989 registou-se erosão generalizada (Fig. II-41-A e II-54), que se fez sentir com maior intensidade em N10 (150 m³)¹. Em Setembro do mesmo ano registou-se situação inversa, com um balanço positivo em toda a área. A maior acumulação verificou-se em N9, a sul do molhe do rio Alcoa (190 m³) e no perfil seguinte (1750 m³), atenuando-se, progressivamente, para sul, o que indicia uma deriva dos sedimentos para norte, resultante do regime de ondulação de NW e W com 2-4 m de altura e dos ventos fracos de N, NE e S, que se fizeram sentir na quinzena anterior ao levantamento. A acumulação destes sedimentos originou maior desenvolvimento das cristas (Fig. II-41-A) e, nalguns casos, a construção de um crescente de praia junto à linha de inflexão. O levantamento correspondente ao início de Janeiro de 1990, indica erosão acentuada nos extremos da praia (-120 m³ em N9 e -100 m³ em N12) e um balanço positivo na zona central, resultante da acção dos ventos fortes de W e NE e de ondulação de NW e W com mais de 6 m de altura, ocorridos na véspera e no dia dos levantamentos. Este clima de agitação marítima causou, a norte e a sul, o emagrecimento dos perfis e a destruição ou deslocamento dos crescentes para o centro da praia, devido à refração das ondas junto ao molhe e à arriba da Serra de Mangues. Na Primavera (Abril), a perda crescente de sedimentos de norte para sul, criou um défice, totalmente repostos em Junho, com elevados valores de acumulação em N12 (225 m³) e formação de vários crescentes. Em Janeiro de 1991 (Fig. II-41-B), voltou a verificar-se erosão generalizada, mais intensa em N10 (-325 m³), que se traduziu por um rebaixamento

1- Não foi possível avaliar a variação a sul (N12), porque se perdeu no campo a referência do perfil anterior e foi necessário iniciar outro.

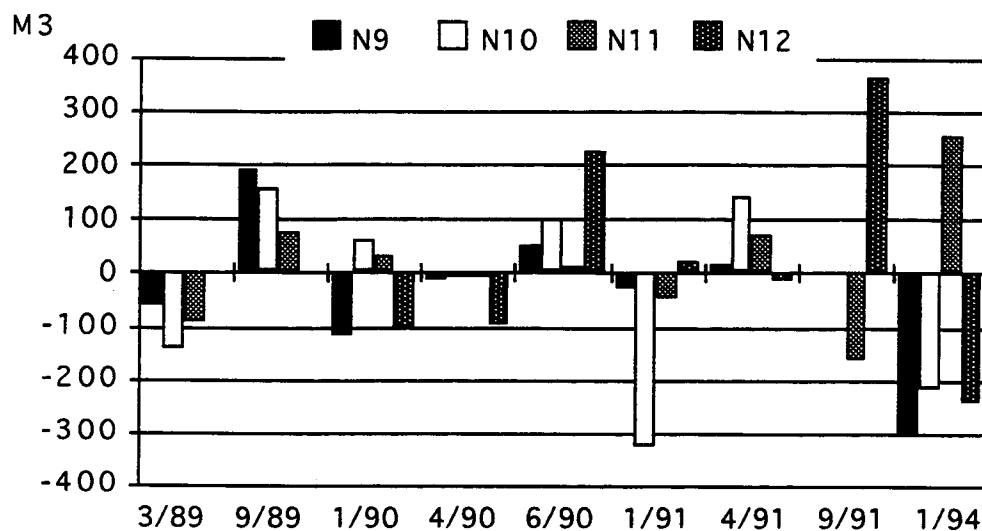


Figura II-54- Variações volumétricas observadas entre cada perfil da Praia dos Salgados, de Março de 1989 a Janeiro de 1994

geral do perfil. Em Abril, os materiais foram restituídos e todos os perfis voltaram a ser modelados em patamares recortados por crescentes. Em Setembro, não foi possível realizar os levantamentos de N9 e N10, mas a acumulação registada em N12 (365 m³), leva-nos a admitir a hipótese de ter havido intensa movimentação para sul. Em Janeiro de 1994, após o temporal ocorrido ao largo, nos dias 6, 7, 10 e 11, com ondulação de NW de altura de 6-7 m, a praia sofreu forte erosão (perdas de sedimentos da ordem dos 315 m³ em N9 e mais de 200 m³ em N10 e N12). Apenas no perfil N11, onde foram construídos dois patamares, ocorreu acumulação (cerca de 250 m³).

Ao longo do período de observações registou-se um balanço positivo a sul da Praia dos Salgados, correspondente à acumulação de 225 m³ em N11 e 315 m³ em N12, devido à capacidade de transporte da corrente de deriva, com direcção norte-sul; e erosão a norte, tendo N9 e N10 perdido cerca de 270 e 205 m³, respectivamente (Fig.II-55). Pelos resultados referidos, podemos concluir que o balanço sedimentar entre 1988 -1994 (1989-94 em N12), foi positivo na extremidade sul da Praia dos Salgados e negativo na Praia da Foz e um pouco para sul (Fig. II-56). Estes valores parecem resultar da construção dos molhes que, por refração e reflexão, modificam a ondulação e geram movimentos turbilhonares, capazes de movimentar

grande volume de sedimentos, para norte ou para sul, de acordo com o clima de agitação marítima dominante.

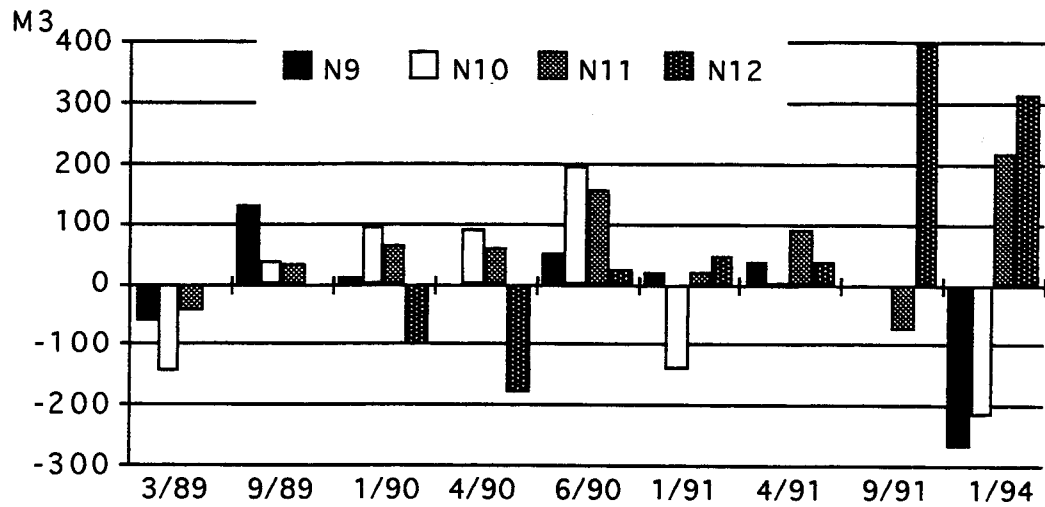


Figura II-55 - Balanço sedimentar registado na Praia dos Salgados entre Setembro de 1988 e Janeiro de 1994

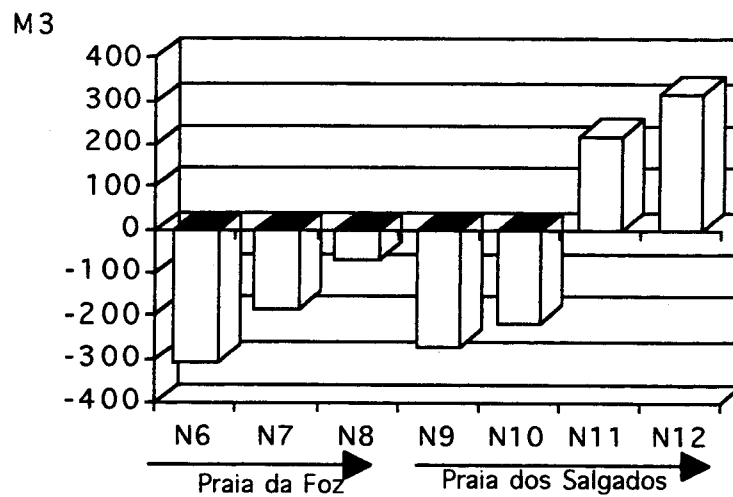


Figura II-56 - Balanço sedimentar registado nas Praias da Foz e dos Salgados de Março de 1988 a Janeiro de 1994 (as setas indicam o limite das Praias)

Pelos valores acima indicados, a Praia da Foz sofreu maior taxa de erosão e uma degradação que se iniciou após as obras do porto. Depois de uma situação de temporal, não voltou a haver

reposição dos sedimentos, grande volume foi arrastado para o largo pelas correntes dos agueiros,

ou transferido, por deriva, para norte ou para sul, quando se estabelece um clima de agitação marítima de W ou SW (rumo menos frequente) ou de NW (mais frequente). Grande parte dos sedimentos mobilizados para sul acumulou-se junto às arribas, onde se esboça a formação de mais um cordão litoral, muito grosseiro e paralelo ao actual cordão dunar.

2.2.1.3 - As dunas da Nazaré: Formas, características dos sedimentos e evolução

As dunas da Nazaré estabelecem, como referimos, o limite interno da praia e estendem-se, transgressivamente, para o interior até à várzea de S. Gião ou à base da arriba morta dos Salgados. Apresentam altura variável que atinge cerca de 15m nas cristas mais altas, 5 km de comprimento, do porto de abrigo às arribas dos Salgados, e 600 m de largura máxima, ocupando uma superfície de cerca de 120 ha. Estão modeladas sobre uma série de restingas ou cristas de praia, coalescentes, em forma de barbeta orientada para o interior, com comprimento e largura diferentes, que emergiram no período histórico. Formam dois cordões paralelos à costa, separados por um corredor interdunar, estreito e quase contínuo (Fig. II-35).

O cordão dunar interior, mais antigo e afastado do mar, inicia-se nos Salgados, a partir do grande deslizamento ¹ aí ocorrido e estende-se até ao paúl da Algerifeira, onde termina de encontro à arriba morta da Pescaria. É constituído por um conjunto de dunas parabólicas, orientadas para SE, cujas cristas atingem em alguns pontos cerca de 25 m de altitude. A forma parabólica destas cristas dunares resulta da formação de corredores de deflação, com forma grosseiramente oval, devida à erosão turbilhonar, causada pelo vento predominante de NW, sobre as dunas inicialmente oblíquas em relação à direcção dos ventos mais frequentes. Algumas cristas apresentam forma multilobada, resultante da coalescência das pontas das dunas parabólicas, no seu movimento de avanço para sudeste. A recente extracção de areias destruiu

¹ - O deslizamento dos Salgados, referido no Capítulo 1 (2.2.1).

muitas das cristas e originou a formação de depressões artificiais, mais profundas que o nível freático e, por isso, inundadas, formando pequenos lagos permanentes (fig. II-35). A formação da restinga e a sua modelação em dunas, desencadeou o progressivo assoreamento da antiga Lagoa da Pederneira, cujo desaparecimento originou a várzea aluvial que se estende para montante, como referiremos no capítulo 3.

O cordão dunar exterior é paralelo ao primeiro e termina, actualmente, na desembocadura do rio Alcoa. Inicia-se a sul, nas imediações dos Salgados e ter-se-à prolongado até à base da arriba do Sítio, embora interrompido em locais variáveis pela foz do rio, de acordo com a direcção e a intensidade das correntes de deriva. Encontra-se, no conjunto, muito modificado relativamente à forma inicial, devido ao crescimento da Vila para sul, à construção do porto e ao desvio da foz do rio Alcoa, que alteraram a topografia entre a Praia de Banhos e a actual desembocadura (Fig. II-36). Com a formação deste cordão exterior, a configuração da linha de costa ficou estabelecida, modificando-se apenas pelos deslocamentos da foz do Alcoa, antes de ter sido fixada, nos finais do século XIX⁽¹⁾. No local onde a barra foi estabilizada artificialmente (e se encontra hoje o porto), a corrente de deriva litoral, com direcção predominante para o Norte, originou a formação de um banco arenoso, orientado para o interior do paúl e muito semelhante ao existente no cordão interior, que foi coberto por pequenas dunas transversais.

As condições hidrodinâmicas que permitiram a acumulação das restingas e, posterior ou simultaneamente, a formação das dunas, devem ter-se mantido idênticas, pois a forma dos dois cordões dunares é semelhante. No entanto, a presença da depressão interdunar, ou descontinuidade que os separa, sugere que o cordão interior, se tenha construído posteriormente, poucos metros mais a ocidente, em consequência das ligeiras descidas do nível do mar, ocorridas entre o Período Romano e o século XVI⁽²⁾, à custa de um maior volume de sedimentos continentais, transportados pelos cursos de água até ao litoral.

As dunas são formadas por areias grosseiras (média 0,735 ϕ), moderadamente calibradas (desvio padrão 0,588 ϕ), aproximadamente simétricas (assimetria 0,096 ϕ) e representadas por

⁽¹⁾ - A. Loureiro, 1904.

⁽²⁾ - Referidas por J. A. Dias (1987).

curvas muito leptocúrticas (curtose 1,173 ϕ ; Quadros II-VII e II-VIII). Os sedimentos do cordão interior não apresentam características muito diferentes dos do cordão exterior; apenas a assimetria varia de aproximadamente simétrica (0,046 ϕ) para positiva (0,147 ϕ), indicando, para o cordão exterior, um ligeiro predomínio da fracção grosseira relativamente ao diâmetro médio.

Quadro II-VII - Parâmetros granulométricos dos sedimentos das dunas da Nazaré

| SECTORES % | Moda | Média | Desvio padrão | Assimetria | Curtose |
|------------------------------|-------------|-------------|---------------|--------------|--------------|
| Praia alta# | 0,25 | 0,17 | 0,575 | 0,226 | 1,184 |
| Duna branca# | 0,25 | 0,45 | 0,659 | 0,178 | 0,983 |
| Depressão interdunar# | 1,25 | 1,22 | 0,698 | 0,038 | 1,347 |
| média# | 0,58 | 0,61 | 0,644 | 0,147 | 1,171 |
| Duna cinzenta* | 0,25 | 0,82 | 0,651 | 0,124 | 0,972 |
| Duna verde* | 0,75 | 0,54 | 0,436 | -0,003 | 1,109 |
| Depressão interdunar húmida* | 1,25 | 1,23 | 0,51 | 0,017 | 1,443 |
| média* | 0,75 | 0,86 | 0,532 | 0,046 | 1,175 |
| média do conjunto | 0,67 | 0,74 | 0,588 | 0,096 | 1,173 |

cordão exterior * cordão interior (Amostras localizadas na Fig. II-64)

Quadro II-VIII- Composição fundamental dos sedimentos do sistema dunar da Nazaré

| SECTORES % | Bioclastos | Matéria orgânica | Areão | Areia | Argila |
|------------------------------|--------------|------------------|-------------|-------------|-------------|
| Praia alta# | 9,93 | 0 | 0,95 | 88,75 | 0,37 |
| Duna branca# | 8,62 | 0 | 0,17 | 91,11 | 0,1 |
| Depressão interdunar# | 19,1 | 0 | 0 | 77,74 | 3,16 |
| média# | 12,55 | 0 | 0,37 | 85,9 | 1,21 |
| Duna cinzenta* | 9,17 | 0 | 0 | 90,73 | 0,1 |
| Duna verde* | 6,71 | 47,62 | 0 | 45,67 | 0 |
| Depressão interdunar húmida* | 1,56 | 49,25 | 0 | 49,19 | 0 |
| média* | 5,81 | 32,29 | 0 | 61,86 | 0,03 |
| média do conjunto | 9,18 | 16,14 | 0,19 | 73,9 | 0,62 |

cordão exterior * cordão interior

Nas depressões interdunares os sedimentos apresentam-se mais finos (média de 1,25 ϕ) e bem calibrados (0,58 ϕ), com distribuição aproximadamente simétrica (0,03 ϕ) e muito leptocúrtica (1,07 ϕ). O diâmetro médio dos grãos diminui à medida que aumenta a distância à fonte de

alimentação, ou seja, da praia para o interior, excepto nas depressões interdunares onde estes ficam retidos, porque a humidade e a vegetação inibem ou dificultam a remobilização pelo vento. No cordão interior, a percentagem de matéria orgânica é elevada e de granulometria variável na duna verde e na depressão interdunar húmida, sectores onde a percentagem de bioclastos diminui (Quadro II-VIII). No cordão exterior existe ainda uma pequena percentagem de areias grosseiras na praia alta e na duna branca, a matéria orgânica não existe, ou é muito reduzida, em virtude da fraca taxa de cobertura da vegetação e da intensa lavagem provocada pelas águas de escorrência; a concentração de bioclastos é grande, com destaque para a depressão interdunar (19%), onde se acumulam alguns fragmentos de conchas marinhas e grande quantidade de conchas de gastrópodes terrestres provenientes da duna branca (Quadro II-VIII). As argilas só foram detectadas nas amostras da depressão interdunar da duna branca (3%) e resultam, na maioria, da destruição do carbonato de cálcio dos bioclastos, pelo ácido clorídrico.

A composição petrográfica das areias de duna é muito semelhante à da praia, embora apresente maior percentagem de quartzo leitoso e róseo. Os grãos são mais baços e rolados, com superfície irregular e vestígios de óxidos de ferro que aumentam da duna branca para a duna verde, testemunhando a intensificação crescente da pedogénese, em direcção ao interior.

O sistema dunar actual encontra-se em erosão a partir da praia alta, como se comprova pela presença da micro-arriba talhada na duna primária, com 1-2 m de altura e declives superiores a 35°, no Inverno. No Verão, o declive diminui um pouco; a arriba dunar atenua-se devido à menor amplitude das marés, ao aumento da temperatura e à persistência da nortada, que em conjunto, facilitam a secagem e a mobilidade das areias, assim como o aparecimento de pequenos tufos de vegetação. Estas condições permitem, ainda, que se formem, contra o talude ou na praia alta, pequenas nebkas litorais. A duna primária ou duna branca que se encontra a seguir, é por vezes galgada pela corrente de afluxo durante as tempestades, nos locais onde já existiam pequenos corredores ou depressões causados pelo pisoteio ou pelas obras, como se verifica nas imediações dos caminhos e junto aos molhes do rio. Para o interior, a movimentação das areias continua a efectuar-se ao longo dos corredores de deflação, instalados no espaço entre duas cristas, nos locais onde a vegetação foi destruída ou não encontrou condições, mesológicas e de estabilidade, para se fixar. Na segunda crista, a vertente voltada a

barlavento, melhor exposta à influência do mar, apresenta declive mais suave e vegetação não muito densa, podendo o conjunto ser designado por duna cinzenta. Esta, encontra-se separada da duna branca por uma depressão interdunar húmida, onde se acumulam sedimentos mais finos e matéria orgânica que assegura uma cobertura vegetal próxima dos 100%. Na vertente voltada a sotavento, as condições de abrigo, estabilidade e evolução pedogenética permitem a existência de um coberto vegetal mais denso, que constitui a duna verde. Esta sequência morfo-ecológica: nebka, duna primária, duna branca, duna cinzenta, duna verde, pode observar-se na Figura II-57.

Nos locais onde os cordões dunares apresentam maior desenvolvimento, a praia alta termina, do lado do continente, por um pequeno degrau, com cerca de 1 m de altura, sazonalmente, ou durante as tempestades atingido pela maré alta. No topo deste, acumula-se grande quantidade de detritos orgânicos, trazidos por correntes de afluxo mais intensas, que alteram localmente a topografia e sobre os quais o vento deposita pequenas domas arenosas. Sobre elas, instala-se uma vegetação pioneira, halonitrófila e as primeiras espécies colonizadoras, Euphorbia paralias (morganheira-das-praias) e Cakile maritima (eruca-marítima), que se apresentam em tufos ou pequenas manchas isoladas, com uma taxa de cobertura 1.

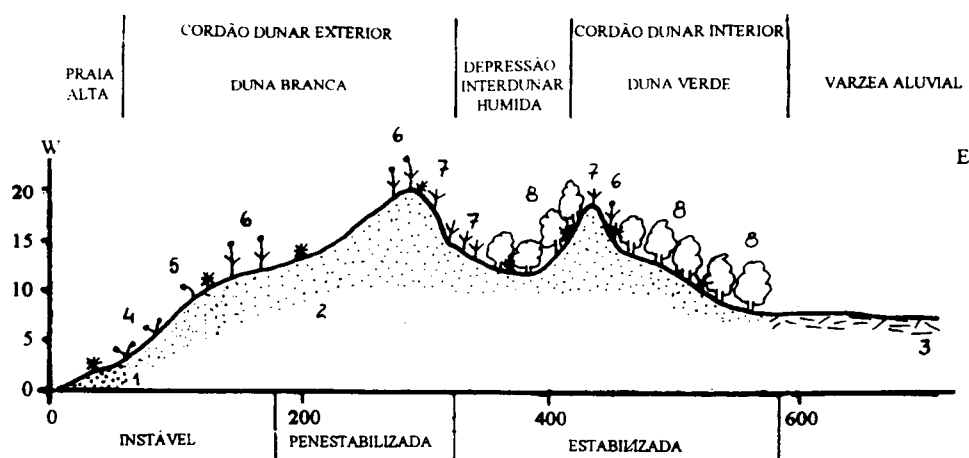


Figura II-57 - Perfil transversal do sistema praia-duna da Nazaré, próximo de S. Gião (1- praia 2- duna 3- aluviões 4- Cakile maritima 5- Elymus farctus 6- Ammophila arenaria 7- Helichrysum picardi 8- Juniperus phoenicea 9- Corema album, *-amostra

Nas nebkas litorais ou pequenas dunas embrionárias, de largura e altura variáveis, aparecem as espécies halopsamófilas Otanthus maritimum (cordeiros-da-praia), Calystegia soldanella (couve-marinha) e Eryngium maritimum (cardo-rolador), bem adaptadas ao soterramento, com taxa de cobertura 2 e munidas de um sistema radicular desenvolvido que permite a fixação das areias, nesta área de forte mobilidade. Identificou-se ainda Crithum maritimum (funcho-marinho), espécie que só se encontrou na Nazaré (Fig. II-58) e nos locais onde os sedimentos são mais grosseiros. A associação vegetal destas formas embrionárias mais próximas do mar, constitui o primeiro estágio na sucessão natural da vegetação. A preservação da associação vegetal da praia alta é primordial na manutenção do sistema litoral, pois o poder de fixação exercido pelo sistema radicular e a parte aérea das plantas sobre as areias, dificulta a mobilização pelo vento e pelas marés de tempestade, o emagrecimento e a diminuição da largura da praia alta e a destruição das nebkas, que assim funcionam como fonte de alimentação para a duna primária.

A duna primária, viva ou instável, está presente em todo o sistema de praia-duna, com altura variável entre 1 e 8 m. É formada por uma ou várias cristas interrompidas por pequenos corredores de deflação e apresenta-se quase despida de vegetação, ou revestida por tufos descontínuos, razão porque é também designada por duna branca. Além da penetração de algumas plantas presentes nas nebkas como a Eryngium maritimum, a Ammophila arenaria e a Calystegia soldanella (couve-marinha), as principais espécies colonizadoras das cristas são a Crucianella maritima (granza-das-praias) e a Medicago marina (luzerna-das-praias). O número de espécies inventariadas e a taxa de dominância e cobertura (2), são um pouco superiores aos observados nos sistemas mais a sul, como adiante referiremos. Acantonadas nos locais mais abrigados e amenos da vertente sotamar desta primeira crista, foram identificadas Helychrysum picardi (perpétua-das-areias), Armeria welwitchii e Lotus creticus, assim como a Sedum sediforme (erva-pinheira) e Seseli tortuosum, que ocorrem nos locais mais degradados pela erosão antrópica, em substituição da Crucianella maritima. Estas espécies encontram-se com frequência no ecossistema da duna cinzenta, em povoamentos mais densos (S. Cruz, 1984). A sua presença na duna branca pode ser interpretada como o resultado da degradação do sistema

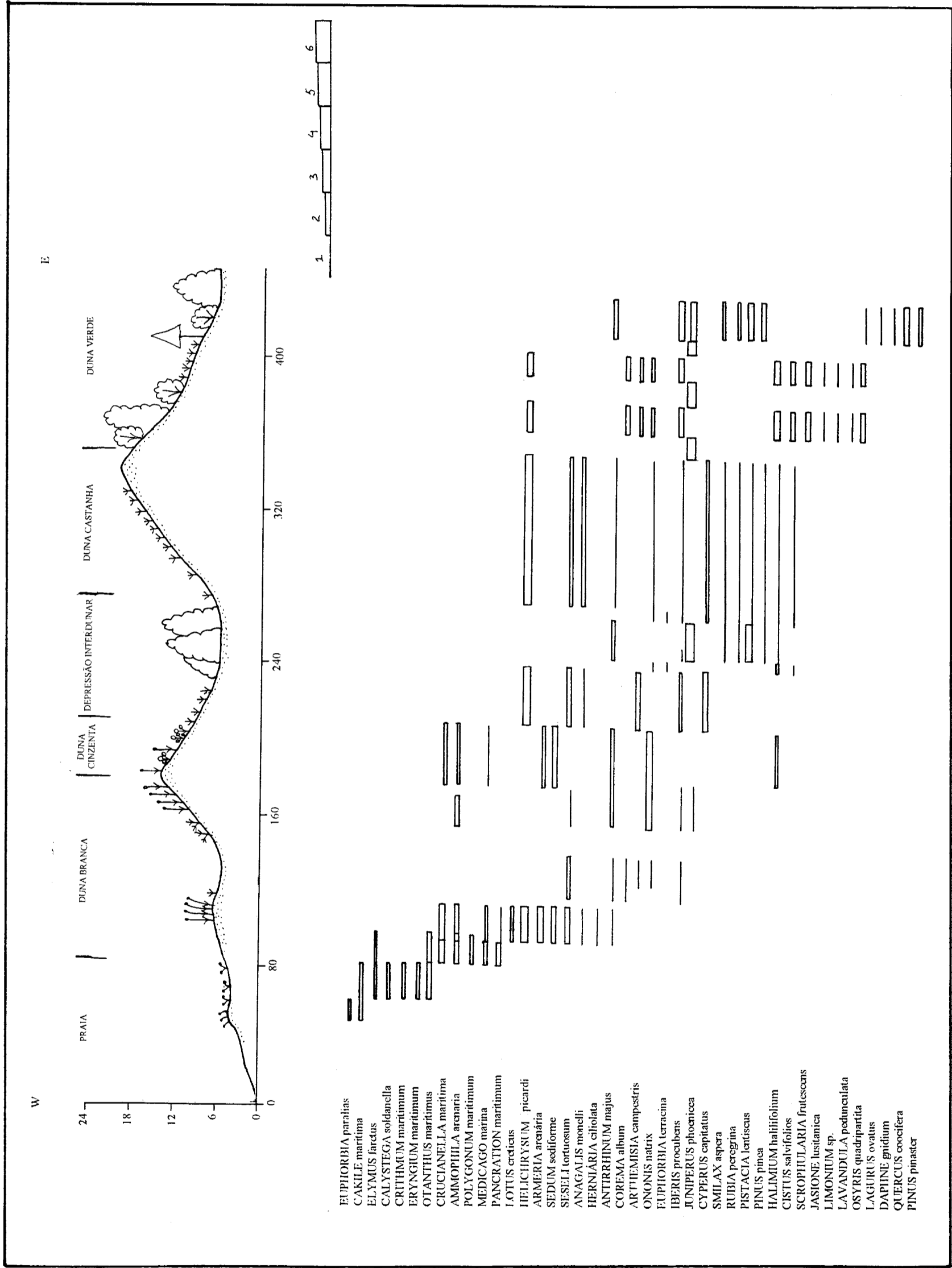
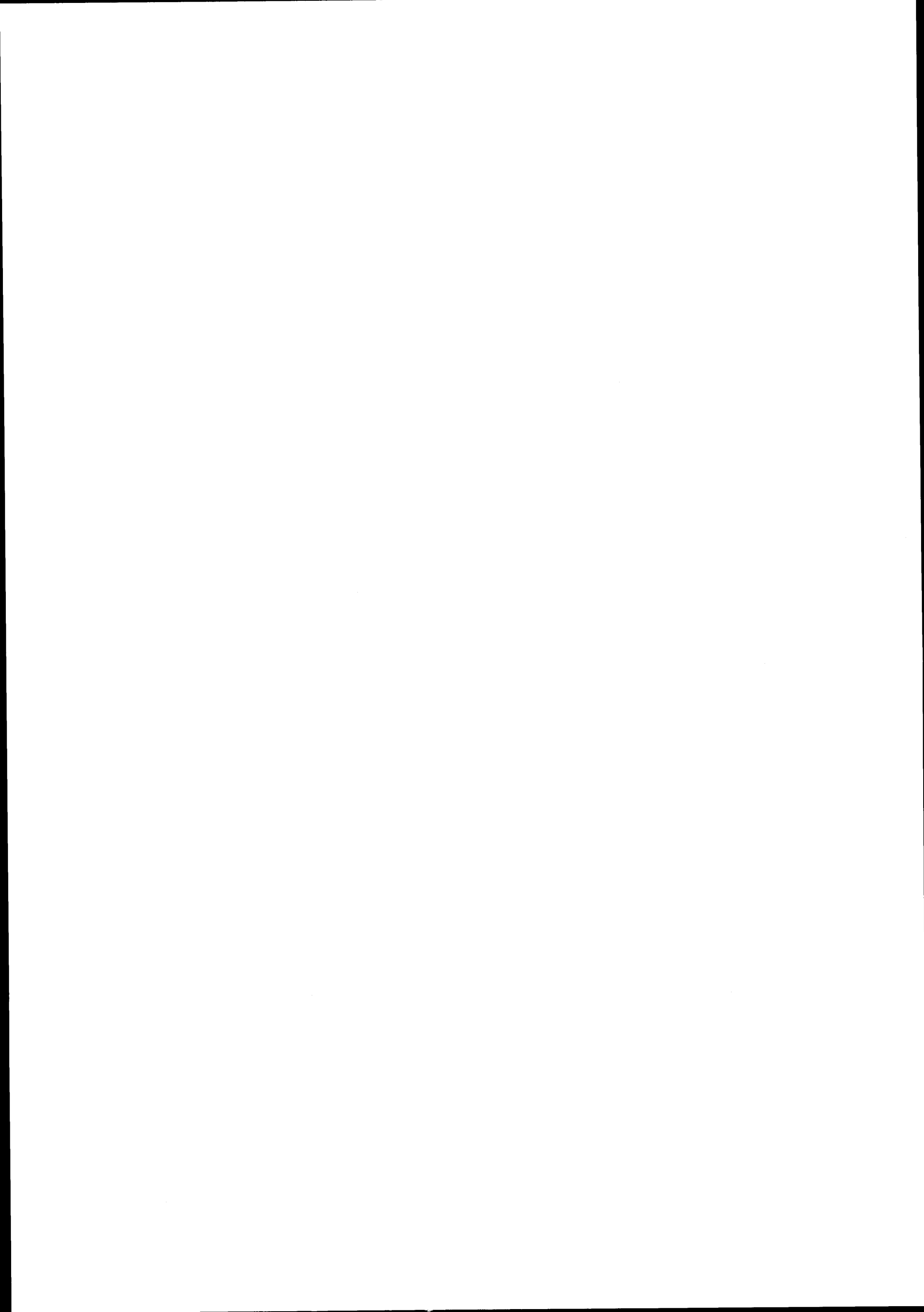


Figura II-58 - Esboço morfológico e transecto da vegetação do sistema praia-duna da Nazaré (levantamento realizado em Junho de 1993)



devida à destruição da vegetação. À primeira crista segue-se uma pequena depressão ou corredor interdunar, muitas vezes fechado por dunas transversais, com grande instabilidade e quase desprovido de vegetação; apenas pequenas manchas de Otanthus maritimum, espécie já inventariada no sistema da praia alta (Fig. II-58) e de Corema album (camarinheira), Seselis tortuosum, Antirrhinum majus (bocas-de-lobo) e Iberis procumbens (assembleias-bravas), estas últimas presentes apenas na área da Nazaré e que substituem, como na forma anterior, o mato baixo dominado pela Crucianella maritima (S. Cruz, 1984). Para o interior desenvolve-se uma segunda crista de duna branca, mais elevada do que a anterior, de forma parabólica, colonizada por Ammophila arenaria, Ononis natrix e Antirrhinum majus e interrompida por pequenos corredores de deflação, onde a vegetação desaparece (Fig. II-58). A associação fitogeográfica da duna branca estabelece a passagem do estágio pioneiro à associação ou sub-associação da duna cinzenta, onde a vegetação ocupa preferencialmente as cristas e há ainda alguma movimentação da areia mas a velocidade do vento e a salinidade e a percentagem de matéria orgânica no solo, são mais fracas.

A duna cinzenta diferencia-se da branca por apresentar vegetação arbustiva ou subarbustiva com maior taxa de dominância e cobertura, a qual confere ao conjunto coloração mais escura e maior estabilidade. Como se encontra penestabilizada atinge altitudes elevadas, entre 10 e 25 m, formando as cristas mais altas dos cordões dunares. Desenvolve-se na vertente sotamar da crista mais alta, abrigada da influência directa do vento e por isso, mais quente e colonizada por espécies termófitas, já existentes na duna branca, como Sedum sediforme, Ononis natrix, Crucianella maritima, Ammophila arenaria, Helichrysum picardi e Halimium halimifolium. Esta comunidade dá lugar às espécies das depressões interdunares, onde a proximidade da toalha freática, a grande acumulação de matéria orgânica e as condições de abrigo condicionam o desenvolvimento de uma vegetação com porte arbustivo ou arbóreo e com taxa de cobertura próxima de 100%. No fundo da depressão, predominam Juniperus phoenicea (sabina-das-praias) e Pistachia lentiscus (aroeira), ladeados por Helichrysum picardi, Seseli tortuosum, Cyperus capitatus e Iberis procumbens. A depressão separa os cordões dunares interior e exterior e dá lugar à duna mais alta do sistema. Na face voltada ao mar encontraram-se as mesmas espécies do reverso da segunda crista, com predomínio da Helichrysum picardi, às

quais se junta Cistus salvifolios e Pinus pinea, que cobrem a quase totalidade da superfície e formam uma duna castanha. Esta associação representa uma etapa madura, correspondente ao último estágio de evolução fitológica da vegetação.

A duna verde é também designada por duna fixa, estabilizada ou morta, por se encontrar totalmente revestida de vegetação; arbustiva ou arbórea. Está bem representada na vertente continental da crista mais elevada, marginando, ou não, pequenas depressões húmidas. As espécies dominantes são idênticas às descritas para o sistema da depressão interdunar, predominando Juniperus phoenicea ladeada pelas espécies Helichrysum picardi, Lavandula pedunculata, Artemisia campestris, Halimium halimifolium, Iberus procumbens, Smilax aspera, Pistacia lentiscus, Pinus pinea, Daphne gnidium, Quercus coccifera e Pinus pinaster.

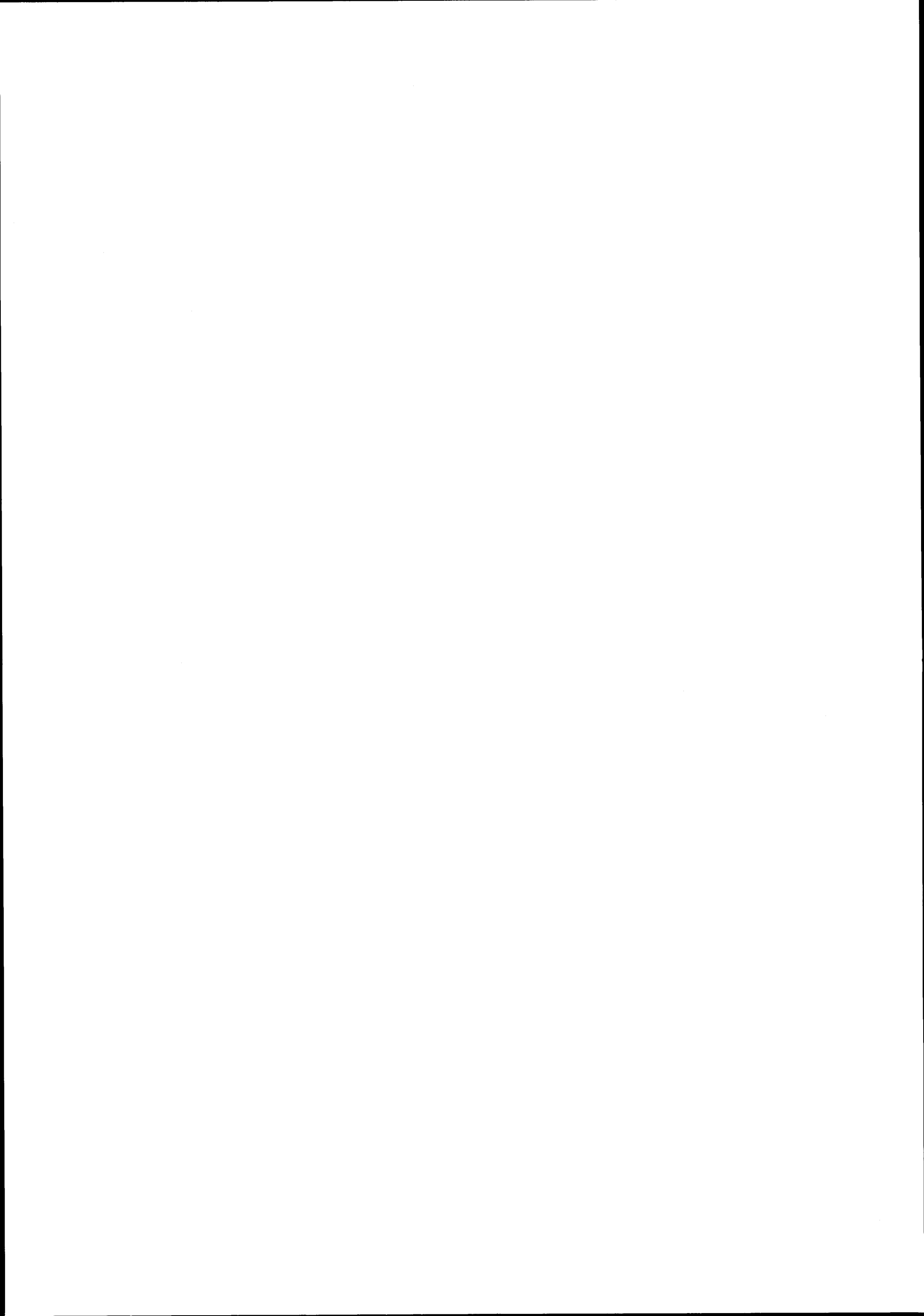
O conjunto das espécies inventariadas leva-nos a concluir que o sistema apresenta aspectos profundos de degradação, provocados por erosão antrópica e por um acentuado recuo da praia alta, que se manifestam na presença e coexistência de espécies comuns aos vários sistemas.

A sobreposição das informações fornecidas pelo "Plano Hydrográfico da Enseada da Pedemeira" (1912) e pelas fotografias aéreas¹ permitiu verificar (apesar da limitação das escalas e do tipo de documento) que a superfície ocupada pelo sistema dunar diminuiu cerca de 10 ha entre 1912 e 1958 e 20 ha entre 1958 e 1989 (Fig. II-59), estreitando o cordão dunar interior, nos locais onde a espessura era menor e permitia a mobilização das areias superficiais, para a utilização agrícola, ou apenas o remeximento destas. As alterações mais recentes devem-se às obras portuárias, à extracção de areias e à erosão provocada pelo mar na duna primária, como consequência do emagrecimento verificado na praia.

¹ - (voo americano, escala 1/26 000, 1958; voo do litoral da Estremadura, escala 1/15 000, 1989).

Figura II-59 - Evolução dos sistemas litorais da Nazaré (esboços elaborados com base na cartografia e fotografia aérea





2.2.2 - A Praia de S. Martinho do Porto

2.2.2.1- Formas da praia e características dos sedimentos

A Praia de S. Martinho do Porto está situada no fundo da baía com o mesmo nome. Apresenta cerca de 2,3 km de comprimento, forma em semi-círculo (índice de curvatura 0,68) e comunica com o mar por uma barra permanentemente aberta, com cerca de 200 m de largura, pelo que é também conhecida por "Concha" ou "Baía de S. Martinho" (Figs. II-1 e II-60). As arribas e as vertentes que a delimitam fazem parte do flanco ocidental da depressão diapírica e são afectadas por numerosas falhas que modificam a direcção das camadas constituintes e afectam os depósitos pliocénicos. É provável que ao longo das falhas tenha havido um abatimento generalizado que facilitou o escavamento da barra e a penetração do mar, pois as vertentes aumentam de altura para norte e para sul dos principais acidentes.

Junto à povoação, a praia alta é limitada, interiormente, pelo muro da estrada marginal. Para sul, esta estrutura afasta-se para o interior e o limite é feito por dunas, cuja frente é atingida pelo mar, nas marés vivas e nas tempestades que a modelam em micro-arriba. A norte, a grande instabilidade da arriba do Facho tornou necessária a construção de um paredão de protecção, que serve como cais e anula a acção dos processos marinhos na base, funcionando a arriba como uma vertente.

A praia usufrui de uma situação de abrigo excepcional; a orientação geral da costa e as arribas do Facho e de Salir formam uma baía externa, mais aberta, e outra interna (a de S. Martinho), protegendo-na da ondulação de SW. A barra difracta a agitação marítima de NW e W, o que faz com que a propagação das ondas no interior da baía, seja quase independente do rumo de ondulação ao largo (Estampa VIII, fotografia 1). A existência, na baía exterior à barra, de uma ou duas faixas de rebentação, resultantes das cristas submarinas e dos escolhos existentes na praia submarina, contribuem, ainda mais, para a dissipação da energia. As correntes de maré são pouco intensas e a vazante não permite uma eficaz evacuação dos sedimentos transportados pelo rio da Tornada, que desagua junto ao monte de Salir, onde

construiu um pequeno delta, que mais contribui para a diminuição da profundidade. Por estas razões, ao contrário das referidas anteriormente, é uma praia de muito baixa energia.

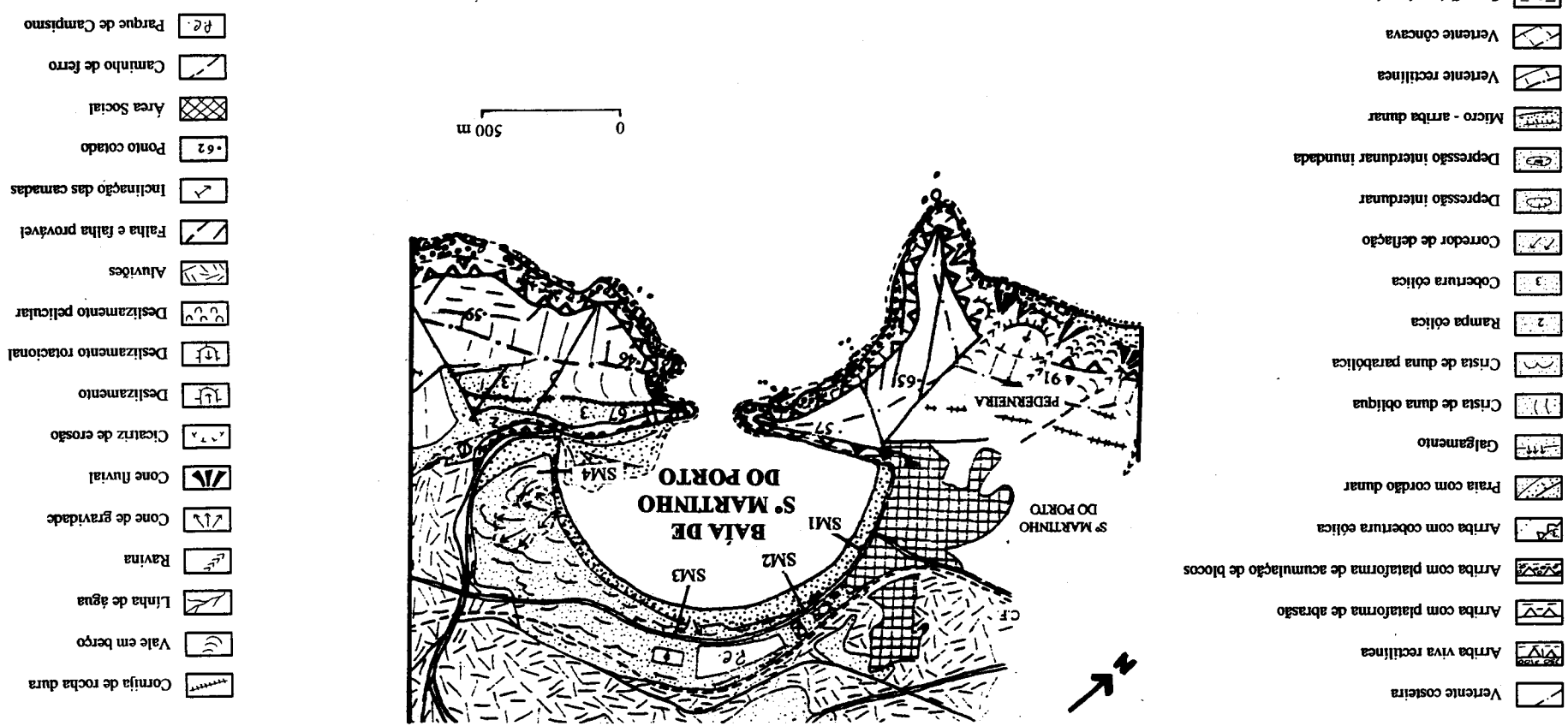
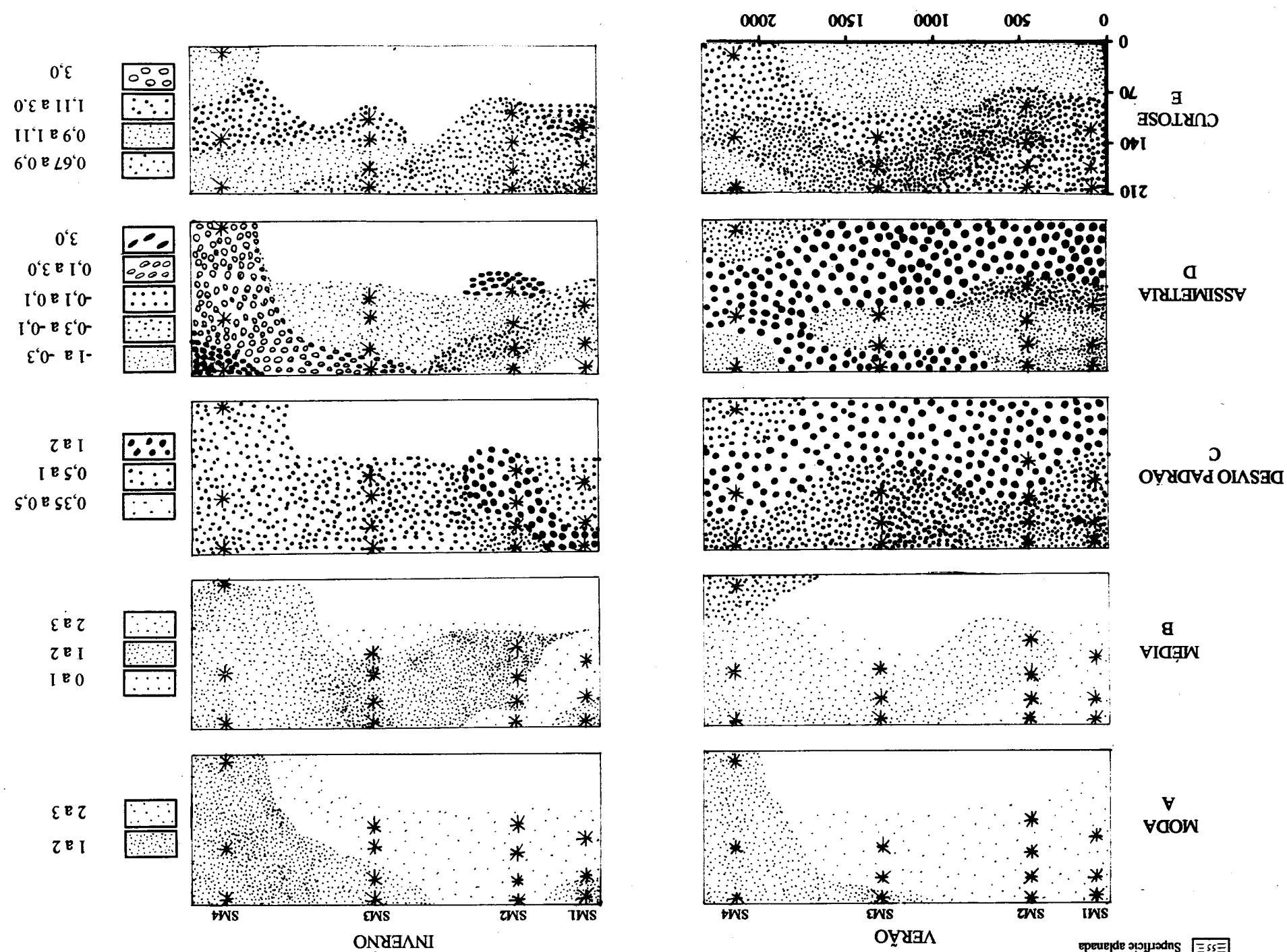
Os perfis transversais da praia são muito suaves e quase rectilíneos, com pequenas variações ao longo do ano. No entanto, a praia é mais estreita a sul, a partir da área em que o abrigo do Norte, exercido pelas arribas, se deixa de fazer sentir (Fig. II-60). A maior largura da praia e a diminuição de declive indicam uma preponderância da acumulação na área norte, mais abrigada e alimentada pela corrente de enchente que se efectua nesta direcção. Os sedimentos transportados pelo rio da Tornada, acumulam-se a sul, na praia baixa (Fig. II-60 perfil SM4) onde formam um pequeno delta, parcialmente emerso nas marés baixas de águas vivas e que aumenta as dimensões deste sector. Esta fonte sedimentar não parece contribuir directamente para a alimentação da praia mais a norte, pois o perfil SM3 tem extensão muito reduzida e o cordão dunar que forma a antepraia apresenta aspectos significativos de erosão.

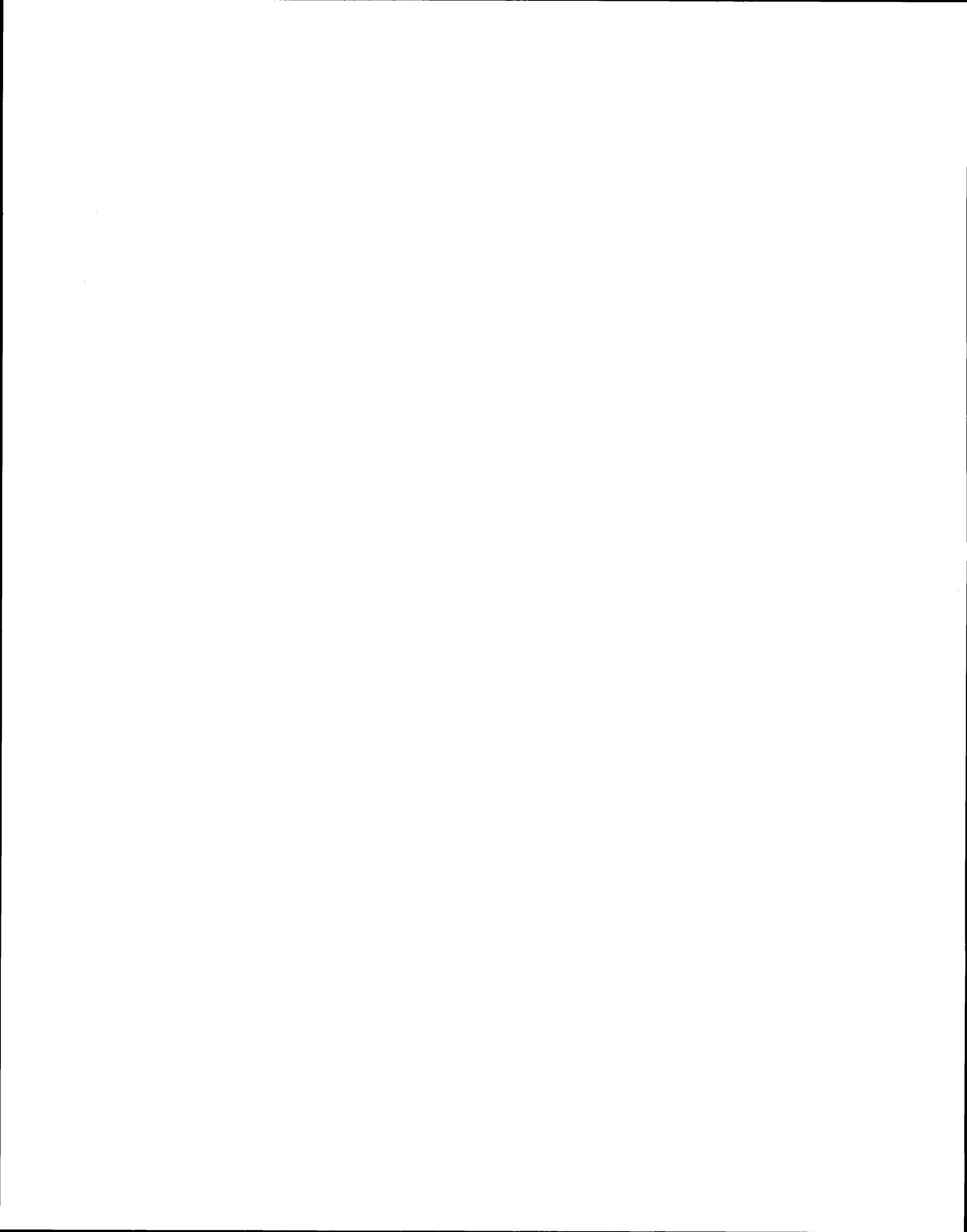
A praia submarina tem cerca de 3 km de largura e estende-se para além da barra com um declive suave, semelhante ao da praia baixa ($< 1^\circ$); arenosa até à profundidade de 20 m, torna-se rochosa para o largo (Fig. II-1).

A praia baixa (Fig. II-61) é o sector mais longo (40 a 60 m) e menos declivoso (cerca de 1°), onde frequentemente são visíveis, na maré baixa, marcas de ondulação simétricas, de fraca amplitude (Estampa VIII, fotografia 2), paralelas à rebentação e devidas ao escoamento irregular da corrente de refluxo. Este sector apresenta, na área central da baía (SM3), declive mais acentuado e menor extensão do que a sul (SM4), onde se faz sentir a influência da dinâmica flúvio-marinha, que determina a migração dos canais e a posição e forma do delta do rio da Tornada.

A praia média é curta, de configuração irregular na zona central (Fig. II-60, SM 2 e SM3); está modelada em bermas com pequenos crescentes que desaparecem nos extremos da praia onde as ondas incidem obliquamente. Junto ao ponto de inflexão, ou na base dos pequenos crescentes e cristas, observam-se marcas de escorrência com poucos centímetros de profundidade, organizadas como pequenas torrentes, em função dos declives mais favoráveis e que arrastam para a praia baixa os sedimentos mais finos (Estampa VIII, fotografia 3). Nos locais onde o declive é mais fraco, podem ainda observar-se ondulações romboédricas, com o

Figura II-60 - Esboço geomorfológico da Praia de S. Martinho do Porto e parâmetros granulométricos dos sedimentos no Verão e no Inverno de 1990 (valores dos parâmetros em ϕ , *localização das amostras)





C

B

A

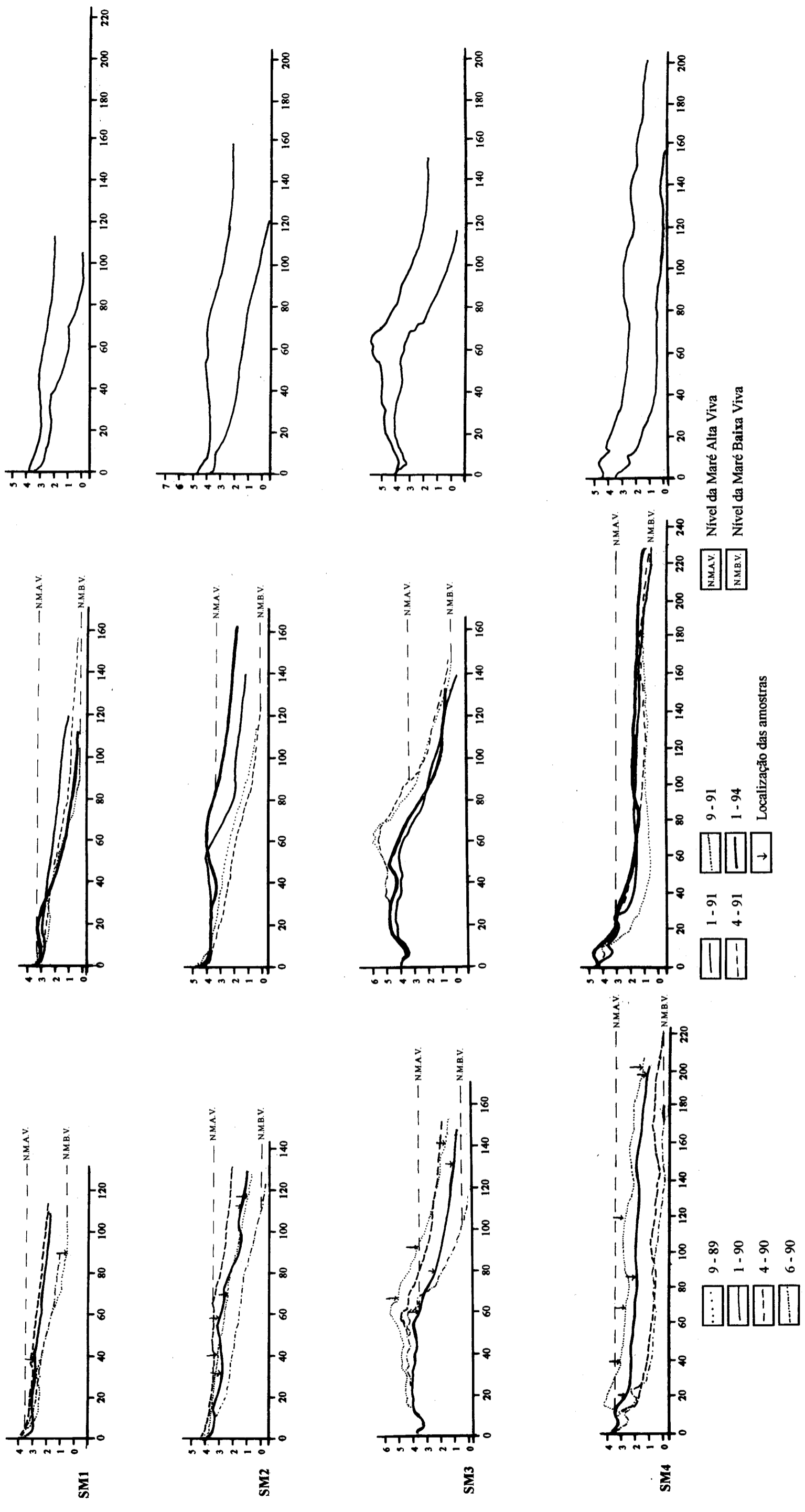
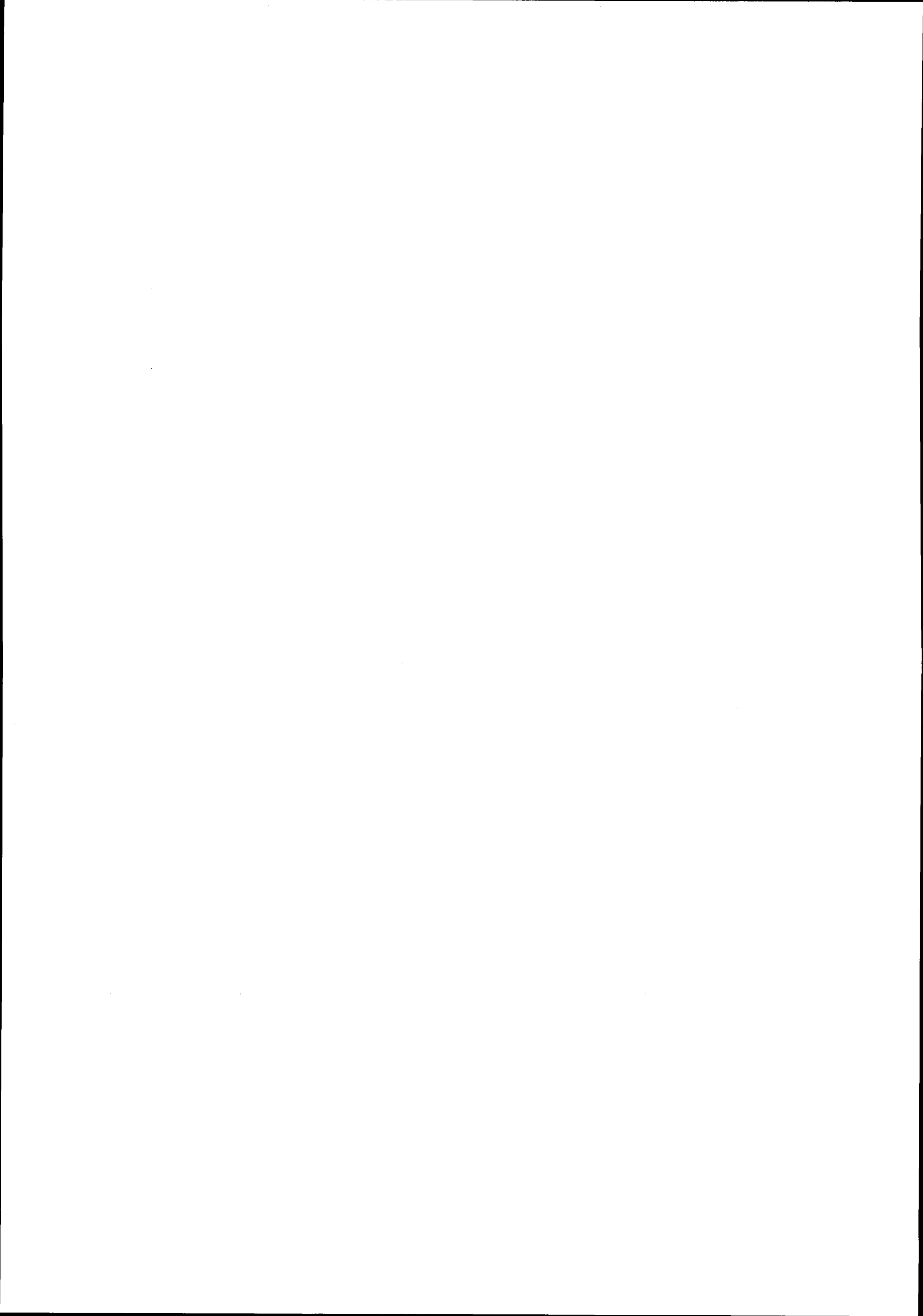


Figura II-61 - Perfis da Praia de S. Martinho do Porto realizados entre; A- Setembro de 1989 e Junho de 1990, B- Janeiro de 1991 e Janeiro de 1994, C- posições extremas dos perfis realizados (envolventes máxima e mínima)



eixo maior orientado obliquamente em relação à praia e formadas durante o refluxo, quando a lâmina de água é muito delgada. Denunciam também o fraco hidrodinamismo das correntes de ondulação neste sector.

A praia alta é muito estreita, de declive variável e individualiza-se por um pequeno patamar, muitas vezes destruído pelas correntes de ondulação mais forte: não existe em SM1, pois a praia média termina junto à estrada marginal que substitui a antepraia.

Os sedimentos são, em média, compostos por 98% de areia, 1% de areão e 1% de siltes e argilas. No Verão (Fig. II-62), só as amostras da praia baixa e do delta apresentam cascalho e areão, o primeiro com valores inferiores a 0,5% e o segundo com 1 e 3%, respectivamente. No Inverno, a praia baixa mantém valores idênticos, mas no delta diminui um pouco a percentagem de areão, a favor do aumento da de areia. Nos restantes sectores a composição mantém-se, com largo predomínio da classe das areias. Esta distribuição resulta do contributo sedimentar do rio da Tornada e do aumento do areão no Verão, dada a menor capacidade das correntes para a evacuação deste.

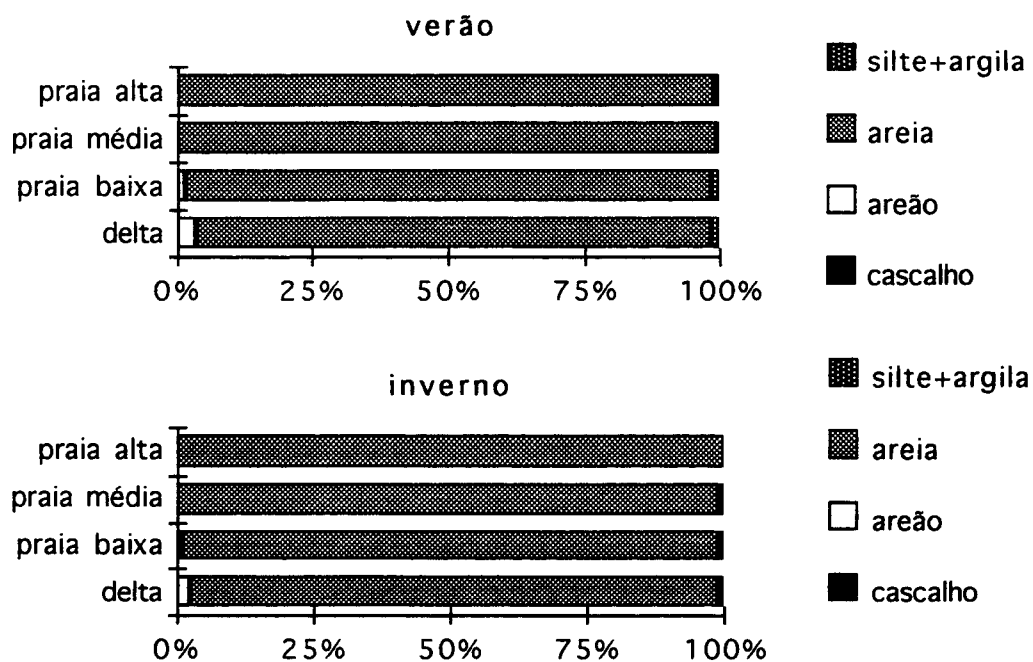


Figura II-62 - Distribuição das fracções texturais dos sedimentos no sistema praia-duna, em São Martinho do Porto

Os valores da moda são semelhantes nos vários sectores, como se pode observar na Figura II-60-A; mais finos a norte (2,75 ϕ) (com excepção do sector de praia alta de SM1), tornam-se um pouco mais grosseiros para sul (1,25 ϕ). Apenas 39% das amostras são unimodais (Fig. II-63), 23% são bimodais e 16% são trimodais, valor que no Inverno atinge 31%. Das restantes, 7% são tetramodais e 15% chegam no Verão à pentamodalidade, como se registou na praia baixa de SM1 e SM3, ricas em fragmentos de conchas muito heterométricos, (29 e 14% de carbonatos). O padrão de distribuição do número de modas é regular e mantêm-se idêntico no

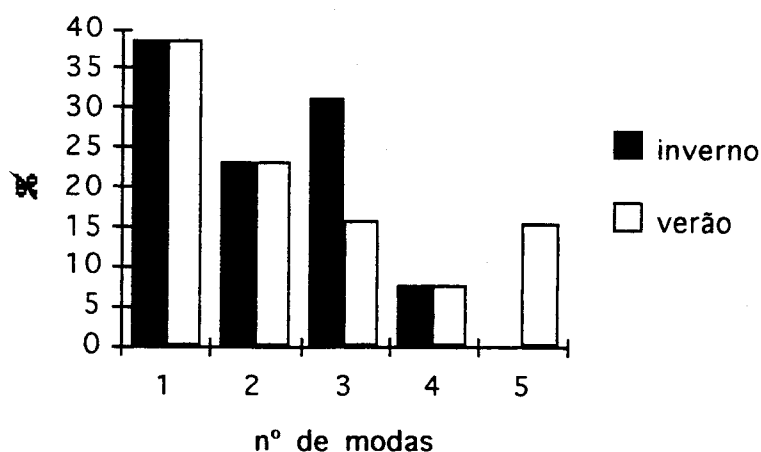


Figura II-63- Variação do número de modas nos sedimentos do sistema praia-duna de São Martinho do Porto

Verão e no Inverno. As modas secundárias correspondem, no Inverno, à presença de subpopulações de areias muito finas (3 a 4 ϕ em SM3 e SM4) e muito grosseiras para norte. No Verão, esta tendência mantém-se, mas sem valores tão baixos a norte. O afastamento entre as modas reflecte-se, como veremos, na deficiente calibragem.

A média granulométrica é de 2 ϕ nas duas estações. No Verão (Fig. II-60-B), as areias finas encontram-se a norte, na praia baixa da área central e as grosseiras nos restantes sectores, passando na zona do delta a muito grosseiras; no Inverno, dominam as areias médias que avançam mais para norte até SM2 e à praia alta de SM1, mantendo-se as areias finas nos restantes. Esta distribuição dos valores da média deve-se ao maior abrigo a norte, à diferença de

amplitude das marés ao longo do ano, ao aumento dos sedimentos fluviais no Inverno e à selecção exercida pelo vento sobre a praia alta, no Verão.

O valor do desvio padrão (0,82 ϕ no Inverno e 0,79 ϕ no Verão) corresponde a sedimentos moderadamente calibrados e aproxima-se dos 0,85 e 0,66 ϕ referidos por C. Cabral (1986). A distribuição espacial dos valores ao longo do ano (Fig. II-60-C), indica uma melhor calibração no Inverno, pois durante o Verão, o índice aumenta da praia alta (0,35 a 0,5 ϕ) para a praia baixa (1 a 2 ϕ) o que significa uma diminuição na calibragem dos sedimentos nessa área (de bem para fracamente calibrados).

A relação entre a média e o desvio padrão (Fig. II-64) indica boa calibração nos

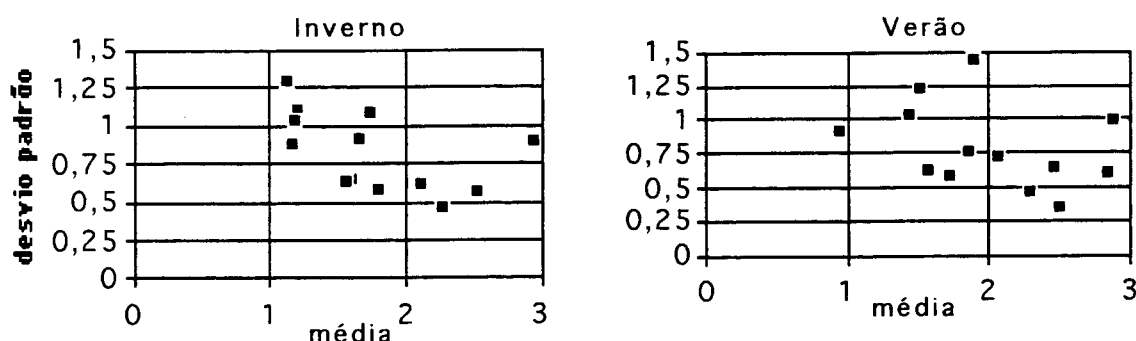


Figura II-64 - Correlação entre a média e o desvio padrão nos sedimentos da Praia de São Martinho do Porto

sedimentos mais finos, que piora à medida que o diâmetro médio e a heterometria aumentam, como era de esperar.

A assimetria dos sedimentos é negativa no Verão (-0,18 ϕ) e simétrica no Inverno (0,03 ϕ). Os valores muito negativos a negativos resultam do elevado teor da fracção fina a norte e ao centro da praia durante o Verão, nas imediações do limite atingido pelas correntes de ondulação (Fig. II-60 D). Para sul, a assimetria aumenta de valor na praia baixa e alta de SM3, devido à presença de sedimentos mais finos em direcção ao mar; na praia alta, junto à base da duna frontal, existe uma subpopulação grosseira, resultante da selecção exercida pelo vento. No Inverno, mantem-se a concentração da fracção fina a norte e regista-se um aumento na praia

média; a sul, a praia alta conserva um índice muito positivo, que se torna aproximadamente simétrico para os sectores mais baixos.

A relação entre a assimetria e a média, calculada pelo método dos momentos (Fig. II-65), indica sedimentos mais finos no Verão (62% das amostras apresenta assimetria negativa, a maioria localizados na praia média). No Inverno, só cerca de 30% mantêm assimetria negativa. Esta correlação permite ainda verificar que apenas 57% das amostras de Inverno (praia baixa e média) e 30% de Verão apresentam características do ambiente de praia. Nesta estação, as características de ambiente de duna são mais frequentes a norte, na praia baixa e alta, onde a energia é muito baixa.

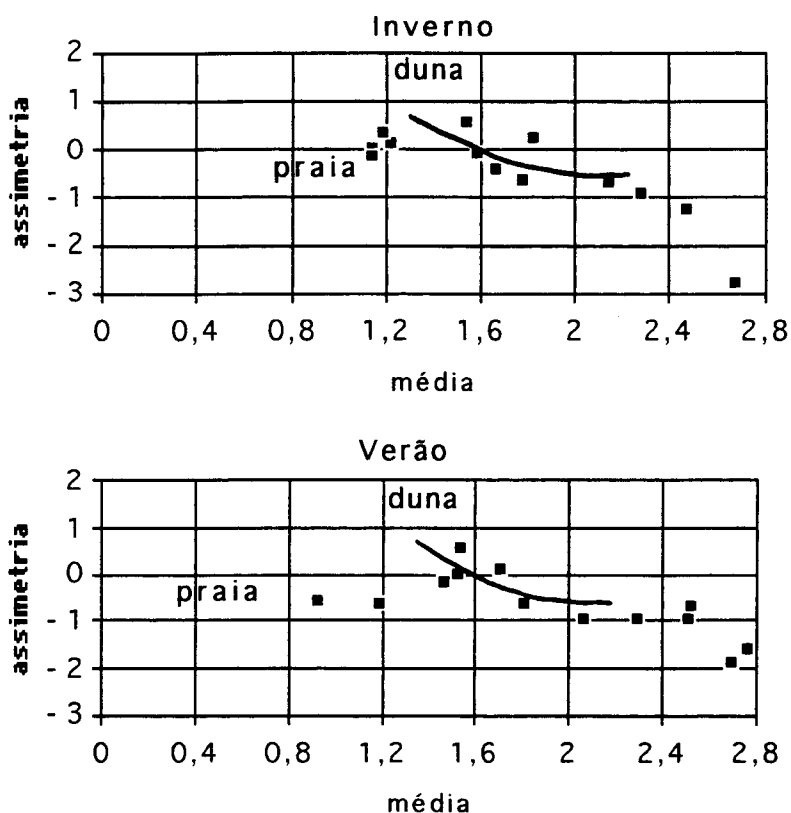


Figura II-65 - Correlação entre a assimetria e a média dos sedimentos da Praia de São Martinho do Porto (método dos momentos, G. Friedman, 1961)

A correlação entre a assimetria e o desvio padrão (Fig. II-66) permitiu verificar que, no Verão, os sedimentos moderadamente calibrados tendem para assimetria negativa, com predomínio de finos, enquanto, no Inverno, os de fraca a moderada calibragem apresentam

valores positivos. A variação sazonal desta correlação indica calibragem e assimetria pouco homogêneas ao longo da praia e nas duas estações do ano: no Inverno, 70% das amostras apresentam características de ambiente fluvial e localizam-se preferencialmente na praia baixa, enquanto, no Verão, 54% das amostras da praia alta e média baixa pertencem ao ambiente marinho e as amostras de ambiente fluvial se concentram na praia baixa, onde a energia é maior.

A distribuição média é leptocúrtica (1,19 σ) no Verão e normal no Inverno (0,98 σ). No Verão, identifica-se uma mancha arqueada (de configuração semelhante à da baía) de sedimentos com curvas platicúrticas (Fig. II-60-E), que se estende da praia baixa de SM2, à praia alta da área intermédia e termina, a sul, na praia baixa; os restantes sectores apresentam curvas muito leptocúrticas. No Inverno, a mancha de sedimentos platicúrticos tem configuração invertida e concentra-se a norte, sugerindo uma migração neste sentido. A sul, a distribuição é normal na praia média e muito leptocúrtica na praia baixa.

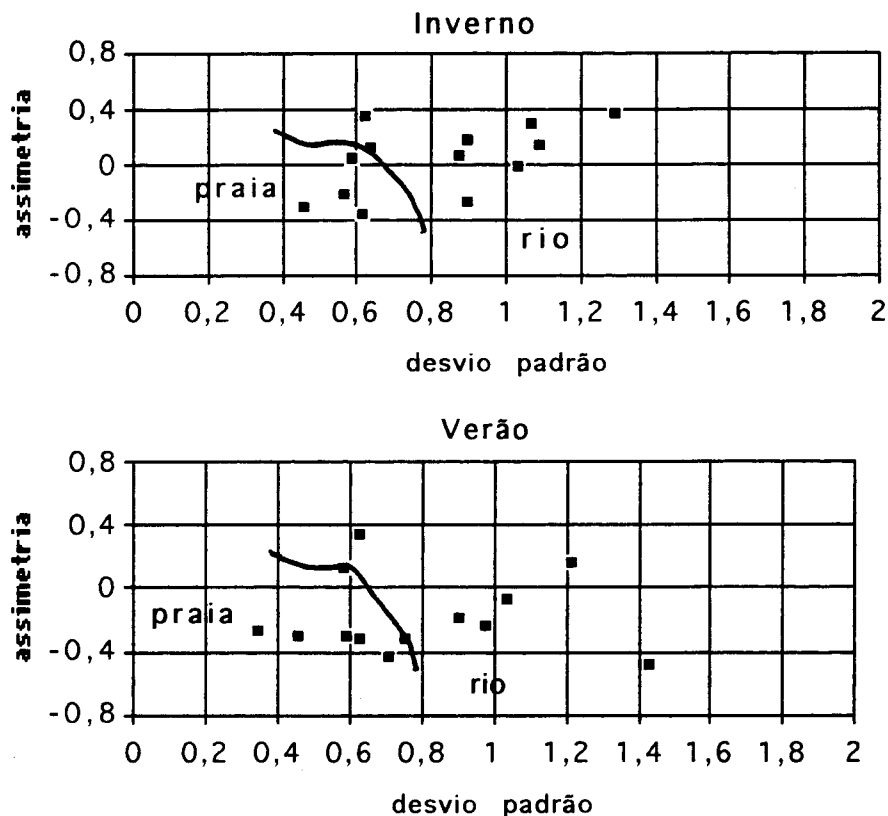


Figura II-66- Correlação entre a assimetria e o desvio padrão dos sedimentos da Praia de São Martinho do Porto (método gráfico, G. Friedman, 1967)

A correlação entre a curtose e a média (Fig. II-67) mostra que os sedimentos com médias mais finas apresentam curvas leptocúrticas e os mais grosseiros platicúrticas.

Nas curvas de distribuição granulométrica foi possível identificar, no Inverno, todas as populações definidas por **Visher** (1969). Na praia alta (Fig. II-68), a população de tracção é bem calibrada e movimentada 35 -60% dos sedimentos das classes dimensionais entre 1 e 1,5 ϕ . Identificam-se duas populações de saltação, bem calibradas, separadas na classe dimensional 2,5 ϕ , que representam 30% do total a norte, e 60 a 90%, a sul. O transporte por suspensão é

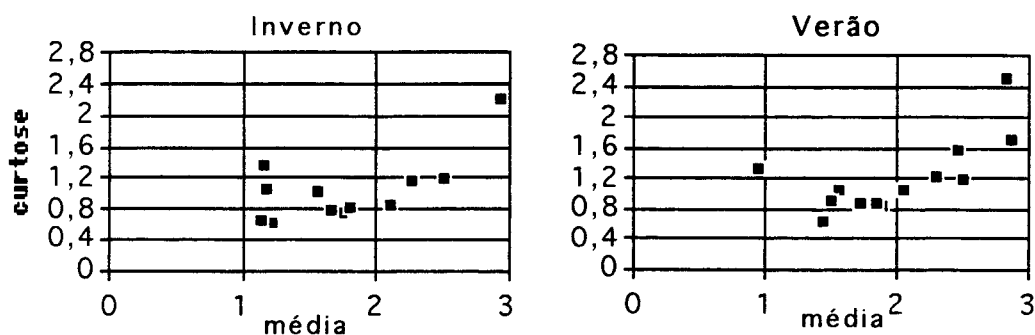


Figura II-67- Correlação entre a curtose e a média (método gráfico) nos sedimentos da Praia de São Martinho do Porto

muito reduzido, inicia-se nos diâmetros 3-3,5 ϕ e é mais efectivo a norte (15%). Na praia média, cerca de 45% dos grãos da classe dimensional de 1,5 ϕ são transportadas por tracção, aumentando este valor de norte (34%) para sul (60%). A saltação processa-se até diâmetros de 3-3,5 ϕ , mobiliza entre 30 a 60% da distribuição granulométrica, com nítida separação das populações A e A', resultantes da acção das correntes de refluxo e afluxo, bem marcadas a partir da classe 2,5 ϕ . A população de suspensão é vestigial e afecta apenas 1% da distribuição. Na praia baixa, o transporte por tracção diminui de norte para sul e mobiliza partículas cada vez mais grosseiras; 1 ϕ em SM1 e SM2 (20 a 40%) e -1,5 ϕ em SM3 e SM4 (2%). A separação entre a população de suspensão e saltação faz-se na classe dimensional 3 ϕ em cerca de 95% da distribuição. A norte (SM1) não se identificaram as populações de saltação e suspensão; esta última atingiu a maior percentagem em SM3, (30%), diminuindo nos outros sectores. No Verão

este padrão altera-se um pouco; a população de tracção é muito reduzida a norte (2%) e aumenta para sul (40%), afectando partículas com dimensões de 1,5 a 2 ϕ . Não se identifica a população A de saltação e a calibragem da população A' é inferior; o transporte por suspensão é generalizado a todos os sectores da praia e mais significativo para sul, na praia média e baixa, onde chega a mobilizar 40% dos sedimentos, em consequência do menor hidrodinamismo que se regista nesta estação do ano.

Na fracção 1,5 ϕ , as amostras da praia baixa são em média formadas por cerca de 55% de mica, 29% de quartzo e 16% de carbonatos (dos quais apenas cerca de 1% corresponde a litoclastos). A concentração de mica aumenta para sul (Fig. II-69) até SM3, onde atinge 90% no Verão e não se observa em SM4, junto à foz do rio. Os valores são um pouco superiores (cerca

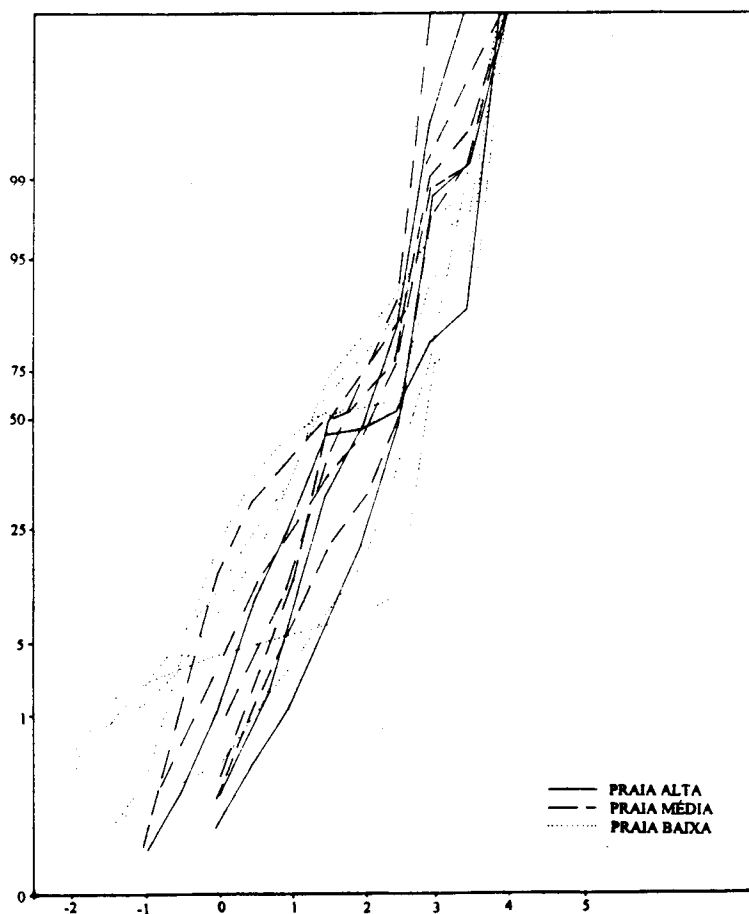


Figura II-68 - Curvas de distribuição granulométrica dos sedimentos da Praia de S. Martinho (Visher 1969)

de 2%) aos do Inverno, mas a distribuição permanece idêntica. Os grãos carbonatados, ao contrário da mica, diminuem de norte para sul (Fig. II-76); 28% em SM1, 19% em SM2 e

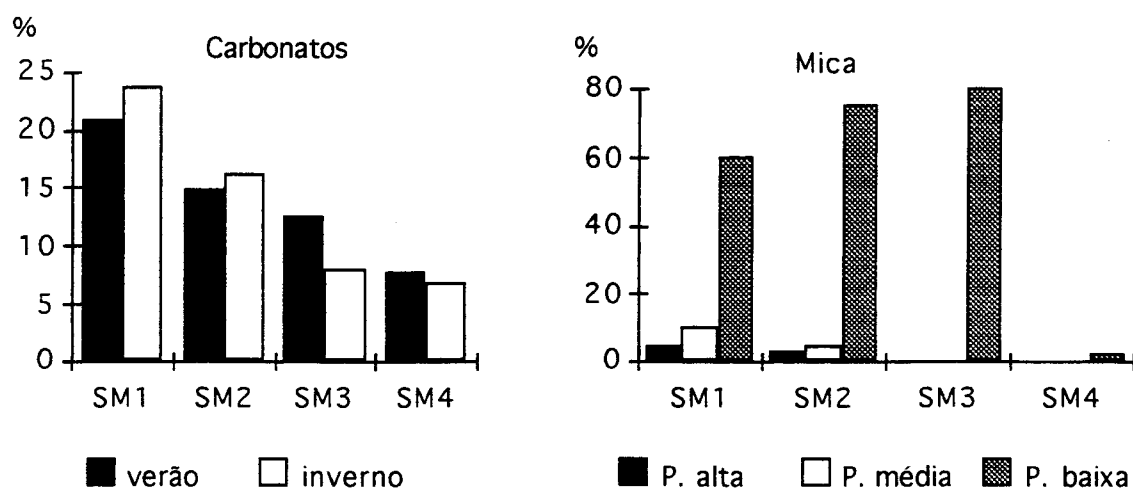


Figura II-69- Distribuição média dos carbonatos e da mica nos vários sectores da praia de S. Martinho do Porto

apenas 11 e 7% em SM3 e SM4. Os grãos de quartzo, mais abundantes a sul, apresentam-se sub-rolados a sub-angulosos, hialinos (maioria), pouco brilhantes e alguns despolidos e eolizados. Os bioclastos formam dois conjuntos distintos; uns, angulosos e com a estrutura visível, parecem mais recentes, outros, rolados a sub-rolados, com aspecto cavernoso e, por vezes, escurecidos, sugerem maior evolução. Os litoclastos são compostos por arenitos com cimento carbonatado e fragmentos de margas e calcários; os primeiros são rolados e brilhantes, os segundos mais angulosos e menos brilhantes, são provenientes das arribas situadas a norte e a sul, da bacia vertente do rio da Tornada e das próprias dunas (pois alguns grãos estão eolizados).

A baía apresenta forma e composição litológica distintas das praias descritas, devido à modificação e amortecimento da ondulação, exercida pela grande extensão da praia submarina e pela barra, assim como pelo abrigo oferecido pelas arribas, que determinam um ambiente de

muito baixa energia, favorável à concentração da mica (sobretudo a norte), que se encontra em suspensão na zona de rebentação.

2.2.2.2 - Variação sazonal e balanço sedimentar da praia

A variação volumétrica entre os levantamentos foi grande, como se pode observar pela configuração das envolventes dos perfis (Fig. II-61-C).

Entre Setembro de 1989 e Janeiro de 1990 o balanço sedimentar foi positivo em toda a praia (Figs. II-61-A e II-70); os valores mais elevados registaram-se a sul (200 m³ em SM4) e ao centro (90 m³ em SM2) e os mais baixos a norte (SM1, 4 m³).

Em Abril, registou-se um incremento da acumulação em todos os perfis, com excepção de SM4 que, relativamente a Janeiro anterior, perdeu 215 m³ de sedimentos, provavelmente transferidos para a pré-praia, dado que não houve reposição correspondente a este volume nos restantes perfis.

Em Junho, a persistência da nortada e os ventos de NW alteraram de novo o sentido da deriva e provocaram erosão em SM1 e SM2 (-25 e -35 m³) com acumulação crescente para sul, em SM4 (215 m³), que se estendeu à praia alta e às dunas da antepraia.

Em Janeiro de 1991, registou-se um balanço inverso (Fig. II-70) com erosão muito intensa, em todos os sectores a sul, e acumulação a norte. Nos sectores mais elevados da praia e do cordão dunar (Fig. II-61-B) houve grande mobilização de areias para o interior, facilitada pelos ventos fortes de W, com 40-50 km/h, que se fizeram sentir alguns dias antes da execução dos perfis. Estes ventos terão modificado a direcção da ondulação de NW, com 4-5 m de altura e a corrente de deriva dirigiu-se para norte, onde se deu acumulação.

Em Abril de 1991, o balanço foi positivo em SM3 (Figs. II-61-B e II-70), o perfil melhor exposto à ondulação de W e NW, com 3-4 m de altura, que se fez sentir alguns dias antes dos levantamentos. A incidência perpendicular das ondas intensificou a velocidade e a

capacidade de transporte da corrente de afluo, que atingiu as zonas mais elevadas da praia e permitiu, deste modo, a transferência de grande quantidade de sedimentos. Esta dinâmica facilitou o restabelecimento da duna destruída em Janeiro e a edificação de uma berma bem desenvolvida. Nos restantes perfis houve perda de sedimentos (-180 m³ em SM2). Em Setembro, registou-se diminuição da erosão a norte e incremento a sul, mantendo-se o balanço negativo; só em SM2 se verificou acumulação (cerca de 50 m³).

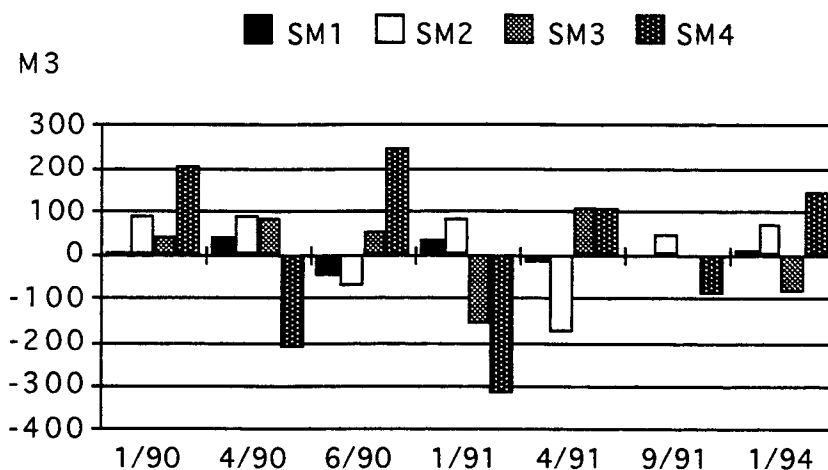


Figura II-70 - Variações volumétricas observadas em cada perfil da Praia de São Martinho do Porto entre Setembro de 1989 e Janeiro de 1994

O temporal de Janeiro de 1994 não produziu os efeitos verificados nas outras praias, pois os perfis mantiveram forma e volume semelhantes e só SM3 registou diminuição de cerca de 190 m³, relativamente a Setembro de 1991 (Figs. II-61-B e II-70). Nos restantes, houve acumulação, restabelecendo-se um perfil semelhante ao registado em Janeiro de 1991.

A variação volumétrica dos perfis e da frente do cordão dunar, entre Setembro de 1989 e Janeiro de 1994 (Fig. II-71), foi menor a norte (SM1) onde se registou cerca de 1 m de desnível na praia média e baixa, tendo as diferenças aumentado para sul (3-4 m em SM4). O balanço sedimentar foi positivo em toda a praia; a maior acumulação registou-se na parte central de SM2 (130 m³) e a sul (SM4 50 m³, SM3 45 m³). Verificámos que a área de maior estabilidade se

localiza a norte, nas imediações de SM1, onde nos cinco anos de levantamentos apenas se verificou uma variação de 5 m³.

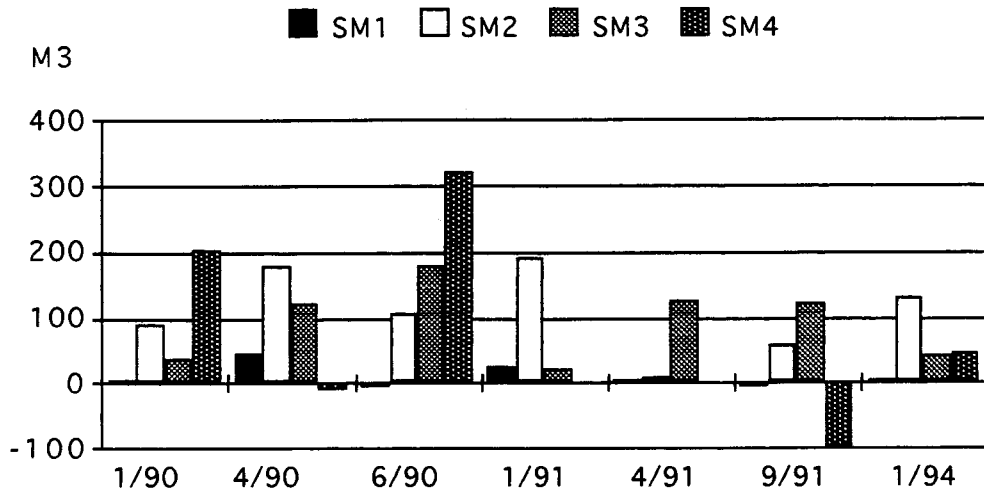


Figura II-71 - Balanço sedimentar registado na Praia de S. Martinho do Porto entre Setembro de 1989 e Janeiro de 1994

A taxa média de acumulação foi de 11 m³/ano, com valores entre 26 e 1 m³/ano, correspondentes a SM2 e SM1. Estes valores indicam alguma estabilidade da praia, resultante das condições de abrigo a que está sujeita e que determinam fraco hidrodinamismo.

2.2.2.3 - As dunas de S. Martinho do Porto: Formas e características dos sedimentos

As dunas de S. Martinho do Porto estão agrupadas em dois cordões de forma semi-circular, separados por uma faixa de aluviões onde corre, num canal artificial, a Vala Real dos Medros (Fig. II-60).

O cordão dunar exterior forma a antepraia e estende-se da praia alta (a partir das imediações de SM2) à foz do rio da Tornada e às imediações do caminho de ferro, numa área de

5 ha. É provável que esteja modelado sobre o cordão litoral que progrediu de NE para SW, fechou a enseada interior e contribuiu para o desaparecimento dos portos de Alfeizerão e Salir.

O cordão dunar interior possui dimensões idênticas ao exterior; situa-se no enfiamento da barra da baía, limitado, a poente, pela Vala Real dos Medros, a nascente, pela ribeira da Amieira e, a sul, pelo rio de Alfeizerão, cujos traçados devem ter influenciado a configuração do conjunto. É provável que assente também sobre um antigo cordão litoral, livre, ou apoiado a sul e que tenha sido mais extenso.

A configuração destes cordões dunares sofreu ao longo do tempo grandes alterações, de modo a minimizar os efeitos do assoreamento e da insalubridade dos paúis; já antes do século XVIII se tinham efectuado trabalhos de desvio e aprofundamento dos cursos de água e a abertura de novas valas que conduziam as águas a um único colector, o rio da Tomada ou de Salir, que assim ficava com maior caudal e capacidade para atravessar as dunas sem constantemente se assorear, desaguando na baía, a sul. Apesar desta intervenção, nos anos mais chuvosos, eram frequentes as inundações. As valas principais, com o fundo mais elevado pela deposição dos sedimentos, transbordavam ou rompiam com facilidade e as águas tomavam o rumo primitivo ou seguiam os declives mais favoráveis, destruindo as dunas, o que, de acordo com os relatos de **M. Franzini** (1821), terá alterado a topografia. Nos finais do século XIX, a construção do Caminho de Ferro do Oeste, no limite interno do cordão e, por volta de 1950, a abertura da estrada que liga S. Martinho a Salir, produziram também incisões e aplanamentos significativos. Em 1973 e 1986, entre a estrada e o caminho de ferro, foram depositados vários milhares de metros cúbicos de sedimentos, provenientes de dragagens executadas no interior da baía, que nivelaram a superfície, onde foi implantado um parque de campismo, um campo de futebol e alguns blocos de apartamentos com 8 pisos. As cristas do cordão exterior, que em alguns casos atingiam cerca de 15 m de altura em 1964⁽¹⁾, tinham sido, na maioria, arrasadas em 1978⁽²⁾, apesar da deposição dos dragados. O cordão interior, estabilizado e coberto por pinheiro bravo e manso, encontra-se há alguns anos em fase de degradação, devida ao corte do pinhal, à expansão da construção (alguma dela clandestina),

(1) - Data dos levantamentos de campo para a elaboração da Carta Militar nº316, na escala 1:25 000.

(2) - Data dos levantamentos para a execução das plantas topográficas e cadastrais na escala 1:2 000.

ao pastoreio e à extracção de areias. Em 1993-1994, sobre as dunas que se desenvolvem entre a praia alta e a estrada marginal, foi instalado, pelos técnicos do Parque Natural da Serra de Aire e Candeeiros, um denso sistema de paliçadas com cerca de 1 m de altura, de estacaria e redes de plástico, para fixação das areias e limitação do pisoteio (Estampa VIII, fotografia 4). Como consequência verificou-se, em alguns locais, a acumulação de areia contra os primeiros obstáculos e a formação de crescentes, que aumentaram o declive da praia. Nos locais onde as pontas dos crescentes coalesceram, as zonas mais elevadas funcionaram como obstáculo e originaram a acumulação de pequenas nebkas, rapidamente colonizadas por manchas de Elymus farctus. Nas imediações da cabeça dos crescentes continua a ocorrer forte erosão¹, ao ponto de nas marés vivas se observar o derrube das primeiras filas de paliçadas. Para o interior, o crescimento da duna não foi muito acentuado, mas o abrigo permitiu um rápido crescimento da vegetação, sobretudo de Ammophila arenaria e o desaparecimento, ou desactivação, dos principais corredores de deflação. Formou-se assim, num curto espaço de tempo, uma duna penestabilizada e com maior índice de cobertura vegetal, que se deve em grande parte à limitação do pisoteio e ao abrigo, criados. O sistema de protecção continua implantado sem qualquer alteração, nem quantificação dos efeitos produzidos.

A génese dos cordões dunares é semelhante à do sistema da Nazaré, embora existam aqui, dois conjuntos independentes. Perante as alterações fisiográficas referidas, admitimos a hipótese de os dois cordões terem estado separados apenas por um corredor interdunar, como o que se observa na Nazaré, mas de maior dimensão. A abertura da Vala Real dos Medros teria destruído, a ocidente, parte das areias dunares, o mesmo sucedendo mais ao sul, com o rio da Tornada e seus afluentes. O interesse em recuperar terrenos para a agricultura terá ocasionado, simultaneamente, a remoção da areia solta superficial, individualizando assim os dois cordões. De salientar que os terrenos cultivados em volta do cordão interior apresentam teor de areia superior ao do conjunto da várzea aluvial².

As características granulométricas dos sedimentos dos dois cordões dunares, apresentam pequenas diferenças. Como se pode observar no Quadro II-IX, o cordão exterior é formado por

¹ - Como se observou em Janeiro de 1994, nas imediações do perfil SM3.

² - Com se verificou, por comparação visual.

Quadro II-IX- Parâmetros granulométricos dos sedimentos das duna de S.Martinho Porto

| SECTORES | Moda | Média | Desvio padrão | Assimetria | Curtose |
|------------------------------------|-------------|-------------|---------------|---------------|--------------|
| Praia alta | 1,25 | 1,72 | 0,585 | 0,131 | 0,868 |
| 1 ^o crista duna branca* | 1,75 | 1,99 | 0,524 | 0,027 | 0,865 |
| 2 ^o crista duna branca* | 2,75 | 1,84 | 0,816 | -0,255 | 0,727 |
| Depressão interdunar* | 1,75 | 1,89 | 0,696 | 0,015 | 0,759 |
| Duna cinzenta* | 2,75 | 1,89 | 0,848 | -0,176 | 0,758 |
| MÉDIA* | 2,05 | 1,86 | 0,693 | -0,051 | 0,795 |
| Duna branca # | 2,75 | 2,08 | 0,702 | -0,346 | 0,906 |
| Duna cinzenta # | 2,75 | 1,97 | 0,555 | -0,011 | 0,865 |
| MÉDIA# | 2,75 | 2,02 | 0,63 | -0,178 | 0,885 |

* cordão interior # cordão exterior

por areias médias (1,9 ϕ), moderadamente calibradas (0,69 ϕ), aproximadamente simétricas (-0,05 ϕ) e platicúrticas (0,8 ϕ); o cordão interior apresenta areias mais finas (média de 2,2 ϕ), moderadamente calibradas (0,628 ϕ), com assimetria negativa (-0,178 ϕ), platicúrticas (0,885 ϕ) e unimodais. A classe granulométrica mais frequente corresponde no cordão exterior, a areias médias (2,05 ϕ) e, no interior, a areias finas (2,75 ϕ). Esta diminuição do diâmetro médio para o interior, é comum aos sistemas dunares analisados e não indica, só por si, uma génese anterior, pois pode resultar da acção selectiva do vento, que transporta as areias mais finas a maiores distâncias. No cordão exterior, a percentagem de bioclastos é reduzida (5,7% e corresponde, quase na totalidade, a clastos de origem marinha e não continental) e diminui da praia alta para a duna cinzenta; no cordão interior é elevada (20%) e composta por fragmentos de gastrópodes continentais (Quadro II-X).

A análise morfoscópica não permitiu diferenciar os sedimentos dos cordões dunares. Ambos são formados, maioritariamente, por grãos de quartzo hialino, subangulosos a arredondados, pouco brilhantes na duna branca, aumentando a percentagem de grãos baços e picotados na duna cinzenta e verde, o que poderá ser considerado como indicador de um transporte mais longo. O aumento das características eólicas dos grãos é acompanhado de uma

pequena diminuição do diâmetro médio e do aumento da percentagem da mica, à medida que aumenta a distância à praia e, conseqüentemente, à fonte de alimentação.

Quadro II-X - Composição fundamental dos sedimentos das dunas de S. Martinho do Porto

(valores em %)

| SECTORES | Bioclastos | Matéria orgânica | Areão | Areia | Argila |
|---------------------------|--------------|------------------|-------------|--------------|-------------|
| Praia alta | 10,2 | 0 | 0 | 88,82 | 0,98 |
| 1º crista de duna branca* | 6,08 | 0 | 0 | 93,85 | 0,07 |
| 2º crista de duna branca* | 7,14 | 0,04 | 0 | 92,82 | 0 |
| Depressão interdunar* | 2,9 | 1,02 | 0,03 | 96,05 | 0 |
| Duna cinzenta* | 2,1 | 0,29 | 0,03 | 97,58 | 0 |
| MÉDIA* | 5,68 | 0,27 | 0,01 | 93,82 | 0,21 |
| Duna branca# | 22,53 | 0 | 0 | 76,15 | 1,32 |
| Duna verde# | 17,5 | 1,5 | 0 | 81 | 0 |
| MÉDIA# | 20,01 | 0,75 | 0 | 78,6 | 0,66 |

* cordão interior # cordão exterior

Os cordões dunares apresentam-se mais desenvolvidos a sul e sudeste, estreitando para norte. Esta configuração resulta (para além da intervenção antrópica já referida) da acção dos ventos predominantes de N e NW, que se fazem sentir com maior intensidade nos locais desabrigados. As cristas, quando existem, estão orientadas na direcção dos ventos dominantes (para SW) e apresentam forma parabólica ou oblíqua à costa. No cordão externo, são mais baixas (7-11 m de altitude), só estão conservadas nas áreas onde ainda existem pequenas manchas de pinhal e correspondem, apenas, a formas parabólicas; no cordão interno são mais numerosas e altas (atingem 15-17 m).

Do mar para o interior verifica-se a seguinte sucessão ecológica (Fig. II-72): pequena nebka situada na base da arriba dunar com 1-2 m de altura; duna branca, primeira crista; corredor de deflação; segunda crista; duna cinzenta muito degradada e interrompida por corredores de deflação eólica e domas de areia, resultantes, provavelmente, da degradação antrópica da duna verde.

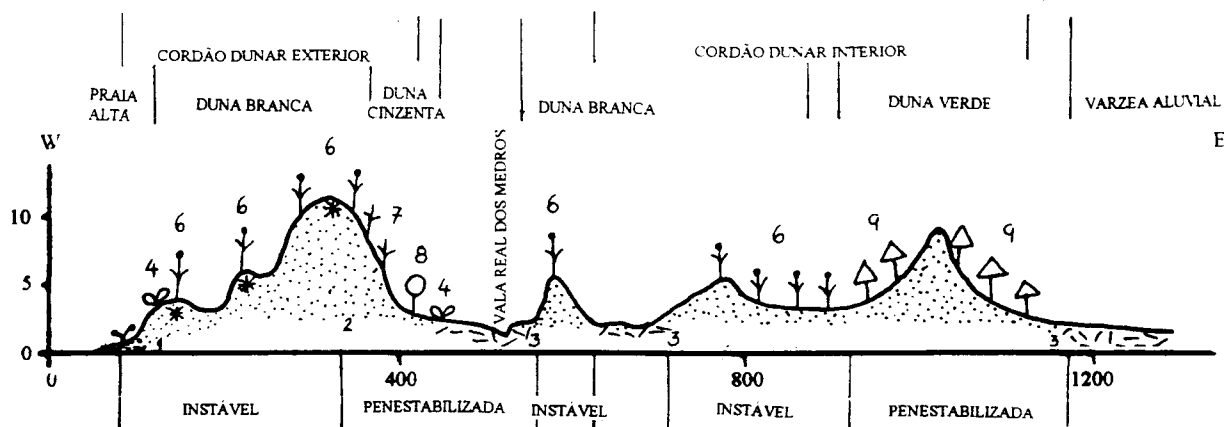


Figura II-72- Perfil transversal do cordão interno e externo de S. Martinho do Porto
 1- areia de praia 2- areia de duna 3- aluviões 4- Calystegia soldanella 5- Elymus farctus 6- Ammophila arenaria 7- Helichrysum picardi 8- Corynephorus canescens 9- Pinus pinaster * amostra

2.2.2.4 - A cobertura vegetal e a evolução das dunas de S. Martinho do Porto

A partir do perfil SM2 a praia alta é mais larga e formam-se, pelo menos durante o Verão, pequenas nebkas litorais, colonizadas por espécies halopsamófilas, com predomínio de Calystegia soldanella (couve-marinha), Medicago marina, Elymus farctus (junça-das-areias), e Eryngium maritimum (cardo-rolador). A espécie Cakile maritima não se encontra porque a praia é muito estreita e, por vezes, a praia média termina numa micro-arriba dunar (Fig. II-73).

A duna primária, com altura variável entre 1 e 10 m, apresenta várias cristas, separadas por pequenos corredores de deflação; está quase desprovida de vegetação ou revestida apenas por tufos descontínuos de Eryngium maritimum, a que se juntam Ammophila arenaria, Lotus creticus e Pancretion maritimum. Para o interior, existem várias cristas de duna branca, com forma parabólica, muito degradadas e cortadas por inúmeros corredores de deflação, sem vegetação.

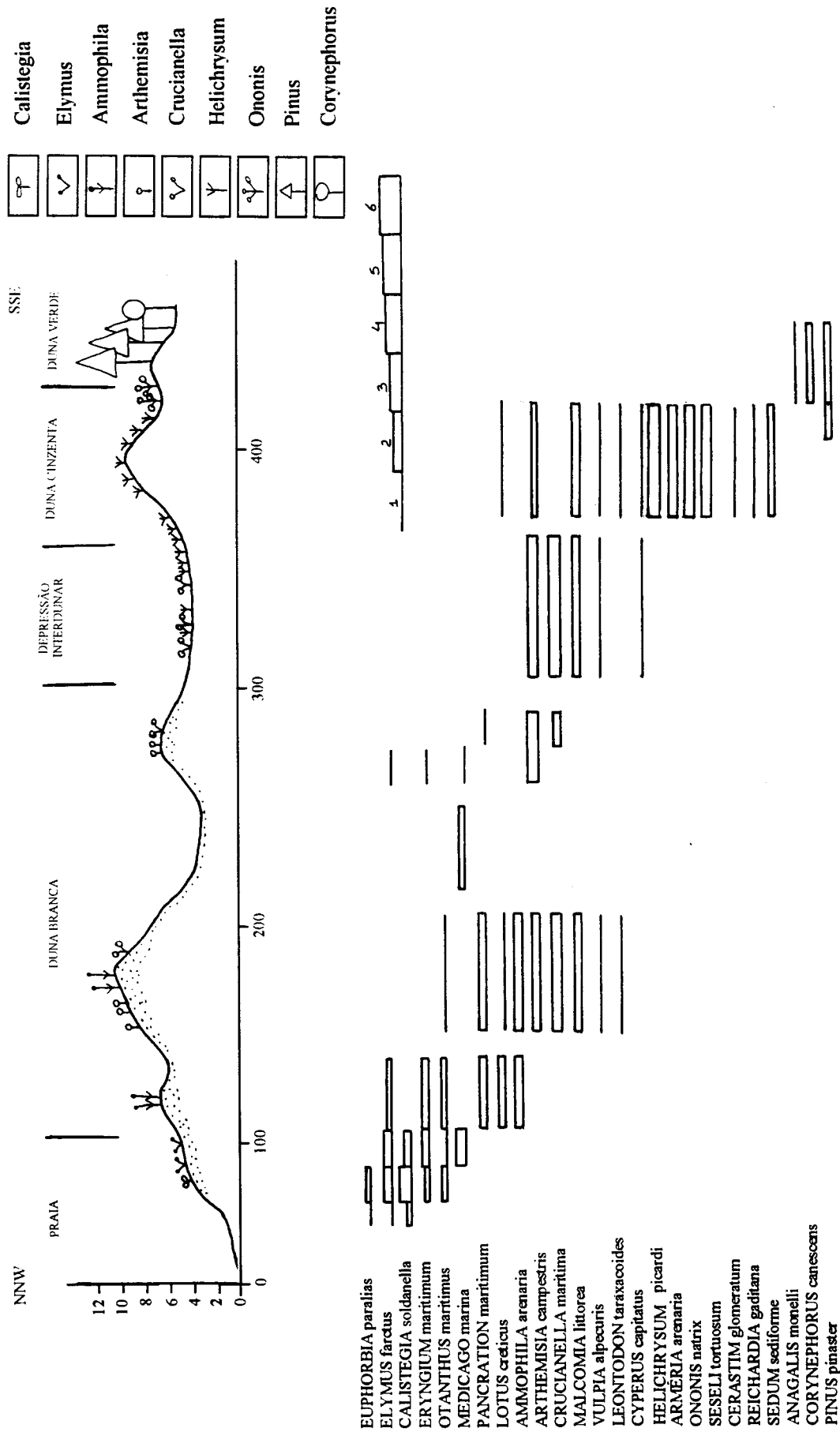
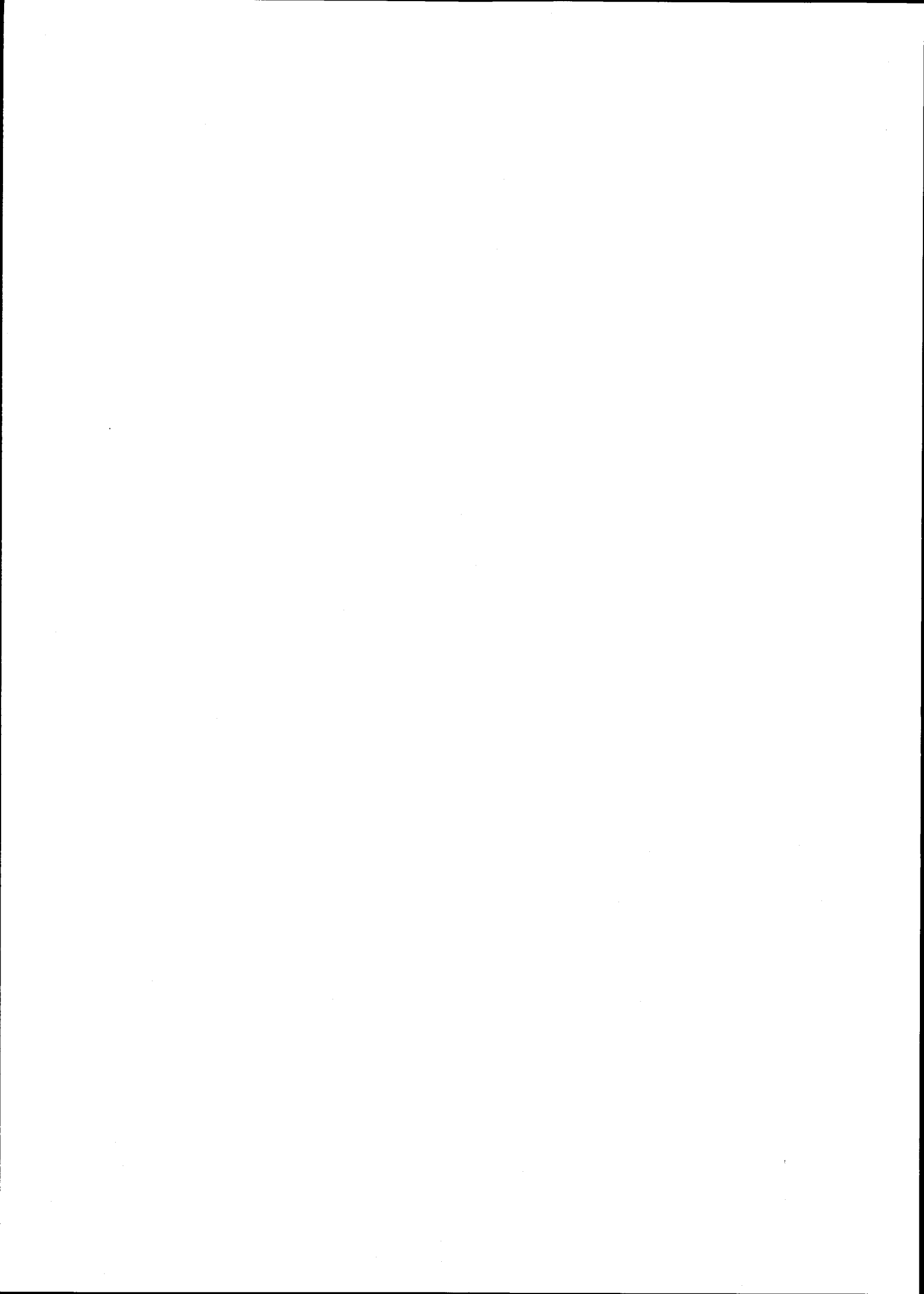


Figura II-73 - Esboço morfológico e transecto de vegetação do cordão dunar externo de S. Martinho do Porto

(levantamento realizado em Junho de 1993, nas imediações da foz do rio da Tornada)



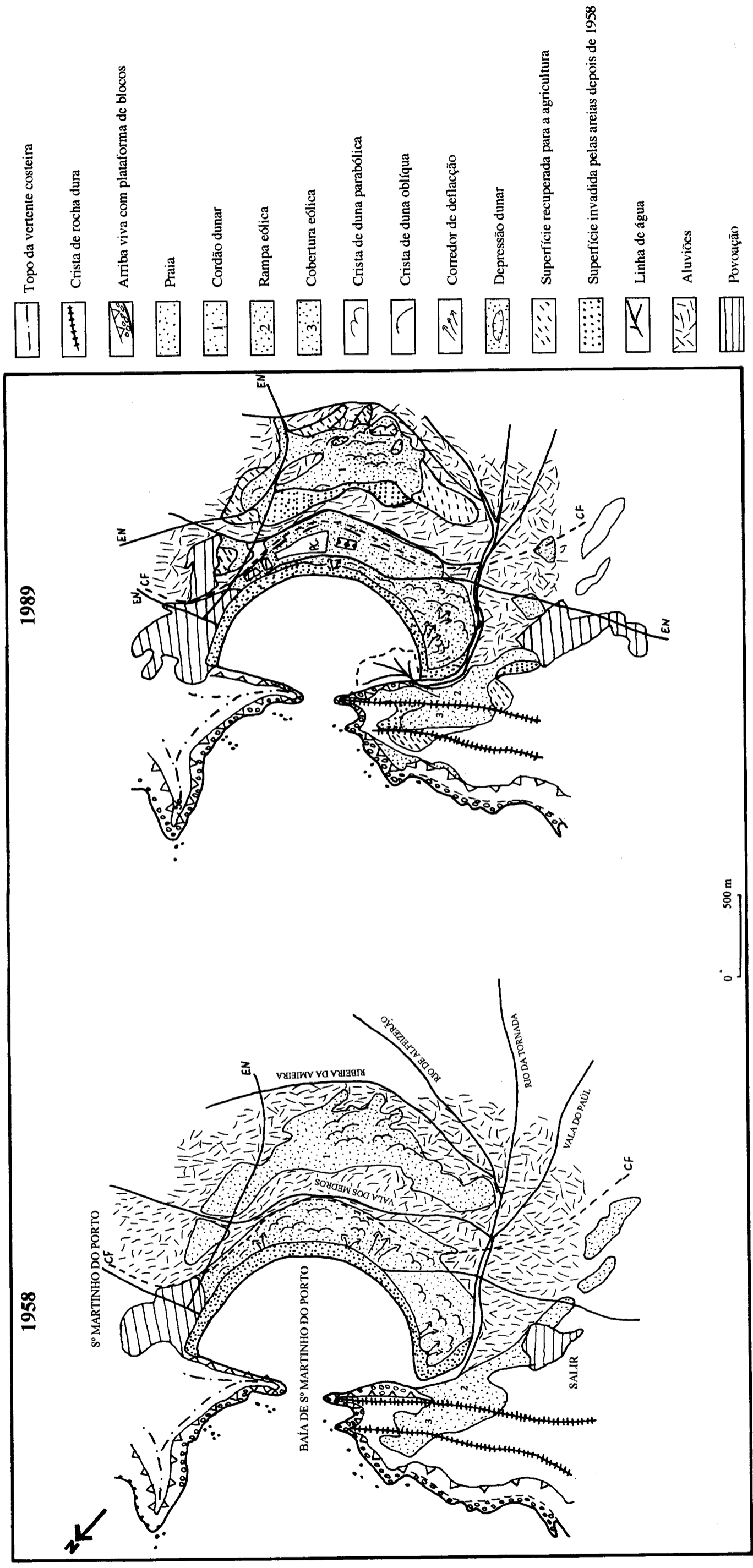
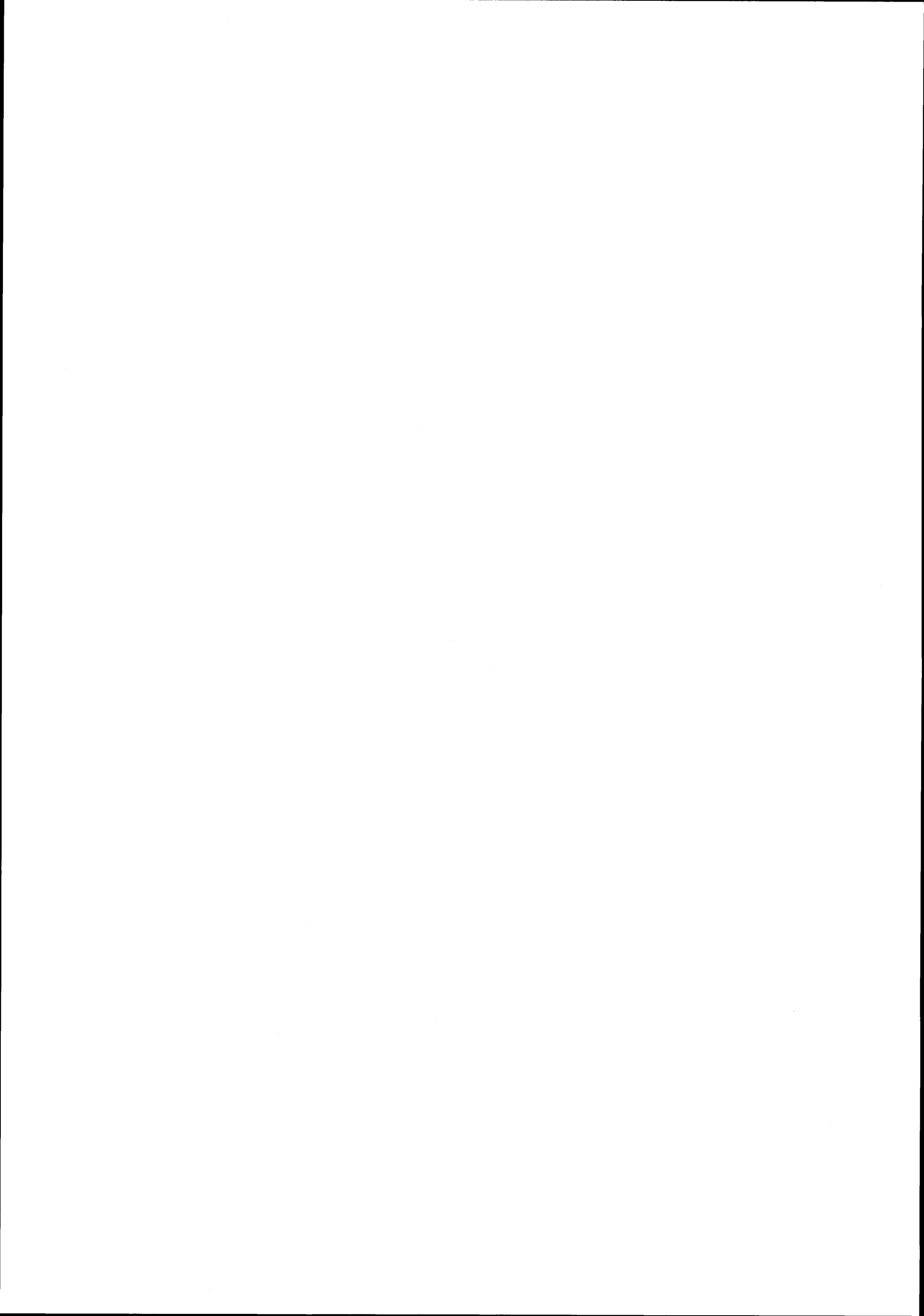


Figura II-74 - Evolução dos sistemas litorais de S. Martinho do Porto entre 1958 e 1989 (esboço obtido por fotointerpretação)



Em regra, a segunda crista e as seguintes apresentam maior taxa de cobertura e dominância: predominam Artemisia campestris (madorneira) e Crucianella maritima (granza-das-praias), Malcomia littorea e com menor ocorrência, Vulpia alopecurus e Cyperus capitatus, bem adaptadas à menor velocidade do vento e salinidade e a um solo pobre em matéria orgânica e sais. Neste sector da duna, registou-se menor número de espécies do que na Nazaré ou nas áreas mais a sul, em virtude da maior intervenção antrópica. As depressões interdunares mais amplas e interiores apresentam espécies e taxas de cobertura semelhantes às cristas.

A duna cinzenta ocupa as cristas interiores do cordão dunar exterior e a grande parte do cordão interior, embora apenas o primeiro esteja representado na Fig. II- 73. Mais abrigada e estável, é colonizada por maior número de espécies; Helichrysum picardi é a espécie dominante, seguida de Ononis natrix, Armeria welwitchii e Seseli tortuosum. Nas áreas mais protegidas da erosão, a duna cinzenta dá lugar a uma duna verde onde se identificaram algumas espécies de Anagalis monelli e Corynephorus canescens correspondentes a um estágio de degradação dos matos de Corema album e alguns exemplares de Pinus pinaster. No cordão interior, a duna verde corresponde a povoamentos exclusivos desta espécie. Este ecossistema está actualmente a transformar-se, pois a maioria das cristas, devido à destruição antrópica da vegetação, é remobilizada pelo vento e colonizada por Ammophila arenaria. A coexistência das espécies referidas, indica, tal como na Nazaré, que todos os sistemas se encontram degradados, por acção antrópica e erosão marinha da frente da duna primária.

Entre 1958 e 1989 a superfície do cordão interior diminuiu cerca de 0,5 ha (Fig. II-74), devido ao crescimento urbano de S. Martinho, pois a deposição dos dragados e os nivelamentos efectuados não alteraram significativamente a superfície, mas sim a altura, a forma e a vegetação das cristas. A construção de moradias, a recuperação de terrenos para a agricultura e a extração de areias provocaram no cordão exterior uma diminuição de cerca de 1 ha, acompanhada também, de profundas modificações na forma, na altura e no coberto vegetal do conjunto.

2.2.3 - A Praia do Baleal

2.2.3.1 - Formas da praia e características dos sedimentos

A Praia do Baleal situa-se entre o Forte de Peniche de Cima e os afloramentos rochosos da Fonte do Baleal, ao longo do cordão norte do istmo de Peniche.

As saliências rochosas de Peniche e Baleal, pela orientação, posição avançada para Oeste e regularidade batimétrica que apresentam, formam um obstáculo natural às correntes de deriva litoral que aqui sofrem uma inversão do seu sentido geral. Constituem, pela mesma razão, um dos principais pontos de articulação da costa, delimitando um sector litoral com orientação NE-SW que se inicia na Nazaré e aqui termina, de um outro praticamente N-S que inicia a partir de Peniche (Fig. I-1).

A praia é extensa e estreita (tem cerca de 4 km de comprimento e 160 - 180 m de largura máxima), apresenta configuração semi-circular, (índice de curvatura 1.45), orientação N160E e constitui a maior parte do cordão norte do tómbolo de Peniche (Fig. II-75). Embutida entre as saliências de Peniche e do Baleal, está bem exposta às influências de norte e abrigada dos quadrantes de S e de SW.

A antepraia inicia-se por uma micro-arriba modelada na duna frontal, com 1-2 m de altura e um talude de inclinação superior ao valor crítico de estabilidade, cuja manutenção se deve à humidade e ao emaranhado das estruturas radiculares, frequentemente expostas pela erosão (Estampa IX, fotografia 1). Junto a Peniche, a duna foi estabilizada por um enrocamento que o mar põe a descoberto nas tempestades evitando, assim, a sua progressão para SW e a obstrução da estrada pelas areias. Próximo do tómbolo do Baleal (entre os perfis B1 e B2) a praia assenta sobre uma plataforma de abrasão modelada em rochas margosas e argilosas (Jurássico), parcialmente coberta por areias e posta a descoberto nos períodos de maior emagrecimento da praia. Alguns metros a norte, o afloramento desaparece e observa-se, ao nível

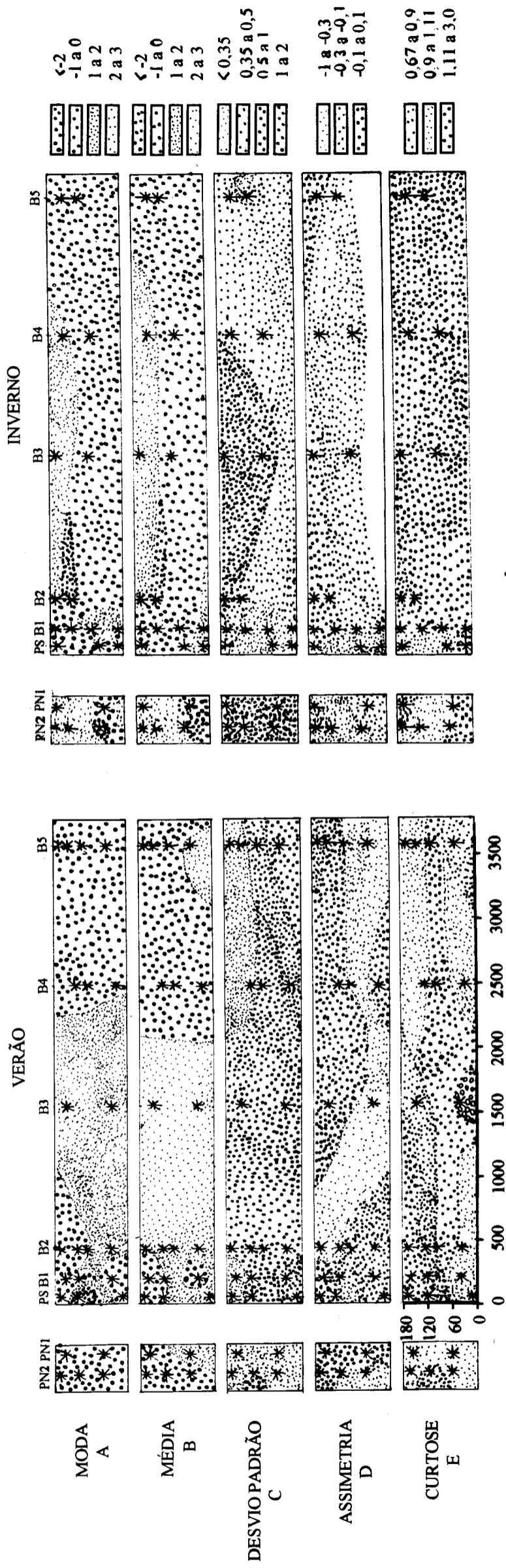
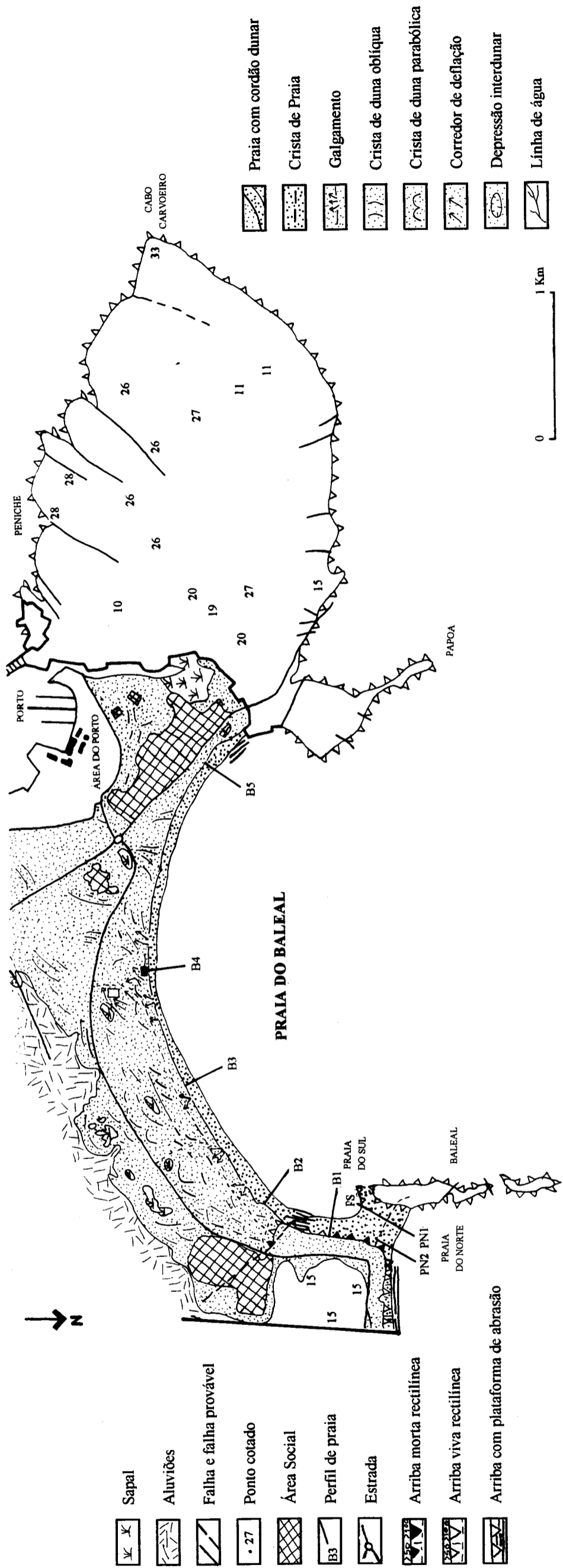
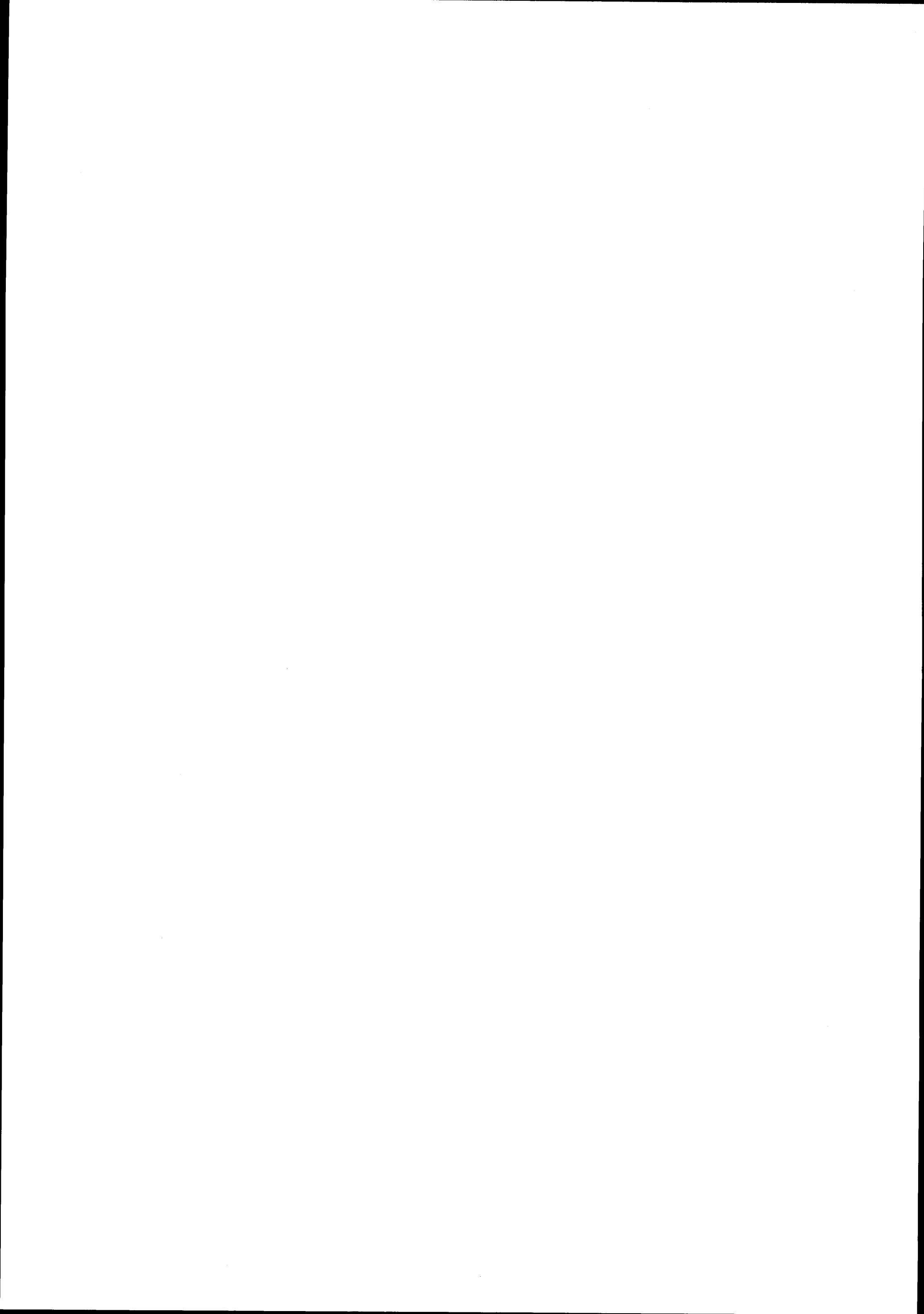


Figura II-75 - Esboço geomorfológico e parâmetros granulométricos dos sedimentos da Praia do Baleal, da Praia do

Norte e da Praia do Sul (valores dos parâmetros em ϕ , *localização das amostras, escalas aproximadas)



da praia alta, uma acumulação de blocos, predominantemente margosos e bem rolados, alguns com mais de 1 m de diâmetro, correspondente, talvez, a uma plataforma acumulada na base da antiga arriba e modelada pelo mar, a um nível superior ao actual. A praia alta é muito estreita e só se identifica na área dos perfis B2 e B4 (Fig. II-75 e II-76). Como a superfície é muito reduzida e alcançada por quase todas as marés de águas vivas, as nebkas litorais e a vegetação são raras. Constróem-se apenas nalguns meses de Verão, nos locais onde a largura e o declive da praia são maiores, desaparecendo no Inverno.

A praia média ou é muito extensa, formando uma rampa intertidal, ou se limita a um sector reduzido, de forte declive e que estabelece a ligação da praia baixa à frente da duna. Apresenta um perfil rectilíneo e de fraco declive, no Inverno (Fig. II-76), e modelado em pequenas cristas, no Verão. A passagem à praia baixa é marcada por uma escarpa quase imperceptível, que nem sempre se observa.

A praia baixa tem declive muito fraco (1-2°) e extensão variável em função do desenvolvimento da praia média, podendo mesmo abranger a quase totalidade do perfil (Fig. II-76). Quando este se encontra erodido observa-se neste sector um depósito vasoso, com restos de vegetação incorporados (Estampa IX, fotografias 2, 3 e 4), que parece corresponder a um antigo sapal ou estuário, formado quando o mar se encontrava mais baixo do que actualmente.

A praia submarina é larga (2,3 km) e predominantemente rochosa para além da faixa de rebentação (Fig. II-1). Apresenta gradiente quase constante e inferior ao da praia baixa (< 1°).

Os sedimentos colhidos na Praia do Baleal (localização na Figura II-75 e II-76) são, em média, compostos por 98% de areias, 1,4% de areão, 0,3% de balastro e 0,3% de silte e argila, com ligeiro predomínio da fracção arenosa no Verão. C. Cabral 1986, indica para o balastro, um valor médio superior (5,1%); 9,4% no Inverno e 0,1% no Verão. Ao contrário do observado nas outras praias, a repartição é idêntica em todos os sectores (Fig. II-76); só a praia média apresenta, no Inverno, um aumento do areão (5%), resultante da amostra colhida em B4, composta por 8% de cascalho e 28% de areão, classes quase ausentes nos restantes perfis.

A moda corresponde a areias médias (1,8ø no Inverno, 2,2ø no Verão), que se tornam mais finas para ocidente (Fig. II-75-A), no Verão. As amostras bimodais (cerca de 30%) localizam-se na praia média, nas imediações dos crescentes. A presença de 3 modas só se

verificou no Inverno, na amostra da praia alta de B5. A moda secundária tem valor mais baixo e corresponde, nas duas estações, a sub-populações de areias grosseiras a muito grosseiras.

A repartição espacial da média é muito semelhante à da moda (Fig. II 75-B). No Verão, as areias médias (1 e 2 ϕ) predominam ao centro e a oriente, passando para oeste, a areias finas (2 a 3 ϕ), sem variação significativa nos vários sectores da praia. No Inverno, registou-se a

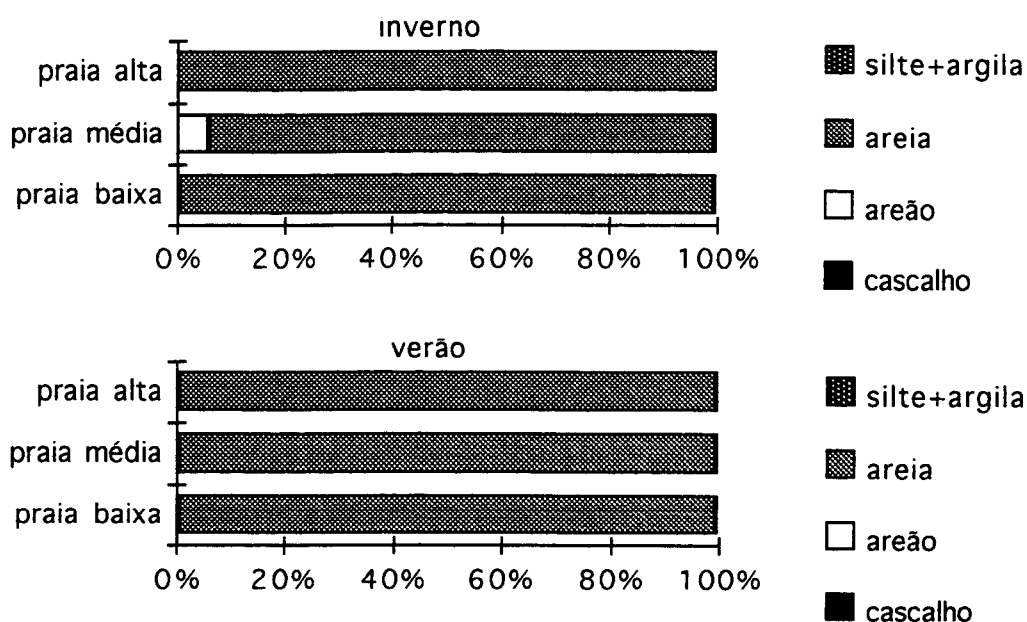


Figura II-77- Distribuição das fracções texturais dos sedimentos da Praia do Baleal em Janeiro e Junho de 1990

presença de areias muito grosseiras, na praia média e baixa de B4 (a oriente); para ocidente ocorrem areias finas. De salientar que o diâmetro médio aumenta da praia baixa para a alta (diminuição dos valores da média), excepto em B1, que não registou qualquer variação perpendicular à praia.

Os sedimentos são, em média, bem calibrados (0,44 ϕ), com valores semelhantes nas duas estações do ano. No Verão (Fig. II-75-C), a calibragem melhora a ocidente e diminui do topo para os sectores mais baixos da praia (B1 e B2). Para oriente (B3 e B4) a calibragem é moderada e semelhante em todos os sectores; B1 e B5, situados nos extremos da praia, apresentam comportamento idêntico. No Inverno, verifica-se o inverso; os sedimentos são

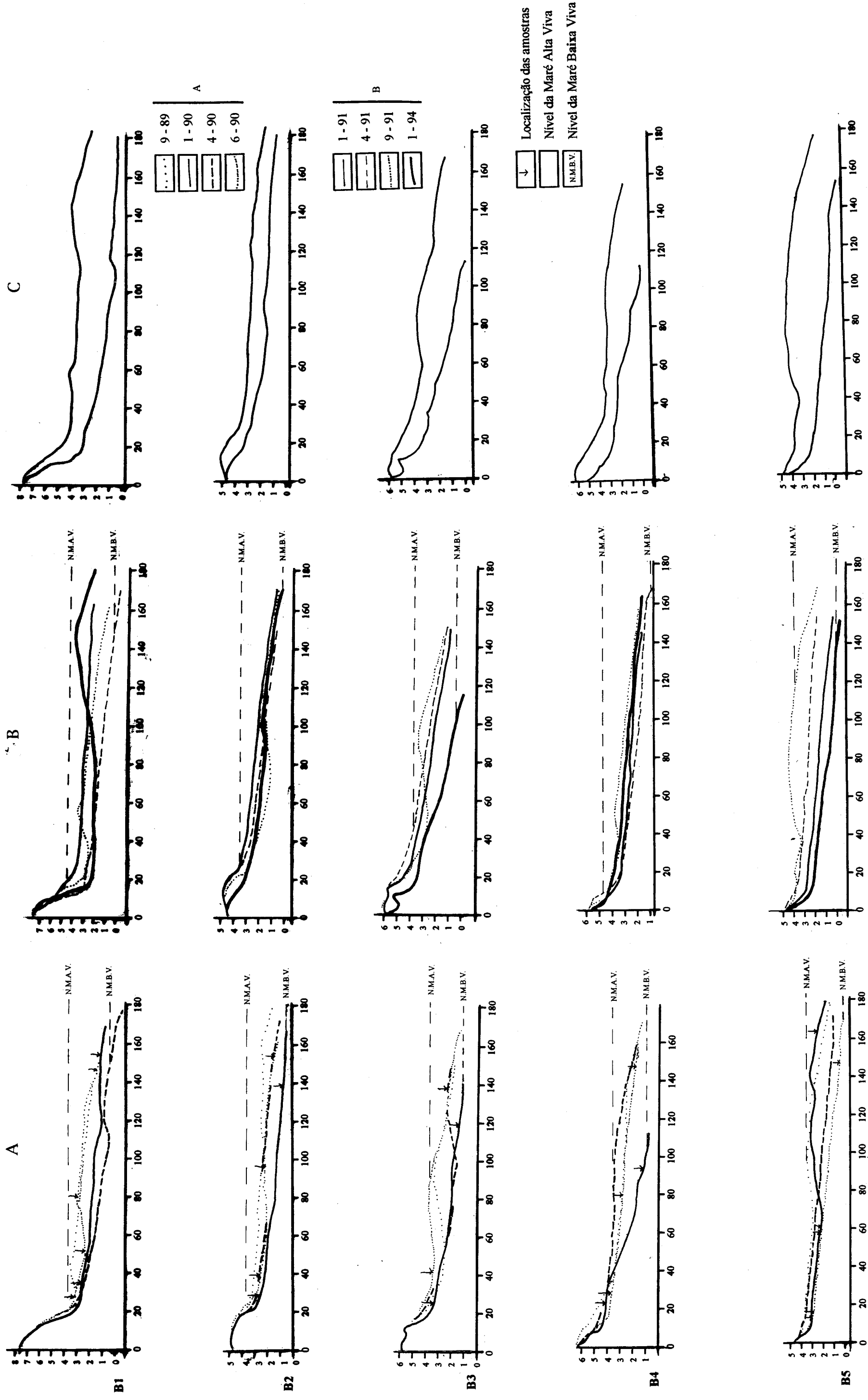
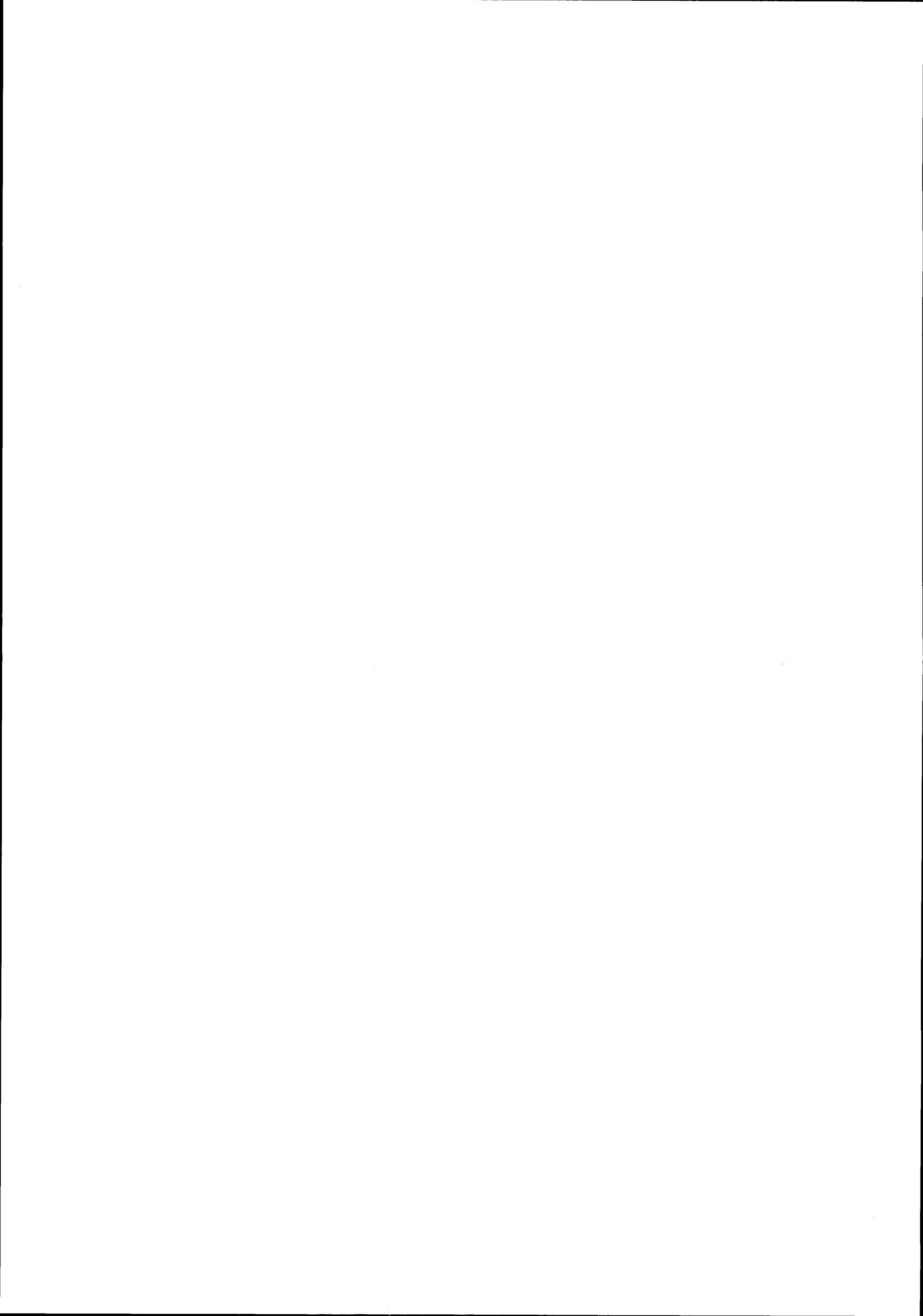


Figura II-76 - Perfis da Praia do Baleal realizados entre; **A**- Setembro de 1989 e Junho de 1990, **B**- Janeiro de 1991 e Janeiro de 1994, **C**- posições extremas dos perfis realizados (envolventes máxima e mínima)



moderadamente calibrados a oriente, na praia média e alta (B3 e B4) e bem calibrados, para ocidente, em todos os sectores.

A correlação entre a média e o desvio padrão é acentuada (Fig.II-78). Os sedimentos mais finos, com diâmetro entre 2 e 3 ϕ , são muito bem, a bem calibrados. A calibragem piora nos sedimentos mais grosseiros e o valor da assimetria é mais uniforme no Inverno. O conjunto das amostras tem assimetria negativa (-0,19 ϕ), devida à presença de uma ou várias populações de areias finas, valor semelhante aos -0,22 ϕ , referidos por **C. Cabral** (1986).

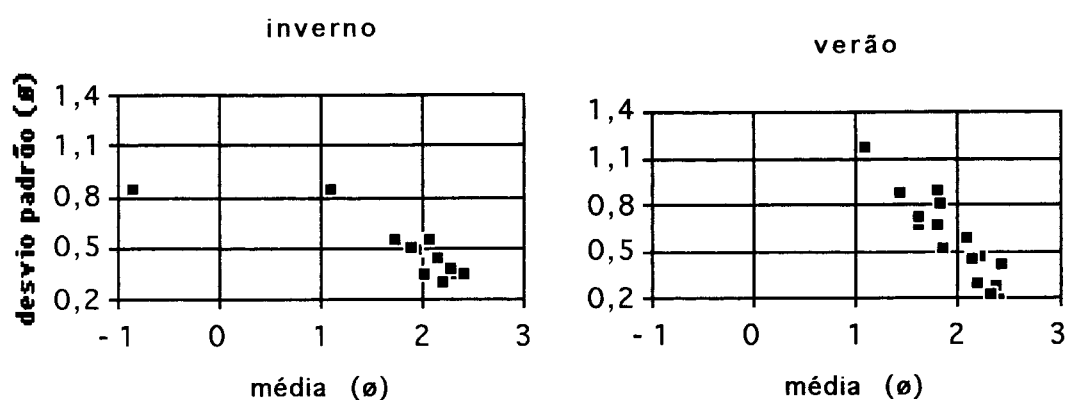


Figura II-78 - Correlação entre a média e o desvio padrão dos sedimentos da Praia do Baleal , em Janeiro e Junho de 1990

De Verão, a praia baixa e média a ocidente, e a média e alta a oriente, apresentam assimetria muito negativa (Fig. II-75-D), devida às modas secundárias resultantes da presença de uma sub-população mais fina; para o topo da praia os sedimentos são aproximadamente simétricos. No Inverno, a variação é menor, pois há um aumento dos valores (de negativos para aproximadamente simétricos) da praia alta para a baixa.

A correlação entre a assimetria e a média (determinados pelo método dos momentos) é fraca, embora melhore um pouco no Inverno; os sedimentos mais finos nem sempre apresentam, como seria de esperar, assimetria negativa e vice-versa (Fig. II-79). Esta correlação fica a dever-se à existência de modas secundárias, mais finas e mais grosseiras do que a principal. De acordo com **G. Friedman** (1961), no Inverno, 67% das amostras pertencem ao ambiente de praia (praia alta de B3 e B5 e ao longo de B1); no Verão, as características marinhas

acentuam-se um pouco (73%) devido à deflação exercida sobre a praia alta. A maioria das amostras (83%) tem assimetria negativa a simétrica, mesmo em areias finas, (média de 3ϕ), quando a moda secundária é mais grosseira. A correlação entre a assimetria e o desvio padrão (Fig. II-80) permite verificar que, no Inverno, os sedimentos melhor calibrados são simétricos ou têm assimetria positiva. No Verão, a calibragem piora e a assimetria tende para negativa. A maioria

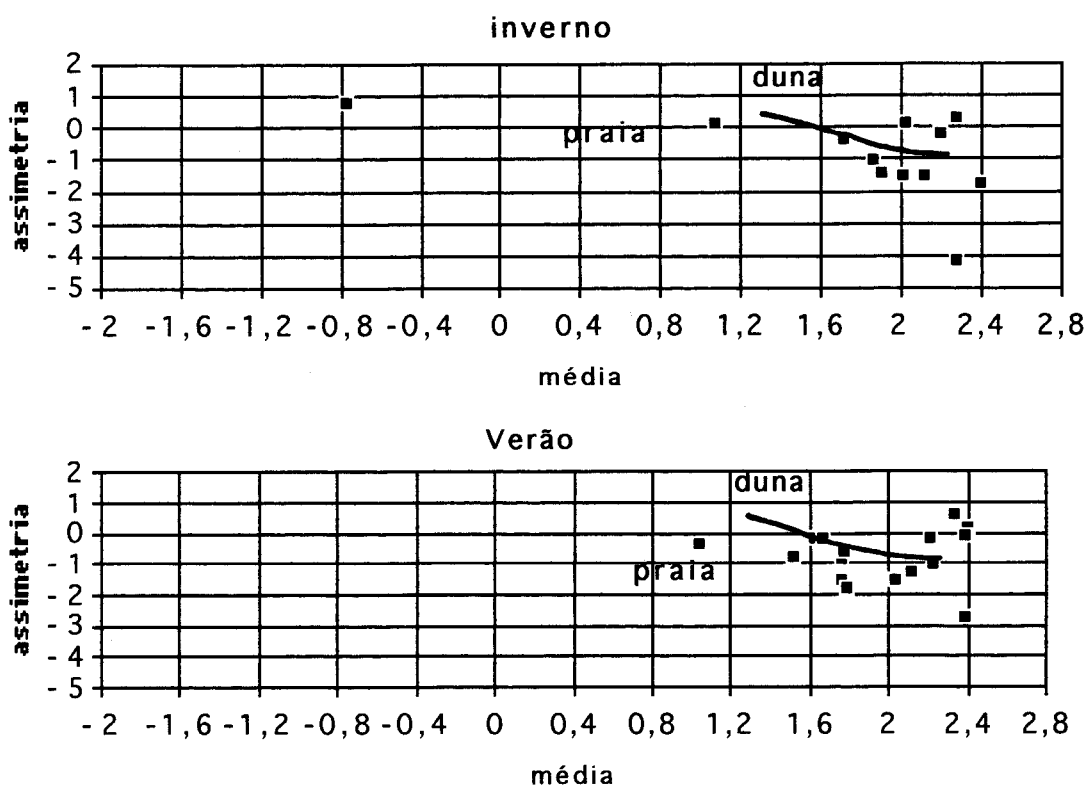


Figura II-79- Correlação entre a assimetria e a média nos sedimentos da Praia do Baleal, em Janeiro e Junho de 1990 (método dos momentos, G. Friedman, 1961)

das amostras está incluída no domínio marinho (84% no Inverno e 73% no Verão), embora ao longo de B4, os sedimentos pertençam ao domínio fluvial. É provável que este comportamento

se deva ao dismantelamento dos materiais existentes nos aterros artificiais da antepraia¹ (B3 e B4) e à sua dispersão pela praia.

Os sedimentos são representados por curvas leptocúrticas (1,12 ϕ), com melhor calibração na parte central do que nas extremidades, de acordo com os valores da assimetria e os determinados por C. Cabral (1986). A ocidente, predominam curvas mesocúrticas em toda a praia (Fig. II-75-E), mas, a oriente apenas ocorrem na praia baixa, verificando-se, na alta, uma seqüência de curvas platicúrticas a leptocúrticas, de acordo com o valor da classe granulométrica mais frequente.

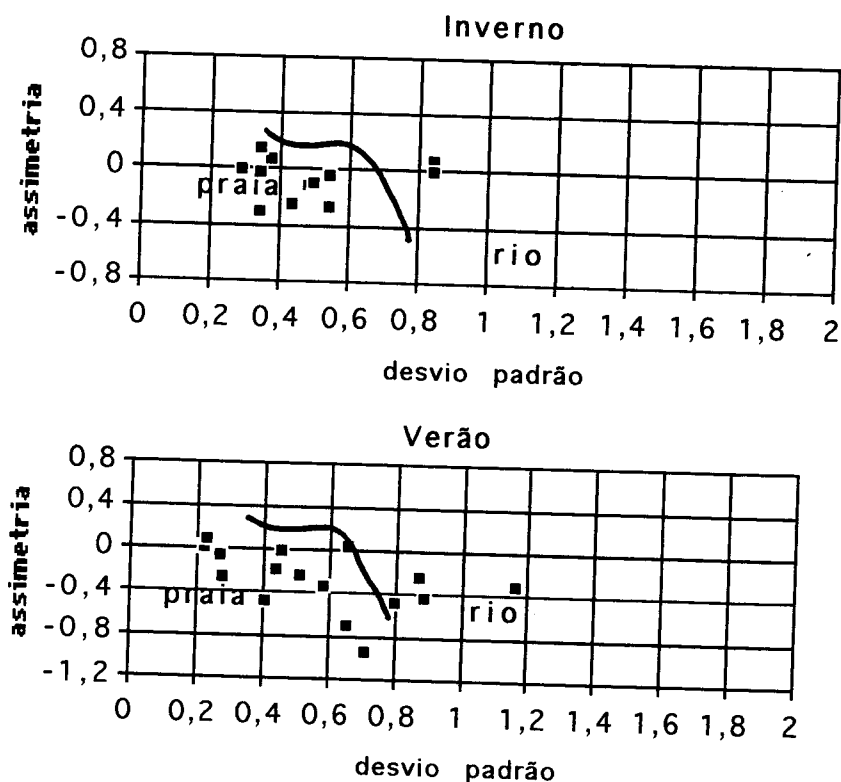


Figura II-80 - Correlação entre a assimetria e o desvio padrão nos sedimentos da Praia do Baleal, em Janeiro e Junho de 1990

A correlação entre a curtose e a média (Fig. II-81), indica para as areias médias a finas, curvas com distribuição normal, no Inverno. No Verão, esta tendência é menos acentuada,

¹ - resultantes de vestígios de estruturas utilizadas na extração de areias (estrada e garagem), parcialmente destruídas pela ondulação e modeladas em micro-arriba.

podendo as mesmas classes dimensionais apresentar curvas com distribuição normal ou muito leptocúrticas.

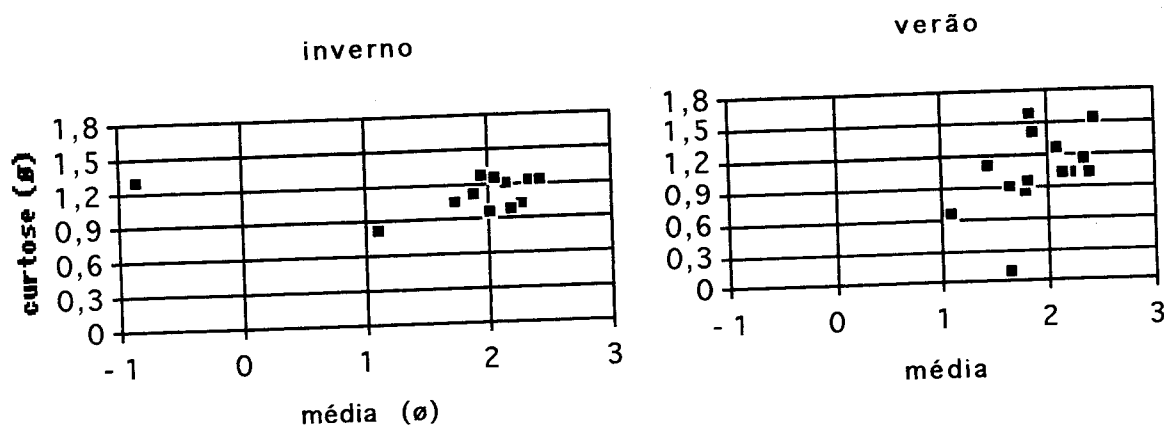


Figura II-81 - Correlação entre curtose e a média dos sedimentos da Praia do Baleal, em Janeiro e Junho de 1990

Nas curvas de distribuição granulométrica nem sempre foi possível identificar as duas populações de saltação e a de tracção, definidas por G. Visher (1969). Apenas a praia alta apresenta uma população de tracção que afecta, no Inverno, 15 a 30% da amostra e 7% no Verão, estando ausente em B2 (Fig. II-82). A suspensão é, nas duas amostragens, vestigial (menos de 1%). A saltação, predominante no Verão e essencialmente exercida pelo vento, é o processo mais generalizado nas classes dimensionais entre 1,5 a 3ø. A praia média apresenta população de tracção significativa, em B3 no Inverno (46%) e B4 no Verão (94%). Na praia baixa predomina o transporte por saltação, que se inicia nos diâmetros 1 e 2ø, ou inferiores, e afecta, na generalidade, 80 a 90% dos sedimentos.

A diminuição do declive médio da praia e a presença de sedimentos mais finos, melhor calibrados, mas com assimetria negativa, indicam uma dinâmica mais fraca para ocidente, que se intensifica no centro da praia, onde a ondulação incide perpendicularmente à costa.

Cerca de 85% dos sedimentos são constituídos por grãos de quartzo pertencentes a duas populações; uma de grão hialinos, transparentes, muito brilhantes, sub-angulosos a rolados. Outra, menos abundante, de quartzo leitoso, com aspecto brilhante a baço, sub-rolado a rolado.

Os bioclastos são abundantes (12%); uns com aspecto corroído, rolados a sub-rolados, outros de superfície irregular e angulosos, com a ornamentação das conchas ainda visível. A mica não ultrapassa os 2-3%. A oriente identificaram-se escassos litoclastos de rochas metamórficas e eruptivas, subrolados e rolados. A composição das amostras é idêntica nas duas estações do ano.

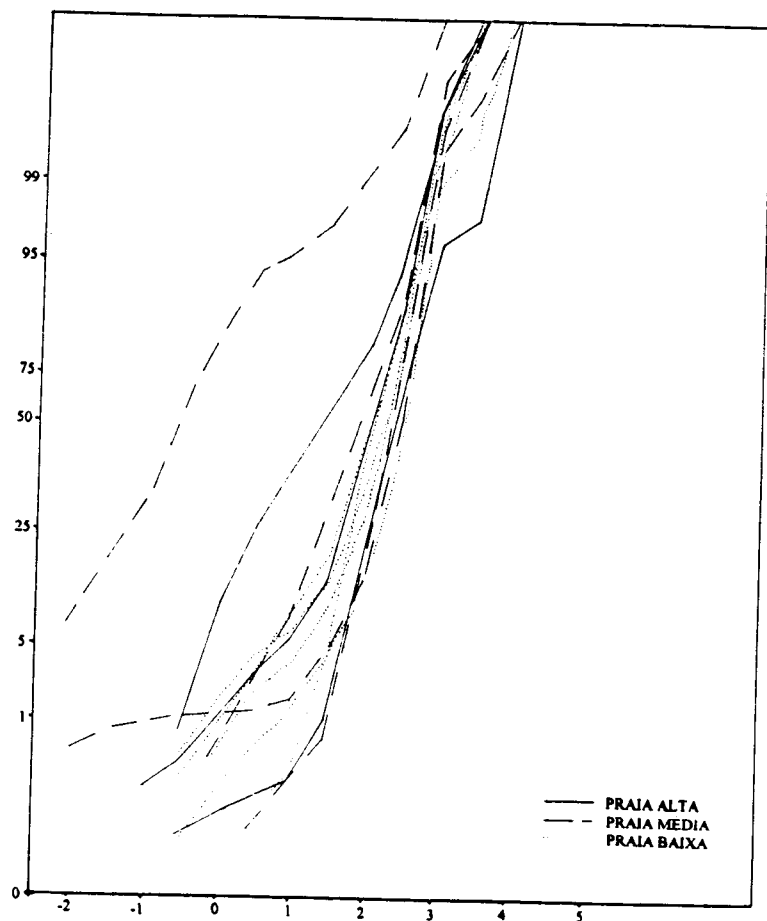


Figura II-82 - Curvas de distribuição granulométrica dos sedimentos da Praia do Baleal
(W. Visher, 1969)

embora os bioclastos atinjam, no Inverno, mais 10% do que no Verão (14 e 4% respectivamente). As arribas, as formações metamórficas da Papoa e os sedimentos transportados pelo rio de S. Domingos, parecem ser a principal fonte de alimentação próxima. A presença de clastos de rocha eruptiva e a elevada percentagem de bioclastos e mica, sugerem, um forte contributo sedimentar da plataforma e do arquipélago das Berlengas. A composição petrográfica das amostras varia perpendicularmente à praia. Na praia alta predominam os grãos de quartzo, rolados a sub-rolados, alguns despolidos e baços com aspecto eólico. Os bioclastos e



a mica são pouco abundantes. As praias média e baixa são formadas essencialmente por quartzo hialino, anguloso e de brilho variável. A mica é mais abundante (12% a ocidente) e diminui de valor para oriente. Os bioclastos são mais frequentes na praia média (18%) do que na praia baixa (15%), verificando-se também um aumento de oriente para ocidente (Fig. II-83). Esta variação longitudinal na percentagem da mica parece indicar uma diminuição da energia a ocidente, onde se dá sua deposição e a acumulação dos bioclastos provenientes da plataforma.

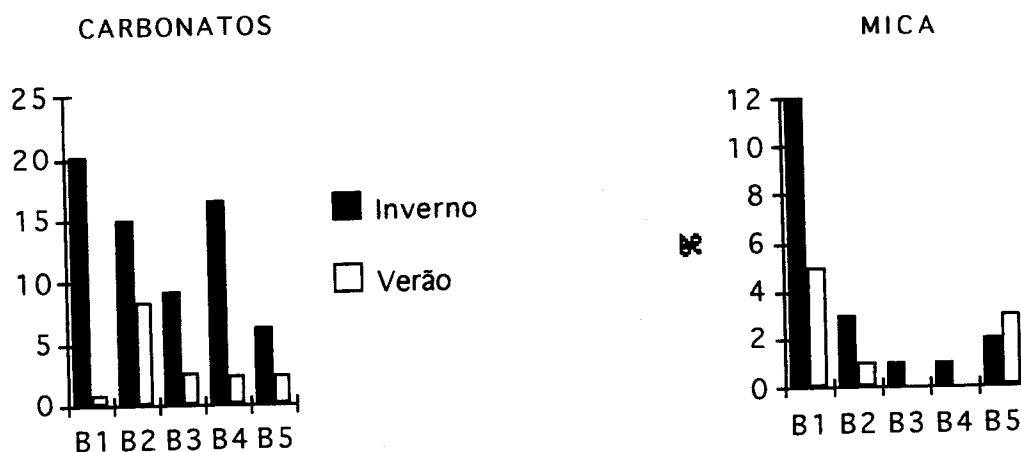


Figura II-83- Variação da percentagem de carbonatos e mica nos sedimentos da Praia do Baleal, em Janeiro e Junho de 1990

2.2.3.2 - Variação sazonal e balanço sedimentar da praia

Entre Setembro de 1989 e Janeiro de 1990 registou-se, em toda a praia, uma diminuição de volume (Fig. II-84). A ondulação de NNW com 6-7 m de altura, que se fez sentir no período dos levantamentos, acompanhada de ventos de W e SE foi modificada e tornou-se oblíqua à praia, causando maior erosão junto a Peniche. B4, perdeu grande volume de sedimentos, deixando parcialmente a descoberto, na praia baixa, a formação vasosa, muito rica em matéria orgânica e com troncos de arbustos incorporados, a que já nos referimos.

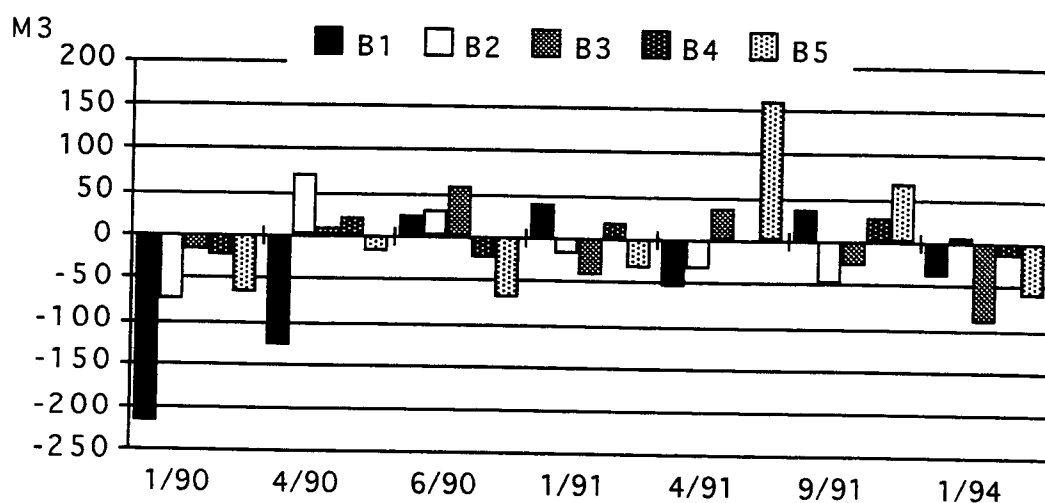


Figura II-84 - Evolução sedimentar registada nos perfis da Praia do Baleal, entre Setembro de 1989 e Janeiro de 1994

Em Abril, a ondulação proveniente de NW e N, com 2-3 m de altura foi modificada para ocidente pelo vento de NNE, com 36-45 km/h, e provocou erosão acentuada em B1 (-300 m³) e acumulação nos restantes, embora em B5, tenha havido um balanço ligeiramente negativo. Esta acumulação registada no centro da praia, provocou um aumento do comprimento no sector médio, a formação de uma pequena crista e a diminuição do declive geral da praia baixa.

Em Junho, a nortada e a ondulação de NW causaram erosão junto ao Baleal e acumulação para ocidente, a partir de B3, da qual resultou a construção de perfis em crista e corredor, característicos de menor hidrodinamismo (Fig. II-75-A).

Os perfis obtidos em Janeiro de 1991 apresentam, quase todos, perda de sedimentos (Fig. II-75-B), com excepção de B1 e B4, onde houve ligeiro acréscimo, que se traduziu na construção de um perfil de forma rectilínea. Em Março seguinte, B5, foi o único que registou balanço positivo (+160 m³). A erosão aumentou para ocidente (-110 m³ em B1) demonstrando um encaminhamento da deriva da praia neste sentido. No Verão, o balanço foi semelhante e estabeleceu-se um perfil típico de calmaria, com pequenas cristas e corredores na praia média e uma praia baixa muito pouco inclinada.

O temporal ocorrido em Janeiro de 1994, gerou forte mobilização de sedimentos para a pré-praia e todos os perfis manifestaram forte erosão (Fig. II-75-B). Embora não tenham sido atingidas cotas tão baixas como as de Janeiro de 1990, a ondulação atingiu, na maré alta, altura superior à média e o recuo da frente da duna foi mais acentuado e generalizado a toda a praia. A variação altimétrica entre os perfis atingiu os 4 m, sendo a praia baixa a que maior amplitude registou, como se pode observar pela configuração das envolventes superior e inferior de cada perfil (Fig. II-75-C). A variação foi idêntica em toda a praia, com excepção de B2, onde não ultrapassou os 3 m.

O balanço sedimentar estabelecido entre Setembro de 1989 e Janeiro de 1994 (Fig. II-85)

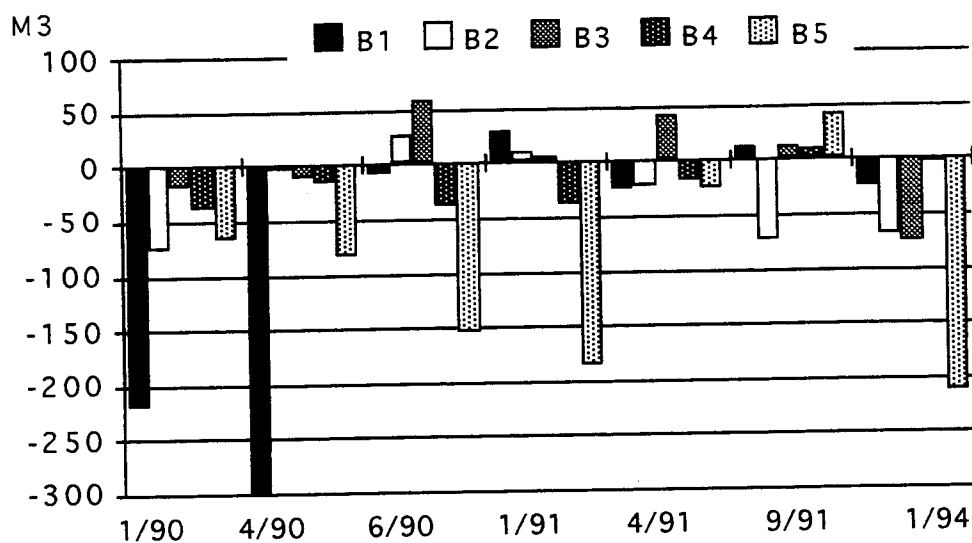


Figura II-85 - Balanço sedimentar da Praia do Baleal entre Setembro de 1989 a Janeiro de 1994.

indica como períodos de maior erosão, Janeiro e Abril de 1990 com perdas de cerca de -240 m³ e Janeiro de 1994, com -300 m³. Foi mais acentuada nos extremos da praia, com -300 e -220 m³ em B1 e -70 e -85 m³ em B5. Nos cinco anos de observação, a maior taxa de erosão verificou-se em B5 (42 m³/ano), seguindo-se B3 (16 m³/ano), B2 (14 m³/ano), B1 (5 m³/ano) e B4 apenas 0,8 m³/ano, o que equivale a uma erosão média de cerca de 15 m³/ano.

2.2.3.3 - Formas de duna e características dos sedimentos

Entre Peniche de Cima e o Baleal existe, a partir da praia alta, um cordão dunar com cerca de 137 ha de superfície que se estende para nascente até à várzea aluvial, numa faixa que em alguns locais, atinge cerca de 1 km de largura (Fig. II-75)

A duna branca, contacta directamente com a praia alta (quando esta existe) ou com o topo da praia média, por uma micro-arriba. Está em franco recuo devido à erosão marinha e à degradação antrópica da cobertura vegetal (a espécie Cakile maritima não está presente). Apresenta várias cristas, de forma oblíqua e parabólica, orientadas para SE e separadas por corredores, ao longo dos quais se movimenta grande volume de sedimentos, que se acumula sob a forma de domas. Estas domas arenosas podem também resultar da deflação exercida sobre as dunas parabólicas, quando se faz sentir um vento mais forte; a sua presença indica a degradação natural do sistema dunar.

Devido às modificações naturais e artificiais registadas, o sistema compreende a seguinte sucessão de formas (Fig. II- 86); uma pequena nebka litoral esporádica; uma duna

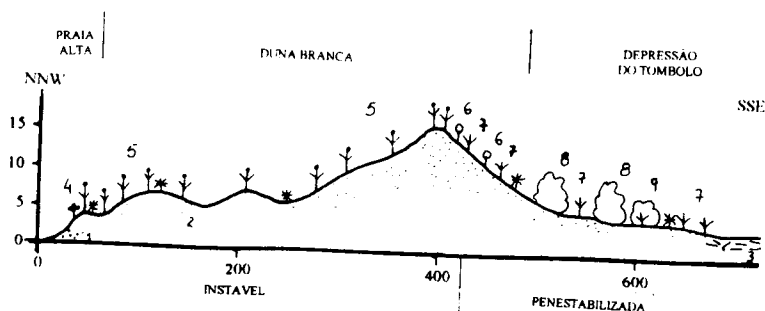


Figura II-86- Perfil do sistema praia - duna, no Baleal. (1- areia de praia 2-areia de duna 3- aluviões 4- Euphorbia paralias 5-Ammophila arenaria 6-Artemisia campestris 7-Juniperus phoenicea 8- Helichrysum picardi 9- Corema album* Amostra

branca, instável e vigorosa, que atinge cerca de 16 m de altura; um, ou vários, corredores de deflação e uma depressão que separa os cordões do tómbolo norte e sul de Peniche .

A composição textural dos sedimentos das dunas, varia de acordo com o modelado e a densidade da vegetação. A percentagem de bioclastos (Quadro II-XI) é maior na nebka (15%) e no corredor de deflação, diminuindo na duna branca e na depressão do tómbolo (cerca de 7%). A percentagem de matéria orgânica é muito reduzida (cerca de 2%) e restringe-se à duna cinzenta

Quadro II- XI - Composição fundamental dos sedimentos do cordão dunar do Baleal

| SECTORES | Bioclastos | Matéria orgânica | Areão | Areia | Argila |
|----------------------|--------------|------------------|-------------|--------------|-------------|
| Praia alta | 15 | 0 | 0,12 | 84,65 | 0,23 |
| Duna branca | 7,06 | 0 | 0 | 92,52 | 0,42 |
| Corredor de deflação | 13,24 | 0 | 0,01 | 85,14 | 1,61 |
| Duna cinzenta | 9,16 | 1,9 | 0,61 | 88,18 | 0,15 |
| Depressão do tómbolo | 6,79 | 2,14 | 0,47 | 89,27 | 1,33 |
| Média | 10,25 | 2,02 | 0,24 | 86,74 | 0,74 |

e à depressão do tómbolo, onde a vegetação apresenta maior desenvolvimento (Quadro II-X). São areias médias (1,7 ϕ), moderadamente calibradas (0,75 ϕ), com assimetria negativa (-0,121 ϕ), curvas de distribuição normal (mesocúrticas) e polimodais (Quadro II-B- XI). No perfil transversal verificámos que, ao contrário dos outros sistemas, o diâmetro médio aumenta

Quadro II- XII- Parâmetros granulométricos dos sedimentos do sistema dunar do Baleal

| SECTORES | Moda | Média | Desvio padrão | Assimetria | Curtose |
|----------------------|------------|--------------|---------------|---------------|--------------|
| Praia alta | 2 | 2,17 | 0,377 | -0,098 | 1,141 |
| Duna branca | 2,25 | 2,276 | 0,291 | -0,083 | 0,905 |
| Corredor de deflação | -0,25 | 0,566 | 0,968 | 0,65 | 1,236 |
| Depressão do tómbolo | 2,25 | 1,709 | 0,998 | -0,578 | 0,842 |
| Duna cinzenta | 2,75 | 1,558 | 1,101 | -0,497 | 0,622 |
| MÉDIA | 1,8 | 1,655 | 0,747 | -0,121 | 0,949 |

da praia alta para o interior. O corredor de deflação apresenta areias grosseiras a muito grosseiras (média de 0,6 ϕ e moda de -0.25), com assimetria positiva (0.65 ϕ) e muito leptocúrticas (1,24 ϕ). Estes valores resultam da selecção imposta pelo fluxo turbilhonar que aí se gera. É provável que o aumento do diâmetro médio e da polimodalidade para o interior, se deva à extração das areias mais finas e à contaminação, por deposição artificial de outros materiais, intervenções frequentes nesta área. A composição dos sedimentos é semelhante à encontrada na praia. Cerca de 90% das areias são constituídas por grãos de quartzo hialino e os restantes por bioclastos e uma reduzida percentagem de quartzo róseo e leitoso. Na nebka e na duna branca, os grãos apresentam-se brilhantes e sub-rolados, aumentando a percentagem de rolados e baços na duna cinzenta onde, por vezes, se observam aspectos de picotado eólico. No corredor de deflação, a turbulência é mais acentuada e o rolamento maior, aparecendo alguns grãos com marcas de impacto e pequenas cáries que denunciam alteração pedogenética e/ou um transporte mais longo e turbulento.

Sondagens realizadas junto ao Baleal ¹, atravessaram uma espessura de 2 a 5 m de areias finas e claras no topo, passando, na base, a cinzentas. Assentam sobre uma camada de lodo cinzento escuro, de espessura variável (cerca de 2 m em média). Sob estas encontram-se areias finas, lodosas e acinzentadas, misturadas com seixos e conchas, que para a base passam a médias, de côr amarelada ou acinzentada, com seixos e calhaus. Esta formação heterométrica assenta sobre o bed-rock jurássico (arenítico e calcário) que se encontra a cerca de -6 m de profundidade nas imediações do centro do cordão dunar e, a -4 m em frente à fábrica das conservas, junto a Peniche de Cima. A mesma sequência litológica foi atravessada, a altitudes idênticas, nas várias sondagens, o que parece indicar que a duna assenta directamente sobre uma formação lodosa a cerca de 4-6 m de profundidade (Fig. II-87), que por sua vez, cobre um depósito litoral mais grosseiro. Todas as formações marinhas denunciam a passagem de um ambiente de alta energia para um ambiente abrigado, de baixa energia (pântano), antes da fase continental marcada pela acção do vento, após regressão. Um depósito lodoso semelhante ao descrito, com espessura desconhecida (porque não se observou a base da formação), é visível a sul da pequena plataforma rochosa do Baleal, ao nível da maré baixa, quando a praia se

¹ - Localizadas na Figura I- 13 da Parte I.

encontra muito emagrecida pelos temporais. Poderá corresponder a um antigo sapal ou a um estuário (a desembocadura dos rios de S. Domingos e de Ferrel, que então tinham saída a Norte, ao contrário do que hoje sucede?), formado ao abrigo de uma ou várias restingas, existentes

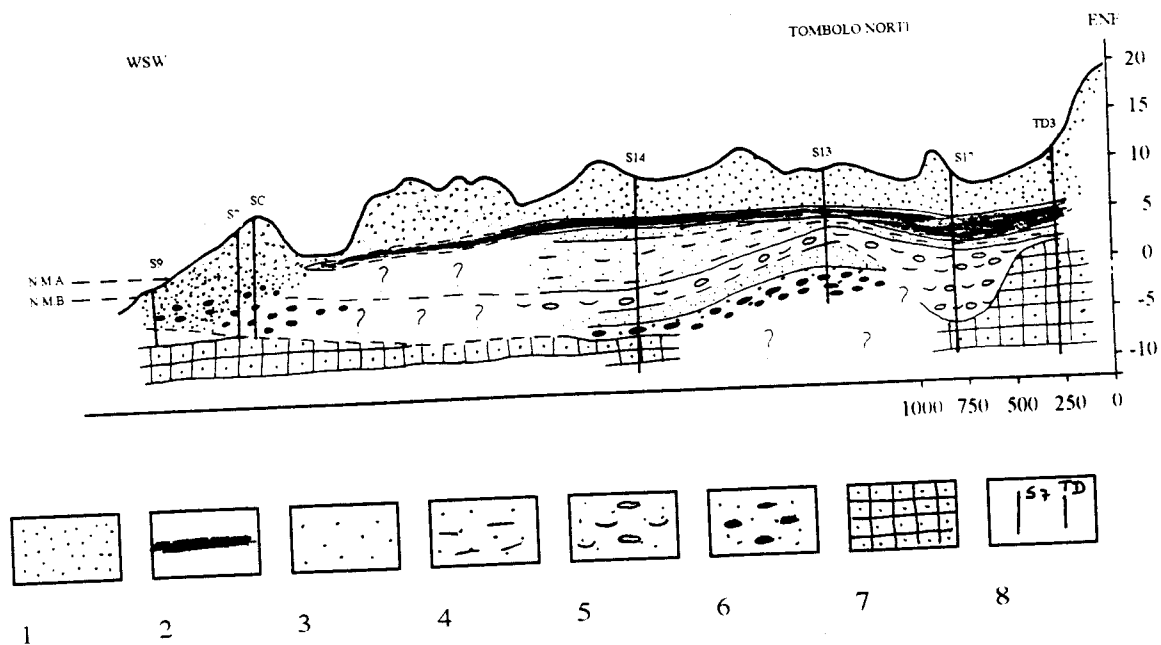


Figura II-87 - Esboço interpretativo do sistema dunar do Baleal, elaborado a partir dos relatórios de sondagens. 1- duna; 2- lodo; 3- areia fina cinzenta; 4- areia lodosa; 5- areia lodosa com conchas e seixos; 6- areia média com seixos e calhaus; 7- arenito do Jurássico; 8 - sondagem.

mais a ocidente. Assim sendo, de acordo com a estratigrafia referida nas sondagens, o sistema dunar do Baleal ter-se-ia formado a partir de uma superfície de deflação mais extensa, existente a ocidente, com abundantes materiais finos, transportados e transgressivamente acumulados pelo vento, sobre o sapal. A sul, no cordão dunar que se estende da cidadela de Peniche à Consolação, as sondagens realizadas para a construção do porto (S, S7, S9) não indicam qualquer formação lodosa, mas apenas uma série arenosa que cobre o bed-rock, situado a cerca de -8 m de profundidade. As dunas assentam sobre areias com conchas, pertencentes a uma praia ou a um cordão litoral que poderá ter dificultado a saída do rio de S. Domingos. Assim sendo, explicar-se-ia a existência de um sapal ou estuário a norte, como indicá o depósito lodoso formado ao abrigo do cordão litoral que constitui o tómbolo. Posteriormente, o

avanço das dunas foi colmatando a lagoa interior, transformando-a num pântano, testemunhado pelo depósito de areias lodosas existente sob as areias eólicas e a desembocadura estabeleceu-se a sul, próximo do local onde hoje se encontra.

2.2.3.4- A cobertura vegetal e a evolução das dunas do Baleal

A evolução do sistema dunar tem sido muito condicionada pelo homem. A primeira tentativa de arborização data de 1792, tendo tido, ao que parece, pouco êxito, pois, em 1868 C. **Ribeiro e Nery Delgado**¹ referem os prejuízos causados pela invasão das areias, vindas de norte, sobre terras de cultivo a sul do rio de Ferrel, pois estas começavam a transpô-lo e a elevar de tal modo o seu leito, que este transbordava com as primeiras chuvas, inundando os campos vizinhos. De acordo com a mesma fonte, a área compreendida entre o rio de Ferrel, Ninho do Corvo, Galiota e a ribeira de Vale Bem Feito, estava parcialmente fixada por uma vegetação rasteira que produzia algum "mato", razão porque os ventos de N e NW não causavam tantos prejuízos. Enquanto que "A parte compreendida entre a praia do S. de Peniche, o Baleal e o rio de Ferrel, oferece maior dificuldade para ser arborizada. Toda esta extensão é formada por uma duna de areia solta e movediça que marcha constantemente para o interior, impellida pelos ventos reinantes do N. e NO., coados pela garganta formada pelos grandes rochedos do Baleal e pela península de Peniche."² e "...por lhe passarem por cima as águas do oceano na ocasião das marés do equinócio e das grandes tempestades"³. Parece pois que a área do tómbolo era formada na totalidade por duna branca com grande mobilidade, enquanto a norte, as dunas estavam parcialmente fixadas, por mato. O local onde está hoje implantado o parque de campismo, o hotel e as bombas de gasolina, foi também semeado de pinhal nos finais do século XIX. As dunas da área, a ocidente deste pinhal, foram posteriormente semeadas com zimbros e, frente ao bairro operário e às fábricas de conserva, com pinhal e gramíneas. As dunas

¹ - Relatório acerca da arborização geral do País.

² - Mesma referência do início do parágrafo.

³ - De acordo com o referido em 1902 por **Joaquim Ferreira Borges** numa conferência sobre as dunas de Portugal.

embrionárias foram revestidas com mato e plantadas com estorno, para impedir que as areias invadissem a estrada. Este fluxo só deixou de existir a partir de 1982, com a fixação e consolidação da duna por enrocamento e cobertura com chorão. Em 1969 a área de dunas arborizadas era de 190 ha. Em 1976 a abertura da Estrada Municipal que liga Peniche de Cima ao Baleal e atravessa o cordão dunar, facilitou o acesso à praia e originou a criação de inúmeros caminhos e a construção de um campo de tiro que muito têm contribuído para acelerar o processo de degradação. A zona mais alterada localiza-se na área de maior curvatura da praia, num local conhecido como Cova da Alfarroba (nas trazeiras do monumento a N. S^a da Boa Viagem), onde para além da acção antrópica determinada pela boa acessibilidade, a erosão marinha na frente da duna é mais intensa, devido à perpendicularidade da ondulação que aqui se faz sentir. Nesta área, foi, desde 1989, implementado pela Câmara Municipal, um sistema de fixação e estabilização da duna com barreiras de protecção ("caneiras") e sementeira de várias espécies, numa área experimental de 2 200 m². A norte, a construção do complexo turístico do Baleal alterou bastante a forma das dunas, destruiu grande parte da vegetação nas áreas vizinhas e originou, a norte e a nascente, corredores de deflação, que não eram visíveis antes. O conjunto destas intervenções e a reconversão para utilização agrícola, fez com que a área dunar, que até 1920 era de 230 ha, estivesse reduzida a cerca de 137 ha em 1989 (Fig. II-88).

Nos locais onde praia alta é mais extensa, o vento deposita ao abrigo de pequenos obstáculos (irregularidades da topografia e acumulações de detritos), domas arenosas, sobre as quais se instala uma vegetação pioneira, halonitrófila, com uma taxa de cobertura muito baixa. As principais espécies pioneiras são Elymus farctus e Euphorbia paralias, com um índice de cobertura e dominância muito baixo (Fig. II-89); a pequena largura da praia alta e a existência de uma micro-arriba dunar contribuem para a ausência da Cakile maritima. Nas primeiras cristas da duna branca, de largura e altura variáveis, aparecem as espécies halopsamófilas; Crucianella maritima, Pancratium maritima, Calystega soldanella e Eryngium maritimum, que suportam bem o soterramento e a secura deste sector. As cristas mais elevadas

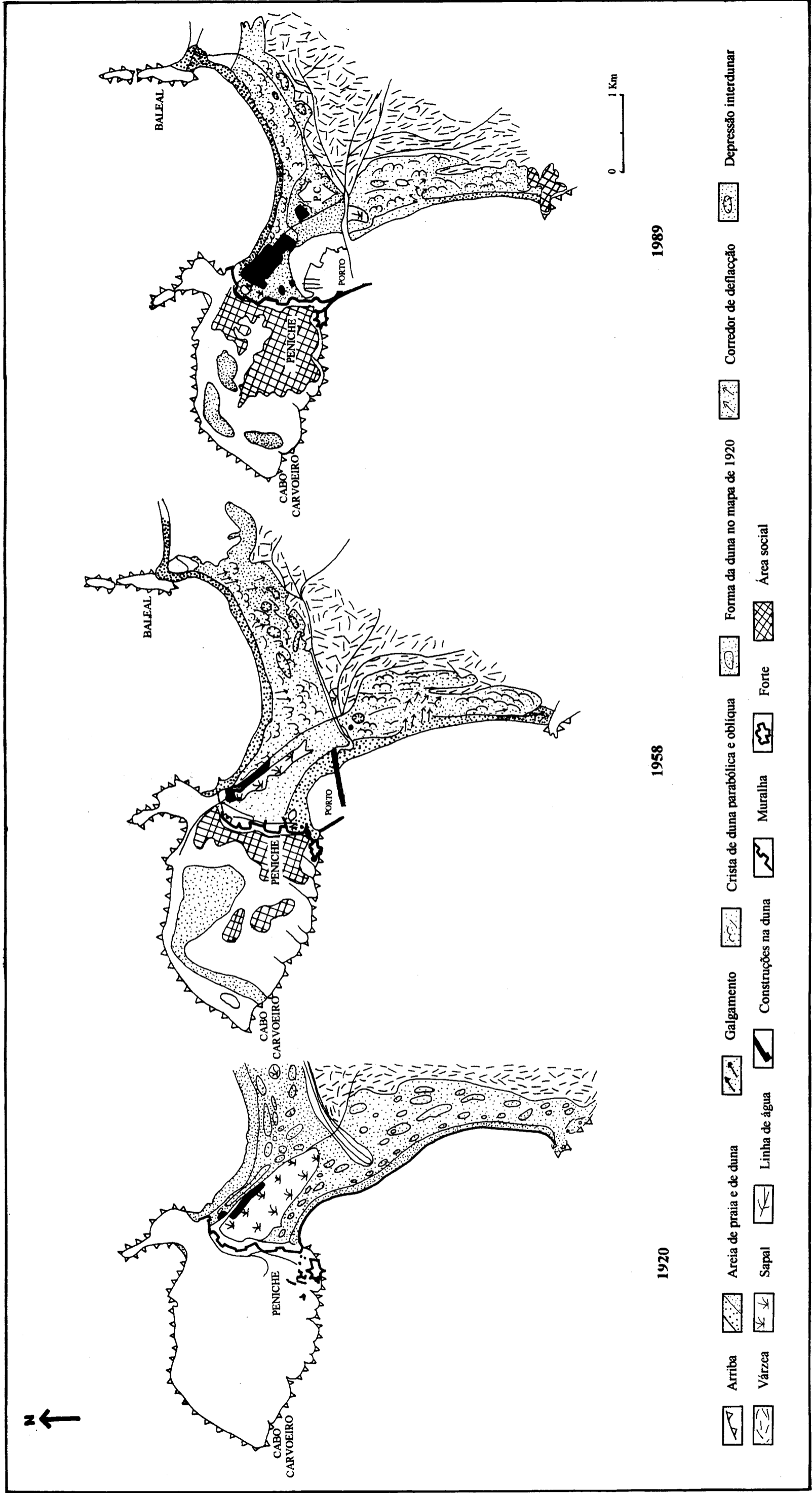
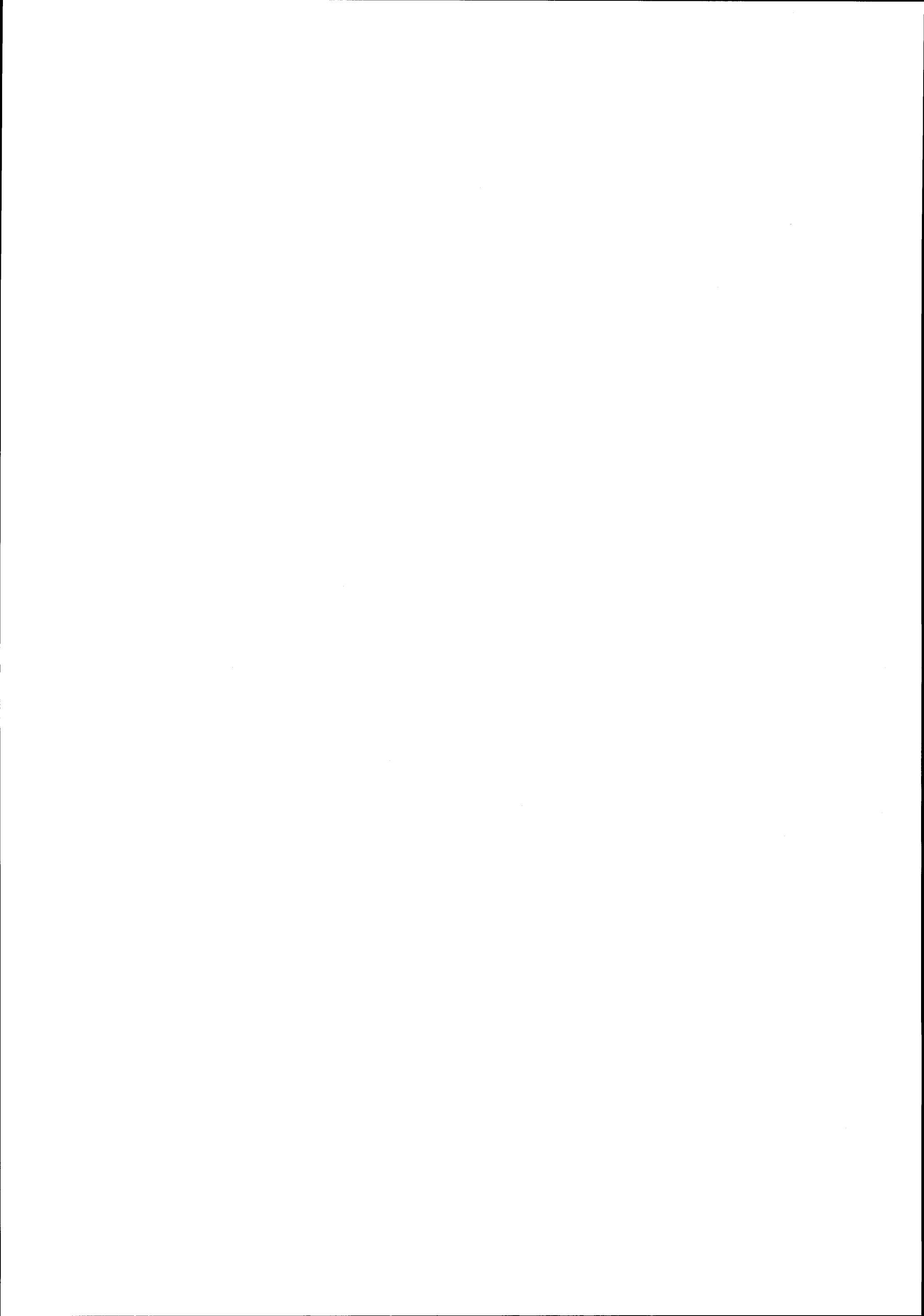


Figura II-88 - Evolução dos sistemas litorais do Baleal e Peniche entre 1920 e 1989 (esboço elaborado a partir do Plano Hidrográfico da Península de Peniche (1920) e fotografias aéreas de 1958 e 1989)



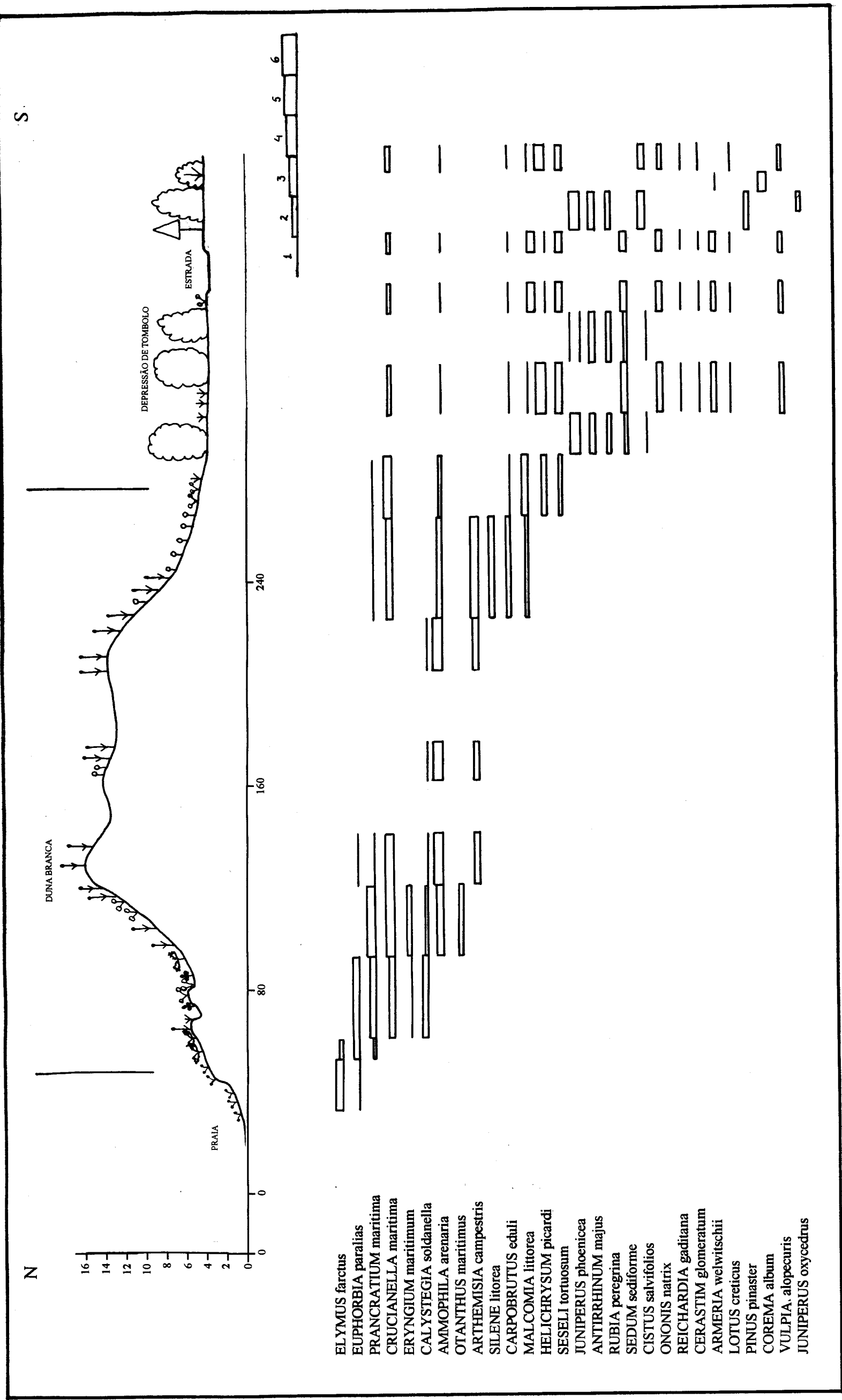
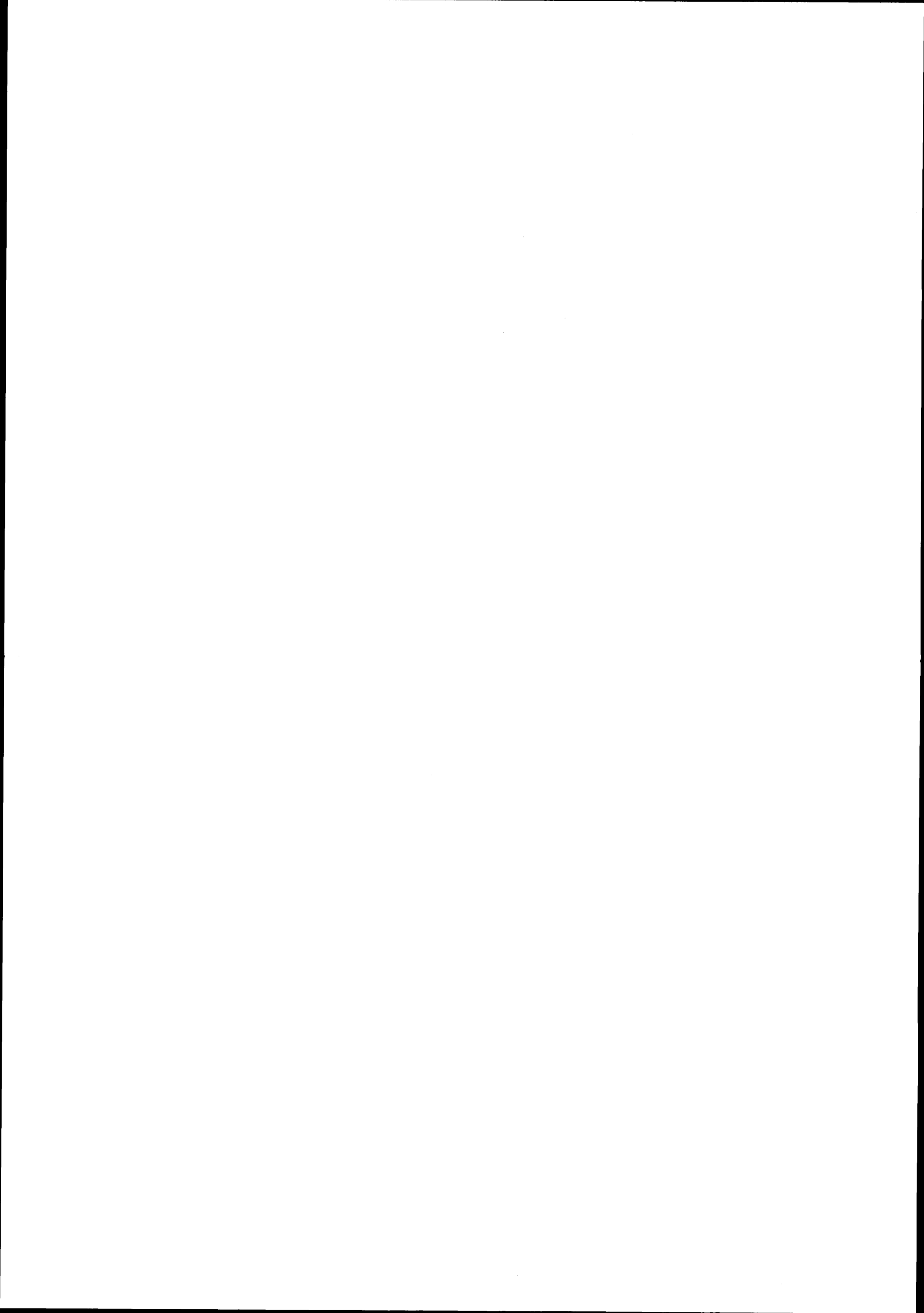


Figura II-89 - Esboço morfológico e transecto de vegetação do sistema praia-duna do Baleal (levantamento realizado em Junho de 1993)



de forma parbólica são interrompidas por pequenos corredores de deflação, onde a vegetação desaparece, predominando as duas primeiras espécies, às quais se juntam a Ammophila arenaria e a Artemisia campestris. Na vertente sotamar da duna branca, mais abrigada e amena, desenvolve-se uma faixa estreita de vegetação, com maior taxa de cobertura e maior número de espécies, que se estende até à depressão do tómbolo (Fig. II-89). Para além da Ammophila arenaria, Crucianella maritima e Pancretium maritima, comuns a todo o sistema, aparecem como dominantes Iberis procubens, Carpobrotus edulis, Malcomia littorea e ainda Helichrysum picardi e Seseli tortuosum.

Na depressão do tómbolo, a proximidade da toalha freática, a acumulação de matéria orgânica e as condições de abrigo, permitem o desenvolvimento da vegetação com porte arbustivo ou arbóreo e uma taxa de cobertura e dominância elevada, coexistindo espécies características da duna cinzenta, branca e verde. Predomina a Juniperus phoenicea, marginada por grande densidade de Helichrysum picardi, Ononis natrix, Armeria welwichii, Corema album e Vulpia alepecuris. Com esta diversidade de espécies coexistem ainda alguns exemplares de Pinus pinaster, formando um conjunto heterogéneo e semelhante aos sectores de duna verde encontrados a norte. Esta comunidade deve ter resultado da degradação da vegetação da duna verde, que terá colonizado as zonas internas do cordão dunar. Actualmente, verifica-se a movimentação das areias no sentido dos ventos dominantes (para SW) e um estreitamento do cordão, causado por erosão marinha e antrópica.

2.2.4. A Praia da Consolação

2.2.4.1- Formas da praia e características dos sedimentos

A Praia da Consolação situa-se a sul da península de Peniche, (entre o Portinho do Revez e a ponta da Consolação); apresenta um índice de curvatura de 14,9, cerca de 3,3 km de comprimento, 200 m de largura máxima (em maré baixa de águas vivas) e orientação N76E. A posição da península de Peniche é determinante nas características morfométricas, pois, proporciona abrigo de Norte e Noroeste, determina a difracção das ondas, o desvio das correntes de deriva e a orientação da praia (Fig. II-1 e II-90). Estes condicionalismos morfodinâmicos terão originado o cordão litoral que há poucos séculos progrediu para sul, se enraizou na base das arribas da Consolação e transformou a ilha de Peniche em Península. A construção do porto de pesca na década de 40, a posterior ampliação dos molhes e a estabilização da desembocadura do rio de S. Domingos, alteraram, um pouco, a dinâmica local (Fig. II-88). Actualmente, a praia encontra-se limitada a norte, pelo molhe do porto e por um paredão paralelo, onde se situa a foz do rio de S. Domingos (com uma bacia hidrográfica de 75 km²) e, a sul, pelas arribas da ponta da Consolação, onde se encosta à plataforma rochosa que forma a base da arriba.

A praia alta é, na generalidade, um sector estreito, embora, mais largo a norte, separado da antepraia por uma ruptura de declive, correspondente a uma pequena arriba talhada na frente da duna primária (Fig. II-91). Esta, encontra-se múltiplas vezes interrompida por caminhos de acesso à praia, utilizados por viaturas todo-o-terreno e, em alguns casos, galgados pela corrente de afluxo. No Verão, quando a altura das ondas é menor, nos locais onde existem pequenos tufos de vegetação ou se acumularam detritos, surgem pequenas dunas de obstáculo (nebkas litorais) de forma alongada e dispostas oblíquamente à praia, de acordo com a direcção dos ventos dominantes. Estas formas são efémeras e possuem um tempo de permanência variável com a ocorrência das situações de temporal.

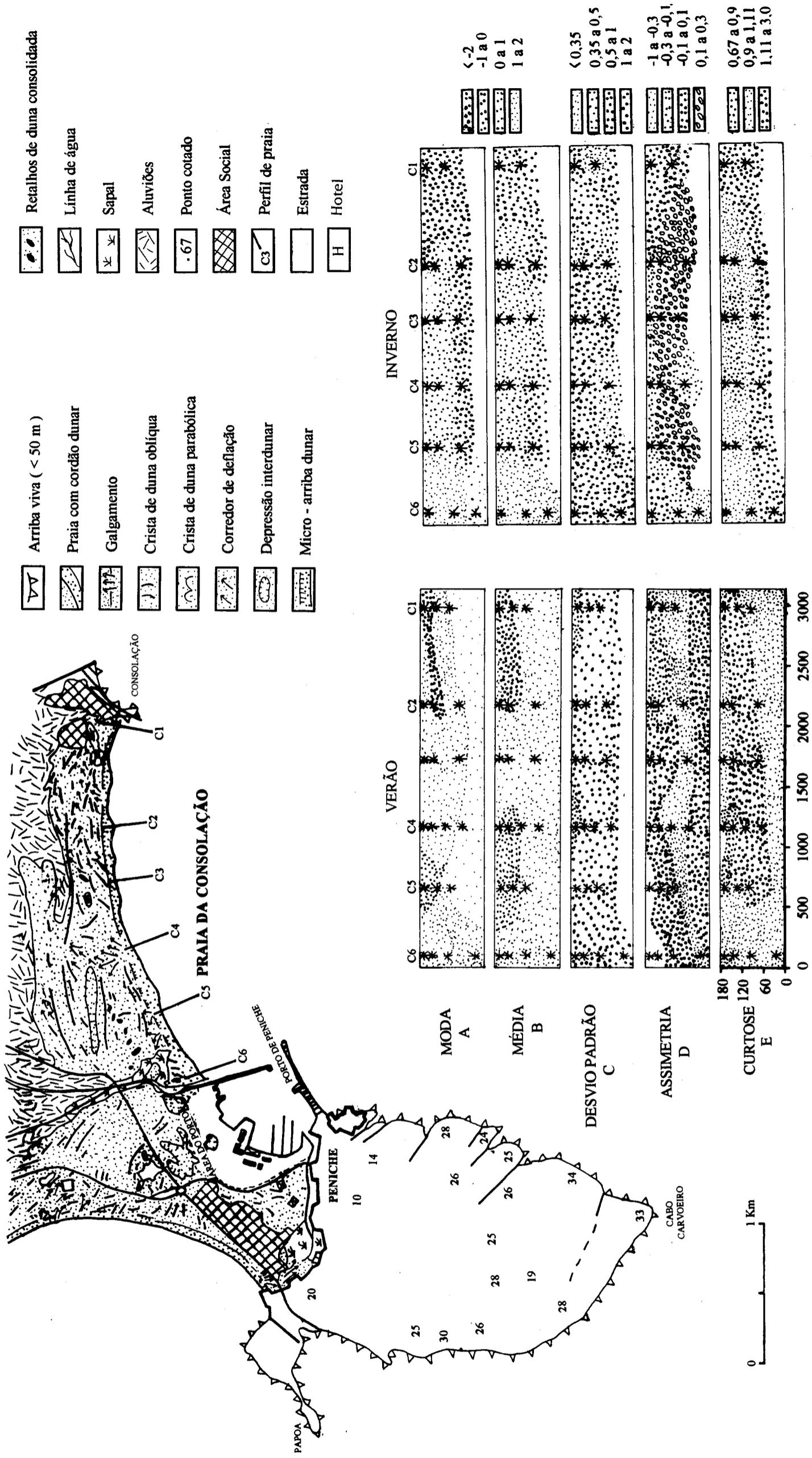
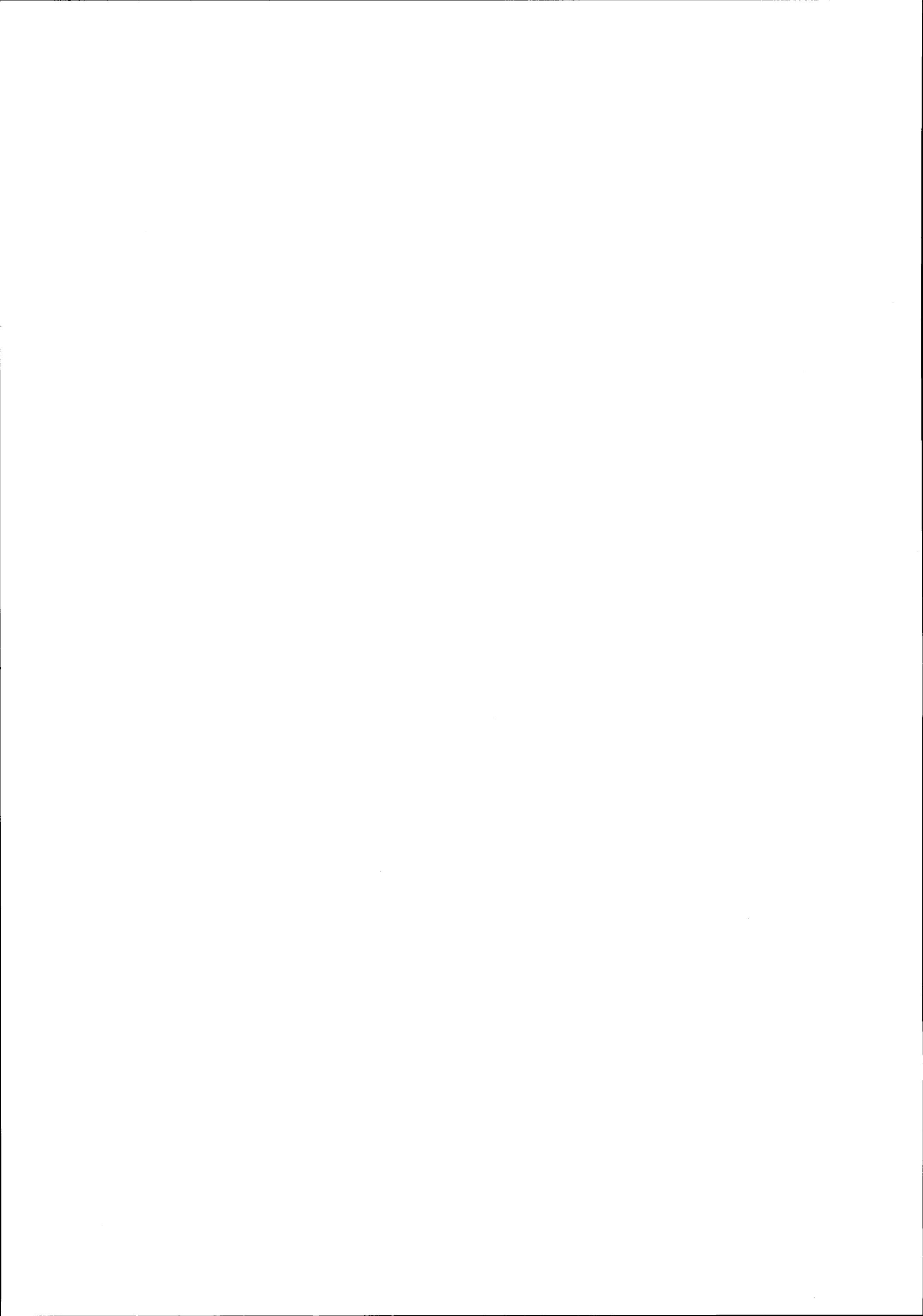


Figura II-90 - Esboço geomorfológico e parâmetros granulométricos dos sedimentos da Praia da Consolação (valores dos parâmetros em ϕ , *localização das amostras)



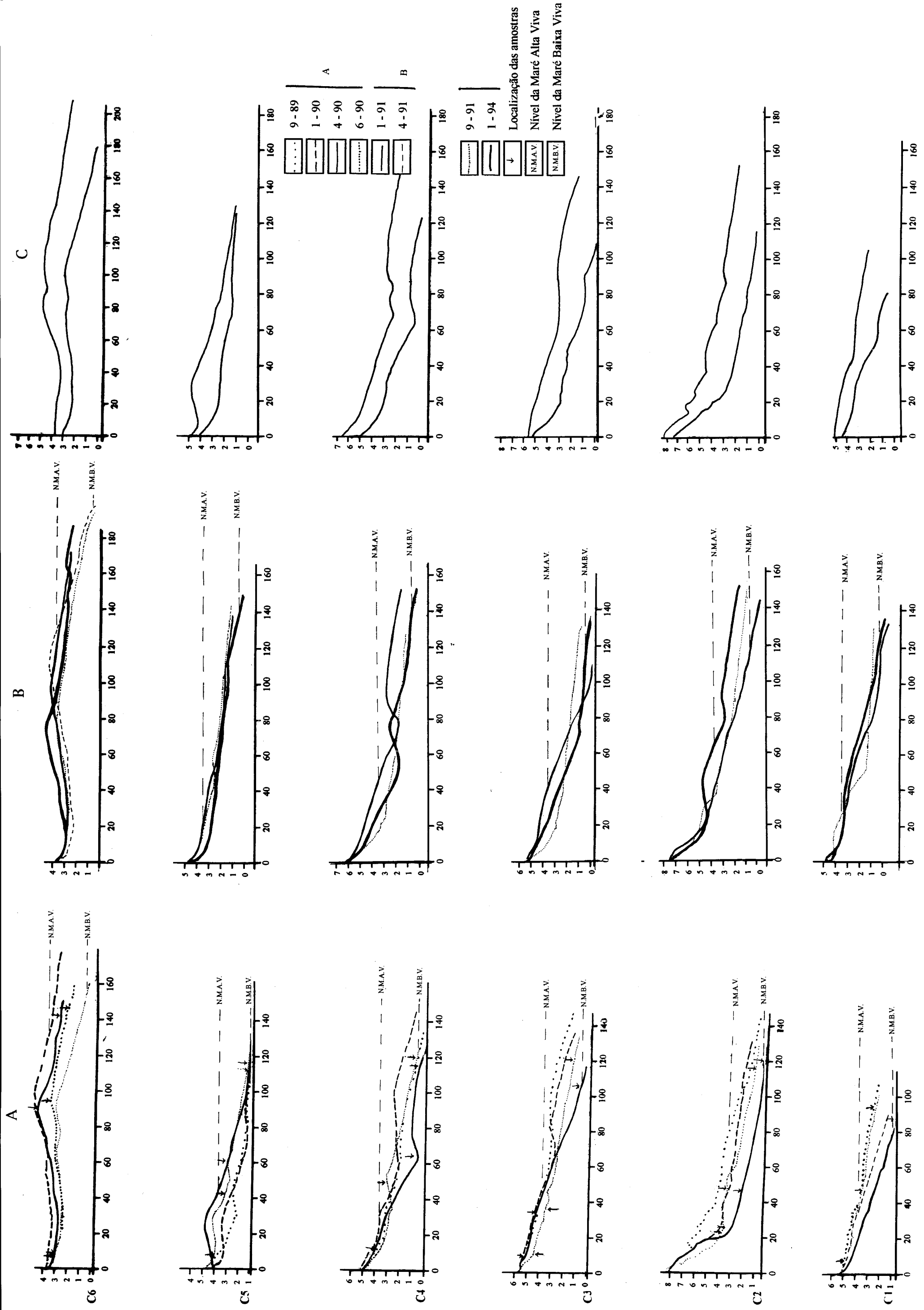
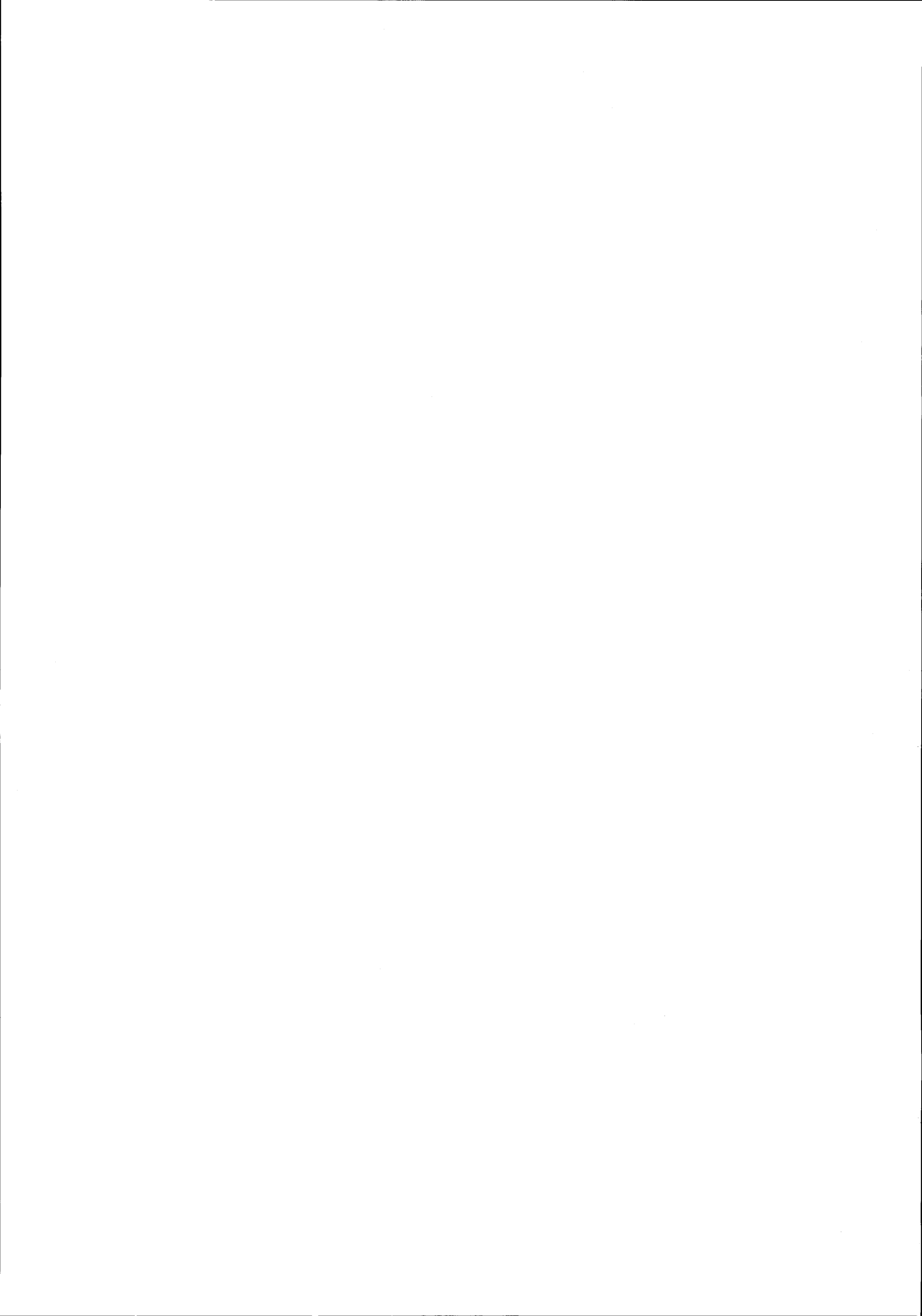


Figura II-91 - Perfis da Praia da Consolação realizados entre; A- Setembro de 1989 e Junho de 1990, B- Janeiro de 1991 e Janeiro de 1994, C- posições extremas dos perfis realizados (envolventes máxima e mínima)



A praia média é extensa (Fig. II-91). Inicia-se por um corredor situado na base da berma ou da crista da praia alta, correspondente, quase sempre, ao degrau de rebentação estabelecido pelas ondas de tempestade. Em condições de calmaria o perfil apresenta uma ou mais cristas, separadas por corredores, onde circula, por vezes, a corrente de refluxo. Durante, ou imediatamente após, os temporais estas formas são erodidas e estabelece-se um perfil de erosão, quase rectilíneo, difícil de distinguir do sector baixo.

A praia baixa inicia-se na base da crista ou do crescente da praia média onde, por vezes, se situa a linha de inflexão estabelecida na base da escarpa da praia (Fig. II-91). Ao nível a que a toalha freática da praia atinge a escarpa, organiza-se uma escorrência dendrítica, que escava sulcos profundos e mobiliza os materiais mais finos, permanecendo no fundo os de maior calibre. Na maioria dos perfis, a praia baixa termina por outra pequena escarpa, só visível nas marés baixas equinociais, na base da qual se iniciam sulcos pré-litorais (emersos) com 0,5 a 1 m de profundidade seguidos de uma crista, localmente designada por "coroa" e cujo topo chega a emergir. Estas duas formas pertencem à pré-praia, larga (2,7 km), de contorno irregular, arenosa e com declive de cerca de 2° até à faixa de rebentação (isóbata dos 5 m) e muito suave (<0,5°) até aos 20 m.

Os sedimentos da praia são compostos, em média, por 97% de areias e 2,5% de areão. As fracções cascalho e silto-argilosa são quase inexistentes, pois representam menos de 0,5% da amostra média. No Inverno, a percentagem das areias diminui e a classe do areão aumenta em todos os sectores da praia (Fig. II-92). As amostras da praia baixa são as mais grosseiras e há um aumento destas da praia baixa para a alta. No Verão, verifica-se o inverso; a percentagem de areão é mais elevada na praia alta e diminuem para a base da praia, a percentagem de grãos grosseiros aumenta para sul (como verificámos nos perfis C1 e C2) e atingem, em quase todos os sectores, os valores mais altos, por estarem mais próximos da arriba da Consolação e desprotegidos do abrigo do Cabo Carvoeiro.

No Verão, a moda é menos grosseira (1,13 ϕ) do que no Inverno (0,25 ϕ) e, com excepção de C1 (onde se registou uniformidade de valores), o diâmetro diminui da praia alta para a baixa (os valores da moda aumentam, como se observa na Fig. II-90-A). Cerca de 60% das amostras de Verão e 65% das de Inverno são unimodais. As restantes exibem duas ou três

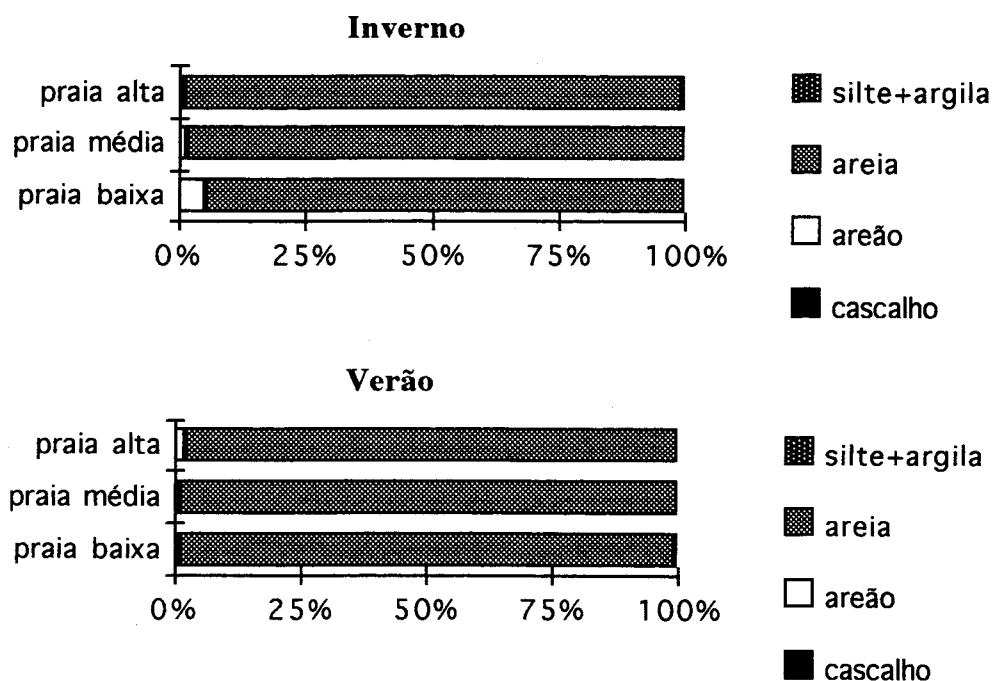


Figura II-92- Distribuição das fracções texturais dos sedimentos da Praia da Consolação, no Verão e no Inverno de 1990

modas, sendo a secundária mais elevada no Inverno, devido à presença de uma população mais fina (1,25 ϕ). Exceptuam-se as amostras correspondentes à praia baixa de C3 e C6, com modas secundárias muito grosseiras. No Verão esta tendência mantém-se, o que revela uma relativa uniformidade hidrodinâmica.

A média granulométrica indica areias mais grosseiras no Inverno (0,5 ϕ) do que no Verão (1 ϕ); o diâmetro aumenta da praia alta para a baixa e de norte para sul, passando de areias grosseiras a muito grosseiras (Fig. II-90-B); os perfis correspondentes à máxima curvatura da praia (C3) e ao extremo sul, apresentam em todos os sectores, valores semelhantes. No Verão, existe maior uniformidade e os grãos mais grosseiros concentram-se na praia alta e, também a sul. Os sectores correspondentes à praia média e baixa são constituídos por areias mais finas. Nesta estação, o aumento do diâmetro na praia alta parece resultar da acção combinada dos processos eólicos e marinhos, pois, o vento selecciona as partículas mais finas e as correntes de refluxo não conseguem evacuar as mais grosseiras, depositadas pelas marés vivas ou de tempestade.

Os sedimentos são moderadamente calibrados (0,61 ϕ no Inverno e 0,74 ϕ no Verão). A distribuição espacial dos valores (Fig. II-90-C) é idêntica nas duas estações, ao contrário do verificado nas outras praias. Os sedimentos com melhor calibragem são os mais grosseiros como se conclui do gráfico de correlação entre a média e o desvio padrão (Fig. II-93) e localizam-se na praia baixa, no Inverno e na praia alta e média, no Verão.

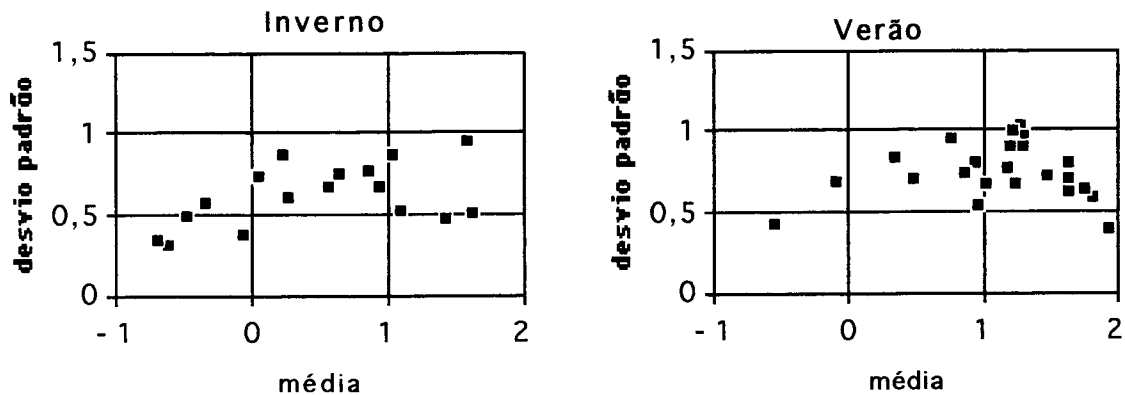


Figura II-93 - Correlação entre a média e o desvio padrão nos sedimentos da Praia da Consolação, no Verão e no Inverno de 1990

Os sedimentos são aproximadamente simétricos (-0,05 ϕ). A distribuição espacial deste parâmetro é muito variável; no Verão, a praia baixa é muito homogênea e apresenta assimetria negativa (Fig. II-90-D), mas, no Inverno, essa regularidade não existe e há um excesso de fracção fina a norte e em C4, com valores de assimetria muito negativa a negativa, mas que a sul, passa a positiva. No Verão, as praias média e alta têm valores positivos a negativos, enquanto no Inverno predominam os simétricos e positivos. Os valores da assimetria variam em função da média (Fig. II-94). Os sedimentos enquadram-se no ambiente de praia; duas amostras (praia alta de C5 e de C2), apresentam características de ambiente de duna, dada a proximidade do cordão dunar, a maior extensão da praia e o menor hidrodinamismo. Os sedimentos moderadamente calibrados tendem a ser negativos e simétricos no Verão, quando cerca de 58% das amostras apresenta características de ambiente fluvial; no Inverno, a assimetria tende para positiva, mais típica do ambiente da praia (40% das amostras) como se pode verificar pela correlação entre a assimetria e o desvio padrão determinados pelo método gráfico (Fig. II-95).

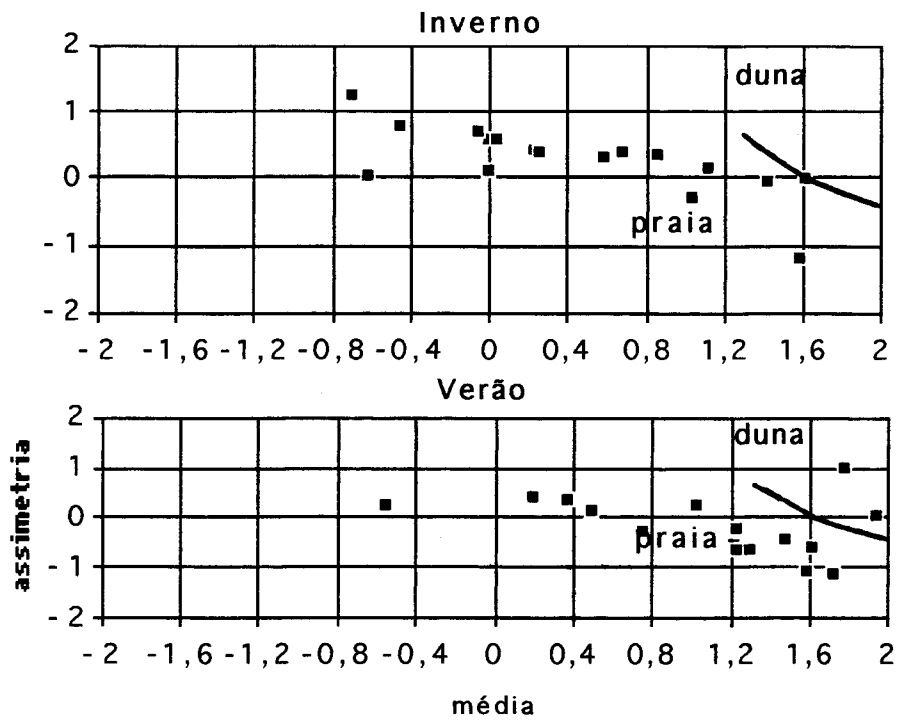


Figura II-94 - Correlação entre a assimetria e a média dos sedimentos da Praia da Consolação (método dos momentos, G. Friedman, 1961)

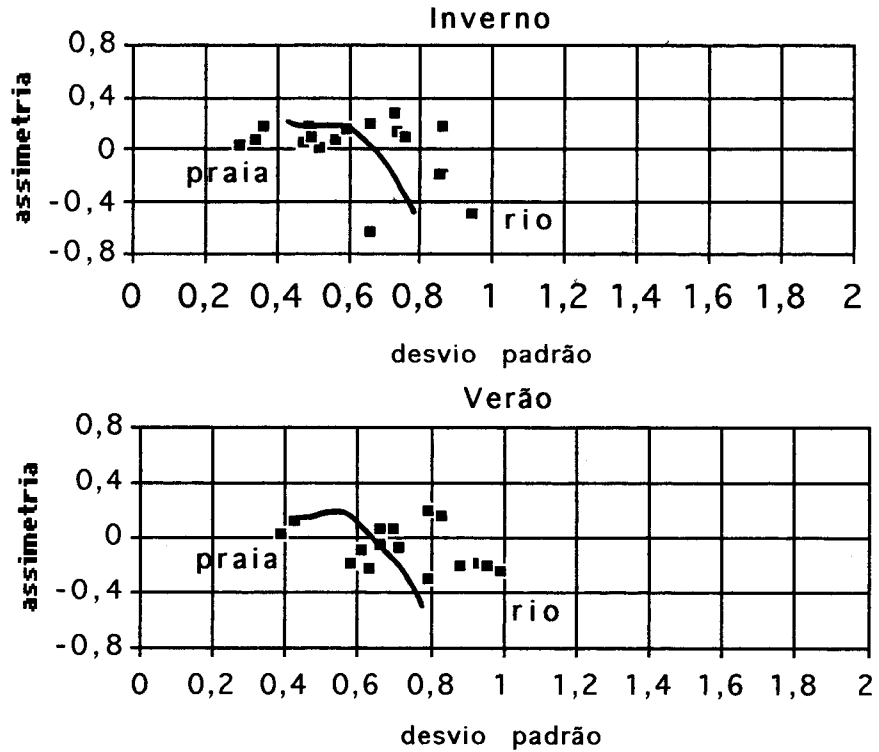


Figura II- 95- Correlação entre a assimetria e o desvio padrão dos sedimentos da Praia da Consolação (método gráfico, G. Friedman, 1967)

A elevada percentagem de amostras incluídas no ambiente fluvial deve-se à seleção feita pelo vento e pela corrente de refluxo que, no Verão, abandonam os sedimentos mais grosseiros; de salientar ainda o contributo sedimentar do rio de S. Domingos nas imediações de C6.

Os sedimentos possuem distribuição normal ($1,03\phi$) nas duas estações (Fig. II-90-E). Na zona central da praia são representados por curvas platicúrticas no Verão e no Inverno; nas restantes, variam, ao longo do ano, de mesocúrticas a leptocúrticas, de acordo com os valores da calibragem e da média. A correlação entre a curtose e a média permitiu verificar que, no Inverno, os sedimentos grosseiros são representados por curvas leptocúrticas (localizados preferencialmente na praia baixa e ao sul) e no Verão, as curvas mesocúrticas correspondem a areias médias que predominam em quase todos os sectores (Fig. II-96).

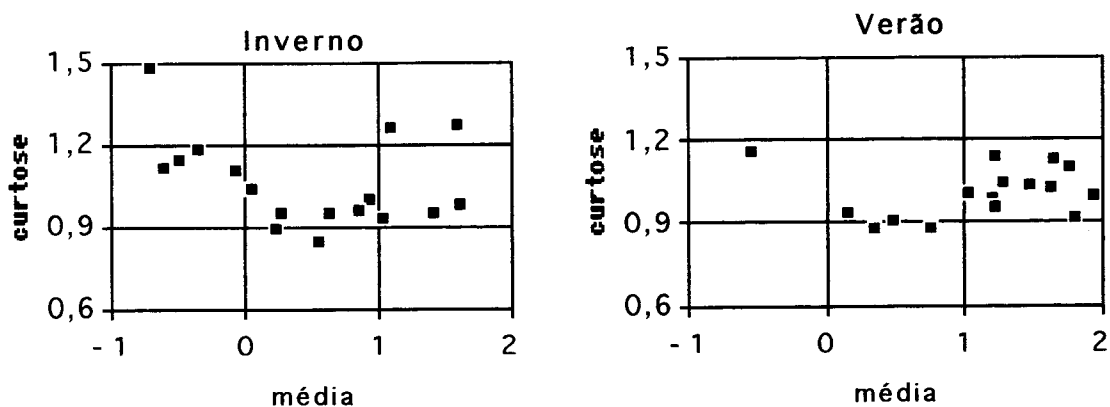


Figura II-96- Correlação entre a curtose e a média dos sedimentos da Praia da Consolação

As curvas de distribuição granulométrica, mostram, como na generalidade das outras praias, uma população de tracção presente em todos os sectores e que diminui de norte para sul. A população de saltação predomina, sem possibilidade de distinção das sub-populações A e A' e a de suspensão é muito reduzida (Fig. II-97). Na praia alta, a saltação mobiliza classes dimensionais mais grosseiras a sul (-1ϕ) do que a norte (1ϕ) onde, dado o maior hidrodinamismo, 80 a 90% da amostra é transportada por este processo; na praia média a saltação só se verifica a partir de diâmetros superiores a $1-2\phi$ (40-50% no Inverno e 30-60% no Verão) e a população de tracção representa cerca de 45%. Na praia baixa o transporte por

saltação afecta 80-90% dos sedimentos e inicia-se em sedimentos muito grosseiros (-1 e 1 ϕ), dada a maior energia disponível.

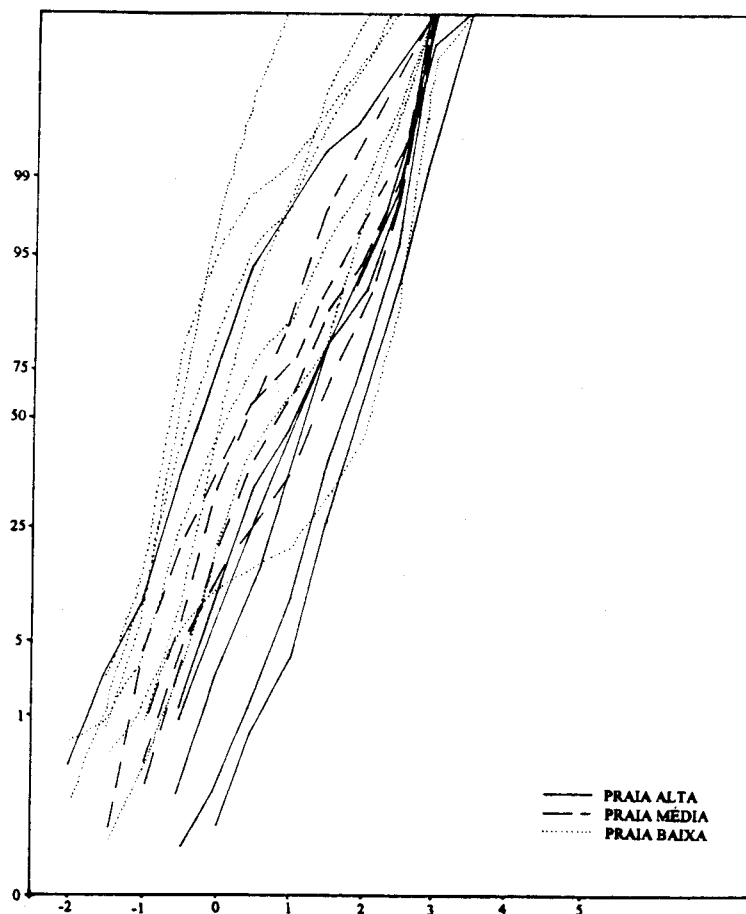


Figura II-97 - Curvas de distribuição granulométrica dos sedimentos da Praia da Consolação, no Verão e no Inverno de 1990 (W. Visher, 1969)

A composição petrográfica é semelhante à da Praia do Baleal, embora com maior percentagem de carbonatos e menor percentagem de mica. Apenas em C1, C2 e C3, situados junto ao abrigo do forte da Consolação e da plataforma rochosa adjacente, se registou a presença de mica (1 a 2% no Verão e na praia média e baixa, só em C7 e C5 se observou 1-2%, na praia alta), o que confirma o menor hidrodiamismo desta área norte da praia, tal como tínhamos verificado relativamente às condições de transporte dos sedimentos. O teor em carbonatos é elevado (33% no Verão e 23% no Inverno) e corresponde a bioclastos bem rolados, pouco

brilhantes e com aspecto desgastado. No Verão, atinge mais de 40% em C1 e C2 (Fig. II-98); diminui na zona de maior curvatura da praia e aumenta de novo para norte (35% em C6). No Inverno, verifica-se o contrário; a percentagem é mais elevada ao centro (25% em C3) e ao norte da praia (30 e 22% em C5 e C4).

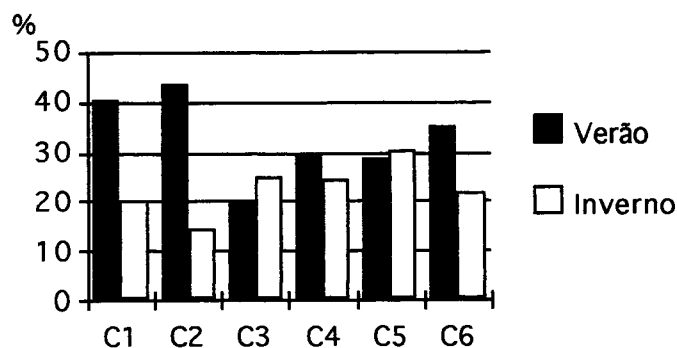


Figura II-98 - Percentagem de carbonatos presente em cada perfil da Praia da Consolação, no Verão e no Inverno de 1990

Entre os perfis C3 e C4, após o temporal de Janeiro de 1994, encontraram-se, espalhados pela praia média e baixa, fragmentos angulosos de arenito muito consolidado, com 10-15 cm de espessura e mais de 60 cm de diâmetro, composto por areias grosseiras bem roladas e elevada percentagem de bioclastos, assemelhando-se a um arenito de praia (beach rock). Esta formação é bem conhecida pelos pescadores que a designam por "pedra broeira" e dizem ser abundante a cerca de 800-1000 m da costa, a cerca de -30 m, onde forma bons pesqueiros para algumas espécies. Recolhemos amostras em três fragmentos e verificámos serem compostos por 30-40% de quartzo e 40-70% de carbonatos, na sua maioria bioclastos. Esta formação, cartografada como fundo de rocha¹ é, sem dúvida, correlativa de um nível do mar mais baixo e, provavelmente, a responsável pela elevada percentagem de bioclastos registada na praia.

¹ - Como consta no mapa da Nazaré ao Cabo Carvoeiro, escala 1: 75 000, I.H., 1994.

A população de quartzo é semelhante à observada no Baleal; na praia alta e média são frequentes os grãos arredondados, pouco brilhantes ou baços e com aspecto eólico, enquanto na praia baixa, o quartzo é menos abundante, sub-rolado e brilhante.

2.2.4.2 - Variação sazonal e balanço sedimentar da praia

A sobreposição dos perfis de praia realizados entre Julho de 1988 e Janeiro de 1994, permitiu avaliar os níveis máximos e mínimos atingidos, e a evolução das formas da praia. Entre Julho de 1988 e Setembro de 1989⁽¹⁾ verificou-se uma perda de sedimentos de cerca de 35 m³ em C4 (Fig. II-99), situado na área central da praia e acumulação nos restantes, embora mais significativa em C6 (+190 m³) e C3 (+175 m³).

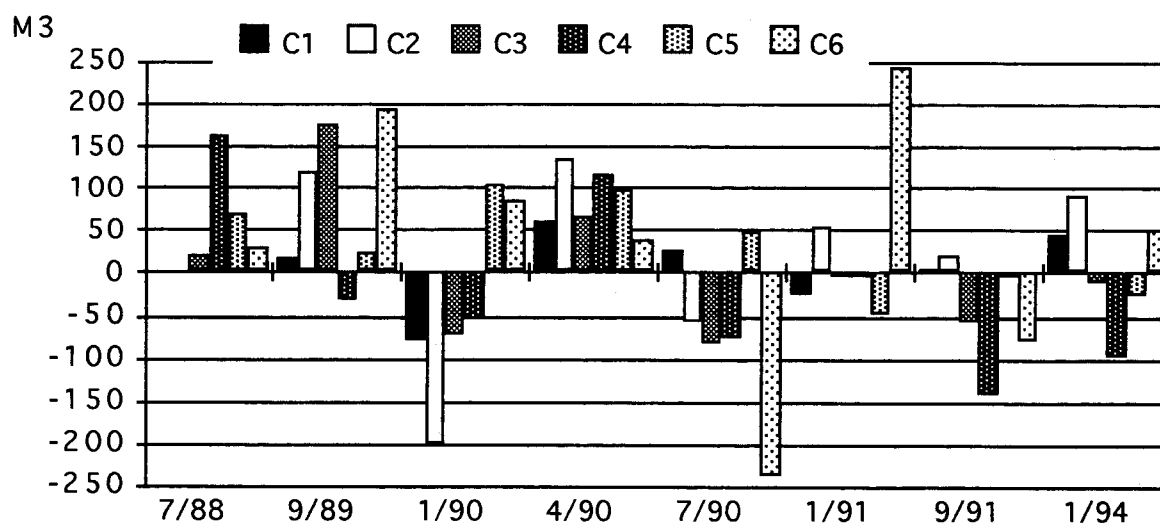


Figura II-99 - Balanço sedimentar registado entre cada perfil na Praia da Consolação entre Julho de 1988 e Janeiro de 1994

⁽¹⁾- O balanço de Julho de 1988, foi calculado a partir do perfil executado em Setembro de 1987. Como não foi possível a comparação em todos os perfis, apenas se compara o de Setembro de 1989 com o de Julho de 1988.

Em Janeiro de 1990 registou-se uma acumulação a sul (cerca de 100 m³ em C6 e C5), provocado pelo abrigo exercido pela península de Peniche, à ondulação de temporal, proveniente de NW e de W, que se fez sentir nos dias dos levantamentos e que originou a formação de um perfil em lomba e corredor. Para sul as perdas foram significativas (-200 m³ em C2) e provocaram o recuo da duna frontal e a erosão das cristas de praia, originando perfis rectilíneos ou côncavos (Fig. II-91-A). Na Primavera seguinte, o balanço sedimentar foi positivo em toda a praia, com destaque para C2 e C4, com mais de 100 m³. Em Julho de 1990, a persistência da nortada e da ondulação fraca de NW, provocou erosão ao norte (- 250 m³ em C6) e ao centro da praia (C2, C3, e C4) e uma pequena acumulação em C1 e C5.

Em Janeiro de 1991 (Fig. II- 99), registou-se uma deriva para norte que provocou grande acumulação em C6 (250 m³) e C2 (50 m³) e, uma ligeira recuperação, nos restantes. Em Setembro de 1991 houve grande perda de sedimentos a norte, mais acentuada na praia média e com acumulação a sul, nos sectores de praia alta e baixa (Fig. II-91-B). A deriva dos sedimentos para sul, resultou da acção conjugada dos ventos de W, com cerca de 50 km/h e da ondulação de NW, de 1-3 m de altura.

O temporal de Janeiro de 1994 causou erosão, apenas, no centro da praia, onde a convergência dos ventos de SW e ondulação de NW, mais se fez sentir. Os perfis situados nos extremos (C1, C2, e C6) mais abrigados da ondulação e ventos destes quadrantes, registaram acumulação, mais significativa na praia baixa e média, onde, por vezes, se formou uma crista (Fig. II-91-B).

A sobreposição dos perfis de praia realizados entre Julho de 1988 e Janeiro de 1994 permitiu avaliar os níveis máximos e mínimos atingidos, assim como a evolução da forma da praia. A maior variação foi observada a norte (C6), onde se registou uma oscilação de 4 a 5 m na praia baixa e média (Fig. II-91-C); para sul a oscilação foi menor e não ultrapassou os 2-4 m.

O balanço sedimentar registado entre Março de 1988 e Janeiro de 1994 (Fig. II-100) foi positivo em todos os perfis, fenómeno que não se verificou em nenhuma das praias estudadas. De salientar que se obteve para comparação, uma série mais longa, enquanto nas restantes, o balanço sedimentar foi feito depois do temporal de 1989. A maior acumulação ocorreu em C6, C2 e C4 onde se registou um balanço positivo de +290, +210 e +150 m³, respectivamente, que

correspondeu a uma taxa média de acumulação entre 40 e 20 m³/ano; a taxa média por perfil, rondou os 19 m³/ano.

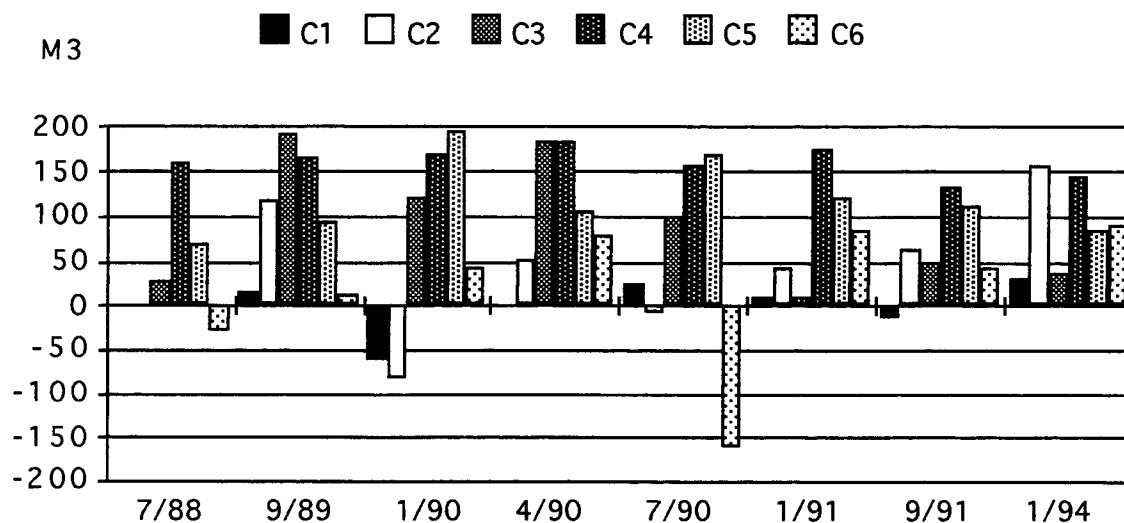


Figura II-100 - Balanço sedimentar registado na Praia da Consolação entre Julho de 1988 e Janeiro de 1994

2.2.4.3 - Formas de duna e características dos sedimentos

O cordão dunar de Peniche ocupa uma superfície de cerca de 170 ha (Fig. II-90), com maior largura e altitude no Medão Grande (24 m), nas imediações dos Casais da Vala e para sul, junto à Consolação (18 m). Está modelado sobre o cordão litoral que forma o tómbolo sul de Peniche e invadiu, transgressivamente, parte da várzea aluvial do rio de S. Domingos. A separação do sistema do Baleal é feita por um pequeno sapal, coberto, na quase totalidade por uma capa fina de areias eólicas (a depressão do tómbolo), cuja altitude não ultrapassa 2-4 m.

As cristas das dunas estão orientadas para ESE, a sul do porto, e para SE na restante área, devido à modificação que a península de Peniche exerce na trajectória dos ventos de norte que adquirem direcção NNW e NW.

Do ponto de vista morfo-ecológico, encontramos da praia para o interior a seguinte sucessão (Fig. II-101): nebkas litorais; duna primária branca com uma pequena faixa cinzenta (cordão exterior); depressão interdunar ou pântano; duna secundária formada por vegetação típica da duna verde (cordão exterior).

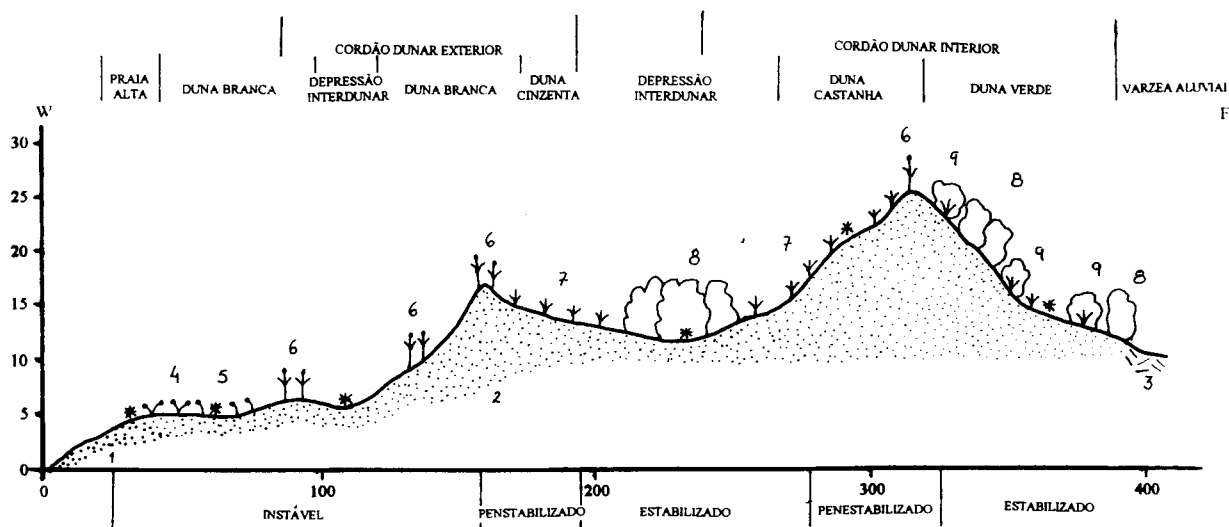


Figura II-101- Perfil do sistema praia-duna da Consolação (1- areia de praia 2-areia de duna 3-aluviões 4-Cakile maritima 5-Elymus farctus 6-Ammophila arenaria 7-Helichrysum picardi 8- Juniperus phoenicea 9- Corema album *-amostra)

Os sedimentos são compostos por areias médias ($1,69\phi$), moderadamente calibradas ($0,611\phi$), com assimetria negativa ($-0,148\phi$) e mesocúrticas ($0,979\phi$) (Quadro II-XIII). Os valores da média e da assimetria aumentam da praia alta para o interior (os sedimentos tornam-se mais finos), com excepção das areias da depressão, cuja assimetria é positiva. Esta variação do diâmetro médio depende do aumento da distância à fonte de alimentação (a ocidente) e da diminuição da capacidade de transporte do vento, resultante do atrito causado pela topografia e pela vegetação. A presença de areias grosseiras na depressão interdunar húmida poderá dever-se à remoção artificial das areias finas superficiais, para utilização agrícola do solo (construção de masseiras) e à selecção exercida pelo movimento turbilhonar do vento, sobre a superfície da depressão. A composição fundamental dos sedimentos varia de acordo com a topografia do cordão. A percentagem de bioclastos é muito elevada (entre 30 e 20%, Quadro II-XIV) atingindo o valor máximo nas amostras correspondentes à depressão húmida (33,3%) e

Quadro II-XIII - Parâmetros granulométricos das areias do cordão dunar de Peniche.

| AMOSTRAS | Moda | Média | Desvio padrão | Assimetria | Curtose |
|--------------------------|-------------|--------------|---------------|---------------|--------------|
| Praia alta | 1,25 | 1,36 | 0,607 | 0,073 | 0,96 |
| Duna branca 1ª crista | 1,75 | 1,717 | 0,543 | -0,136 | 1,038 |
| Corredor de deflação | 1,75 | 1,697 | 0,4 | -0,177 | 0,828 |
| Duna branca 2ª crista | 2,75 | 1,95 | 0,629 | -0,162 | 0,731 |
| Depressão interdunar | 1,75 | 1,734 | 0,61 | -0,25 | 0,903 |
| Duna cinzenta | 2,25 | 1,752 | 0,823 | -0,217 | 0,843 |
| Duna verde | 2,75 | 2,278 | 0,796 | -0,224 | 0,892 |
| Depressão húmida | 0,25 | 0,195 | 0,752 | 0,166 | 1,016 |
| Duna verde 2ª crista | 2,75 | 2,548 | 0,34 | -0,404 | 1,606 |
| Média | 1,91 | 1,692 | 0,611 | -0,148 | 0,979 |
| Duna consolidada I | 2,75 | 2,067 | 0,636 | -0,367 | 0,835 |
| Duna consolidada II | 2,25 | 2,107 | 0,504 | -0,288 | 0,889 |
| Duna cons. de C. do Vale | 2,75 | 1,816 | 0,747 | -0,183 | 0,793 |
| Média | 2,58 | 1,996 | 0,629 | -0,279 | 0,839 |

Quadro II-XIV - Composição fundamental das areias do cordão dunar de Peniche.

| AMOSTRAS | Bioclastos | Matéria orgânica | Areão | Areia | Argila |
|-----------------------|--------------|------------------|-------------|--------------|-------------|
| Praia alta | 28,6 | 0 | 0 | 71,23 | 0,17 |
| Duna branca 1ª crista | 25,21 | 0 | 0 | 74,79 | 0 |
| Corredor de deflação | 32,22 | 0 | 0 | 67,78 | 0 |
| Duna branca 2ª crista | 4,032 | 0 | 0 | 95,97 | 0 |
| Depressão interdunar | 26,72 | 2,03 | 0,08 | 70,91 | 0,26 |
| Duna cinzenta | 29,31 | 0,22 | 0,04 | 70,43 | 0 |
| Duna verde | 27,68 | 0,69 | 0 | 71,63 | 0 |
| Depressão húmida | 33,29 | 15,51 | 0,11 | 50,58 | 0,49 |
| Duna verde 2ª crista | 22,77 | 3,46 | 0,01 | 73,76 | 0 |
| Média | 25,53 | 4,38 | 0,02 | 71,89 | 0,13 |
| Duna consolidada I | 40,7 | 0 | 0,37 | 58,57 | 0,36 |
| Duna consolidada II | 62,34 | 0 | 0 | 36,92 | 0,74 |
| Duna cons. C. do Vale | 32,55 | 0 | 0 | 67,18 | 0,27 |
| Média | 45,19 | 0 | 0,12 | 54,22 | 0,45 |

à duna cinzenta (29,3%), onde se concentram os clastos com maior diâmetro médio, por terem normalmente dimensões superiores à capacidade de transporte do vento. Este valor diminui para cerca de 4% na duna branca, onde a ausência de vegetação favorece a circulação e a lavagem pelas águas da chuva e, o vento possui maior capacidade de transporte, em virtude do menor atrito. A matéria orgânica concentra-se nas depressões e nos locais onde as condições mesológicas, associadas à maior humidade e concentração de colóides, permitem o desenvolvimento da vegetação. Nas nebkas da praia alta e na duna branca predominam os grãos de quartzo hialino, sub-angulosos e com algum brilho. Para o interior, estes tornam-se mais arredondados, sem brilho (baços) e, por vezes, com vestígios de picotado eólico, aparecendo ainda algumas palhetas de mica.

Próximo da foz do rio de S. Domingos e da fábrica de farinha de peixe, são visíveis retalhos de duna com alguma consolidação, devida à presença de um cimento carbonatado. A maior, tem cerca de 2 m de altura e estratificação bem visível, com feixes inclinados 30° para SE, de acordo com a orientação do conjunto das cristas de duna sem consolidação (Estampa X, fotografia 1). Nas imediações desta, existem outros retalhos, com idêntico grau de consolidação, mas, de menor dimensão, onde, nem sempre é visível a estratificação. Cerca de 1 km a sul, junto aos Casais da Vala, um corte recente no cordão dunar, permitiu observar a mesma formação, integralmente coberta por dunas cinzentas, não consolidadas (Estampa X, fotografia 2). No extremo sul, próximo da nova urbanização do Botardo, o alargamento da estrada ocasionou a formação de uma superfície de deflação que pôs a descoberto pedaços de duna com consolidação, mas menos endurecidos do que os situadas a norte, contendo pequenas rizoconcreções carbonatadas. Os retalhos de dunas com consolidação são formados por areias médias (2,1 ϕ), bem a moderadamente calibradas, com assimetria muito negativa (-0,32 ϕ) e platicúrticas (quadro II-XIII). As areias da duna mais alta são bimodais; a moda principal corresponde a areias finas (2,75 ϕ ; 0,15 mm) e a secundária é negativa (-2 ϕ) devido à presença de uma pequena percentagem de cascalho (0,1%). As restantes são unimodais. O teor em carbonato (Quadro II-XII), proveniente da dissolução do cimento, é elevado (45%) e superior ao valor médio encontrado nas restantes amostras do conjunto do cordão dunar (24%). Como o substrato (calcários do Jurássico) se encontra a 5-6 m de profundidade, o carbonato do cimento

provem da precipitação da fracção carbonatada presente nas areias eólicas. De salientar que as areias de praia, entre Peniche e Consolação, são compostas, em média, por 28% de carbonato, a percentagem mais elevada do conjunto das praias estudadas. As condições climáticas actuais são favoráveis à consolidação das areias e esta pode não ser antiga. A queda pluviométrica no Cabo Carvoeiro é reduzida (média anual de 590 mm) relativamente ao litoral da Estremadura e pouco concentrada. A escorrência é fraca e quando há dissolução, as soluções mantêm-se dentro do depósito, precipitando o carbonato, devido à evaporação da água ou à sua lenta infiltração.

Os grãos que constituem a duna consolidada apresentam características semelhantes aos das actuais dunas brancas e nebkas; largo domínio dos grãos de quartzo, dos quais 70-80% são sub-angulosos e com superfície polida e brilhante. Numa amostra colhida entre as dunas consolidadas, os grãos são arredondados, mais baços e exibem, por vezes, picotado eólico que denuncia maior afeiçoamento pelo vento e um transporte mais longo; é provável que tenham resultado da desagregação da duna consolidada e sido retomadas pelo vento. **Bourcart** (1936 A e C) considerou as dunas consolidadas a sul de Peniche, de idade tirreniana (cheleense). No entanto, as características sedimentológicas, a direcção da estratificação (de acordo com a orientação das cristas das dunas actuais) e o fraco grau de consolidação, levam-nos a considerá-las como provavelmente mais recentes, talvez contemporâneas das dunas não consolidadas que, em alguns locais, as cobrem. Os eolianitos só são visíveis à superfície junto à fábrica de farinha de peixe e no local onde as obras de construção dos molhes do porto e dos diques de estabilização da foz do rio, destruíram grande parte da duna móvel de cobertura, que aparece cartografada na primeira edição da carta 1:25000 (1936). Podem ser contemporâneas das dunas não consolidadas e, pelo facto de se situarem a maior profundidade e mais próximo da toalha freática, onde a água carregada de sais dissolvidos se concentra, terem atingido certo grau de consolidação, como se pode observar próximo de Casais do Vale. De outra forma, seriam anteriores e contemporâneas de condições climáticas mais áridas, tendo, posteriormente, sido cobertas por dunas mais recentes, o que parece mais provável.

Em Peniche não encontramos os retalhos de duna consolidada apoiados no carso liássico, com estratificação inclinada para o continente, descritos por **Breuil & Zbyszewski** (1945), mas apenas uma formação areno-argilosa, semelhante à referida por **Pereira &**

Borges (1985), sem qualquer estratificação e demasiado grosseira, para ser considerada como duna. As pequenas capas de areias eolizadas, que aí encontrámos, não apresentam qualquer aspecto de consolidação. **Zbyzeswski** (1940) e **Carrington da Costa** (1941) consideraram as dunas consolidadas de Peniche como correlativas da regressão grimaldiana e indicadores de paleoventos provenientes de Oeste. Não parece assim, existir qualquer relação entre as dunas consolidadas referidas em Peniche e as encontradas junto à fábrica de farinha de peixe ou nos Casais da Vala.

2.2.4.4 - A cobertura vegetal e a evolução das dunas

O conjunto do cordão dunar foi muito alterado em 1937, pela construção dos primeiros molhes do porto, junto ao Portinho do Revez e da foz do rio de S. Domingos que, assim, ficou estabilizada. A difracção das ondas causada por essas estruturas originou o crescimento da praia até ao Forte das Cabanas, com o conseqüente aumento da superfície de deflação e crescimento das dunas que cobriram os restos do antigo sapal da Prajeira. Com esta intervenção a cobertura eólica aumentou, relativamente a 1920, cerca de 25 ha. Em meados da década de 70, com as obras de ampliação dos molhes e da construção das áreas de acesso e apoio ao porto, foi destruída grande parte da duna envolvente, desapareceu a praia da Ribeira e deixou de se verificar a ligação das águas do fosso, existente ao longo da muralha, com o mar, pela zona de Peniche de Cima, como acontecia nas marés vivas ou nas tempestades, inundando a depressão da Prajeira. Em meados da década de 80, a sul, junto ao promontório da Consolação, foram arrasados cerca de 5 ha de duna, para a construção de uma urbanização com campos de golfe, um parque aquático e uma nova estrada de ligação, que permitiu observar pedaços de duna com indícios de consolidação e rizoconcreções. Estas alterações tiveram como consequência a diminuição de cerca de 60 ha, da área coberta pelas dunas, relativamente à superfície cartografada em 1920⁽¹⁾, como se representa na Figura II-88).

⁽¹⁾ - Como consta do "Plano Hidrográfico da Península de Peniche" levantado em 1920 pela Missão Hidrográfica da Costa de Portugal.

Tal como nas praias referidas anteriormente, existe no sistema da Consolação uma relação estreita entre a forma e a vetação das dunas (Fig. II-102). A praia alta termina, do lado do continente, por um pequeno degrau, com cerca de 1 m de altura, sazonalmente ou durante as tempestades, atingido pela maré alta, ou por um talude, onde se acumulam detritos orgânicos sobre os quais o vento deposita pequenas domas arenosas, rapidamente colonizadas por vegetação pioneira, halonitrófila, com taxa de cobertura e dominância muito baixa (Fig. II-116); Elymus farctus, a Euphorbia peplis e a Cakile maritima nos locais onde a praia alta é mais extensa. Nas nebkas surgem as espécies halopsamófilas Medicago marina, Otanthus maritimum, Eryngium maritimum e Ammophila arenaria, que constituem o primeiro estágio na sucessão natural da vegetação, com taxa de cobertura muito baixa. A duna primária está presente em todo o sistema, com altura entre 5 e 20 m e formada por uma ou várias cristas, interrompidas por pequenos corredores de deflação. A primeira crista apresenta-se quase despida de vegetação ou com tufos descontínuos. Para além da penetração de algumas espécies presentes nas nebkas (Fig. II-102) Eryngium maritimum e Ammophila arenaria surgem, Medicago marina, Crucianella maritima, Artemisia campestris, Malcomia littorea e Leontodom taraxacoides.

Os corredores de deflação, fechados em alguns sítios por dunas transversais são, em regra, desprovidos de vegetação (apenas alguns tufos isolados de Silene littorea). A 2ª crista de duna branca tem forma parabólica e apresenta maior taxa de cobertura. Para além das espécies existentes na 1ª crista, a Malcomia littorea surge como predominante (Fig. II-102). A Ammophila arenaria está pouco representada porque as areias são mais estáveis.

Na vertente interior da segunda crista, mais quente e abrigada inicia-se, uma faixa estreita, penestabilizada, que se estende até à depressão interdunar húmida. Aqui predominam espécies características da duna cinzenta como a Armeria welwitchii, a Malcomia littorea e a Helichrysum picarde que se restringem à vertente dunar abrigada. Esta comunidade dá lugar à depressão interdunar, onde o abrigo, a matéria orgânica e o teor de humidade no solo, favorecem o desenvolvimento de uma cobertura vegetal densa, com porte arbustivo ou arbóreo e com taxa de cobertura e dominância elevada. Predominam a espécie Rubia peregrina, mas a comunidade Rumex bucephalophorus, Holochoenus romanus, Juniperus phoenicea,

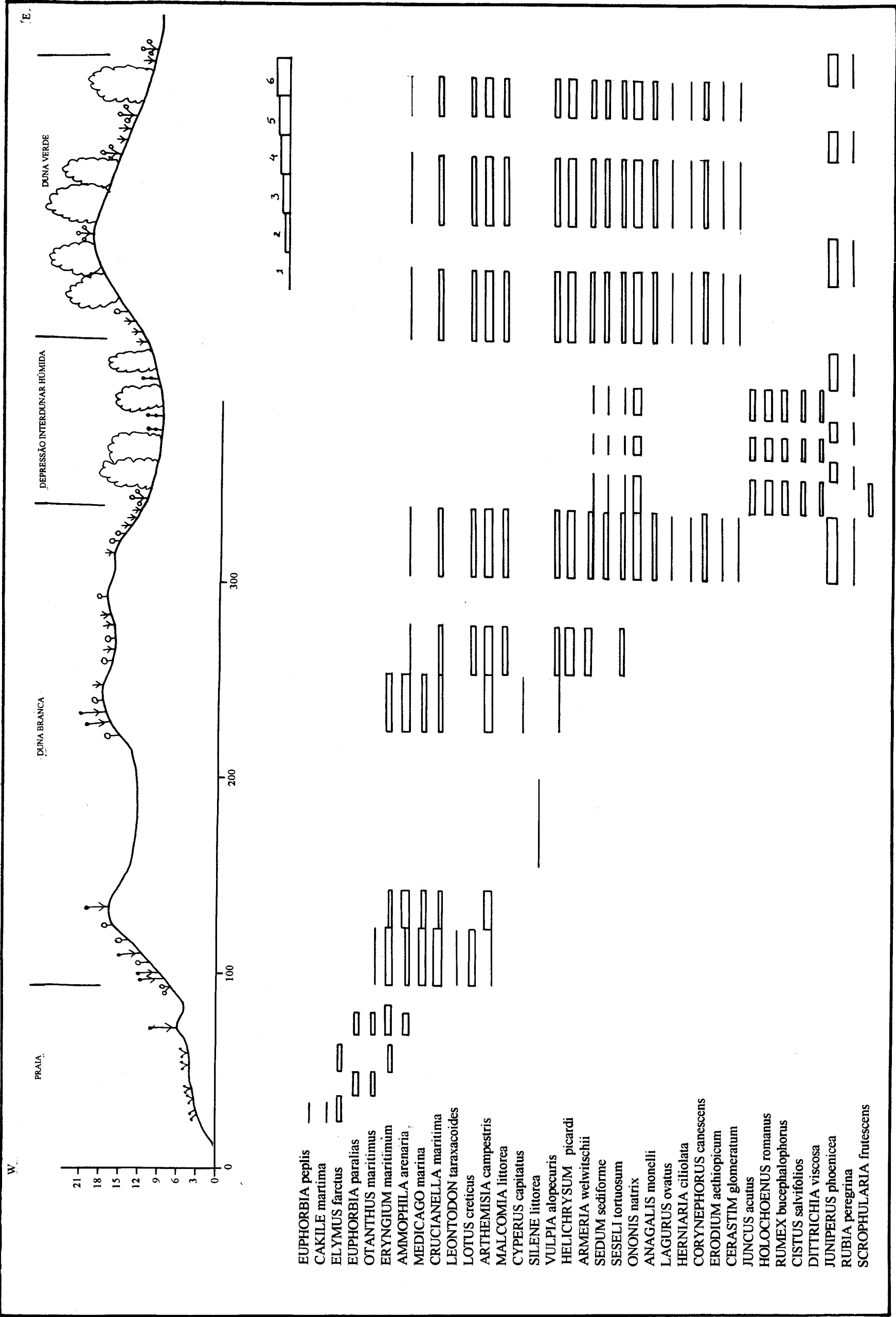
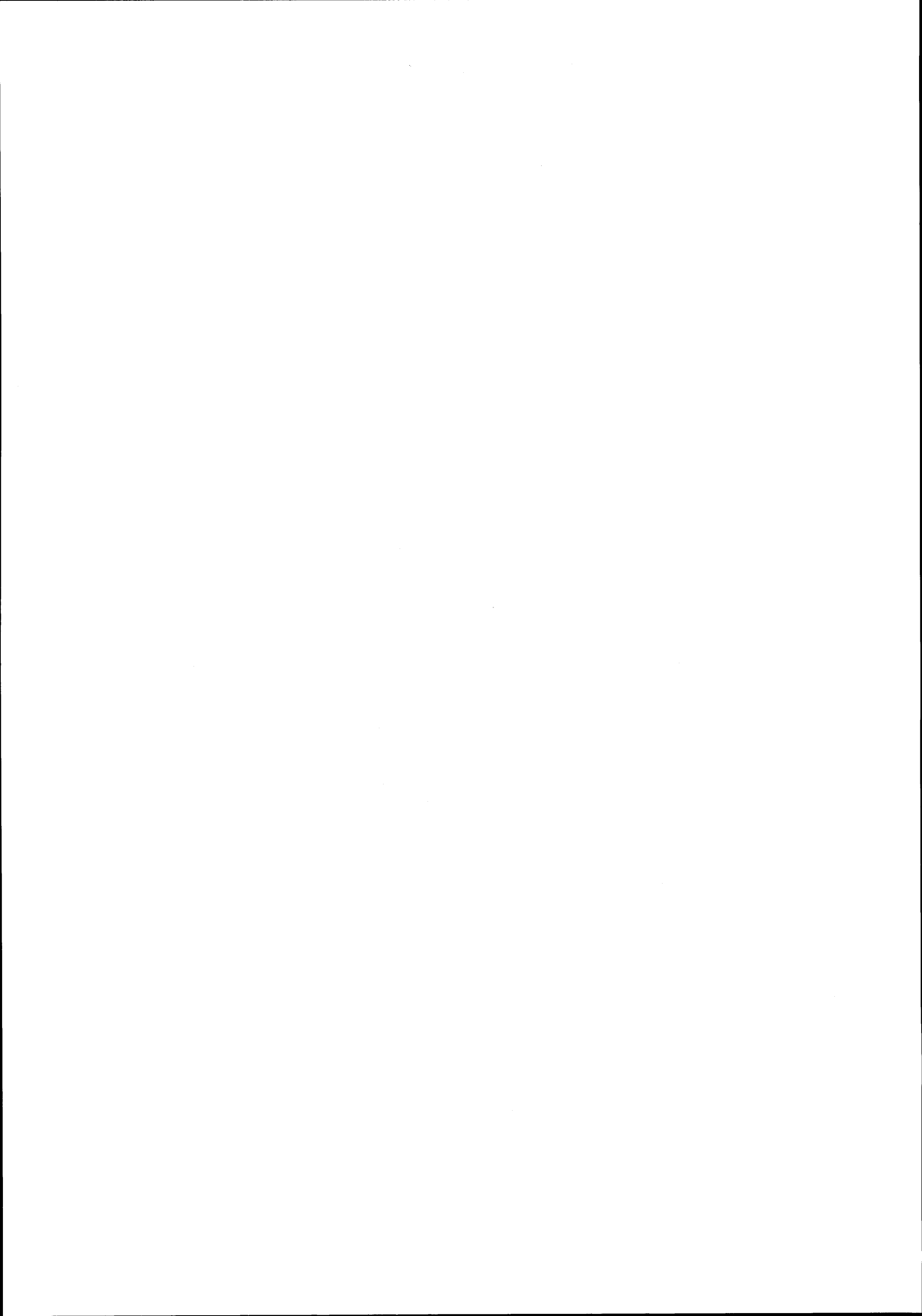


Figura II-102- Esboço morfológico e transecto de vegetação do sistema praia-duna da Consolação (levantamento realizado em Junho de 1993)



Cistus salvifolia e Juncus acutus aparecem como espécies exclusivas, formando um conjunto muito denso e típico destas áreas húmidas. As depressões húmidas são marginadas por Anagalis monelli (espécie dominante), seguida de Erodium aethiopicum, Lagurus ovatus, Herniaria ciliolata, Corynephorus canescens e Cerastium glomeratum, que aparecem exclusivamente na duna verde, coexistindo com Anagalis monelli, Rubia peregrina, Sedum sediforme, Ononis natrix e Seseli tortuosum, que penetram das áreas húmidas vizinhas. Esta associação representa uma etapa madura, correspondente ao último estágio de evolução fitológica e morfológica da vegetação e só foi encontrada com o mesmo desenvolvimento na Nazaré.

2.3. O sistema praia com cordão litoral: A Praia da Foz do Arelho

As praias com cordão litoral formam um sistema que se caracteriza por apresentar forma linear, dimensões reduzidas, forte inclinação e materiais grosseiros. Em regra são atravessadas por barras associadas a estuários ou lagunas, onde o assoreamento é frequente. A Praia da Foz do Arelho é, na área estudada, a única que apresenta estas características

2.3.1. Formas da praia e características dos sedimentos

A Praia da Foz do Arelho encontra-se encastrada entre as arribas da Serra do Bouro, modeladas em arenitos argilosos do Jurássico, e as do Gronho, mais baixas e formadas por arenitos do Cretácico (Fig.II-10). É provável que o contacto entre as duas formações corresponda a um acidente tectónico perpendicular à costa, explorado pela erosão flúvio-

marinha, submerso pela Lagoa de Óbidos ou encoberto pelos depósitos pliocénicos e quaternários.

A praia está modelada nas restingas enraizadas na base das arribas do Facho e do Gronho (Fig. II-103), que funcionam como barreira à Lagoa de Óbidos (Estampa X, fotografia 3). A restinga sul apresenta forma de báculo, com a curvatura voltada para o interior da lagoa e nas imediações do Gronho, encontra-se parcialmente coberta por dunas que formam uma rampa acumulada contra o sector da arriba voltado a norte e noroeste¹. A restinga norte tem forma mais regular e não apresenta dunas devido ao abrigo da colina do Facho, tem boa acessibilidade e é, por isso, mais afectada pela pressão antrópica, do que a do sul.

A comunicação da Lagoa de Óbidos com o mar é feita por uma barra estreita e instável, aberta no cordão litoral, que muda de posição em função da direcção das correntes de ondulação e de deriva. Esta barra, "golada" ou "aberta", fecha com frequência, devido à acumulação das areias transportadas pelas correntes de afluxo e de maré, sendo necessário dragar com regularidade o canal e os fundos adjacentes, para que a comunicação com o mar não seja interrompida². Durante a maré vazia, na direcção da barra e do lado do mar, observa-se, por vezes, um delta de vazante que antecipa a rebentação, dissipa a energia e confere à praia forma convexa. No interior da laguna, desenvolve-se um complexo delta de enchente que amortece a propagação das correntes de maré e facilita a retenção dos sedimentos, como referiremos no Capítulo 3.

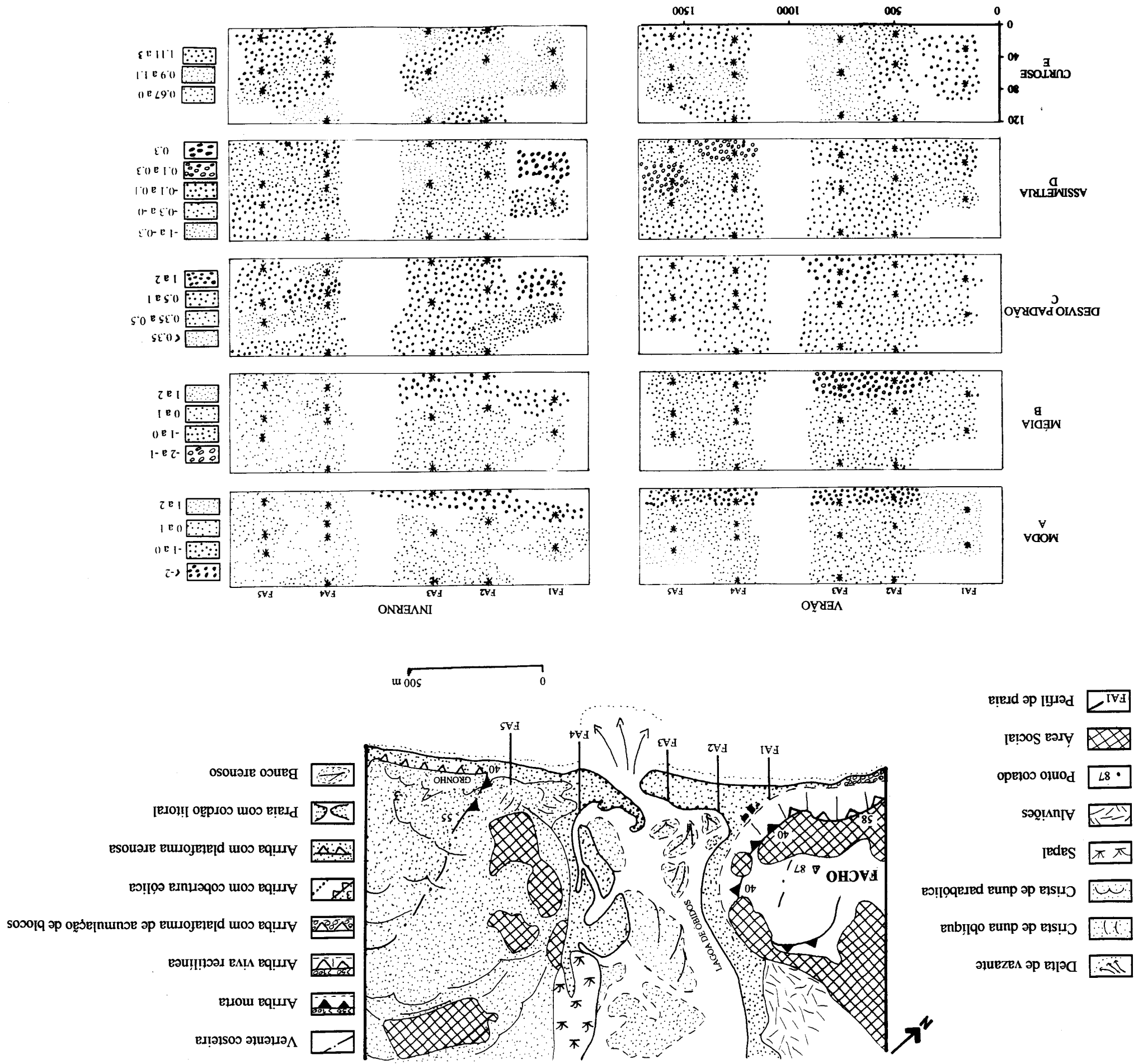
A praia marinha é pequena (2 km de comprimento), tem orientação N145E e está bem exposta às influências de NW (Quadro II-VI). O limite interno é variável, pois a antepraia é formada por arribas vivas (a norte), por dunas (a sul) e pela própria lagoa (no centro). A praia alta é larga a norte da barra e estreita, ou quase inexistente, para sul. A praia média inicia-se, a norte, no topo do cordão litoral e termina por uma pequena ruptura de declive, nem sempre identificável, que estabelece o limite para a praia baixa. A sul, as formas são mais nítidas e a praia média inicia-se na base da duna frontal e estende-se até à escarpa da praia, que marca a

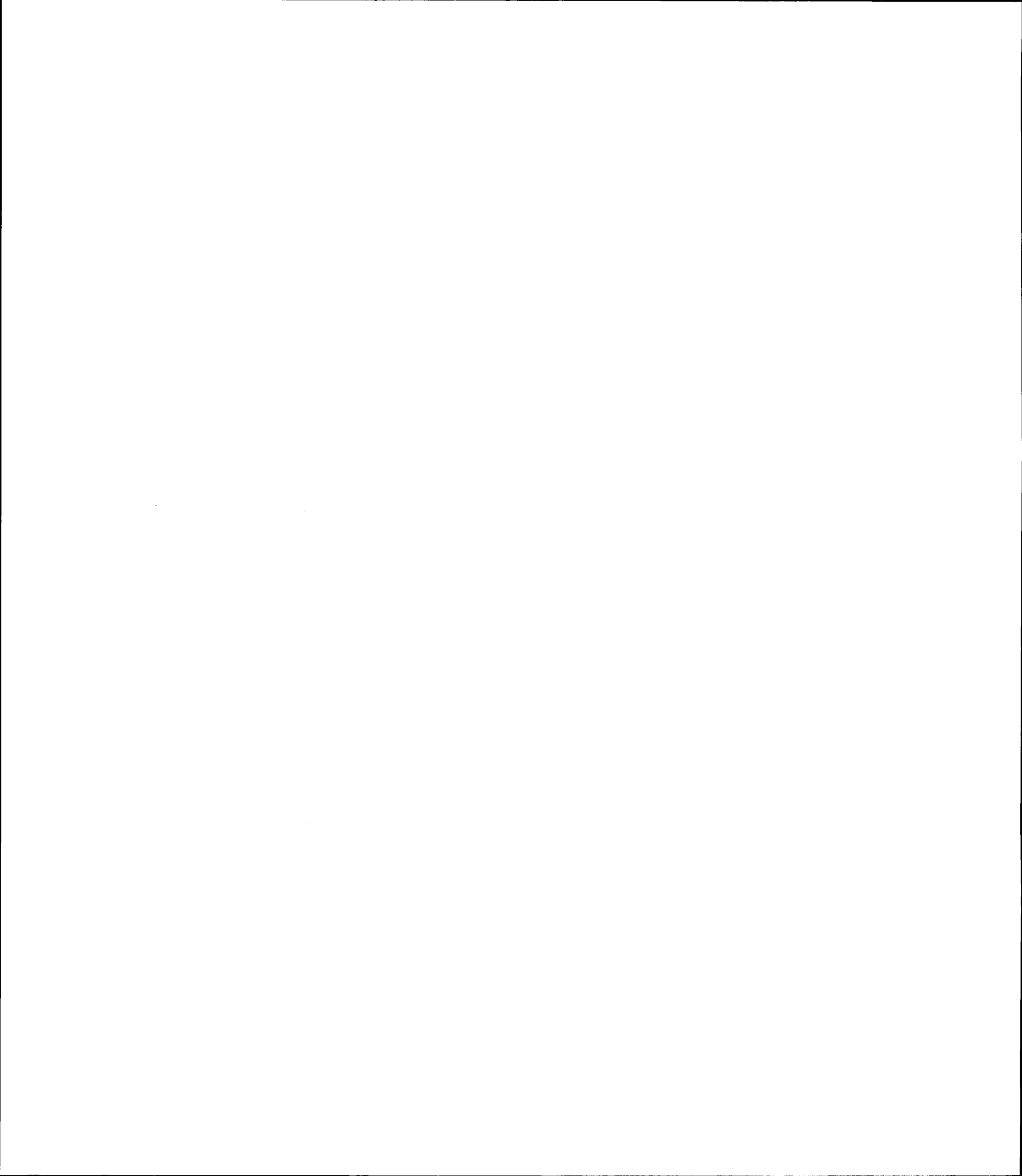
¹ - Esta rampa foi referida como "rampa eólica da Foz do Arelho" e incluída no Capítulo 1- Os sistemas de arriba , 2.1.1.3 - arribas com rampa e/ou cobertura eólica.

² - Durante grande parte do período de observações (entre 1990 e 1992) foram feitas dragagens, que modificaram a topografia dos fundos e as formas da praia.

Figura II-103 - Esboço geomorfológico e parâmetros granulométricos dos sedimentos da Praia da Foz do Arelho, no

Verão e no Inverno de 1991 (valores dos parâmetros em ϕ , * localização das amostras)





passagem ao sector inferior. A praia baixa é estreita e inclinada, com declive de 4-6° e difícil de distinguir da praia média, pois nem sempre se observa a linha de inflexão ou a escarpa da praia. A pré-praia é estreita (0,9 km) e mais suave do que a praia baixa, mas irregular (< 1° até -5 m; 2° até -10 m e novamente < 1° até -20 m); nas imediações da barra, desviado para sul pela deriva de praia, o delta de vazante da lagoa, aumenta um pouco a largura deste sector e antecipa a rebentação (Estampa X, Fotografia 3).

Durante os levantamentos de campo os trabalhos de dragagem realizados na barra e no interior da laguna alteraram a topografia do topo da praia e as marcas de referência dos perfis foram sucessivamente perdidas; por este facto, muitos deles, foram executados apenas por localização relativa ou aproximada, pelo que devem ser entendidos como valores aproximados.

A praia é composta por cerca de 83% de areias, 9% de areão, 8% de cascalho e apenas 0,15% de siltes e argilas¹. Os valores modificam-se ao longo do ano, tendo-se registado um aumento das fracções mais grosseiras no Verão (11% de cascalho e 10% de areão, contra 4% e 9% registados no Inverno). Na praia baixa (Fig. II-104) o cascalho e areão são mais abundantes (25 e 21% no Verão e 7 e 16% no Inverno), concentrando-se a norte da barra (FA3 e FA 4). A praia média possui elevada percentagem de cascalho (11% no Verão e 3% no Inverno) e areão (10% no e 5%), fracções que, na praia alta, só estão presentes no Verão (1 e 2%), devido à diminuição da capacidade de transporte da corrente de ondulação e à selecção feita pelo vento. Nas imediações da laguna, a antepraia apresenta composição semelhante à praia alta (quando existe), com elevada concentração de areias e menos de 2% de cascalho e areão.

A classe granulométrica mais frequente é representada por areias grosseiras no Inverno (0,5 ϕ) e muito grosseiras no Verão (0 ϕ). Cerca de 65% das amostras são unimodais, 26% apresentam duas modas e 7% trimodais. No Verão, os sedimentos apresentam maior homogeneidade e a percentagem de amostras unimodais é superior (73% contra 65%). Na praia baixa, a moda é superior a -1 ϕ (Fig.103-A) e no Inverno, diminui de norte para sul (de -2 ϕ para 1,25 ϕ); esta variação pode estar relacionada com a proveniência dos sedimentos e com a

¹ - A caracterização sedimentar foi feita a partir de amostras recolhidas em Janeiro e Setembro de 1991 (cuja localização se apresenta na Figura 103) e não em Janeiro e Junho de 1990, como nas restantes praias.

direcção da corrente de deriva da praia (mais grosseiros próximo da arriba a norte e mais finos junto das dunas, existentes a sul). Os sedimentos polimodais concentram-se na praia baixa e média, a norte da barra e os unimodais na praia alta e na antepraia, nas imediações da lagoa.

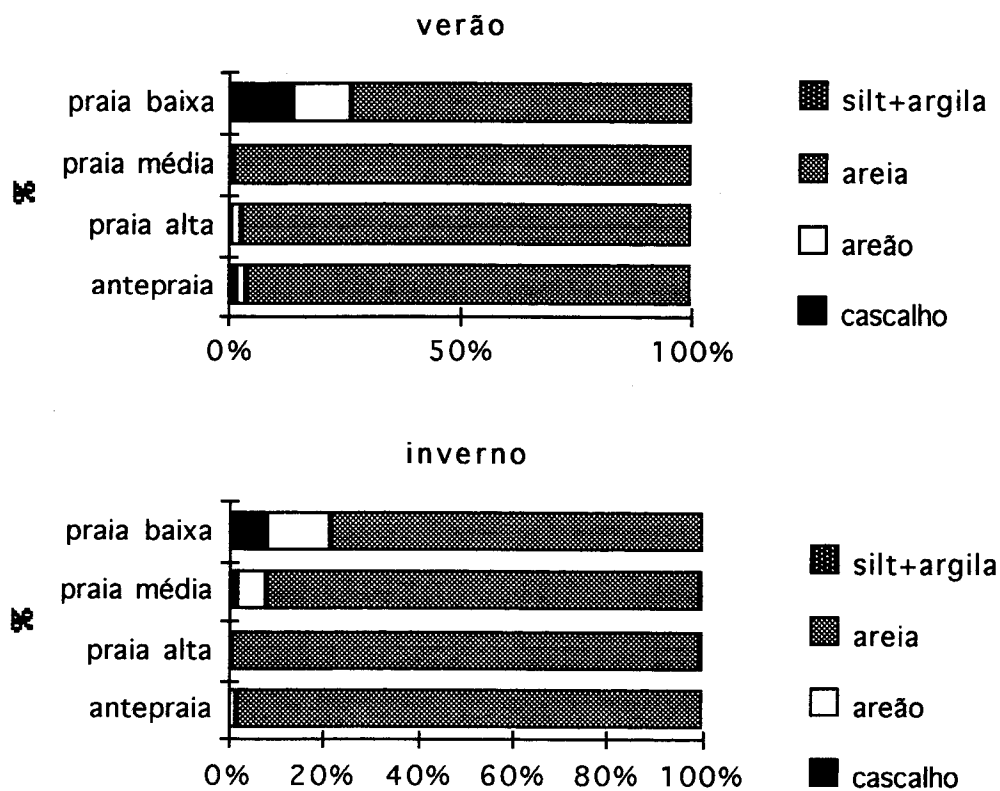


Figura II-104 - Composição textural dos sedimentos da Praia da Foz do Arelho em Janeiro e Setembro de 1991

A média granulométrica é de $0,3\phi$ ($0,1\phi$ no Verão e $0,5\phi$ no Inverno), semelhante à indicada por **C. Freitas**, 1989 ($0,29\phi$ na média aritmética de 29 amostras). **C. Cabral** (1986) obteve em duas amostras (que considerou pouco significativas), $0,65\phi$ no Inverno e $-0,97\phi$ no Verão. A antepraia, a praia alta e a praia média, apresentaram, no Verão (Fig. II-103-B), médias com valores idênticos (0 e 1ϕ) e a praia baixa médias negativas (0 a -2ϕ). No Inverno, os valores são em geral mais heterogêneos e as areias mais grosseiras encontram-se a norte da barra, como já tínhamos constatado pelos valores da moda.

Os sedimentos são moderadamente calibrados ao longo do ano ($0,7\phi$), valor semelhante ao referido por **C. Freitas** (1989), mas não por **C. Cabral** (1986) que, no Verão, obteve $1,65\phi$ (areias fracamente calibradas)¹. De Verão, as areias são moderadamente calibradas ($0,5$ e 1ϕ) em todos os sectores, excepto na praia baixa, a norte da barra (Fig. II-103-C), onde a calibração é fraca (1 a 2ϕ). No Inverno, a calibragem é muito boa a boa, na praia alta e baixa a sul da barra; na extremidade norte da praia e na zona de migração da barra, a calibragem é moderada a fraca.

A correlação entre a média e o desvio padrão (Fig. II-105) torna bem patente a importância da média como parâmetro discriminador. A existência de areias médias ($1-2\phi; 0,5$) faz com que, no Inverno, o grau de selecção dos sedimentos seja superior. Os sedimentos mais grosseiros têm pior calibração e são quase todos plurimodais, com modas secundárias correspondentes a uma sub-população de elementos mais finos.

A assimetria é negativa ($-0,1\phi$). De Verão, a norte da barra os sedimentos são aproximadamente simétricos em todos os sectores, excepto na praia média de FA1 e FA2 (Fig. II-103-D); a sul, a regularidade é menor, apenas as areias da antepraia e da praia alta de FA4 são simétricas; nos restantes sectores, a assimetria é negativa ou positiva. No Inverno,

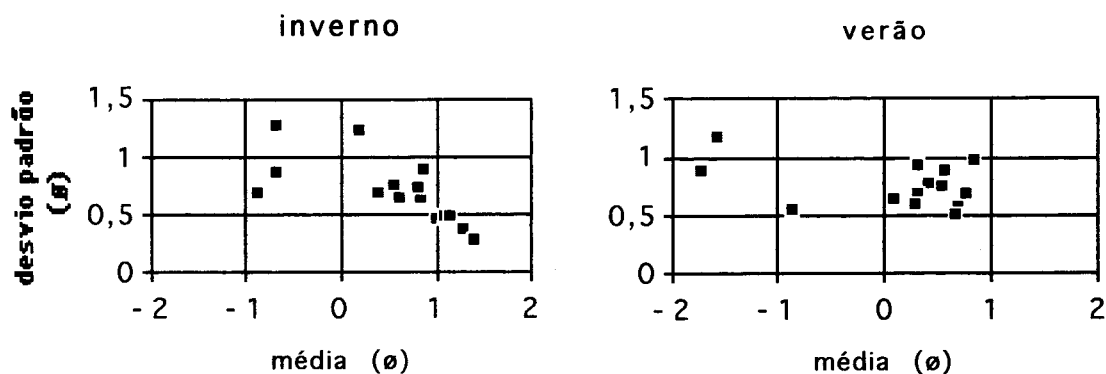


Figura II-105 - Correlação entre a média e o desvio padrão dos sedimentos da Praia da Foz do Arelho

¹. Este valor refere-se apenas a uma amostra colhida em baixa mar, na zona entre marés, enquanto os obtidos por **C. Freitas** (1989) resultam da média aritmética de 29 amostras, colhidas em todos os sectores da praia.

a antepraia e a totalidade do perfil FA2 têm assimetria negativa, passando mais a norte a simétricos. De salientar os comportamentos extremos observados na praia baixa e média de FA 1 e FA2 (Fig. II-103-D), onde se verificou um excesso da fracção grosseira e fina (assimetria muito positiva e muito negativa); a sul da barra, as areias das praias alta e baixa de FA 4, são simétricas e os restantes sectores têm assimetria negativa.

A correlação entre a média e a assimetria é mais nítida no Inverno, pois, os sedimentos menos grosseiros têm distribuição simétrica a positiva, enquanto no Verão, os mais grosseiros apresentam uma sub-população de sedimentos mais finos que permanece aprisionada entre os primeiros e os torna aproximadamente simétricos (Fig. II-105). Os sedimentos possuem, nas duas estações, características de ambiente de praia (G. Friedman, 1961), embora nas

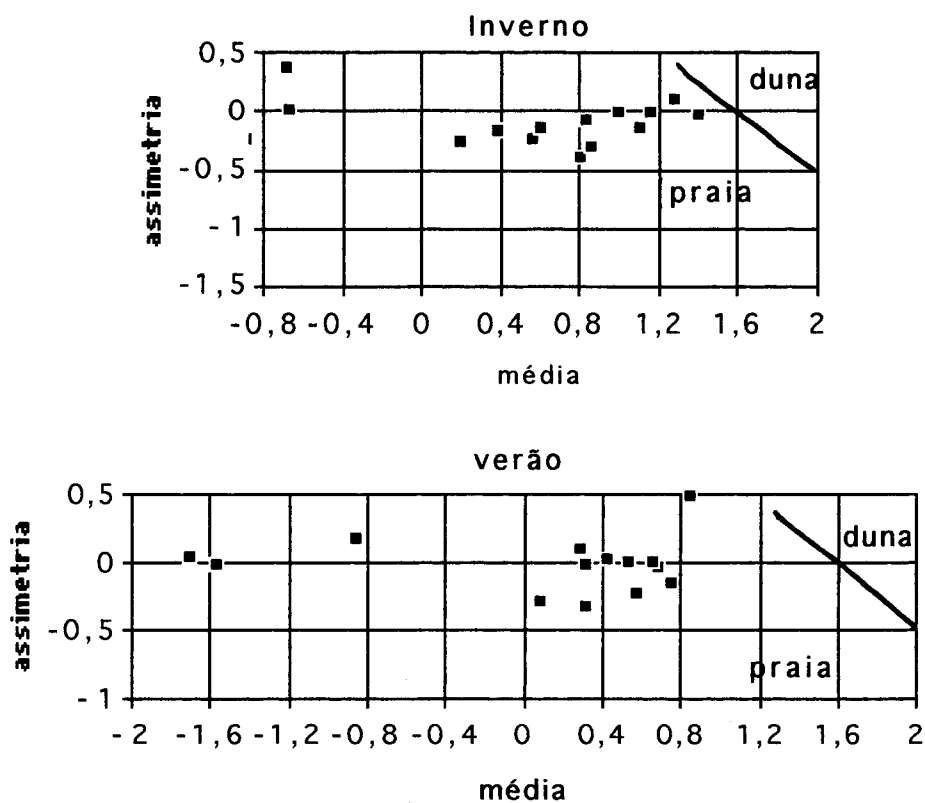


Figura II-106 - Correlação entre a assimetria e a média dos sedimentos da Praia da Foz do Arelho (método gráfico, G. Friedman, 1961)

imediações da barra, as amostras da praia baixa se apresentem, no Verão, muito grosseiras (areão) e com assimetria positiva, em FA2 e FA3.

A correlação entre a assimetria e o desvio padrão não é muito nítida; os sedimentos com distribuição normal e negativa (Fig. II-107) são moderadamente calibrados, embora no Inverno os sedimentos com distribuição simétrica sejam melhor calibrados. No Verão, cerca de 27% das amostras apresentam características de ambiente fluvial (G. Friedman, 1979) e situam-se, em regra, na praia baixa; no Inverno este número aumenta para 65%, distribuídos pela praia baixa e o topo do cordão. Estes sedimentos, mal calibrados e mais grosseiros, são provavelmente oriundos das arribas da Consolação e Peniche, permanecendo na praia baixa todo o ano e na praia alta, no Verão.

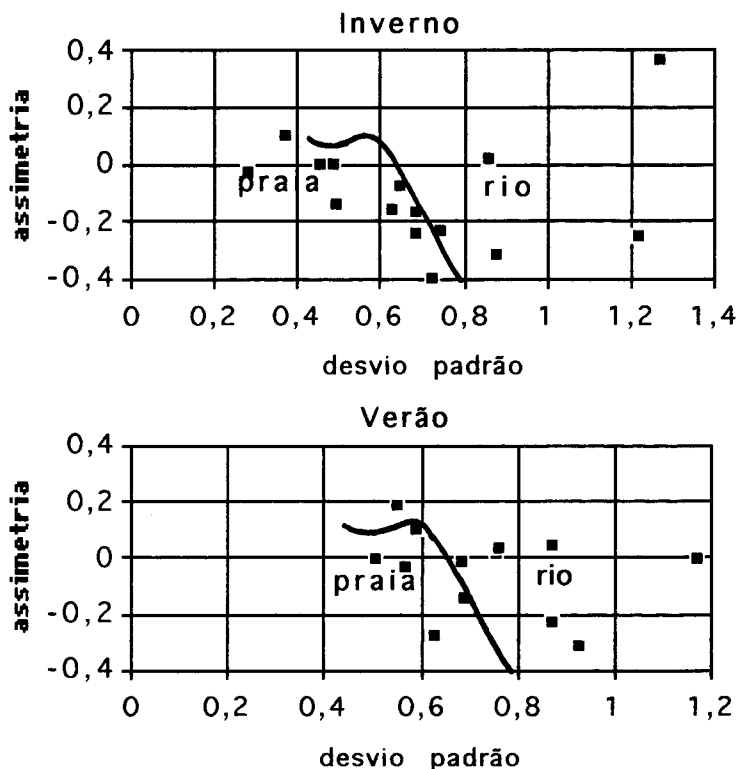


Figura II-107 - Correlação entre a assimetria e o desvio padrão dos sedimentos da Praia da Foz do Arelho (método dos momentos G. Friedman, 1967)

A curtose varia entre 1σ e $1,1\sigma$, valor correspondente a sedimentos com curvas de distribuição normal ($1,07\sigma$ obtido por C. Freitas, 1989). Contudo, a distribuição normal

apenas se verifica em 33% das amostras de Verão (Fig. II-103-E) colhidas nas imediações da barra (com excepção da praia média do perfil FA 5), 47% são muito leptocúrticas e encontram-se dispersas por todos os sectores.; as restantes 20% são platicúrticas e localizam-se nas extremidades de FA3 e FA5. No Inverno, as proporções mantêm-se, mas verificam-se deslocamentos dos sedimentos com curvas de distribuição normal para a praia média, a norte, e das leptocúrticas para sul. A curtose não apresenta variação constante ao longo do perfil transversal.

A correlação entre a curtose e a média (Fig. II-108) permite concluir que os sedimentos menos grosseiros tendem para apresentar curvas de distribuição normal, como se verificou noutras praias.

As curvas de distribuição granulométrica reflectem os diferentes processos de mobilização das partículas; a antepraia apresenta uma população de tracção que abrange cerca de 30 a 40% da amostra, valor reduzido em relação aos outros sectores (como veremos adiante), mas abundante para o sector em questão, que se efectua nas partículas com calibres até - 0,5 ϕ , em FA 3 e FA1, e - 1,5 ϕ nos restantes. A população de saltação é bem calibrada a partir

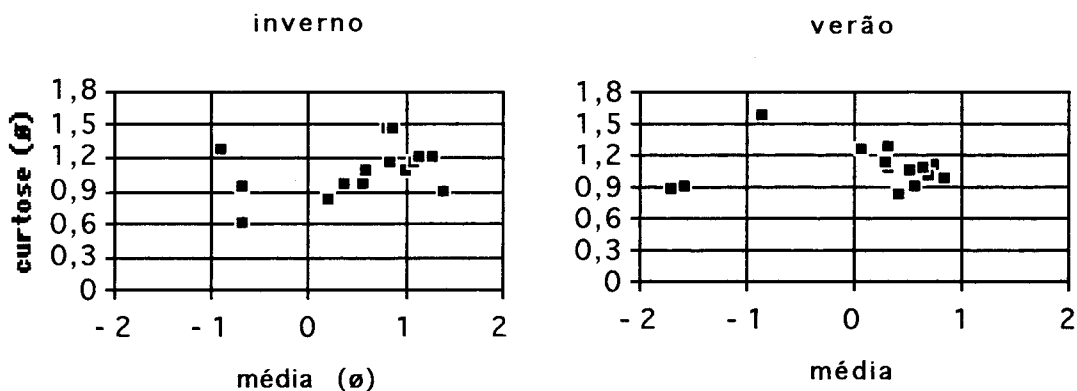


Figura II-108 - Correlação entre a curtose e a média dos sedimentos da Praia da Foz do Arelho

das classes referidas e representa 40-60% da distribuição. Em FA3 e FA4 foi possível identificar as subpopulações A e A', correspondentes à mobilização dos sedimentos pelas correntes de maré, ou às flutuações do nível das águas nas margens da laguna, diferenciando, talvez, as posições da praia marinha e lagunar. Nos restantes, só existe uma população de

saltação. A suspensão atinge 6 e 8% em FA4 e FA5, nos locais onde as dunas têm algum desenvolvimento; os restantes apresentam valores inferiores a 1% a partir de 3ø. Na praia alta a população de tracção só existe a norte da barra (FA1-2-3) e representa 12 a 15% das amostras. O transporte por saltação só se verifica entre os diâmetros 2- e 3ø e mobiliza 70 a 80 % da distribuição a norte e 90% a sul, onde não existe população de tracção. A suspensão representa só 1 a 2% da distribuição, a partir de 3-3,5ø. No sector médio, a população de tracção corresponde, nos extremos da praia a 80% da amostra até 1,5ø e 30-50% nos perfis intermédios, deixando mesmo de estar presente em FA4 (situado imediatamente a sul da barra). Em todos o perfis se identificam as duas populações de saltação separadas pela classe 2-2,5ø. A truncatura das curvas correspondente à suspensão, encontra-se a partir de 3,5ø e só afecta 0,2% das amostras, quando a população de tracção está ausente.

Os sedimentos são compostos por cerca de 80-85% de grãos de quartzo hialino, muito brilhantes, subangulosos a rolados, por vezes com aspecto amarelado e "sujo" devido à presença de óxidos de ferro depositados na superfície. Existem alguns grãos de quartzo leitoso (10-15%), brilhantes, subrolados a rolados e também amarelados. Estas duas populações de quartzo apresentam aspecto mais anguloso e brilhante para norte e nos sectores de praia baixa; na praia alta e na antepraia são frequentes os grãos mais arredondados, menos brilhantes a baços e por vezes com aspecto cariado e corroído. Em percentagens inferiores a 1%, identificaram-se na mesma fracção, alguns grãos de turmalina e magnetite, clastos de rochas ígneas muito alterados e alguns de arenitos, com cimento carbonatado.

Os bioclastos representam, no Verão (Fig. II-109), 3-4% da amostra e são mais abundantes na praia baixa, a norte (FA1 e FA2); no Inverno, atingem 20% na praia alta de FA3, localizado nas proximidades da barra da laguna. Identificaram-se ainda, dois tipos de bioclastos, uns com aspecto recente, fragmentados e angulosos e outros mais rolados, polidos e com aspectos de ornamentação pouco visíveis, correspondentes a clastos mais antigos. Nas amostras da antepraia, colhidas nas margens da laguna, os bioclastos atingem 1 a 3% e pelo aspecto parecem ter origem recente e sofrido um curto transporte; talvez sejam, em parte, provenientes da própria lagoa, rica em bivalves.

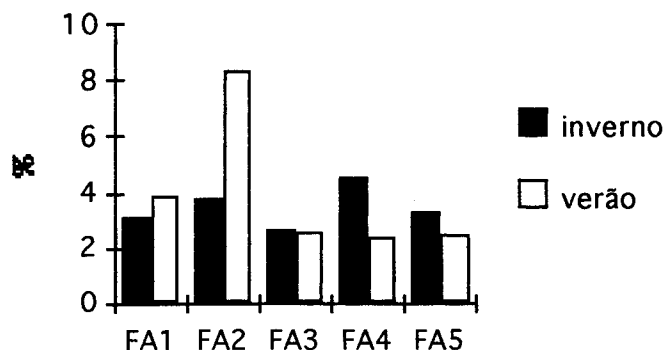


Figura II-109 - Percentagem de carbonatos nos sedimentos dos perfis da Praia da Foz do Arelho

A mica foi observada em quantidades inferiores a 1% nas amostras de Verão, colhidas na antepraia, local de fraco hidrodinamismo que permite a sua deposição, distinguindo os ambientes de praia marinha e lagunar. Com excepção da presença da mica a composição das amostras é semelhante à descrita por **C. Cabral** (1986) e **C. Freire** (1989).

2.3.2- Variação sazonal e balanço sedimentar da praia

A forma e o volume registados em cada observação, variaram de acordo com o sentido da corrente de deriva da praia, determinada pelo clima de agitação marítima dominante. Em Janeiro de 1991, registou-se, relativamente ao perfil de Março de 1990, grande acumulação de sedimentos em FA4 (315 m³, Fig. II-110), situado a sul da barra, que provocou o alargamento e a migração da crista do topo do cordão para o interior, preenchendo os corredores existentes no anterior levantamento (Figs. II-110 e 111). Em FA2 a acumulação foi menor (35 m³), mas, registou-se um aumento de volume e de extensão da praia média na direcção da praia lagunar que se tornou mais inclinada e destacada do reverso do cordão por um pequeno degrau (Fig. II-111). A erosão prevaleceu nos restantes perfis, com valor máximo em FA3 (120 m³), onde se modelou um perfil de erosão, rectilíneo e inclinado. Estes valores indicam um balanço

sedimentar oposto em cada um dos flancos da barra, resultante da influência exercida pelo delta de vazante da laguna, construído na pré-praia, e que funciona como barreira aos sedimentos transportados pela corrente de deriva da praia.

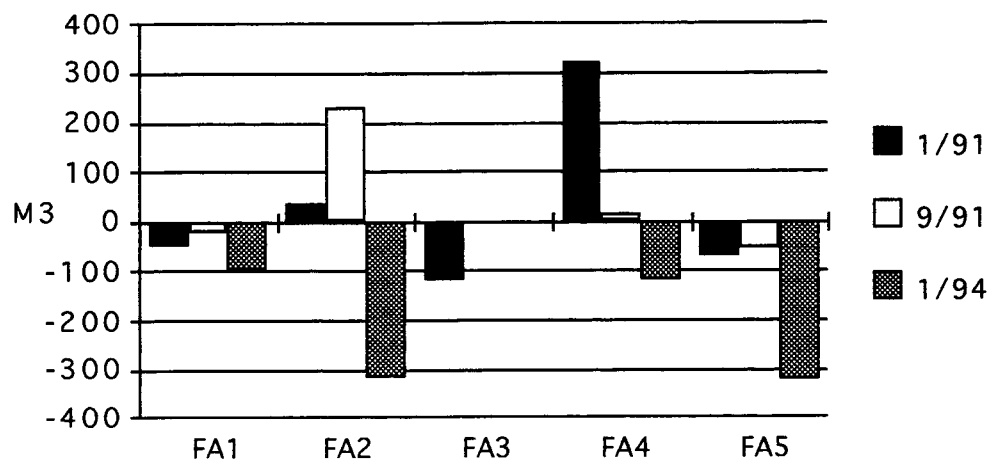


Figura II-110 - Variações volumétricas observadas em cada perfil realizado na Praia da Foz do Arelho

Em Setembro, a barra tinha migrado para norte e situava-se na área de FA3 (razão pela qual não se executou). Só a norte da barra se registou acumulação de sedimentos (315 m³), relacionada com o deslocamento da corrente de deriva para sul, causada pela ondulação de NW e pelos ventos fortes de N (nortada) que se fizeram sentir. A sul, a erosão não foi significativa, porque a altura da ondulação e a amplitude das marés foram mais atenuadas durante o Verão; no entanto, em FA5 a praia alta e a frente da duna, perderam elevado volume de sedimentos, que se acumularam na praia baixa, onde a extensão aumentou e o declive diminuiu cerca de 5°. Em FA4 houve significativa redução do comprimento e aumento do declive da praia, porque durante o Verão o cordão litoral não foi galgado e acumulou-se grande volume de sedimentos, modelados em uma ou mais cristas (Fig. II-111-A); a praia lagunar sofreu alterações profundas resultantes da migração dos bancos do delta interno da laguna. Os temporais de Janeiro de 1994 causaram forte erosão em toda a praia e o balanço sedimentar foi deficitário; construiu-se um perfil típico de erosão que, a sul, fez recuar a frente da duna

cerca de 4 m. A norte, as areias foram evacuadas pondo a descoberto o substrato rochoso e o muro de suporte à estrada e ao Hotel do Facho foi na quase totalidade destruído.

Nos perfis realizados entre Março de 1990 e Janeiro de 1994, a variação volumétrica foi mais significativa nos extremos da praia do que no centro (nas imediações da barra da laguna). A faixa de oscilação determinada pelo contorno das envolventes superior e inferior (Fig. II-111-B), variou entre 2-4 m de altura¹. O balanço sedimentar registado entre Abril de 1990 e Janeiro de 1994 foi sempre negativo (Fig. II-112), com excepção de FA4, a sul da barra, onde houve acumulação de cerca de 55 m³/ano. O extremo sul da praia foi o mais afectado, com uma taxa de erosão de 110 m³/ano, enquanto a norte, os valores não ultrapassaram os 60 m³ e os 45 m³ em FA2 e FA1, respectivamente. Os temporais de Janeiro de 94, entre FA1 e FA2 (junto ao Hotel do Facho) mobilizaram a quase totalidade da areia e provocaram o desabamento da estrada, deixando o substrato a descoberto (Estampa X, fotografia 4). A erosão média, registada no período dos levantamentos, foi de 75 m³/ano e por perfil, contra uma acumulação de apenas de 15 m³/ano, registando-se assim, um défice sedimentar elevado. A mobilização de

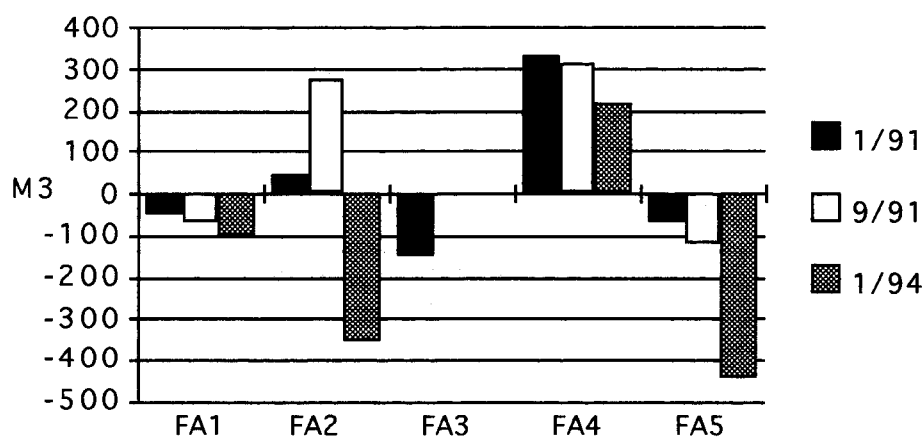
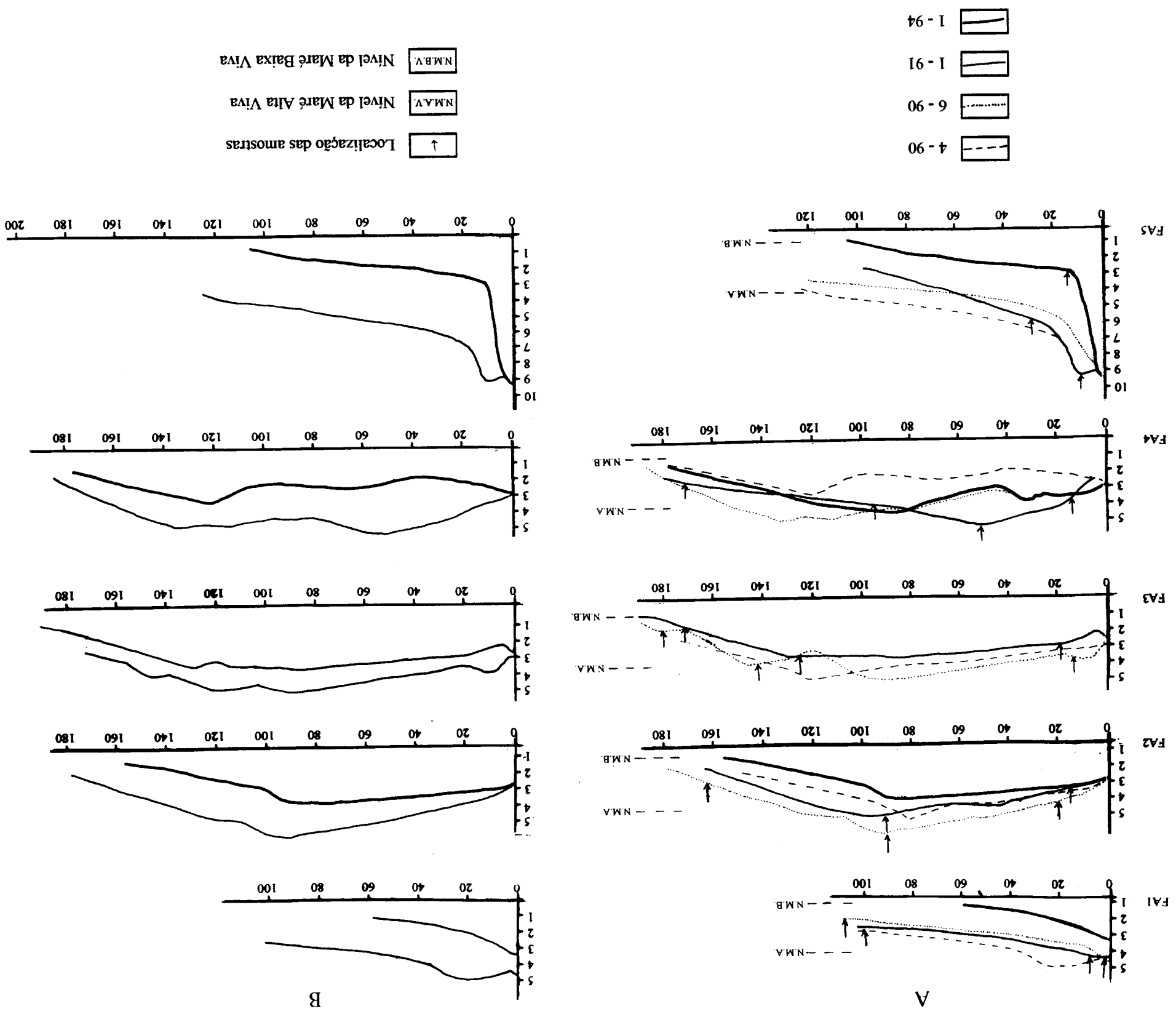
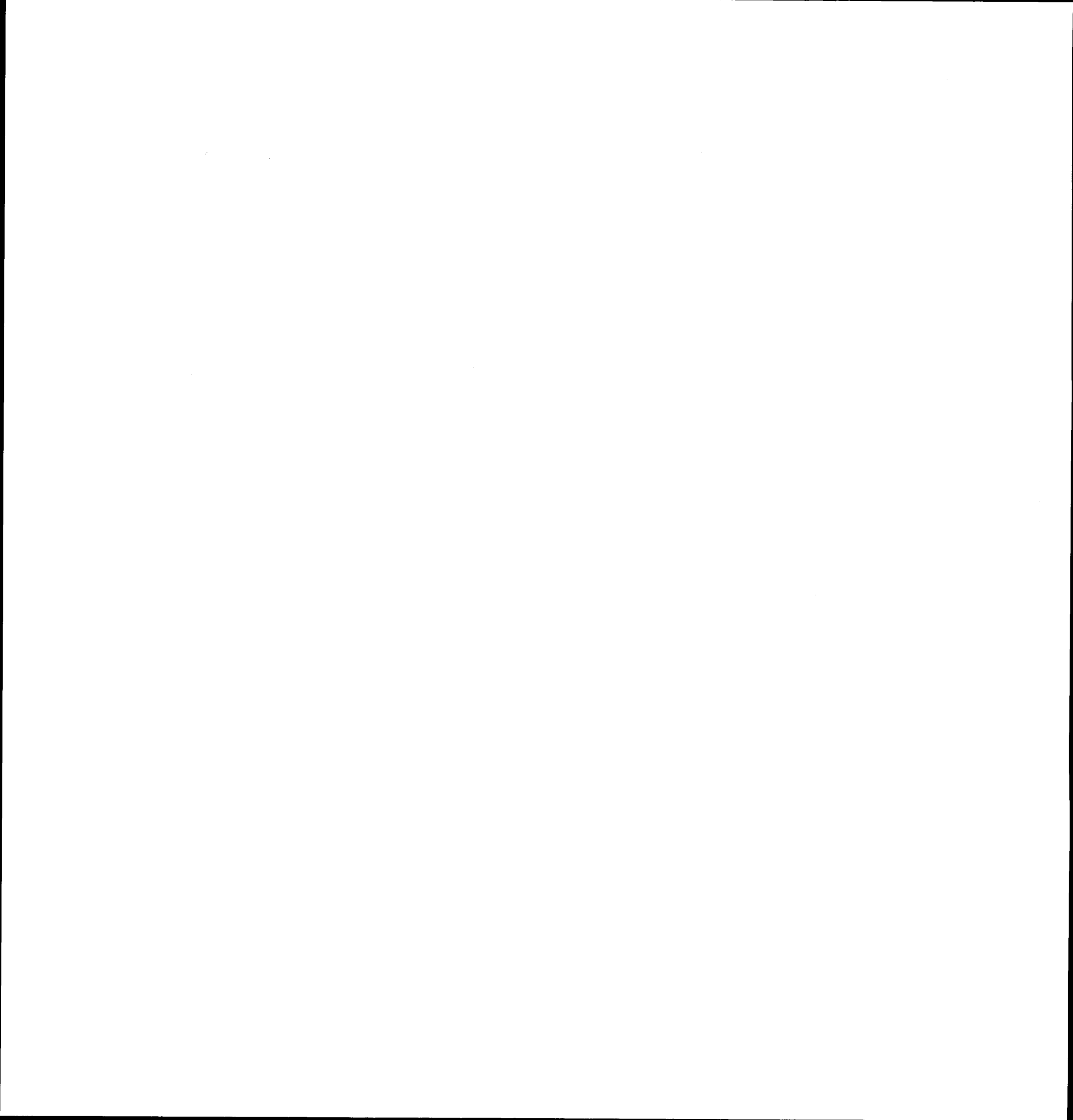


Figura II-112 - Balanço sedimentar verificado na Praia da Foz do Arelho entre Março de 1990 e Janeiro de 1994

¹ - No perfil FA3 a migração da barra da laguna para norte não permitiu a execução dos levantamentos correspondentes a Setembro de 1991 e Janeiro de 1994.

Figura II-111 - Perfis da Praia da Foz do Arelho realizados entre; A- Abril de 1990 e Janeiro de 1994, B- posições extremas dos perfis realizados (envolventes máxima e mínima) (envolventes dos perfis realizados)





maior volume de sedimentos nos extremos da praia ficou a dever-se à difracção e à reflexão das ondas, provocadas pelas arribas e pela micro-arriba dunar, que assim aumentaram a intensidade e a capacidade de transporte da corrente de refluxo.

É provável que a extração de grandes volumes de sedimentos da barra e do delta interior da laguna tenha contribuído para esta situação, pois poderá ter destruído o "stock" sedimentar que garantiria a manutenção da praia em situação de temporal ou de défice sedimentar.

2.4 -O sistema de praia com limite superior artificial

Agruparam-se neste sistema as praias cujo limite interno foi destruído ou estabilizado por estruturas artificiais (estradas ou paredões), como se verifica na Praia de Banhos da Nazaré e nas praias do pequeno tombolo, que liga o Baleal ao continente.

2.4.1 - A Praia de Banhos da Nazaré

2.4.1.1 - Formas da praia e características dos sedimentos

Entre o sopé da arriba do Sítio e o molhe norte do porto de abrigo encontra-se o sector mais abrigado do conjunto das praias da Nazaré, que designámos por "Praia de Banhos" (Fig. II-1). Frente à Praia, a cerca de 500 m da costa e a uma profundidade de 60 m, a plataforma continental sofre um estreitamento brusco provocado pela proximidade do canhão da Nazaré, que constitui o prolongamento submarino do grande acidente da Nazaré de orientação NE/SW. O canhão determina neste local, uma inversão no sentido geral das correntes de deriva litoral e de praia e encaminha os sedimentos em trânsito, para o largo, dando ao conjunto uma fisionomia característica.

A praia tem cerca de 1,5 km de comprimento e as condições excepcionais de abrigo aos ventos e à ondulação de N e NW fazem com que seja uma das mais frequentadas pelos veraneantes. O limite interno é feito pelo muro de suporte da Avenida Marginal, que forma a antepraia, atingido e, em alguns locais galgado, pelas ondas de tempestade. Estes fenómenos são mais frequentes nas imediações dos perfis N2 e N3 (Fig. II-113), pois a norte destes, o muro é alto e impede o galgamento, funcionando como uma arriba vertical que reflecte com alguma intensidade a corrente de afluxo, em preiamares de águas vivas. Para sul de N3, a praia é mais larga e, no Verão, modelada em pequenas domas, resultantes da acumulação da areia junto ao muro, nos locais onde o pisoteio não é tão intenso. Da praia ao sopé da arriba morta da Pederneira, estende-se a Vila da Nazaré, construída, em parte, sobre a restinga, também

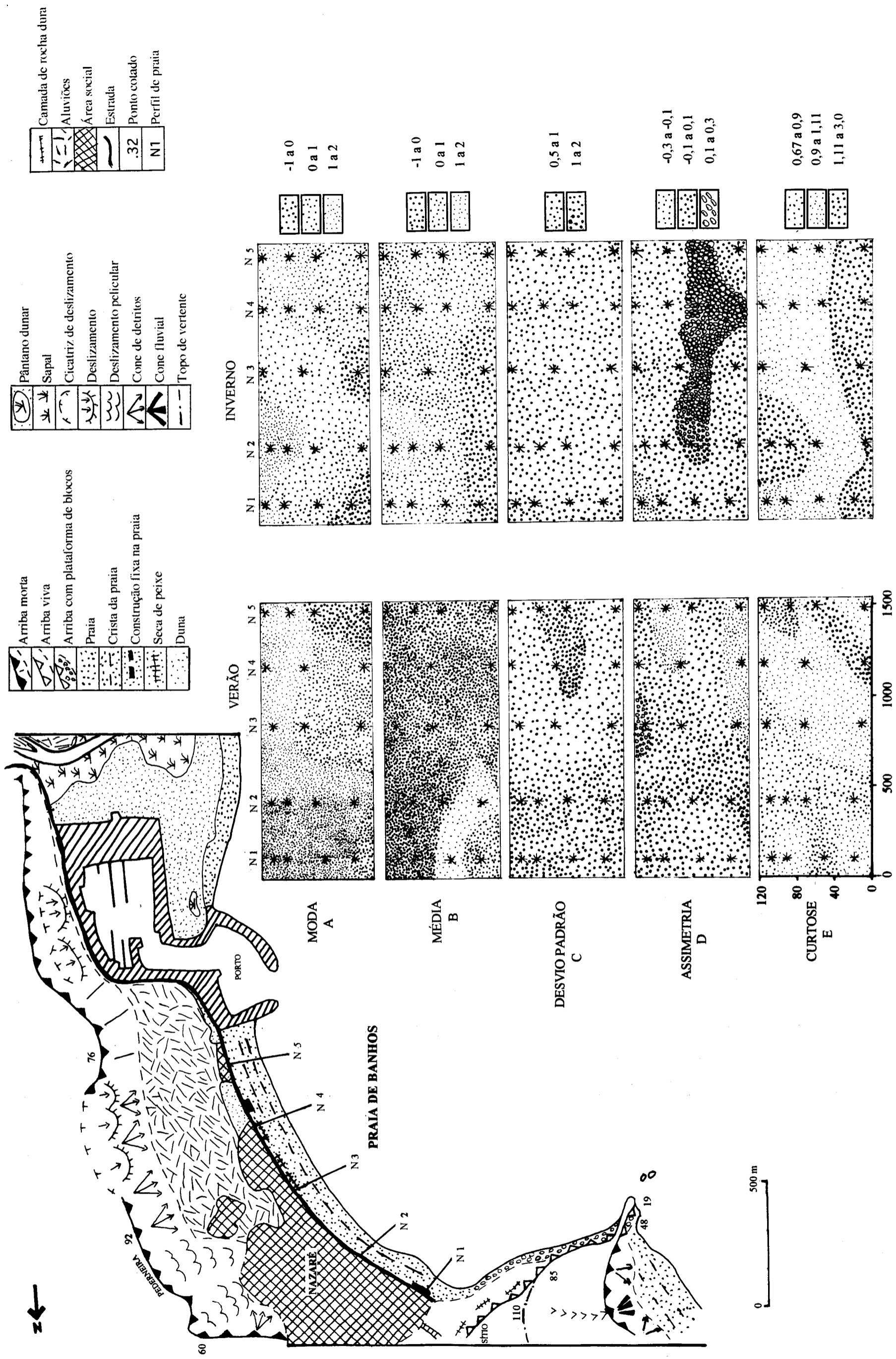
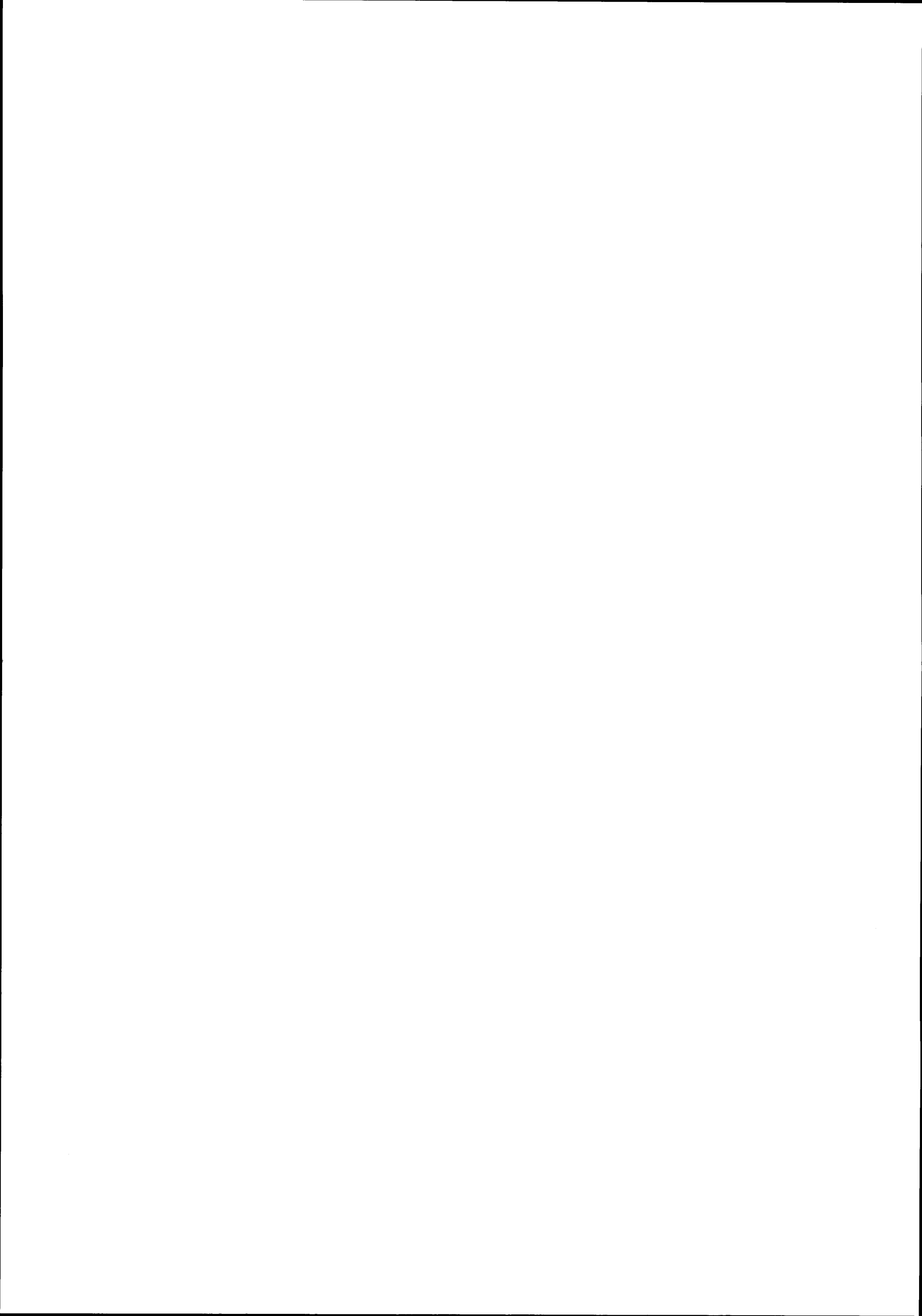


Figura II-113 - Esboço geomorfológico e parâmetros granulométricos dos sedimentos da Praia de Banhos no Verão e Inverno de 1990 (valores dos parâmetros em Ø, *localização das amostras)



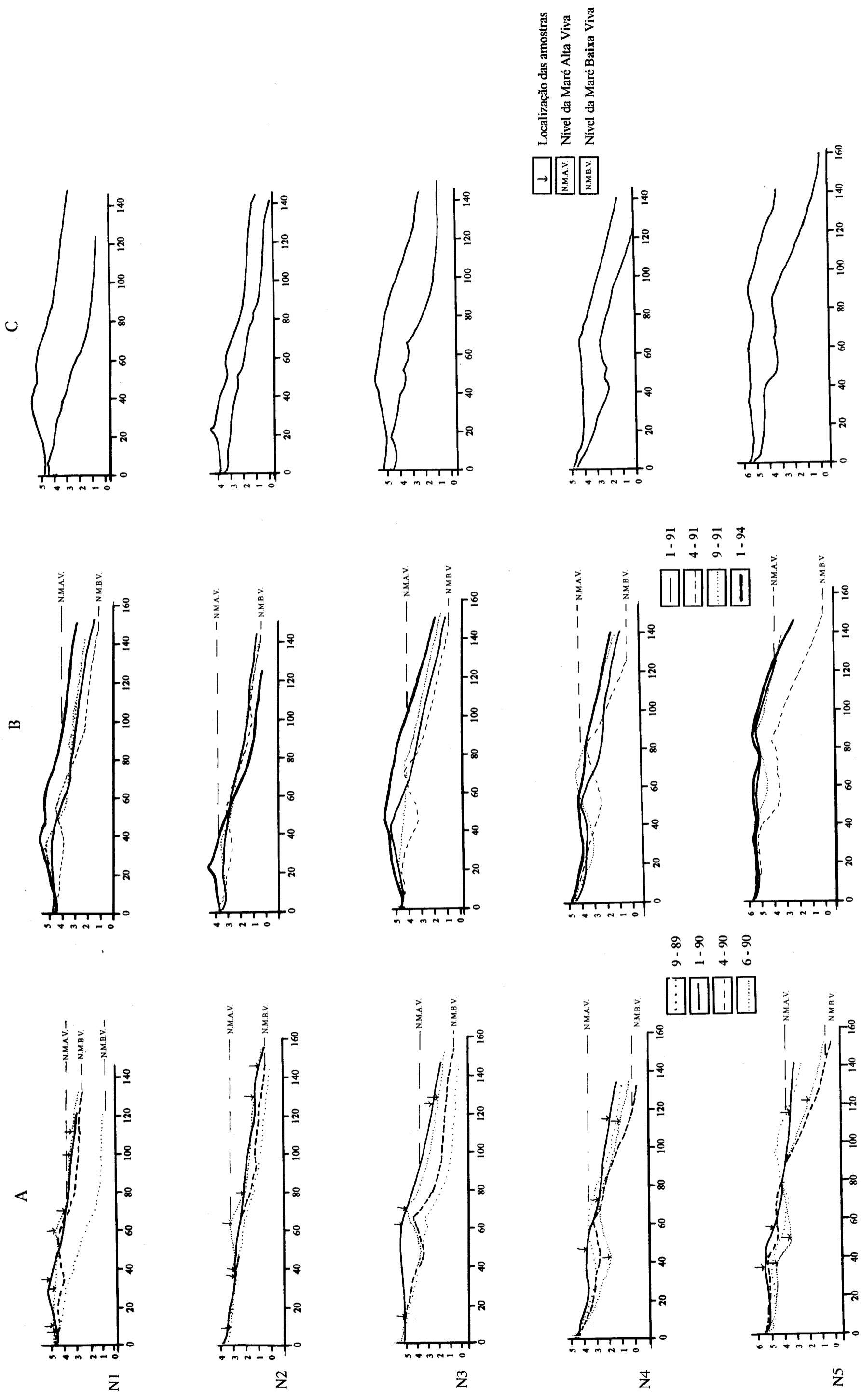
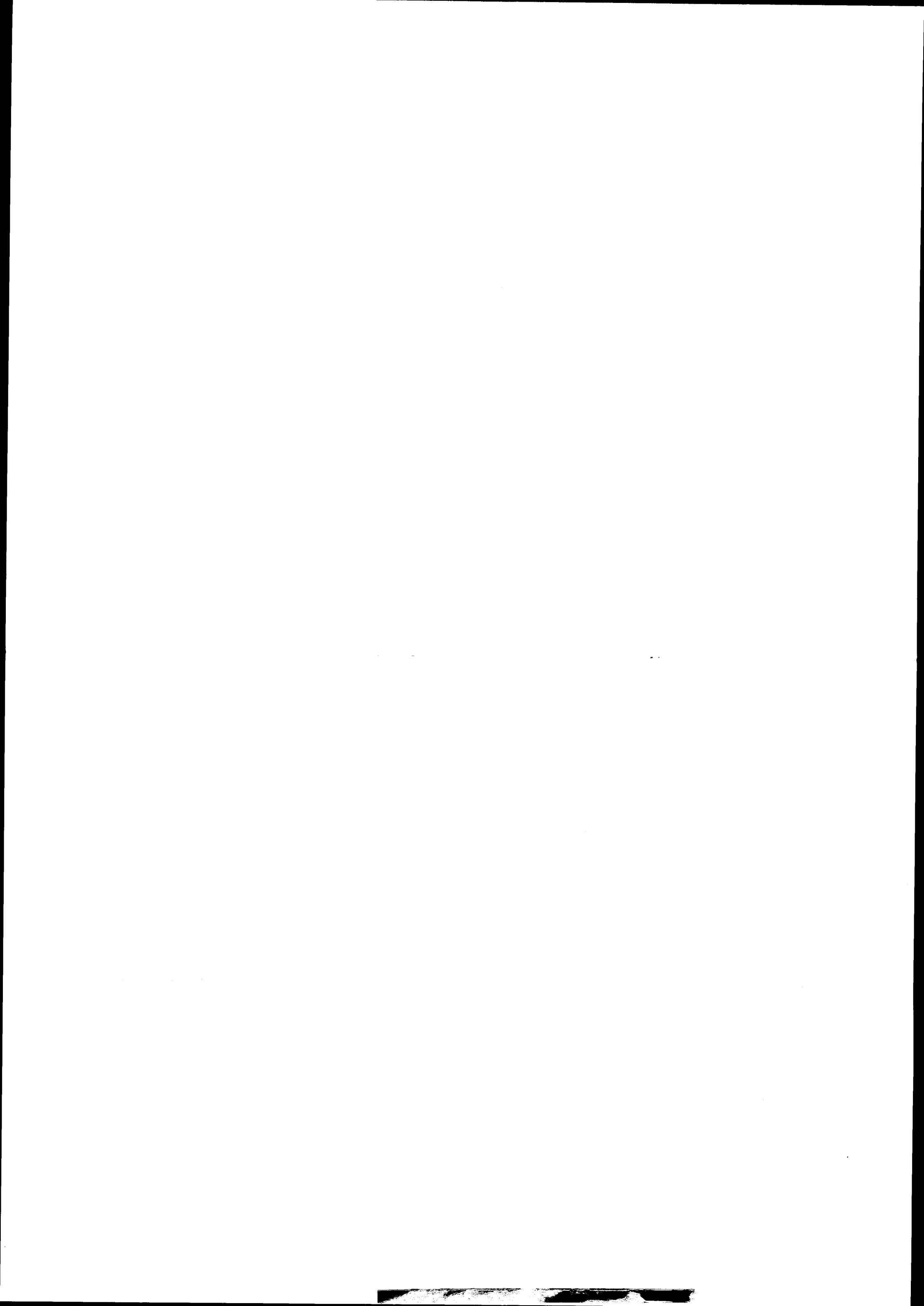


Figura II-114 - Perfis da Praia de Banhos realizados em: A- Setembro de 1989 e Junho de 1990, B- Janeiro de 1991 e Janeiro de 1994, C- posições extremas dos perfis realizados (envolventes máxima e mínima)



modelada em dunas, que isolava do mar a extremidade norte da antiga lagoa da Pederneira. Antes da construção do porto a "Praia" terminava na Foz, ou seja na desembocadura do rio Alcoa que se situava no local onde está hoje instalado o porto (Fig. II-36).

A praia baixa tem forma semelhante a um terraço e está separada da praia média por uma crista talhada em crescentes com cabeceira escarpada (Fig. II-114); possui um declive médio de 2-3°, embora seja mais extensa e aplanada nos sectores abrigados. Nos locais onde a corrente de refluxo tem um escoamento mais turbulento, são visíveis, com alguma frequência ondulações de praia, de fraca amplitude, resultantes da baixa energia das correntes de rebentação que se dispõem paralela ou oblíquamente à praia, de acordo com a orientação da incidência das ondas; no limite externo (N1, N2 e N3) onde o impacto da rebentação é maior, apresentam maior amplitude e formam sulcos e cristas pré-litorais, designados por "caneiros" e "coroas", que se observam, por vezes, nas marés baixas de águas vivas. A extensão deste sector oscila entre 40 e 100 m, tornando-se mais estreito e declivoso para sul, onde deixam de ser visíveis as marcas de ondulação. A praia submarina é a mais estreita (cerca de 400 m) e inclinada (3°) de todas as praias (Fig. II-1), devido à proximidade da cabeceira do canhão da Nazaré, para onde se encaminha a corrente de deriva. A praia média individualiza-se claramente da praia baixa a partir do aumento de declive da frente da praia até à crista; é rectilínea, estreita, com declive acentuado (8-15°) e modelada em bermas cujas cristas são recortadas em crescentes simétricos, como se observa na maioria dos perfis (Fig. II-114). Estas formas conferem aos perfis características reflexivas.

A praia alta só se apresenta bem individualizada a sul (N4 e N5, Fig. II-113); ocupa extensão reduzida entre o muro adjacente à estrada e a praia média, tem forma de um pequeno patamar ou berma que termina por uma escarpa com 1-2 m de altura, cujo declive e configuração variam em função da granulometria dos sedimentos, da altura das ondas e da intensidade dos processos eólicos que aí se fazem sentir. Durante o Verão, a largura da praia e o declive são mais acentuados e formam-se, no topo da praia, pequenas nebkas litorais, ou dunas da praia alta. Nos perfis N1 e N3 individualiza-se, no Verão, uma pequena praia alta, com formas difíceis de caracterizar porque está, na totalidade, ocupada por toldos fixos em estacaria e sujeita a intenso pisoteio.

Os sedimentos da praia são constituídos por 95% areia, 4% de areão, 1% de cascalho e fracção silto-argilosa muito reduzida (0,15%). **C. Cabral (1986)**, em amostras colhidas em Agosto de 1983 e Fevereiro de 1984 obteve uma média de 98% de areias e 1,6% de balastros (areão e cascalho). No Inverno (Fig. II-115), a percentagem de areia aumenta cerca de 5% e a de cascalho e areão diminui de 0,5% e 4% respectivamente, valores superiores (mais de 0,75% de areia e 0,25% de balastro) aos encontrados por **C. Cabral (1986)** antes da conclusão das obras do porto de abrigo. As fracções mais grosseiras estão pouco representadas; apenas 3%, na

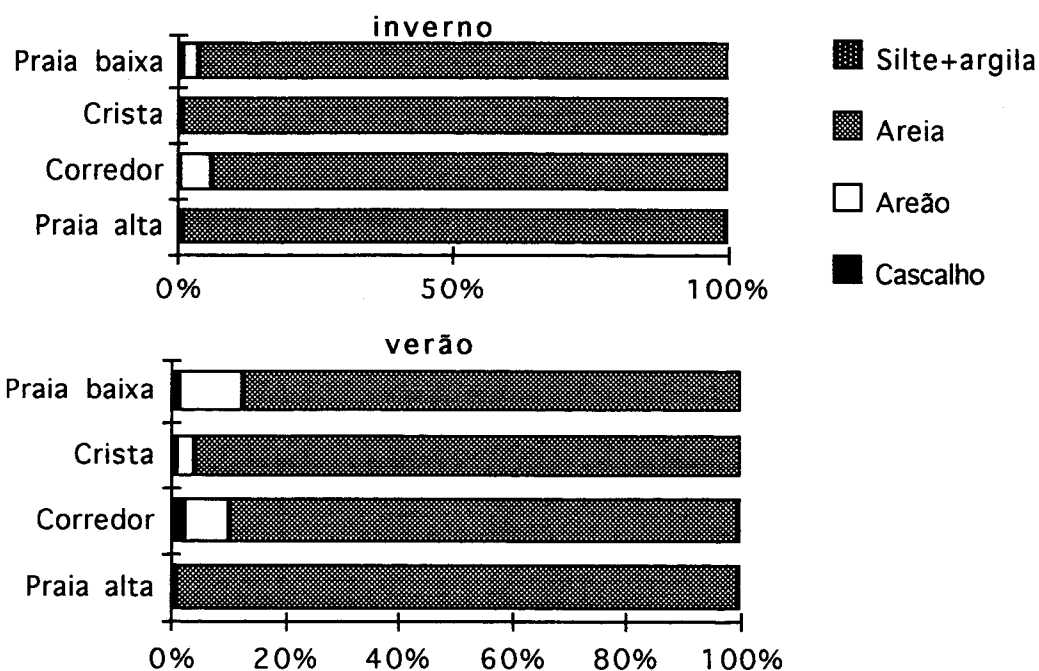


Figura II-115- Distribuição das fracções texturais dos sedimentos da Praia de Banhos, no Verão e no Inverno de 1990

praia baixa (1% de cascalhos e 2% de areão), 1,5% na crista da praia média (0,3% de cascalho e 1,2% de areão), cerca de 1% no corredor médio (0,9% de cascalho) e 0,2% de areão na praia alta. A fracção silto-argilosa é pouco significativa no conjunto, apenas 0,6%, distribuídos pela crista da praia média e alta. No Verão, houve um aumento das classes mais grosseiras; na praia baixa a percentagem de cascalho manteve-se, mas a de areão passou de 2 para 11%, na crista da praia. No corredor da praia média houve aumento significativo do areão e, na praia alta, as

fracções grosseiras que estavam ausentes no Inverno, atingem cerca de 1%. A fracção silto-argilosa manteve-se idêntica, apenas com um pequeno aumento no corredor da praia média (0,15%). Esta maior percentagem de sedimentos grosseiros no Verão, deve-se, tal como nas outras praias, ao facto destes permanecerem acumulados na praia nesta estação do ano e só serem removidos no Outono-Inverno, quando a ondulação é mais forte e a amplitude da maré mais elevada, assim como à selecção exercida pelo vento sobre os sedimentos que se apresentarem secos.

A moda varia entre 0,5 ϕ , no Inverno e 1 ϕ no Verão. Para além desta moda principal, algumas amostras apresentam na distribuição granulométrica, modas secundárias. Durante o Inverno, apenas a crista da praia do perfil N4, apresenta 2 modas; as restantes são unimodais. Nesta estação a moda é mais grosseira (-0,5 ϕ) na praia baixa, tornando-se mais fina (1 a 2 ϕ) nos restantes sectores (Fig. II-113-A). Este aumento do diâmetro da classe mais frequente pode resultar da maior energia da corrente de refluxo no Inverno, quando as ondas são mais altas, ou da maior intensidade das correntes de deriva de praia. No Verão, mais de 20% de amostras são bimodais e cerca de 6%, tetramodais. Os diâmetros entre -0,5 e 0 ϕ , concentram-se, a sul, na praia baixa e na crista da praia média. Para norte e nos sectores superiores, os valores são mais baixos e uniformes (Fig. II-113-A).

A média granulométrica indica areias grosseiras no Verão (0,7 ϕ) e no Inverno (0,52 ϕ), valores um pouco inferiores aos obtidos por **C. Cabral**, 1986 (1 e 0,46 ϕ respectivamente). No Verão (Fig. II-113-B), a praia é formada por areia muito grosseira (com excepção dos sectores da praia baixa de N2, da crista de N1 e da crista da praia alta de N5), com média compreendida entre 1 e 2 ϕ . No Inverno, a parte norte e central da praia baixa é formada por areão, e por areias grosseiras (entre 0 e 1 ϕ) a sul, que se estendem aos restantes sectores da praia. As areias médias (1 e 2 ϕ) agrupam-se numa espécie de bolsada confinada ao corredor e à crista da praia média de N2, o único que apresenta forma rectilínea.

Os sedimentos são, em média, moderadamente calibrados, com valores de desvio padrão de 0,8 ϕ no Verão e 0,68 ϕ no Inverno, idênticos aos indicados por **C. Cabral** (1986) (0,68 e 0,59 ϕ , respectivamente). Os valores mantêm-se em quase toda a extensão da praia durante o Verão (Fig. II-113-C), observando-se, para sul, calibração mais fraca (1 e 2 ϕ) no

topo da crista de N4 e no corredor e topo da crista da praia média e alta, de N5. No Inverno, a calibração é moderada em todos os sectores da praia.

A correlação entre a média e o desvio padrão (G. Friedman, 1967), permitiu verificar que a calibragem é melhor no Verão, do que no Inverno, em função da diminuição do diâmetro. 38% das amostras de Verão e 33% das de Inverno (Fig. II-116) estão incluídas no ambiente de praia; estes baixos valores resultam certamente, do diâmetro médio e da má calibragem dos sedimentos.

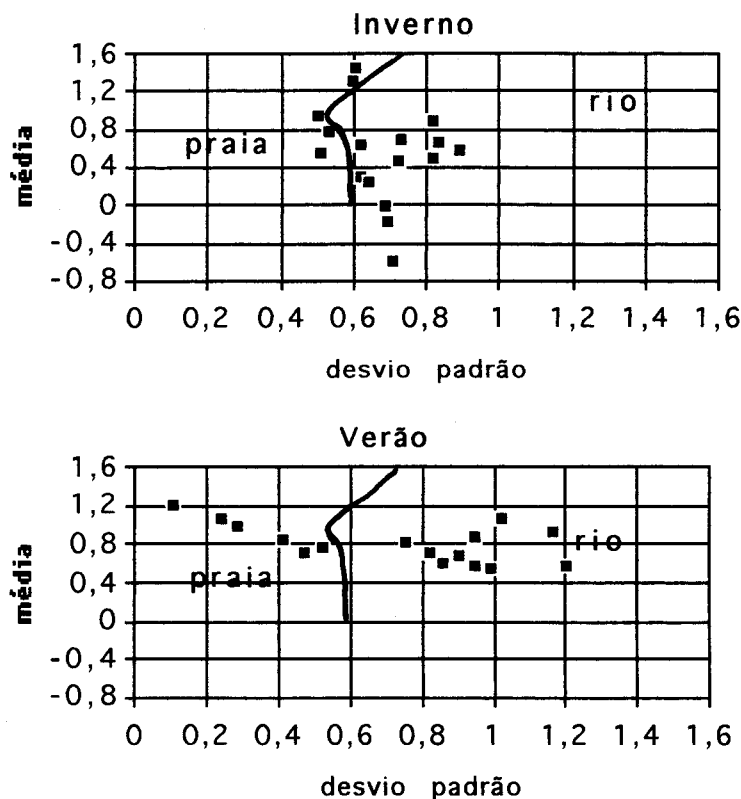


Figura II-116 - Correlação entre a média e o desvio padrão dos sedimentos da Praia de Banhos (método gráfico, G. Friedman, 1967)

Os sedimentos são aproximadamente simétricos no Verão e no Inverno (0,05 e 0,04 ϕ) e, no conjunto, melhor calibrados do que os indicados por C. Cabral, 1986 (-0,27 ϕ e -0,04 ϕ). No Verão (Fig. II-113-D), o aumento da fracção grosseira gera assimetrias negativas na praia baixa de N3 e nos corredores da praia média de N4 e N5. Durante o Inverno, só uma amostra revelou assimetria negativa (limite interno de N1); para sul, nas proximidades do limite da praia

baixa com a frente da praia média, a assimetria é positiva, numa banda quase contínua a partir de N2, devida à presença de grãos mais grosseiros nas modas secundárias.

A correlação entre a assimetria e a média (G. Friedman, 1961), indicou para todas as amostras, ambientes sedimentares típicos de praia, nas duas estações (Fig. II-117). Por outro lado a correlação entre a assimetria e o desvio padrão revelou que, no Verão, apenas 32% das amostras apresentavam características típicas dos ambientes de praia e 68% de rio, enquanto no Inverno, 44% pertencem ao domínio de praia e 56% ao de rio (Fig. II-118), valores que devem resultar da má calibragem e da polimodalidade dos sedimentos.

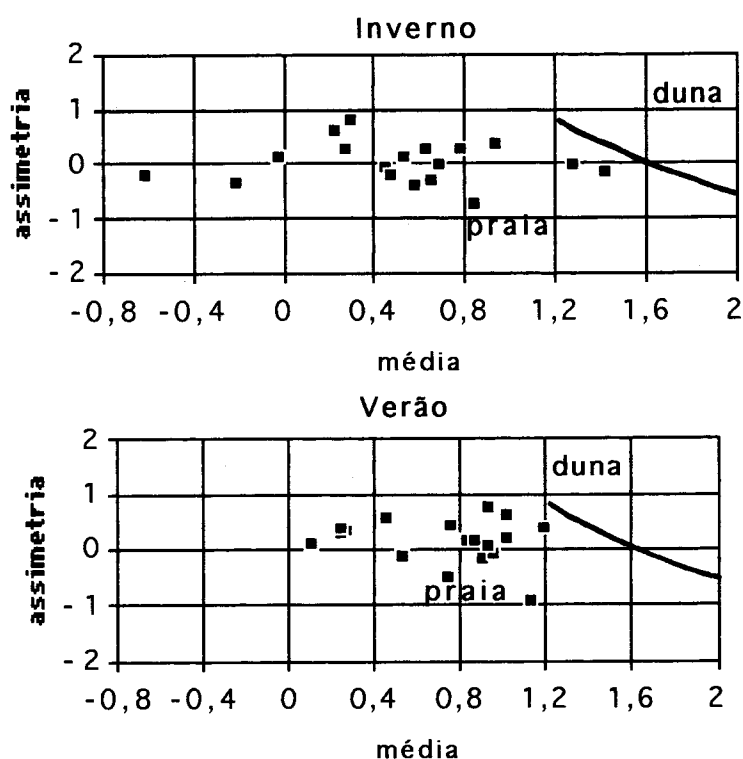


Figura II-117 - Correlação entre a assimetria e a média nos sedimentos da Praia de Banhos (método dos momentos, G. Friedman, 1961)

A curtose é de 1,09 ϕ , valor idêntico ao encontrado por C. Cabral (1986) nas duas estações do ano (1,08 ϕ). Este comportamento médio engloba as curvas muito leptocúrticas que se verificam nos sedimentos da praia baixa, no corredor e na crista da praia média de N2 no Inverno (Fig. II-113-E); as platicúrticas predominam na praia alta, nas cristas e ao longo de

N2, no Verão. Para sul, as curvas leptocúrticas ocupam uma pequena banda oblíqua na praia baixa e corredor da praia alta dos perfis N4 e N5.

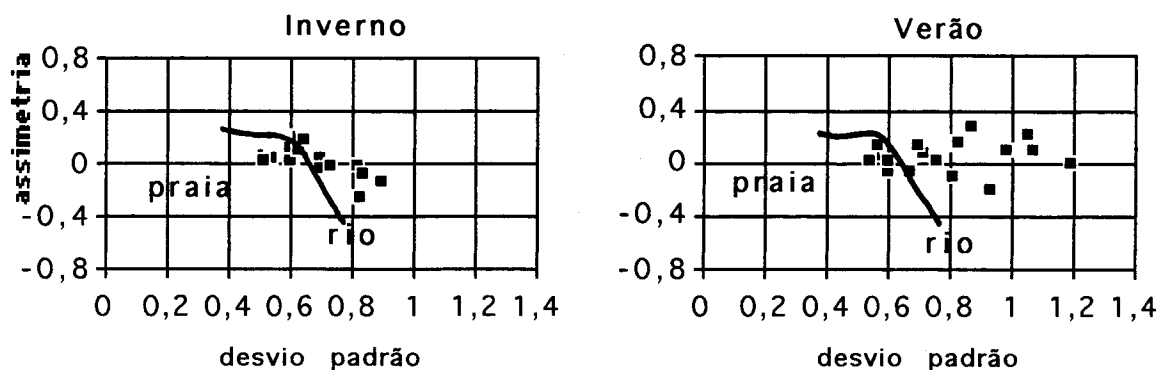


Figura II-118 - Correlação entre a assimetria e o desvio padrão nos sedimentos da Praia de Banhos (método gráfico, G. Friedman, 1967)

A composição petrográfica dos sedimentos e a configuração das curvas de distribuição granulométrica são idênticas às observadas nas praias da Foz e Salgados, com um ligeiro aumento da percentagem da mica e da população de suspensão na praia baixa, embora estas façam parte de outro sistema de praia (sistema praia-duna).

2.4.1.2 - Variação sazonal e balanço sedimentar da praia

De Março de 1989 a Janeiro de 1994 a forma e o volume dos sedimentos acumulados ao longo dos perfis, modificaram-se.

Em Setembro de 1989, com a circulação de ventos de N e NE, de 12 e 28 km/h e agitação marítima de NW com 2-4 m de altura e de W inferior a 2 m, estabeleceu-se um perfil de erosão com volume reduzido e declive variável a norte (N1-N2, Figs. II-114-A e II-119) e acumulação de areias a sul, onde se formaram cristas e corredores (N3-N5), que indicam uma deriva local dos sedimentos neste sentido. Em N1, N2 e N3, registou-se, relativamente ao levantamento de

Março anterior, uma diminuição de 75, 5 e 190 m³ de sedimentos, enquanto N5 registou um aumento de cerca de 100 m³.

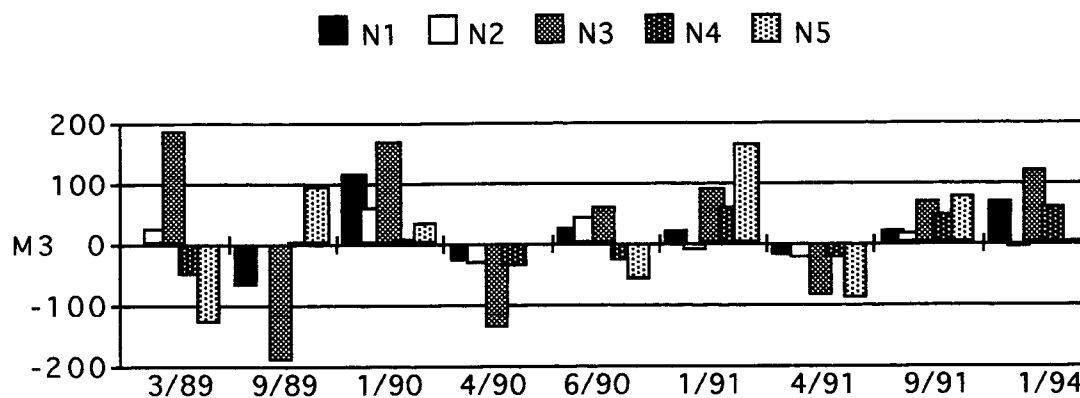


Figura II- 119- Variação do volume de sedimentos acumulados entre cada perfil realizado na praia de Banhos, de Março de 1989 a Janeiro de 1994

Em Janeiro de 1990, os perfis obtidos depois do temporal, com ventos fortes e cruzados de E, SE e W com velocidades entre 36 km/h e 20 km/h, acompanhados de ondulação de NW com 5-7 m de altura e período de 12 s e de W com 2-3 m de altura, precedida, na última quinzena de Dezembro, de temporal com características semelhantes, registaram um transporte sedimentar com sentido inverso ao dos perfis anteriores; este facto produziu considerável acumulação a norte e ao centro, com maior expressão na praia média onde se desenvolveu uma crista (Fig. II-114-A). Na Primavera seguinte, houve diminuição generalizada do volume dos sedimentos, relativamente à observação anterior, com uma perda de 150 m³ em N3; a ondulação de NW, não ultrapassou os 2-3 m de altura, mas o vento atingiu 20-36 km/h nos quadrantes de N e NE modificou a altura e direcção da ondulação, de que resultou o aprofundamento dos corredores, a diminuição na altura da crista da praia média e o aumento do declive da praia baixa (Fig. II-114-A). Em Junho, verificou-se uma acumulação crescente de N1 a N3, com o valor máximo de 65 m³, bem patente na praia média; a sul, ocorreu volume idêntico de erosão (60 m³ em N5), apesar da persistência dos ventos de N com 12-28 km/h e de ondulação de NW inferior a 1 m. O abrigo exercido pela arriba do Sítio, favoreceu a construção de um perfil dissipativo em N1; nos locais onde este deixa de se fazer sentir (N3-

N4), construiu-se um perfil reflectivo, modelado em cristas e corredores, no sector médio e um sector de praia baixa com forte declive, provocado pela evacuação dos sedimentos para a praia submarina ou para sul.

Em 1991 as situações de temporal foram menos frequentes do que no ano anterior. Os perfis de Janeiro (Figs. II-114-B) demonstraram, relativamente aos de Junho anterior, uma mobilização dos sedimentos para sul, com acumulação de 100 a 75 m³ sedimentos de N3 a N5, o que provocou o recuo das cristas, a colmatação dos corredores da praia média e a diminuição generalizada do declive da praia baixa. A norte (N1-N2), a crista da praia média recuou, ou foi destruída. De salientar que os levantamentos de campo decorreram em dia de temporal, com ondulação de NW de 6-7 m de altura e 12s de período, acompanhada de ventos de diferentes rumos com predominância de SE e W, entre 12 e 36 km/h; os ventos provenientes de terra atenuaram certamente a altura da rebentação e o nível da preiamar de águas vivas, reduzindo assim, a mobilização dos sedimentos e o emagrecimento dos perfis.

Em Abril, ao contrário do verificado em Janeiro, a praia foi erodida, perdendo 85 m³ em N3 e 95 m³ em N5, restabelecendo-se, de novo, um perfil em cristas e corredores, com aumento progressivo do declive da praia baixa para sul (Figs. II-114-B e 119). Nos dias anteriores aos levantamentos, o vento soprou forte de N e de W, com velocidades entre 20 e 40 km/h, acompanhado de ondulação de NW e W com 2-4 m de altura. A acção conjunta dos ventos de W, da ondulação proveniente do mesmo quadrante e de marés vivas com 3 a 3,5 m de amplitude, originou a migração da faixa de rebentação para o interior e intensificou a corrente de afluxo, provocando maior erosão na praia, só comparável à registada em data semelhante do ano anterior.

Em Setembro, ondulação de NW, com 2-3 m de altura, ventos fortes de N e de W, com velocidades de 30-40 km/h, desencadearam uma deriva para sul, com acumulação superior às outras áreas. Entre os dias 6 e 11 de Janeiro de 1994 registou-se ondulação de NW e WNW com cerca de 6 m de altura e 10-11s de período, acompanhada de ventos de SW, W e NW. Esta situação de temporal determinou, no norte e centro da praia, a maior acumulação de sedimentos registada (75 e 125 m³ em relação ao perfil de Setembro de 1991 e 125-290 m³ relativamente a 1988), enquanto para sul, a acumulação foi reduzida tendo mesmo ocorrido erosão em N4.

O balanço sedimentar entre Setembro de 1988 e Janeiro de 1994 (Fig. II-120), foi positivo em todos os perfis, com excepção de N4, onde houve um pequeno défice. A maior acumulação teve lugar na zona central da praia (N3), onde, de um modo geral, a incidência da ondulação se faz quase perpendicularmente à praia e não junto ao molhe do porto, porque a deriva de praia se dirigiu, de sul para norte.

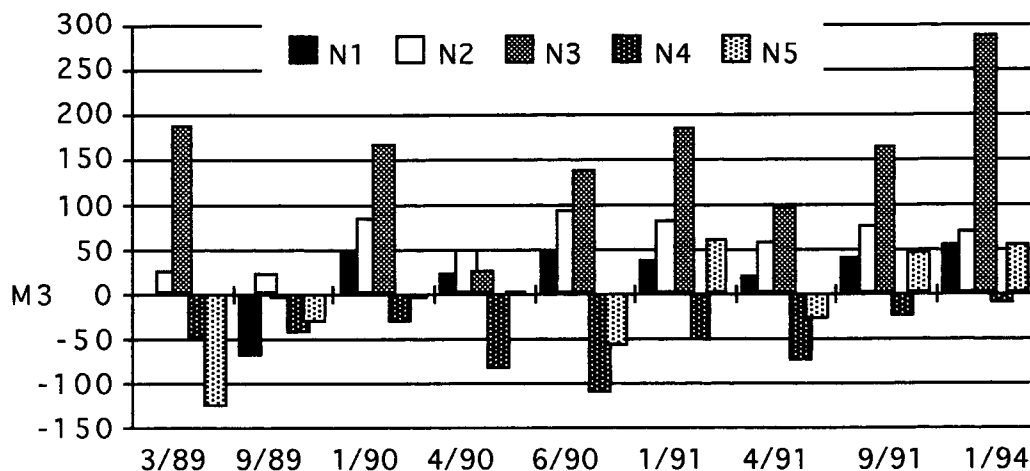


Figura II-120 - Balanço sedimentar registado na Praia de Banhos entre Setembro de 1989 e Junho de 1990

A variação da altura dos perfis (Fig. II-114-C), foi de 3 a 5 m nos extremos e no centro da praia e apenas de 1-2 m em N2 e N4, afectando principalmente os sectores mais baixos da praia. Este valores indicam, em média, um balanço sedimentar positivo, com grande mobilidade, que permite o equilíbrio e o armazenamento de uma reserva sedimentar para, em condições de tempestade, a praia não entrar em ruptura e poder rapidamente recuperar o equilíbrio dinâmico.

2.4.2- As praias do Tômbolo do Baleal

O tombolo do Baleal é formado por um cordão litoral estreito, que une o Baleal ao continente. Esta acumulação arenosa, com orientação NW-SE, ocupa uma posição perpendicular à orientação geral da costa e constitui um importante obstáculo às correntes de deriva vindas do Norte (Figs. II-75). Esta mudança brusca da forma e da orientação geral da costa, é motivada pela presença, da península do Baleal, da Ilha das Pombas e do Ilhéu de Fora, que provocam abrigo às influências do Norte e Noroeste e geram, localmente, correntes circulares resultantes da difracção das ondas, que facilitam a acumulação dos sedimentos. Desta situação de abrigo resulta a grande extensão e suavidade da praia submarina que atinge cerca de 2 km de largura (Fig. II-1).

O cordão litoral é baixo (6 m de altura) e banhado pelo mar a Nordeste e a Sudoeste, formando, assim, duas pequenas praias opostas, separadas pelo topo do cordão. Sobre este, foi construída, no final dos anos setenta, uma estrada alcatroada de ligação à península, protegida de ambos os lados por um enrocamento que aumentou a altura e provocou a formação de pequenas dunas contra os obstáculos artificiais. Esta intervenção não impede, contudo, que nas marés vivas equinociais, ou em situação de temporal do Norte, o cordão seja inundado, transformando, temporariamente, o Baleal em ilha.

A praia voltada a ENE (orientação N150E), bem exposta às influências do Norte, mas protegida dos restantes quadrantes, será designada por Praia do Norte. A praia voltada a SW (orientação N180), com forma em arco de círculo (índice de curvatura 0,77), abrigada do Norte e Noroeste, mas, bem exposta à ondulação de SW e de W será, para a distinguirmos da anterior, designada por Praia do Sul.

Nas Praias do Norte e do Sul o sector de praia alta é muito estreito e termina no enrocamento junto à estrada junto ao qual se acumulam pequenas nebkas. Os sedimentos mais finos, quando secos, são com facilidade transportados pelo vento e transferidos para a estrada que funciona como antepraia comum, ou mesmo para a praia oposta. A praia média é igualmente

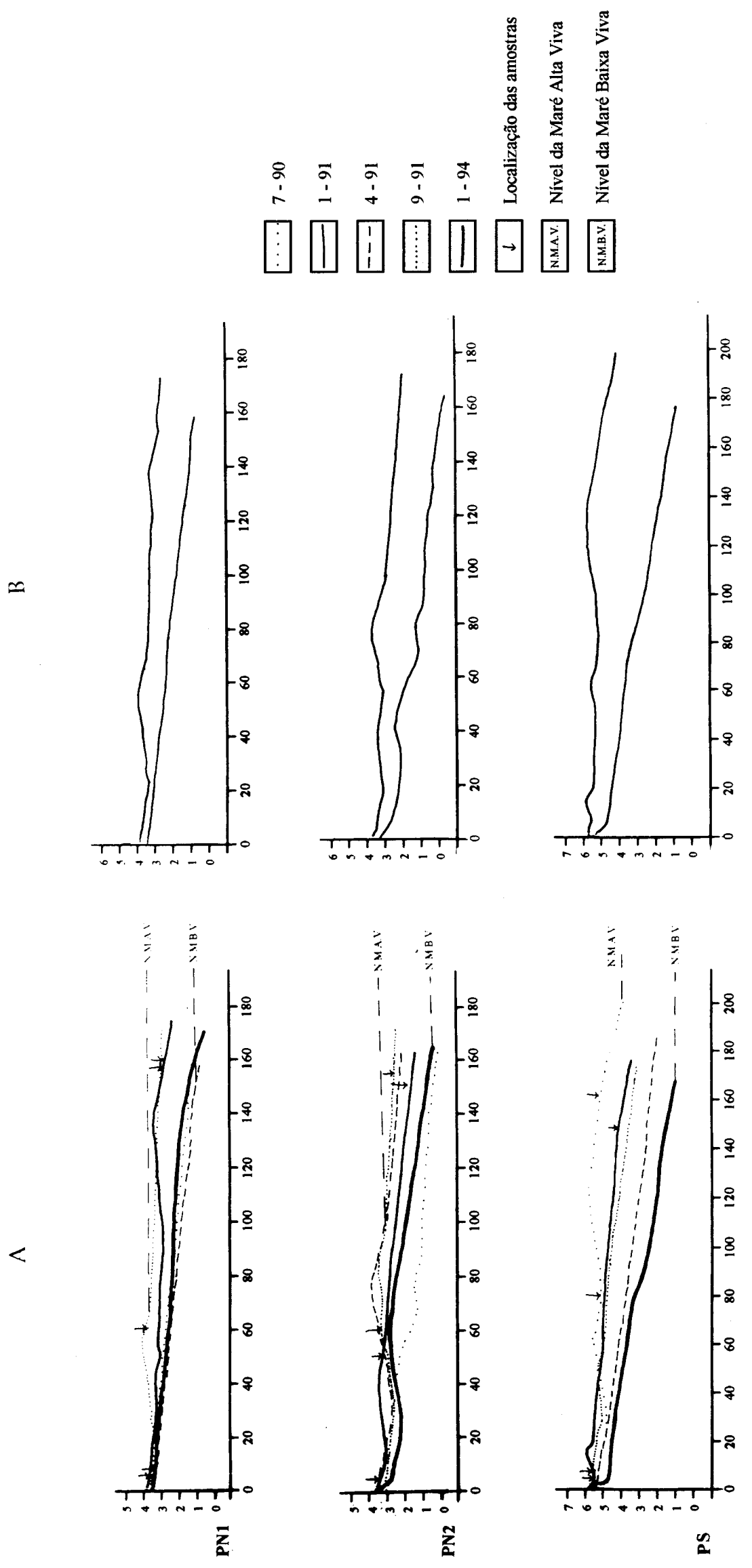
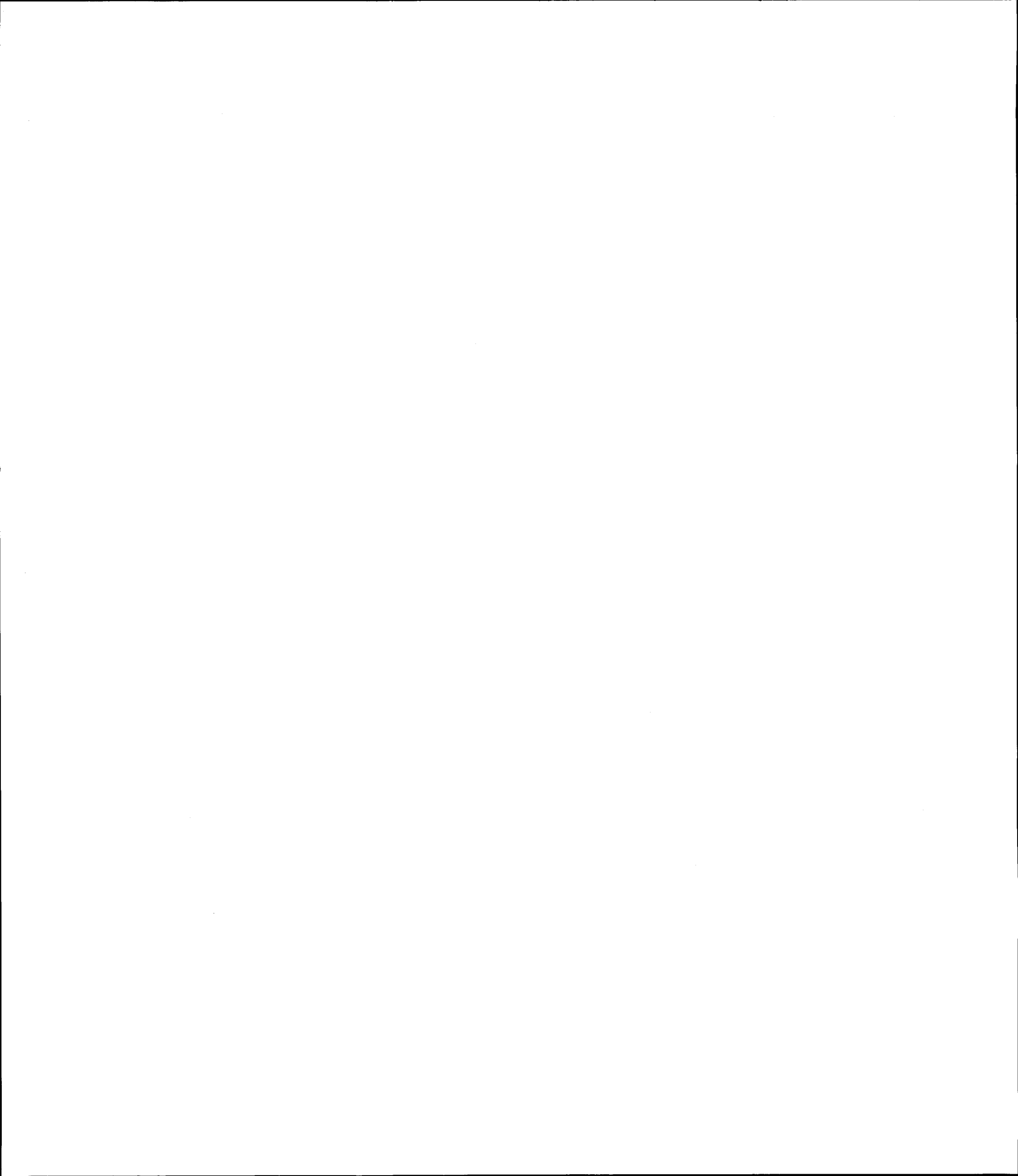


Figura II-121 - Perfis das Praias do Norte e do Sul realizados entre; A - Junho de 1990 e Janeiro de 1994, B- posições extremas dos perfis (envolventes máxima e mínima)



estreita, pouco declivosa, umas vezes modelada em pequenas cristas (Fig. II-121). outras, difícil

de distinguir da praia baixa. Na Praia do Sul, quando se formam perfis de tempestade, ficam a descoberto, dessiminados pela praia média e baixa, calhaus angulosos e sub-rolados, provenientes das arribas do Baleal, que aumentam a rugosidade da praia e nela produzem sulcos profundos devidos à bifurcação do escoamento durante o refluxo. A praia baixa é na generalidade extensa, muito pouco inclinada (1-2°) e apresenta a norte, com alguma frequência, ondulações de praia de fraca amplitude, simétricas e paralelas à rebentação.

2.4.2.1 - Formas das praias e características dos sedimentos

Os sedimentos da Praia do Norte são formados predominantemente por areias (99%) 0,8% de areão e menos de 0,2% de siltes e argilas; o cascalho não foi observado e, no Inverno, os sedimentos são mais grosseiros devido ao aumento do areão (4%) na praia baixa (Fig. II-122). A praia do Sul é composta por 10% de cascalho, 4% de areão, 0,3% de silte e argila e

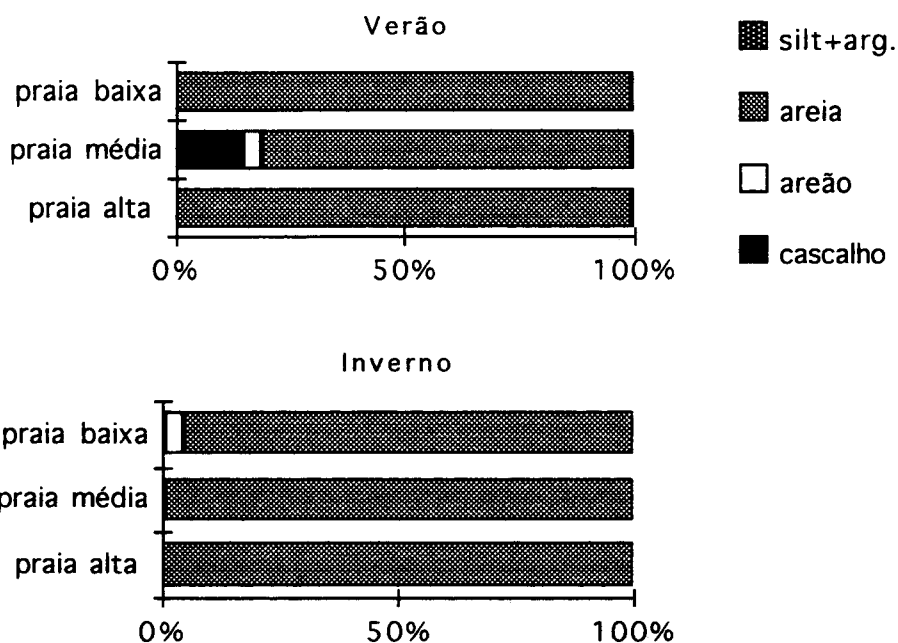


Figura II-122 - Distribuição das fracções texturais dos sedimentos das Praias do Norte e do Sul (Tômbolo do Baleal), no Verão de 1990 e no Inverno de 1991

86% de areias; no Inverno, a quantidade de cascalho e areão é inferior (0.6% e 2%, respectivamente) e exclusiva da praia baixa, com o correspondente aumento da fracção arenosa (97%), devido à maior altura da ondulação e à maior frequência dos temporais de SW.

Na Praia do Norte, a moda principal varia entre 2,25ø no Verão, estação em que todas as amostras são bimodais, e 1,25 ø no Inverno (Fig. II-75-A), com modas secundárias em 40% das amostras. Na Praia do Sul, os valores invertem-se; no Verão, a classe mais frequente corresponde a 1,5ø (com um valor extremo de -2,25ø na praia média de BTN2). 34% das amostras da praia baixa exibem duas modas; no Inverno, a moda é mais fina (2,25ø) e as amostras da praia baixa são bimodais. As modas secundárias são na generalidade negativas, quando a principal é positiva e vice-versa.

O conjunto das amostras apresenta, média de 1,4ø na Praia do Norte e 2ø na do Sul, correspondente em ambas, a areias médias. No Verão, as areias grosseiras a médias (1 e 2ø) encontram-se na praia baixa e média, nas imediações de BTN1 (Fig. II-75-B); os restantes sectores apresentam também areias finas (2ø). No Inverno, há menor homogeneidade na distribuição dos valores; a Praia do Sul apresenta areias médias na praia baixa e finas na praia alta, mas, na do Norte, esses valores diminuem; em BTN1 os sedimentos diminuem de diâmetro da praia alta para a baixa, enquanto em BTN2 se verifica o oposto, as areias muito grosseiras no sector baixo, passam a médias nos intermédio e alto, onde se forma, por vezes, uma pequena crista ou uma nebka (acumulada contra os muros do parque de estacionamento ou do restaurante que se encontra próximo).

Os sedimentos são moderadamente calibrados (0,6 ø), mas a Praia do Norte apresenta, melhor calibração e maior uniformidade (Fig. II-75-C).

A assimetria é, em média, negativa (-0,26 ø), de acordo com os valores da média e da moda referidos. No verão, os sedimentos são aproximadamente simétricos na praia alta do Norte e do Sul, tornando-se negativos em direcção ao mar (Fig. II-75-D); no Inverno, há homogeneidade ao longo dos perfis, pois só na praia baixa de BTN1, a assimetria varia de muito negativa na praia alta e média, a negativa na praia baixa.

Os sedimentos são representados por curvas com distribuição normal (mesocúrticas), com predomínio das leptocúrticas na praia alta e baixa (Fig. II-75-E), no Inverno.

A distribuição granulométrica indica uma população de tracção reduzida na praia alta (1% na Praia do Norte e 18% na do Sul); duas populações de saltação bem calibradas que afectam 70-90% da amostra, e uma população de suspensão correspondente em média a 1% mas, que atinge em BTN1, 30%. Nas sectores médio e baixo da Praia do Norte a população de tracção é mais elevada; há melhor definição nas populações de saltação e aumenta o transporte por suspensão; na Praia do Sul a população de tracção atinge cerca de 50%, na praia baixa, onde apenas se individualiza uma população de saltação, sendo a suspensão vestigial (menos de 0,2%). Estas diferenças nos processos de transporte dos sedimentos resultam da diferente exposição à ondulação e à difracção causada pela presença da península do Baleal e da Ilha das Pombas.

Na Praia do Sul a composição petrográfica é idêntica à verificada no Baleal, mas com menor percentagem de mica (1%, observada apenas na praia baixa), mais quartzo, alguns fragmentos de calcário (cerca de 1%) e menor percentagem de bioclastos. A Praia do Norte, distingue-se apenas pelo elevado conteúdo em micas que atinge 20 a 25%, na praia baixa, junto ao Baleal.

A análise dos parâmetros estatísticos, a forma das curvas de distribuição granulométrica e a composição petrográfica, revelam, ao contrário do que prevíamos inicialmente, menor energia na Praia do Norte, bem exposta a este quadrante, o que nos leva a concluir que o clima de agitação marítima de SW e W, embora pouco frequente gera maior hidrodinamismo, donde resulta a presença de sedimentos mais grosseiros e a ausência da mica.

2.4.2.2- Variação sazonal e balanço sedimentar das praias

O balanço sedimentar e a evolução das formas foi elaborado a partir dos perfis realizados entre Julho de 1990 e Janeiro de 1994, representados na Figura II-121. O volume de sedimentos registado entre cada levantamento foi muito desigual em função do clima de agitação marítima dominante.

Entre Julho de 90 e Janeiro de 91 (Fig. 123), o balanço foi sempre positivo na Praia do Norte, onde se deu uma acumulação entre 150-170 m³ de sedimentos; na do Sul (BTS),

houve erosão (-50 m³) e as cristas da praia média foram removidas, construindo-se um perfil rectilíneo (Fig. II-121), em consequência da corrente de deriva da praia, resultante da difracção da ondulação de NW.

Em Abril, os perfis situados mais a ocidente (BT1 e BTS) sofreram erosão acentuada (150 e 170 m³), enquanto BTN2, mais a oriente, registou uma acumulação de cerca de 30 m³, com a formação de uma crista e de um corredor (Figs. II-121 e II- 123).

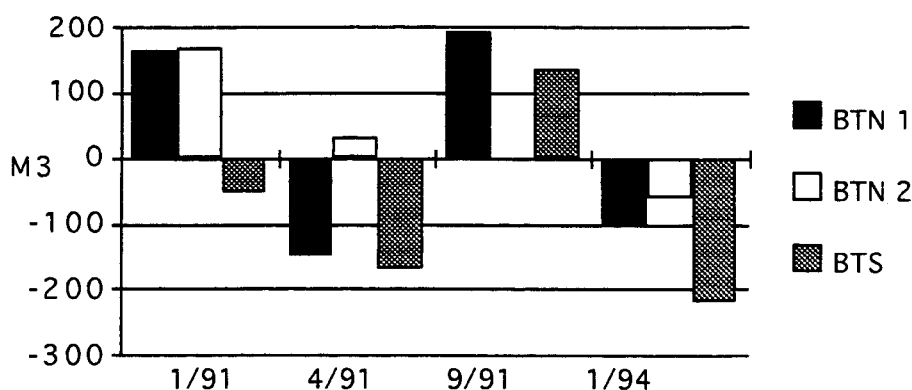


Figura II-123 - Variação do volume de sedimentos entre cada perfil realizado na Praia Norte e do Sul do Tômbolo doBaleal

Em Setembro, toda a Praia do Norte sofreu acumulação de que resultou um perfil ondulado (Figs. II-121-A e II- 123).

No temporal de Janeiro de 1994, a ondulação de NW, com 6-7 m de altura, causou erosão em ambas as praias, embora mais acentuada na do Sul (-220m³), onde as condições de abrigo a esse quadrante e a disponibilidade de sedimentos são menores; a estrada existente no topo do cordão foi galgada em alguns locais (Figs. II-121-A e II- 123).

O balanço sedimentar registado entre Julho de 1990 e Janeiro de 1994, foi positivo na Praia do Norte (45 m³ em BT1 e 140 m³ em BT2) e negativo na do Sul, onde se verificou uma perda de 310 m³ (Fig. II-124). Os limites extremos atingidos pelos perfis (envolventes, máxima e mínima, Fig. II-121-B) indicam uma variação maior na Praia do Sul (4 m na praia

baixa) do que na Norte (cerca de 2 m), o que está de acordo com a granulometria e a composição petrográfica dos sedimentos aí existentes.

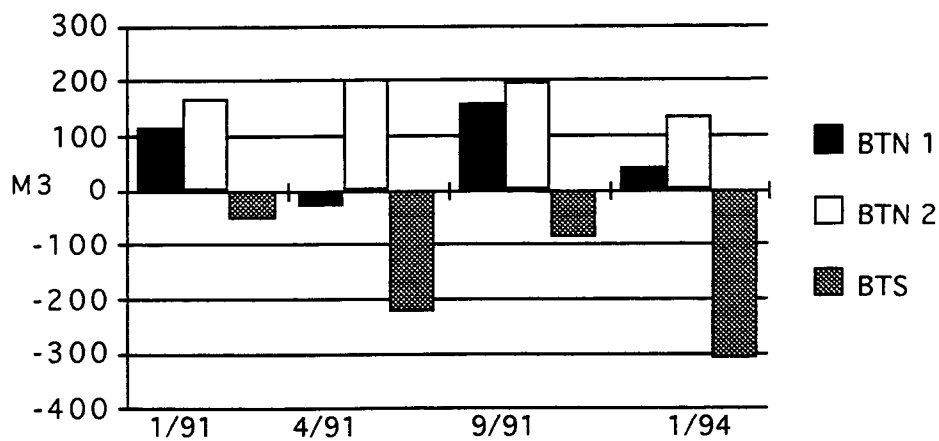


Figura II-124 - Balanço sedimentar registado nas Praias do Norte e do Sul entre Janeiro de 1991 e Janeiro de 1994

3 - Síntese e evolução dos sistemas de praia

3.1 Formas das praias

Os sistemas de praia estudados apresentam formas, tamanho, orientação e características sedimentológicas diversas, que se reflectem nas formas, nas características dos sedimentos e no volume dos perfis.

O sector da praia alta não está presente em toda a área; em regra é mais frequente nos sistemas de praia-duna, tal como referimos relativamente à Consolação, aos Salgados e a S. Martinho do Porto. Não existe, ou apenas se observa no Verão, nos sistemas praia-cordão litoral e praia com limite superior artificial (Foz do Arelho, Praia do Norte e do Sul do Baleal e Foz) e no sistema praia-arriba (Gralha). Em qualquer dos sistemas, é sempre muito exígua nos

extremos das praias rectilíneas expostas a NW e no centro de maior curvatura das praias em arco de círculo, onde a incidência da ondulação se faz perpendicularmente à costa ou a difracção é mais acentuada, produzindo perfis côncavos, com predomínio da erosão e recuo da antepraia (normalmente a frente da duna ou da arriba). Quando a praia alta se apresenta bem desenvolvida o perfil tem maior declive; a praia média é moldada em cristas e corredores, a praia baixa é extensa e a pré-praia é afectada por cristas pré-litorais que amortecem a rebentação e armazenam grande quantidade de sedimentos. Na maioria dos casos observados, as cristas formam-se pela acumulação de sedimentos abandonados pelas ondas incidentes, quando estas, por colisão com as ondas reflectidas ou pelo atrito e declive da praia, perdem capacidade de transporte; quando se formam os crescentes, a corrente de refluxo concentra-se na zona de interferência das duas línguas vizinhas e infiltra-se parcialmente, arrastando apenas uma pequena quantidade de sedimentos finos, ficando os restantes acumulados. Esta desigual movimentação dos sedimentos é responsável pela má calibração e polimodalidade verificadas e pela formação de cristas e corredores, por onde a corrente de refluxo é canalizada, aprofundando-os e alargando-os através das sapas exercidas sobre as margens. Quando a praia alta não existe ou tem dimensões reduzidas, a praia média tem perfil côncavo ou rectilíneo que se acentua durante os períodos de tempestade.

A praia baixa tem, em média, 1-2° de declive e extensão variável, de acordo com a batimetria local e a existência, ou não, de cristas ou barras submarinas; no entanto, este sector e o conjunto do perfil, atingem declives superiores, onde o diâmetro médio dos sedimentos é maior (Gralha, Foz do Arelho, Salgados e Praia de Banhos). As marcas de ondulação são mais frequentes nas praias com declive suave. Quando a passagem do sector médio para o baixo é feita por uma escarpa, na base desta, observam-se, na maré baixa, marcas de escorrência, organizadas em pequenas torrentes, que limitam o nível freático da praia e produzem pequenos sulcos de erosão, por arrastamento dos materiais mais finos. Estas estruturas são mais abundantes nas praias do sistema praia-duna (S. Martinho, Baleal e zona norte da Consolação) e são as responsáveis pelo aumento da percentagem de sedimentos grosseiros e polimodais nessas zonas da praia.

3.2 Características e origem dos sedimentos das praias

As praias são constituídas, em média, por 93% de sedimentos correspondentes à fracção areia, 4,5% à de areão e 2,5% à de cascalho. A fracção silto-argilosa é muito reduzida e não ultrapassa os 0,35%.

Em regra, no sistema praia-duna (Praia da Foz, S. Martinho do Porto, Baleal e Consolação) (Fig. II-125), a percentagem de cascalho e areão é inferior a 3%, enquanto na Gralha, Salgados e Foz do Arelho essa fracção atinge de 13 a 18% (Fig. II-125). A praia média é o sector mais grosseiro (Fig. II-126), com 88% de areia, 5% de areão e 6% de cascalho, com destaque para a Praia do Sul, Gralha e Salgados, onde as fracções de diâmetro superior ao da areia atingem entre 38 e 15%. Nas cristas, a fracção grosseira é inferior a 4%, mas nos

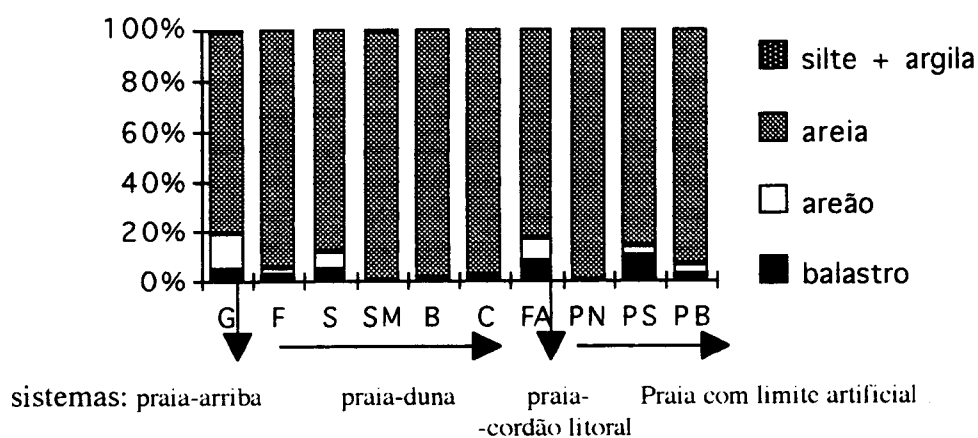


Figura II-125 - Composição textural dos sedimentos nos sistemas de praia (valores médios de cada praia). G-Gralha; F-Foz; S-Salgados; SM-S. Martinho; B-Baleal; C-Consolação; FA-Foz do Arelho; PN-Praia do Norte; PS-Praia do Sul; PB-Praia de Banhos

corredores chega aos 12%, igualmente repartida pelas duas classes; a distribuição da fracção silto-argilosa é idêntica. Na praia baixa encontra-se a maior concentração de areão, 7%, seguida de 3% de cascalho e 90% de areia (Fig. II-126).

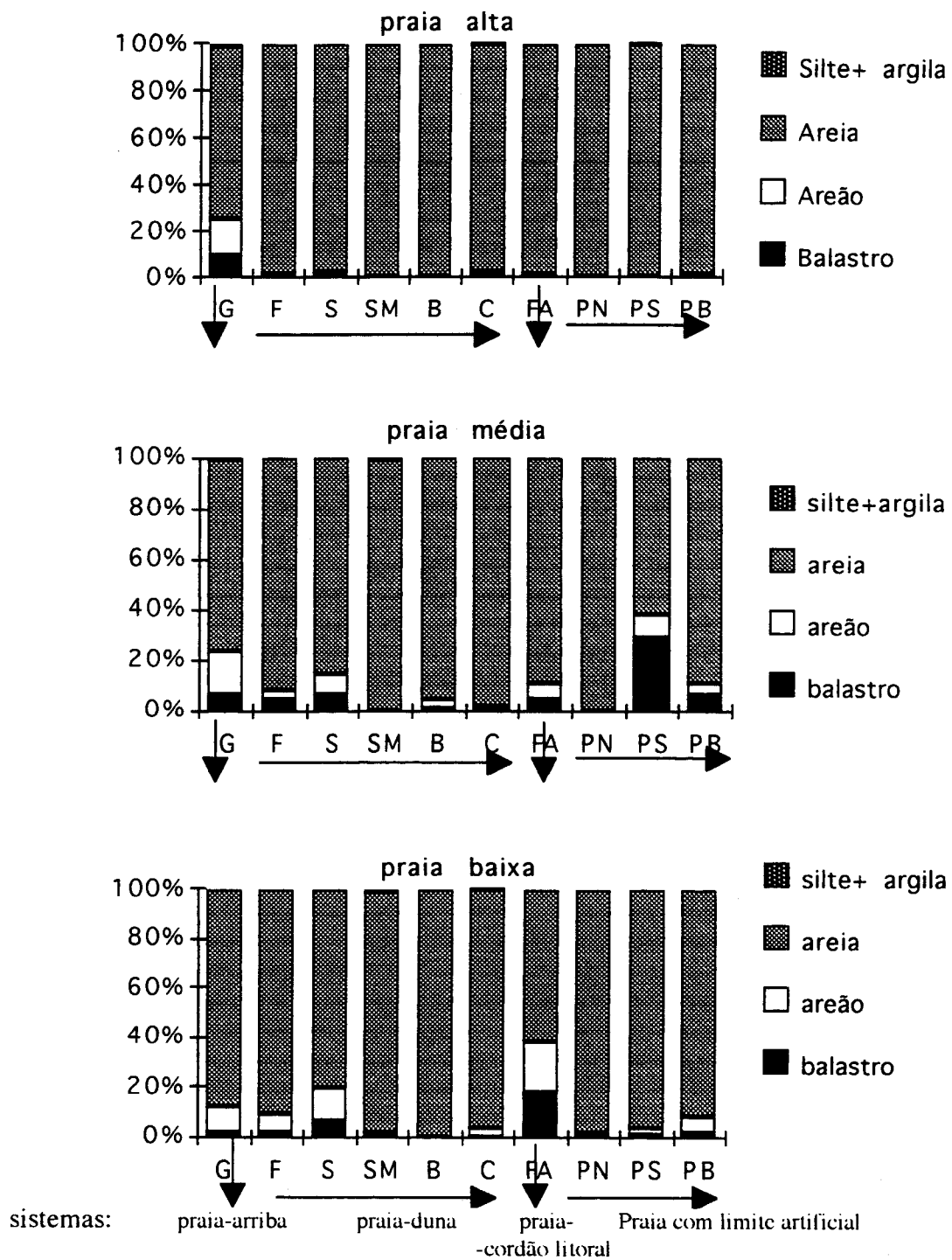


Figura 126- Composição textural dos sedimentos nos vários sectores da praia (valores médios de cada sector). G-Gralha; F-Foz; S-Salgados; SM-S. Martinho; B-Balcal; C-Consolação; FA-Foz do Arelho; PN-Praia do Norte; PS-Praia do Sul; PB-Praia de Banhos

Na Foz do Arelho e nos Salgados a fracção grosseira atinge valores mais elevados (entre 38 e 11%); a Gralha apresenta uma praia média mais grosseira do que a baixa. Na praia alta (Fig. 126) as areias representam 97%, que se não fossem os 79% verificados na Gralha se situaria nos 99%. O sistema de praia-arriba regista a maior percentagem de fracção silto argilosa (1,5%), resultante da escorrência da arriba que, quando chove, se acumula sobre a praia, de onde é mobilizada e distribuída pelas marés vivas.

Os parâmetros granulométricos indicam, para o conjunto das praias, areias grosseiras (media de 0,96 ϕ), moderadamente calibradas (desvio padrão de 0,69 ϕ), aproximadamente simétricas (assimetria 0,69 ϕ) e com curvas de distribuição normal (curtose 1,05 ϕ). No Verão, a média é um pouco superior à do Inverno (1,09 ϕ e 0,75 ϕ respectivamente) e o valor médio (0,92 ϕ) afasta-se bastante dos 2,6 ϕ referidos por **Inman**, 1953 (citado em **C. King** 1972), como representativos da faixa entre-marés e correspondentes a areia fina. A média granulométrica aumenta da praia baixa (0,61 ϕ) para a alta (1,2 ϕ), excepto na Praia do Norte e no Baleal, onde o sector médio apresenta valor superior (Fig. II-127) e na Gralha, onde não existe variação nos vários sectores. A diferença no diâmetro das areias das praias alta e média é apenas de 0,14 ϕ , valor inferior aos 0,3 ϕ referido por **R. Davis** (1978) para praias arenosas. Nos perfis onde o

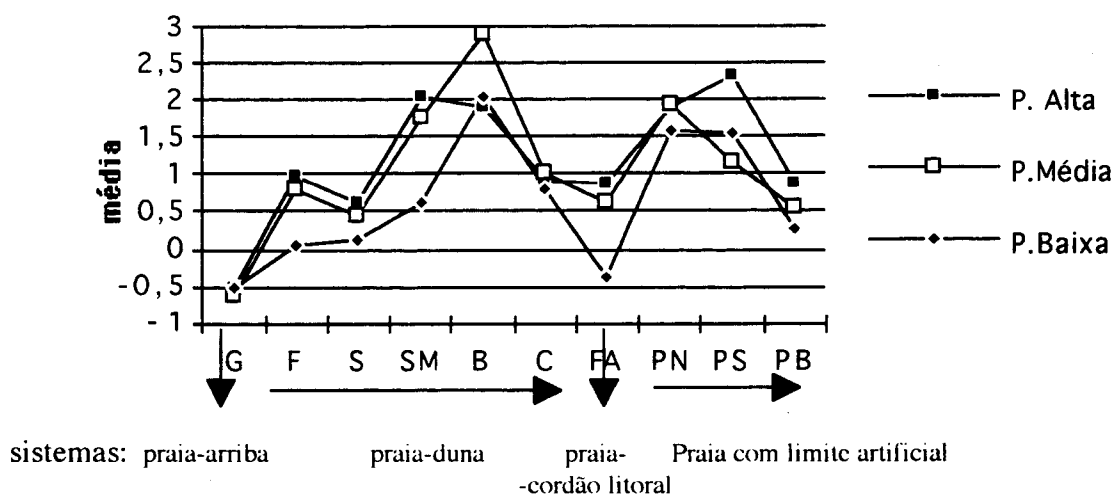


Figura II-127 - Variação da média dos sedimentos nos sistemas de praia (valores médios). G-Gralha; F-Foz; S-Salgados; SM-S. Martinho; B-Baleal; C-Consolação; FA-Foz do Arelho; PN-Praia do Norte; PS-Praia do Sul; PB-Praia de Banhos

sector da praia média é modelado em cristas e corredores, os sedimentos são um pouco mais grosseiros ($0,66\phi$) do que nos restantes, onde estas formas estão ausentes ($1,06\phi$). Os valores mais baixos foram encontrados na praia da Gralha, na Foz do Arelho, nos Salgados e na Praia de Banhos. Na generalidade dos perfis, o intervalo de variação da média é muito baixo, o que pode significar uma dinâmica bastante energética das praias, traduzido por uma grande escassez de material fino com diâmetro superior a 2ϕ .

W. Bascom (1951) encontrou uma relação directa entre a variação da inclinação da face da praia, no "ponto de referência" (situado aproximadamente ao nível médio da maré), e o diâmetro médio dos sedimentos, verificando que as praias mais grosseiras tendiam para maiores declives. **P. Komar** (1976), ao comparar os resultados obtidos, com os de outros autores, confirmou a relação estabelecida por **W. Bascom** (1951), aplicando-a, com êxito, em praias atlânticas dos Estados Unidos da América com características semelhantes às verificadas no conjunto da Nazaré. Utilizámos o gráfico de **P. Komar** (1976) adaptado por **S. Teixeira** (1990) para estabelecer a relação entre o diâmetro médio e o declive da praia média e, assim, avaliar o domínio energético correspondente. Verificámos que os índices energéticos variam ao longo do ano (Fig. II-128); de Inverno, 40% das amostras correspondem a nível energético muito alto, 13% a nível baixo e 38% ao domínio intermédio. De Verão, os valores diminuem para 35% nos domínios de alta e média energia e aumentam para 30% nas amostras pertencentes ao domínio de baixa energia. As praias de S. Martinho e do Baleal destacam-se do conjunto pelas características de baixa energia, decorrentes do elevado valor da média, associado ao fraco declive que, embora variável ao longo do ano, não altera muito significativamente os padrões energéticos dominantes. As praias da Gralha e da Foz do Arelho apresentam elevada energia, que se traduz pela presença de sedimentos muito grosseiros e perfis rectilíneos com características dissipativas. Verifica-se assim, que a declives semelhantes correspondem diâmetros médios variáveis e vice-versa. Este comportamento poderá dever-se a alterações, sazonais ou momentâneas, da topografia e da cobertura sedimentar da praia submarina que

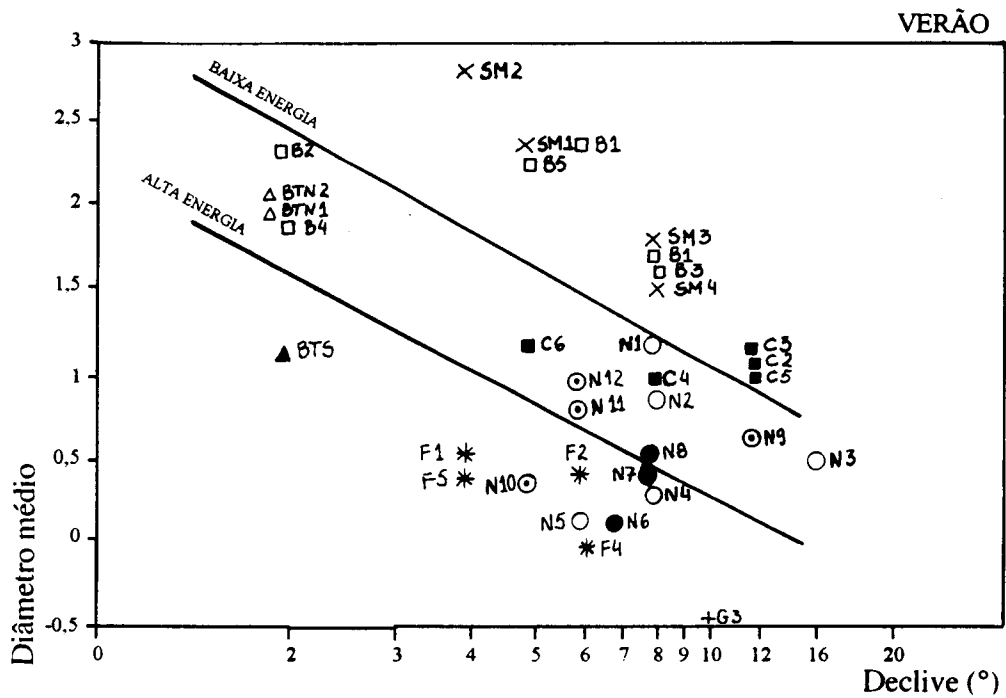
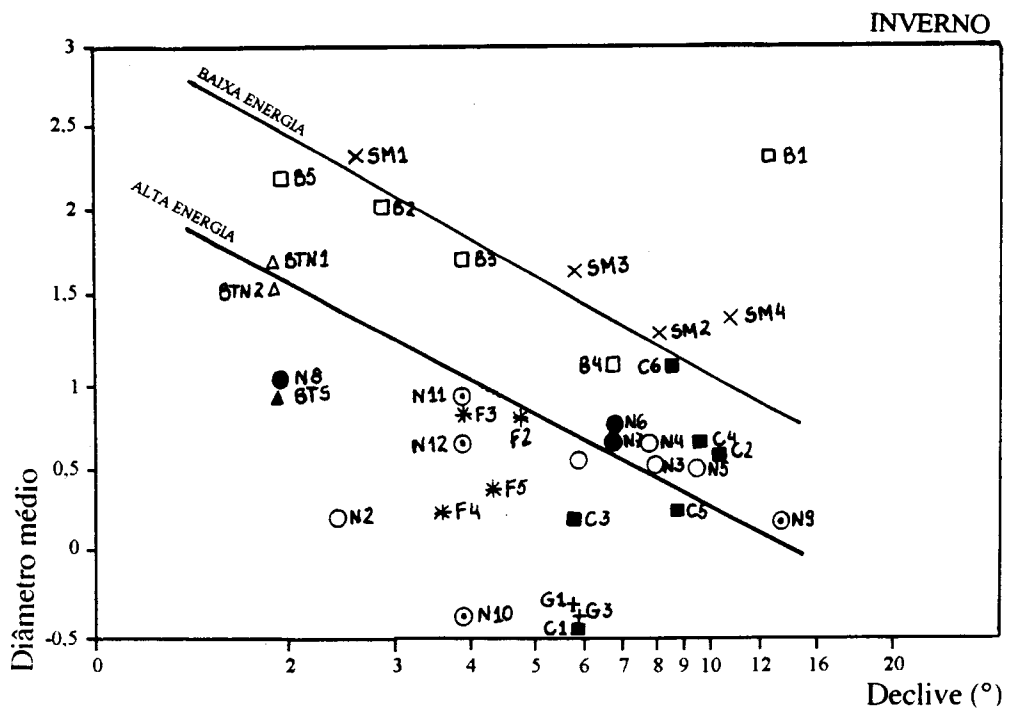
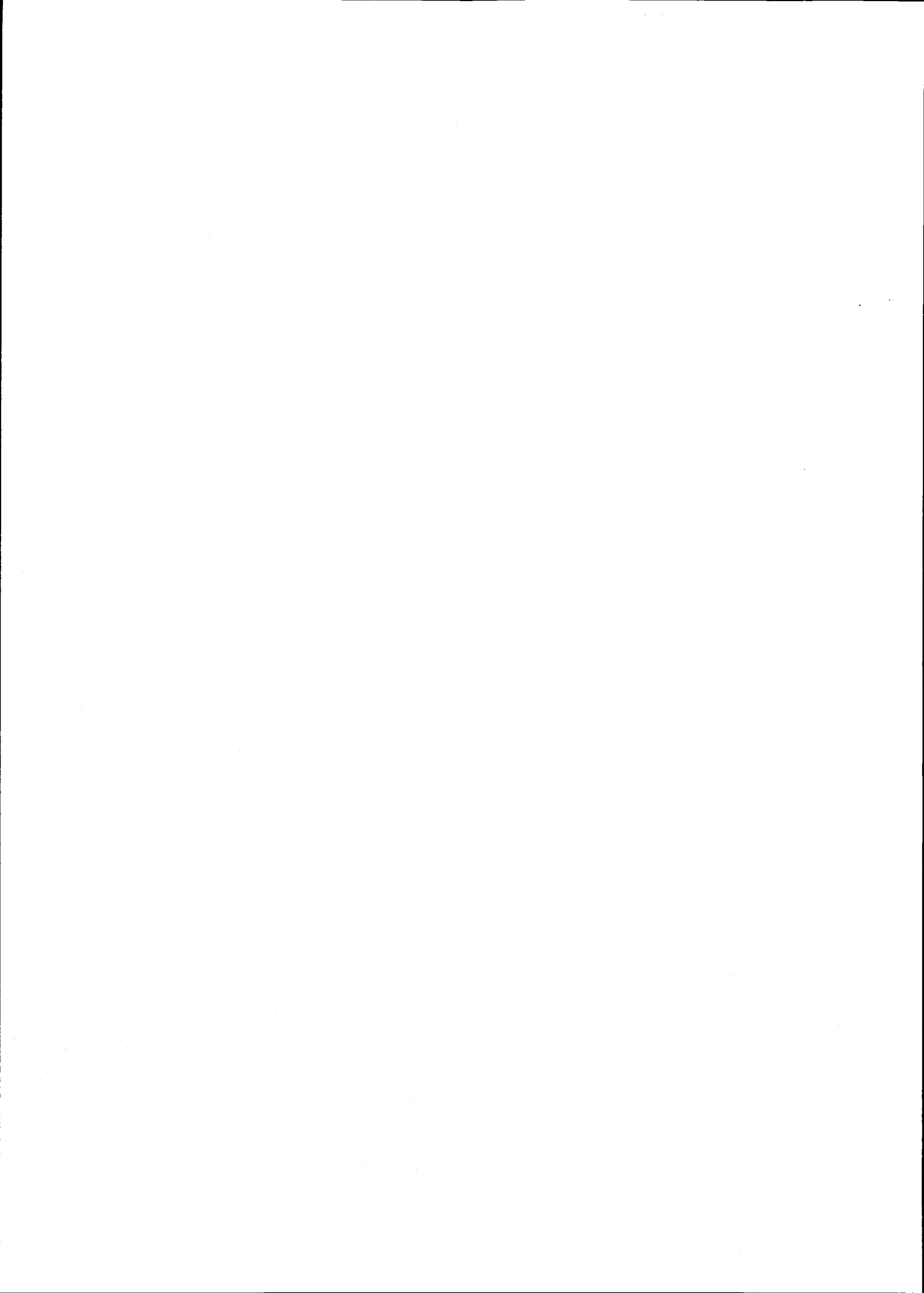


Figura II- 128 - Relação entre o declive da praia e o diâmetro médio dos sedimentos
(gráfico de P. Komar, 1976, adaptado por S. Teixeira, 1990)



modificam a altura e refração das ondas e originam perfis com declive mais ou menos acentuado, modelados em sedimentos com classes granulométricas diferentes.

Os sedimentos das praias são, no conjunto, moderadamente calibrados (desvio padrão de $0,69\phi$). **Folk & Ward (1957)** e **A. Heward (1981)** caracterizaram os sedimentos de praia como bem calibrados, com desvio padrão entre 0,2 e $0,4\phi$; mas, apenas as Praias da Foz, da Gralha e do Norte se incluem nestes valores, excluindo-se a quase totalidade do sistema praia-duna. A calibração é, em regra, melhor na praia alta e baixa ($0,53$ e $0,64\phi$, Fig. II-129), diminuindo para a praia média ($0,87\phi$). Esta variação está de acordo com o referido por **R. Davis (1978)** que apresenta, para a praia alta, uma calibração de 0,1 a $0,15\phi$ superior à dos outros sectores. A calibração melhora à medida que nos afastamos do mar, pois junto deste, a turbulência provocada pelas correntes de ondulação é mais intensa, dificulta a deposição dos sedimentos finos e exerce uma fraca selecção nos grosseiros.

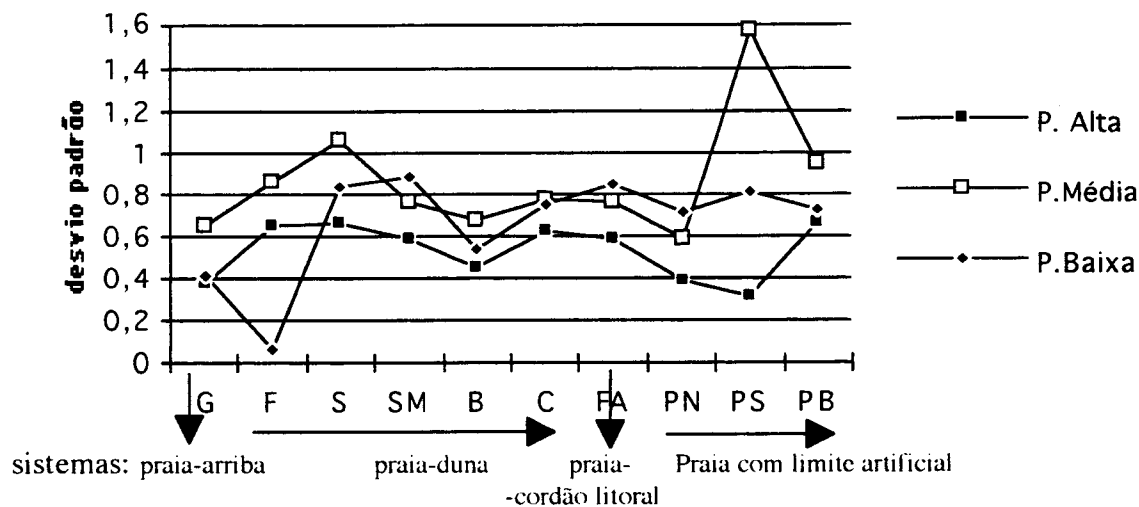


Figura II-129 - Variação do desvio padrão dos sedimentos em cada sector da praia

(valores médios). G-Gralha; F-Foz; S-Salgados; SM-S. Martinho; B-Balcal; C-Consolação; FA-Foz do Arelho; PN-Praia do Norte; PS-Praia do Sul; PB-Praia de Banhos

A correlação entre a média e o desvio padrão permitiu a **G. Friedman (1967)** distinguir as areias de praia, das de rio. A projecção destes parâmetros revelou, para a maioria das praias,

características de sedimentos fluviais. Apenas as areias das praias do Baleal, do Norte e do Sul, se situam no domínio de praia (Fig. II-130). Este facto resultará, talvez, do valor

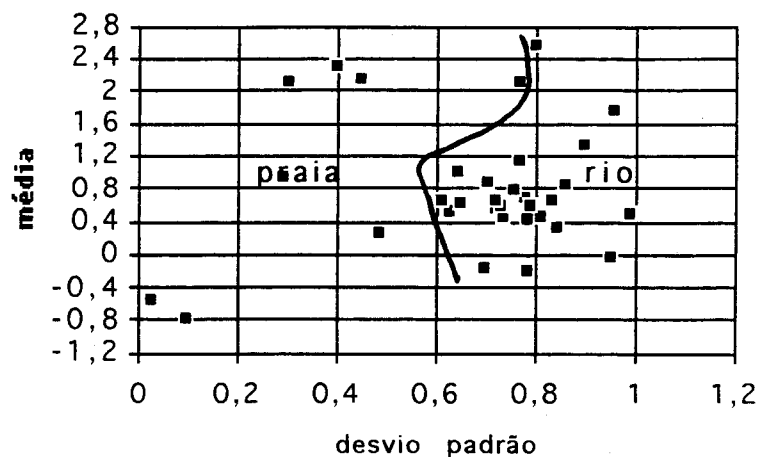


Figura II-130 - Correlação entre a média e o desvio padrão dos sedimentos nos sistemas de praia (método gráfico, **G. Friedman**, 1967)

do desvio padrão das areias ser muito superior ao considerado pelo autor e à polimodalidade, pois na área estudada e a norte dela, o contributo sedimentar dos rios é muito reduzido.

Os sedimentos das praias são, em média, simétricos (assimetria $-0,08\sigma$). Cerca de 62% das amostras recolhidas apresenta assimetria negativa que, geralmente, denuncia deposição por correntes de intensidade forte ou moderada que produzem intensa lavagem e o transporte por suspensão das partículas finas. **G. Friedman** (1961 e 1967), **D. Duane** (1964) **W. Koldijk** (1967) e **J. Hails** (1967), entre outros, consideram que as areias de praia tendem para valores de assimetria negativos, devidos à falta de constituintes finos nestes ambientes de alta energia, tal como se verifica na área considerada. Nos sistemas de praia-arriba e praia-duna (com excepção da Consolação) a assimetria é idêntica em todos os sectores da praia, estabelecendo-se, nos restantes, um aumento dos valores (assimetria positiva) no sentido da praia alta (Fig. II-131).

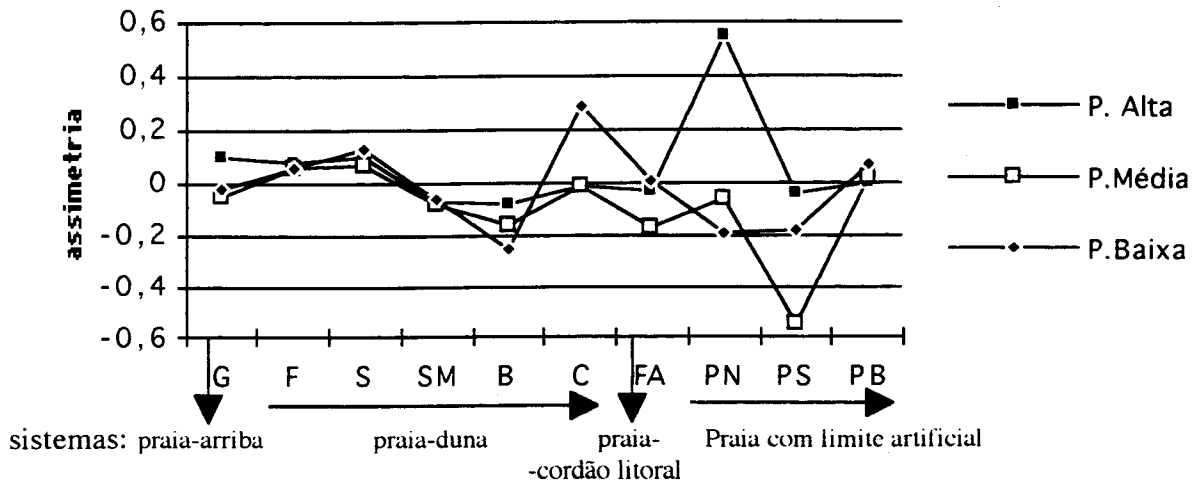


Figura II-131- Variação da assimetria dos sedimentos em cada sector da praia (valores médios). G-Gralha; F-Foz; S-Salgados; SM-S. Martinho; B-Baleal; C- Consolação; FA-Foz do Arelho; PN-Praia do Norte; PS-Praia do Sul; PB-Praia de Banhos

A correlação entre a assimetria e a média determinadas pelo método dos momentos, (Friedman, 1961), inclui no ambiente de duna, as amostras da praia alta e média de S. Martinho do Porto e da Praia do Sul, onde a média é superior; as restantes situam-se no domínio de praia (Fig. II-132).

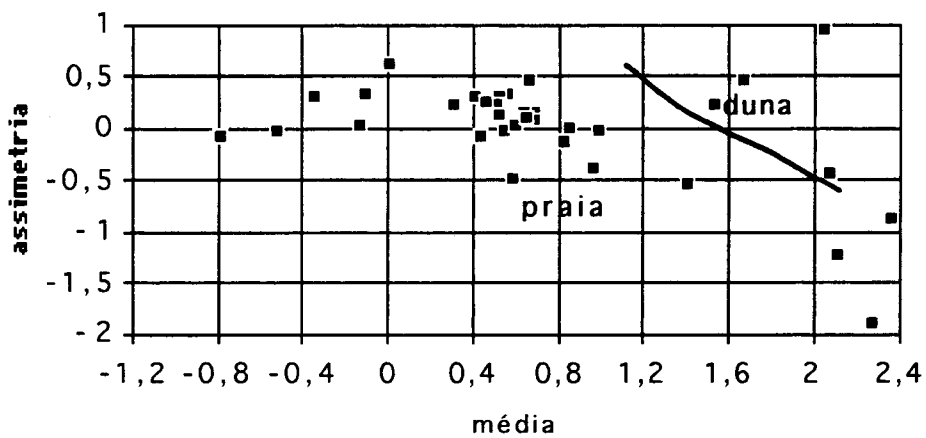


Figura II-132 - Correlação entre a assimetria e a média nos sedimentos do sistema de praia (método dos momentos, G. Friedman, 1961).

A correlação entre a assimetria e o desvio padrão, determinados pelo método gráfico (G. Friedman, 1967), forneceu resultados semelhantes à estabelecida entre a média e o desvio padrão; as praias do Baleal, do Norte, do Sul e da Gralha estão incluídas no domínio de praia, as restantes (cerca de 60% das amostras) apresentam características fluviais (Fig. II- 133), o que contradiz os resultados obtidos pela correlação entre a assimetria e a média.

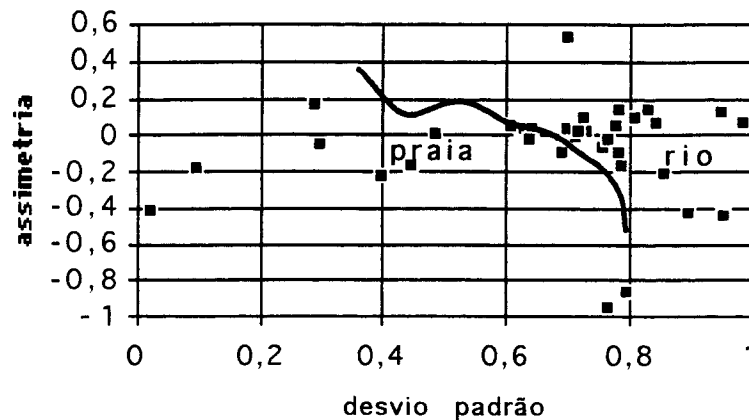


Figura II -133 - Correlação entre a assimetria e o desvio padrão nos sedimentos de praia (método gráfico, G. Friedman, 1967)

A distribuição é normal (1,06 σ) ou mesocúrtica. Para sul, na praia baixa os valores aumentam e a distribuição passa a leptocúrtica, em virtude do maior diâmetro médio, mantendo-se, em regra, uma distribuição normal nos outros sectores (Fig. II-134).

A correlação entre a assimetria e a curtose, calculadas pelo método gráfico (W. Koldijk, 1968), atribuiu características marinhas aos sedimentos das Praias da Consolação, da Foz do Arelho, de S. Martinho do Porto, do Norte e do Sul (Fig. II-135) e fluviais nas restantes (Salgados, Gralha, Praia de Banhos e da Foz). Os resultados desta correlação coincidem com os obtidos pela assimetria e pelo desvio padrão, embora pareça mais eficaz na distinção dos dois ambientes, pois, a dispersão dos valores é menor. Estes comportamentos revelam a deficiência das correlações e do uso dos valores médios dos parâmetros. O facto de muitas destas praias apresentarem sedimentos com características de ambiente fluvial, não parece

abonar a favor de grande contributo fluvial (local ou não), pois não existem, na área, rios que transportem grande quantidade de sedimentos para as praias. Estes, ou são provenientes do Norte (rio Mondego ou

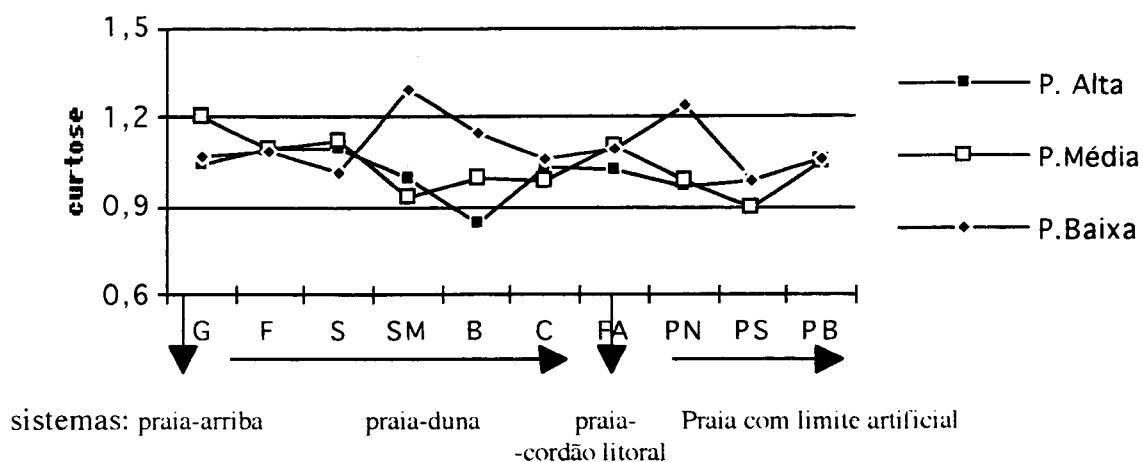


Figura II-134 - Variação da curtose nos sedimentos de cada sector da praia G-Gralha; F-Foz; S-Salgados; SM-S. Martinho; B-Balcal; C-Consolação; FA-Foz do Arelho; PN-Praia do Norte; PS-Praia do Sul; PB-Praia de Banhos

outros) e transportados por deriva litoral, ou resultam das recentes mobilizações dos materiais aquando da construção do porto de abrigo da Nazaré e do desvio da foz do rio Alcoa, muitos dos

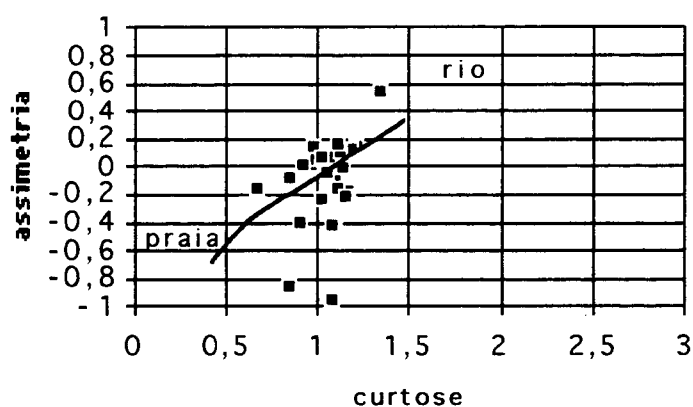


Figura II-135- Correlação entre a assimetria e a curtose nos sedimentos do sistema de praia (método gráfico, W. Koldijk, 1968)

quais foram lançados para o mar. Mas como a presença do canhão da Nazaré impede a passagem dos sedimentos mais grosseiros para sul e apenas os mais finos, transportados em suspensão o conseguem transpôr, não é muito provável que os sedimentos fluviais vindos de norte se encontrem nas praias em estudo. Os grãos que apresentam características fluviais, serão provenientes de fonte próxima, ou pelo menos situada a sul da Nazaré, mas, como foram depositados pelas correntes marinhas, são considerados como sedimentos de praia, facto que é confirmado pela assimetria. Por outro lado, a elevada dinâmica que se verifica na maioria das praias, imprime aos sedimentos uma calibração deficiente (elevados valores de desvio padrão), diâmetros médios elevados e várias modas, que lhe conferem características pouco típicas de praia, resultantes da mistura de sedimentos retomados dos ambientes fluvial e de duna.

As areias são formadas, na maioria, por grãos de quartzo (cerca de 90%). O grau de rolamento e alguns aspectos da superfície permitem distinguir duas populações; uma mais abundante, bem rolada e com óxidos de ferro depositados à superfície, de cor amarelada e, por vezes, com aspecto semelhante a picotado eólico; outra mais rara, formada por grãos angulosos a sub-rolados, mas com superfície irregular e mais brilhante. A proveniência destes grãos é duvidosa. A primeira população parece ser mais antiga e herdada de ambientes sedimentares diferentes; as precipitações de óxidos de ferro que se observam à superfície indicam a influência de um ambiente pedogenético. Podem ser provenientes da plataforma continental, onde **Dias et al.** (1980 e 1981) assinalaram a sua presença, ou das formações detríticas do Cretácico e do Cenozóico, que constituem as arribas e a bacia vertente dos pequenos rios e ribeiros que afluem ao litoral, onde **J. Rey** (1972) assinalou a presença de grãos de quartzo impregnados de óxido de ferro. Os grãos com picotado eólico resultam, provavelmente, do desmantelamento das dunas, pelas tempestades. O facto da maioria dos grãos se apresentar rolados e subrolados, pressupõe que tenham sofrido um transporte longo, ou sido submetidos a mais do que um ciclo sedimentar, hipótese mais provável, dada a presença do canhão da Nazaré, como referiram **C. Cabral** (1986) e **C. Freitas** (1989), ou tenham sido submetidos a intenso hidrodinamismo, que a ausência de feldspato e de moscovite confirma. A segunda

população, mais angulosa, de superfície irregular e brilhante, é menos abundante e sugere a proveniência de fonte mais recente ou mais próxima, como a plataforma a sul da Nazaré, ou as formações detríticas próximas.

Os bioclastos representam em média 9%, desigualmente repartidos, formando dois conjuntos com características de evolução diferentes. Predominam os de aspecto mais imaturo e têm ambos origem provável, nas formações da plataforma, na praia submarina e até na praia sub-aérea.

A mica é muito abundante nos sectores baixo e médio das Praias de S. Martinho e do Norte, onde perfaz 30 e 10% da amostra, respectivamente; está ausente na praia da Gralha e, nas restantes não atinge mais de 1%. A presença da mica indica, de acordo com **Doyle et al.** (1968), um ambiente de deposição de baixa energia, que proporcione a deposição das palhetas transportadas em suspensão e evite a sua mobilização na praia baixa, onde ocorre em maior percentagem. A mica deve ter origem na plataforma continental onde é abundante (**A. Dias**, 1987) e poderá resultar da ascensão, até à superfície, de materiais finos, depositados na parte mais elevada do canhão da Nazaré, quando se faz sentir ondulação de SW; como é pouco densa, facilmente atinge a costa, transportada por deriva, depositando-se nos locais de menor energia.

O transporte dos sedimentos efectua-se por rolamento, tracção ou suspensão, de acordo com a energia disponível e o diâmetro dos grãos. Na praia baixa, predomina o transporte por rolamento ou tracção sobre o fundo, que afecta em média mais de 90% da amostra. O forte hidrodinamismo presente neste sector facilita a suspensão dos grãos muito finos (3 a 3,5 ϕ) e dificulta a saltação. Na praia média, o transporte por suspensão é reduzido (< a 1%), 30 a 60% dos sedimentos grosseiros são transportados por tracção e depositados pelas ondas mais altas, permanecendo, por algum tempo, neste sector médio; a saltação é mais frequente do que no sector mais baixo e afecta 1 a 2% dos sedimentos com diâmetro compreendido entre 0 e 1 ϕ , aumentando o valor, à medida que nos afastamos do mar ou que a energia da praia diminui. Neste sector identificaram-se, por vezes, as populações A e A', referidas por **G. Visher** (1969). A saltação afecta entre 30 a 90% do conjunto e a suspensão, que se inicia a partir das dimensões 3-3,5 ϕ , atinge 1 a 2% da amostra. De salientar que nos sistemas praia-arriba e praia-

cordão litoral (Gralha e da Foz do Arelho) predomina o transporte por tracção em todos os sectores da praia e a suspensão e a saltação são reduzidas. À medida que se caminha da praia baixa para a alta, verifica-se na generalidade, um deslocamento do ponto de truncatura das curvas de distribuição granulométrica, no sentido das partículas mais finas. Porém, de acordo com a energia disponível em cada momento, grãos com a mesma dimensão podem ser transportados de vários modos em cada sector da praia.

3.3 - Evolução dos perfis de praia

O balanço sedimentar registado entre Setembro de 1989 e Janeiro de 1990, demonstrou predomínio da erosão na área meridional das praias e acumulação em sentido oposto, ou seja, uma mobilização dos sedimentos de sul para norte (Figura II-136), de acordo com o sentido da corrente de deriva estabelecida. Nos dias anteriores aos levantamentos, a ondulação de NW e W, com 4 a 7 m de altura, modificada por ventos de W e SE, originou uma corrente de deriva de sul para norte e provocou nas praias acumulação de sedimentos a norte ou noroeste e erosão a sul ou sudoeste; no entanto, nas praias de Banhos, S. Martinho e Consolação, registou-se acumulação de sedimentos em todos os perfis, devido à presença de arribas vigorosas a norte, que provocaram a retenção dos sedimentos transportados por essa deriva. Este volume de sedimentos acumulado no Inverno (relativamente ao perfil levantado em Setembro), levou nestes sectores abrigados do norte, à construção de perfis com características semelhantes aos anteriores, com crescentes e cristas na praia média, enquanto nos restantes, prevaleceram formas côncavas e rectilíneas, com total destruição das formas e acentuado recuo da crista da praia e do flanco barlamar da duna frontal.

Em Junho de 1990 (Fig. II-137), a persistência de ondulação de NW, com 1-2 m de altura e de vento de N com velocidade de 12-28 km/h, desencadeou uma corrente de deriva para sul, onde se registou forte acumulação (N12, G2, SM4). A norte e ao centro das praias houve erosão, com valor máximo na praia do Baleal (B5 e B4), a mais bem exposta a NW, e na

Consolação (C6), onde se verificou a migração da "coroa" (crista da praia média) para sul e acumulação (C5 e C4).

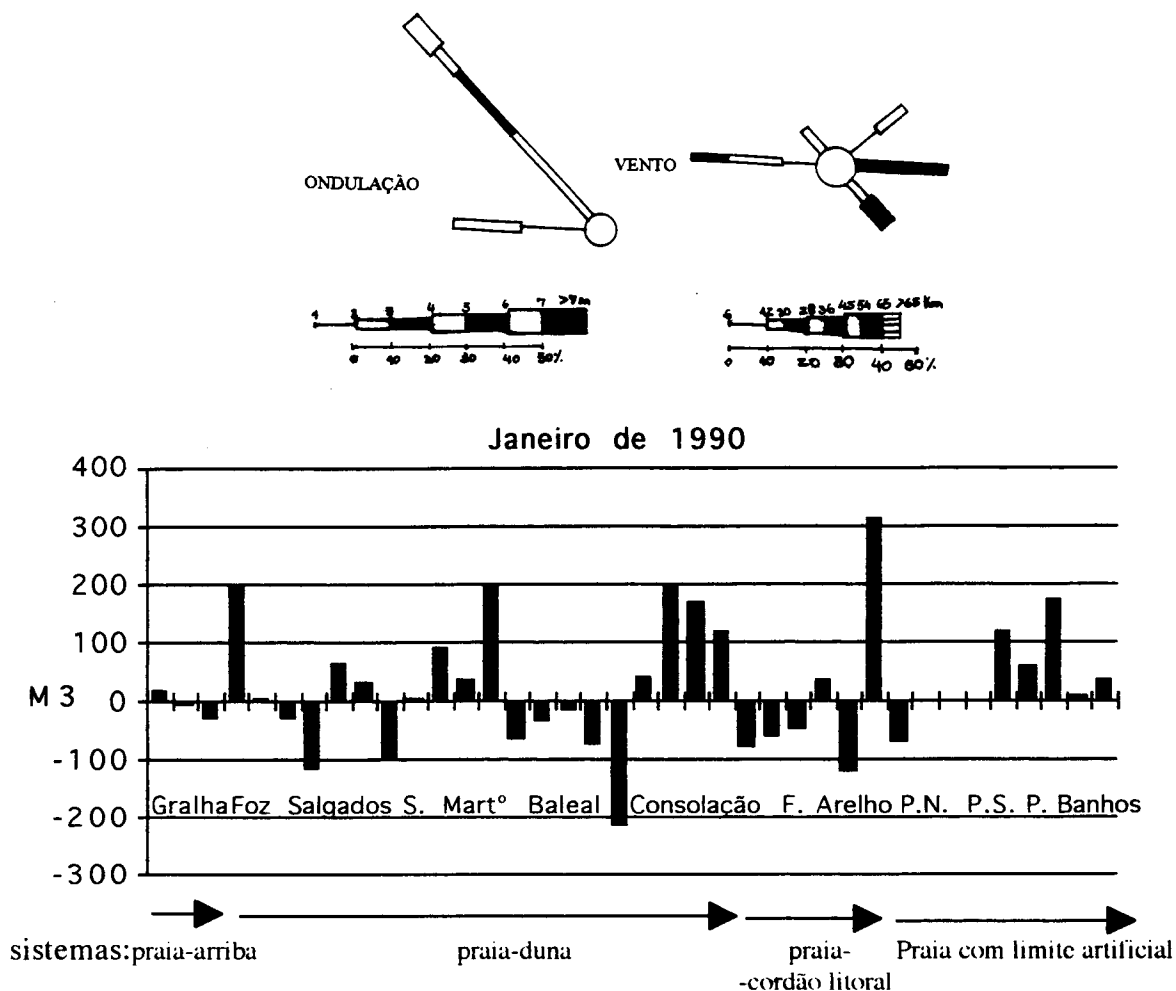


Figura II-136 - Balanço sedimentar registado entre Setembro de 1989 e Janeiro de 1990, características da ondulação e ventos no Cabo da Roca e em Ferrel entre 28 e 31 de Janeiro de 1991

A comparação dos perfis de Janeiro de 1991 com os de Junho de 1990 (Fig. II-138), permitiu verificar que ocorreu, em todas as praias, uma perda geral de sedimentos a sul e acumulação a norte. A maior variação de volume verificou-se nos Salgados e em S. Martinho do Porto. A Praia do Norte, relativamente bem abrigada do NW, apenas sofreu acumulação, enquanto a sul,

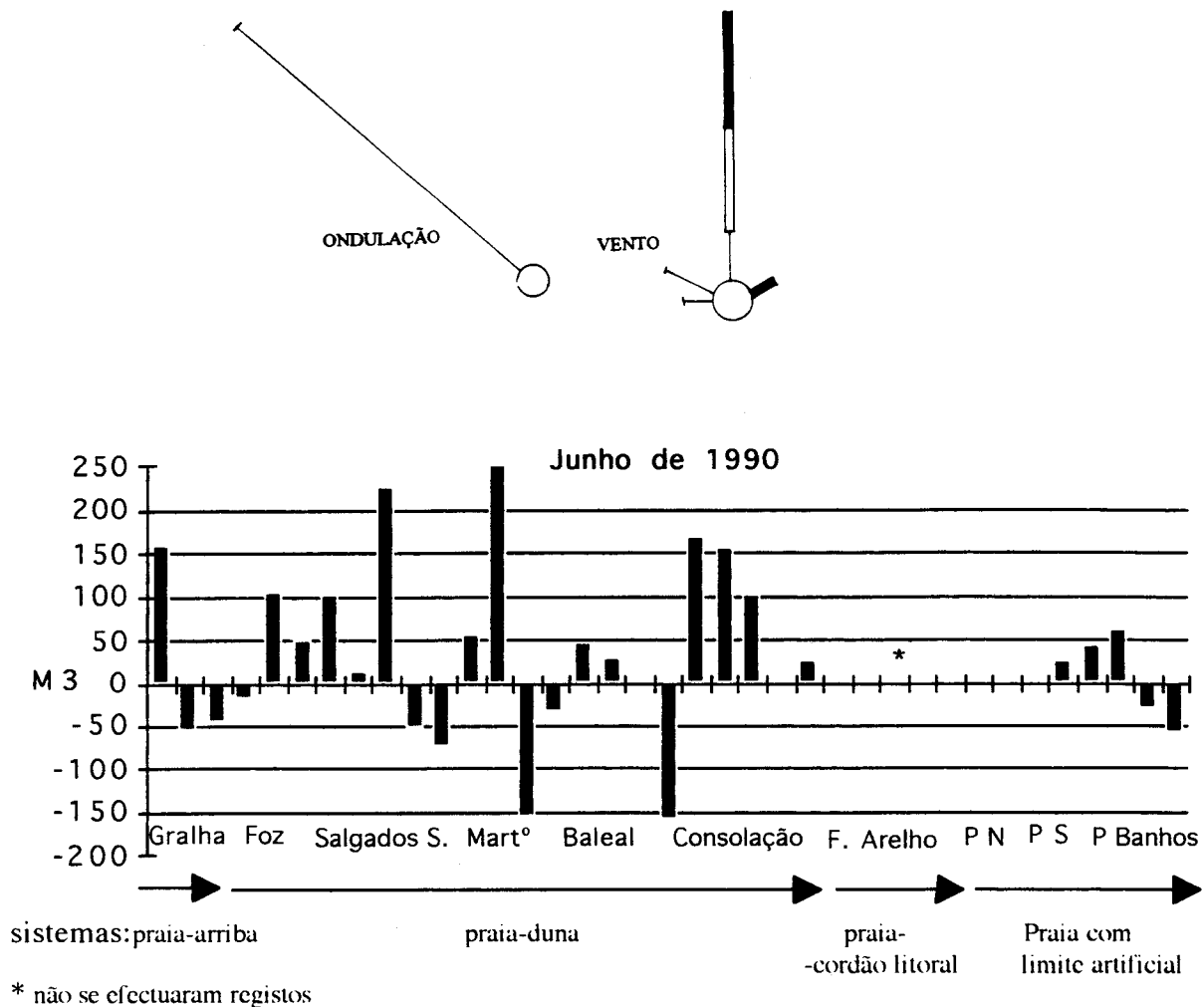


Figura II- 137 - Balanço sedimentar registado entre Março e Junho de 1990, características da ondulação e ventos no Cabo da Roca e em Ferrel (20 e 30 de Junho de 1990) (mesma legenda da Figura II-136).

o Baleal, bem exposto à agitação de NW, sofreu erosão acentuada a norte e permaneceu praticamente em equilíbrio na restante área. O escavamento mais acentuado dos perfis a sul, já observado em Janeiro do ano anterior, resultou da acção conjugada da ondulação de NW, com 4-5m de altura e dos ventos fortes de W, com velocidade de 45-55 km/h, que terão provocado maior erosão a sul e acumulação nos sectores mais abrigados, resultante do estabelecimento de uma corrente de deriva para norte.

Em Setembro, a ocorrência de vento forte de N e W, com velocidades de 45-55km/h e ondulação de NW, com 4 m, e de W com 1-2 m de altura, determinou nas praias da Nazaré e da

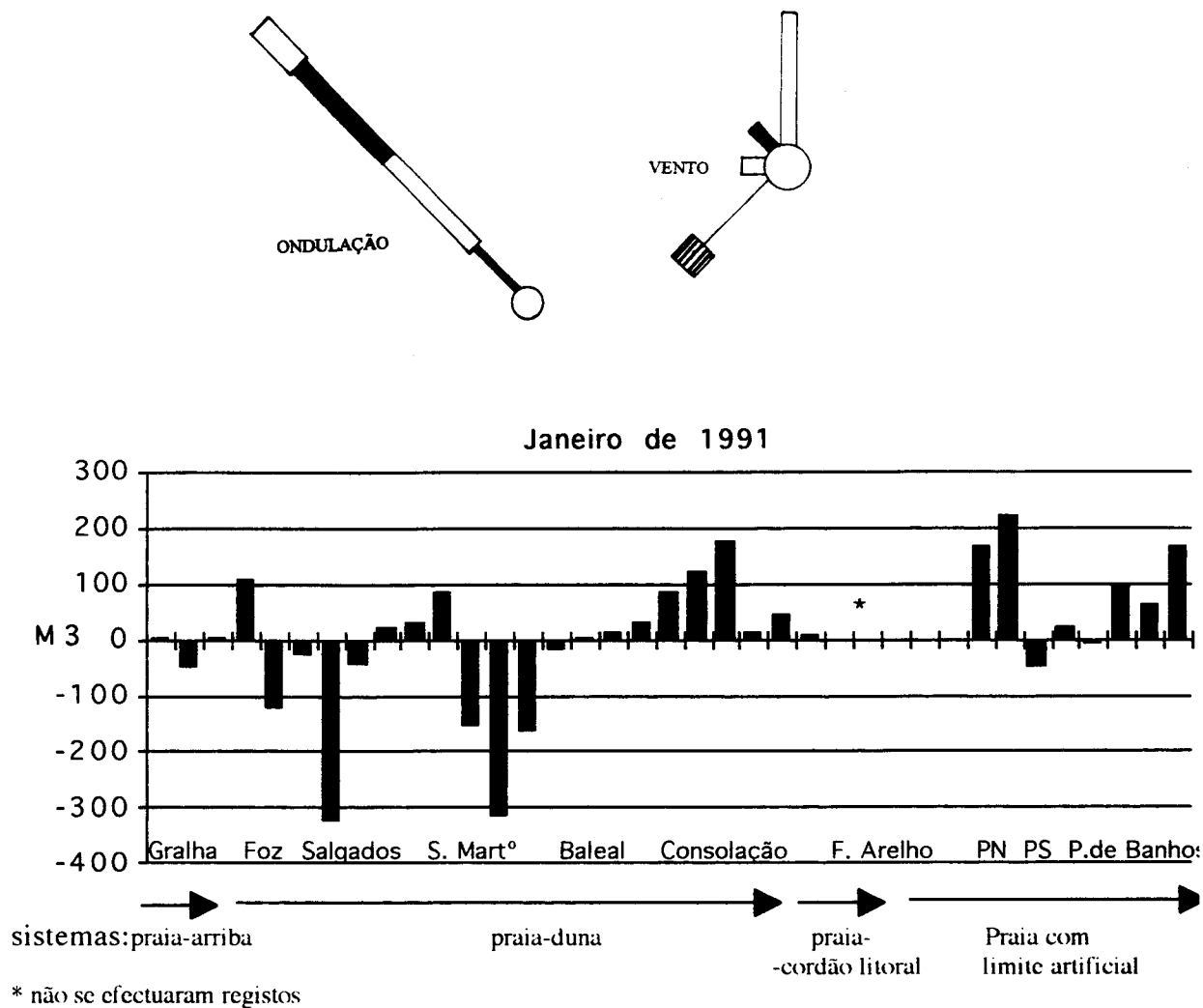


Figura II-138 - Balanço sedimentar registado de Junho de 1990 a Janeiro de 1991, características da ondulação e ventos registados no Cabo da Roca e em Ferrel de 8 de Dezembro de 1990 a 5 de Janeiro de 1991 (mesma legenda da Figura II-136).

Gralha, acumulação a sul, de encontro aos molhes ou às arribas (Fig. II-139). Nas restantes praias verificou-se erosão a sul, nos casos em que a arriba produzia abrigo a N e NW (S. Martinho, Foz do Arelho e Baleal) e maior acumulação de sedimentos a norte ou ao centro, de acordo com a exposição à ondulação, muito fraca e construtiva de oeste.

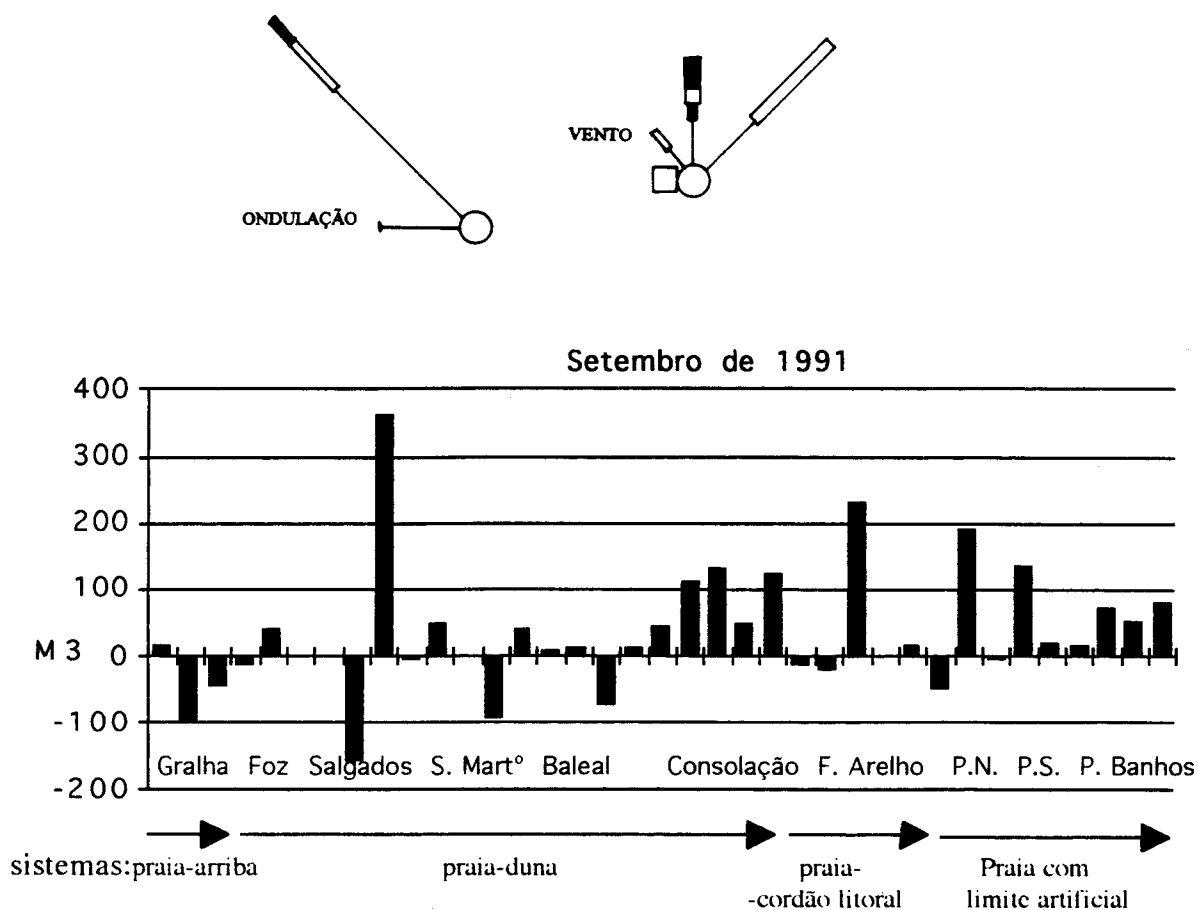


Figura II-139 -Balanço sedimentar registado entre Março e Setembro de 1991, ondulação e ventos registados no Cabo da Roca e em Ferrel, de 15 a 28 de Setembro de 1991 (mesma legenda da Figura II-136).

Em Janeiro de 1994, foram retomadas as observações para avaliar os efeitos do temporal ocorrido nos dias 6-7 e 11-12, determinado por ventos fortes de SW e NW e ondulação de NW, com 5-7 m de altura (Fig. II-140). Os valores obtidos, por comparação com o anterior perfil, levantado em Setembro de 1991, revelaram maior erosão. Apenas nas praias de Banhos e da Consolação se verificou acumulação que levou à formação de cristas na praia média e baixa, estabelecendo-se uma forte deriva litoral de sentido sul-norte, da qual resultou uma acumulação dos sedimentos contra os obstáculos da Península de Peniche e do promontório do Sítio. Em S. Martinho do Porto e nos Salgados, os perfis situados mais a sul

acusaram também um comportamento idêntico, imposto pela presença das arribas de Salir e da Serra de Manguês. A forte ondulação que se fez sentir, provocou nas restantes praias intensa erosão. Durante a preamar o ponto de rebentação deslocou-se mais para o interior da praia, aumentando a capacidade de transporte das correntes de afluxo e refluxo que atingiram a base das

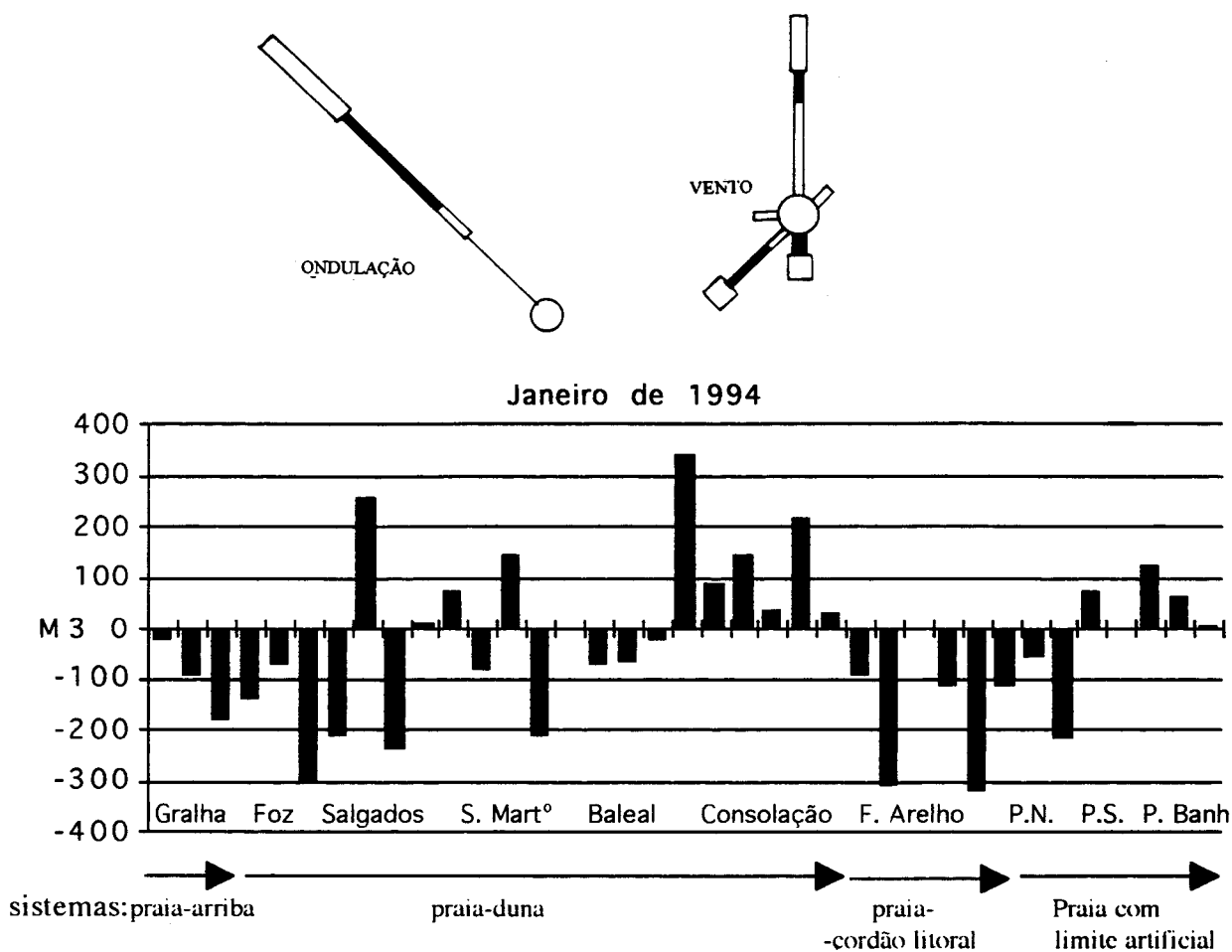


Figura II-140- Balanço sedimentar das praias entre Setembro de 1991 e Janeiro de 1994, ondulação e ventos no Cabo da Roca e em Ferrel (11-12 de Janeiro de 1994, mesma legenda da Figura II-136).

dunas da antepraia e as fizeram recuar, escavando uma escarpa íngreme que, após o temporal, evoluiu por desabamento como uma pequena vertente.

Desde a primeira observação até Setembro de 1991, o balanço sedimentar foi negativo nas praias da Foz e do Sul, com uma erosão média por perfil de -55 e -90 m³ (Fig. II-141); nas restantes houve acumulação, cmais intensa na Praia do Norte, na Foz do Arelho e nos Salgados. A acção dos temporais de Janeiro de 1994 alterou, de modo significativo, os valores anteriores. A maior perda de sedimentos relativamente a Janeiro de 1990, verificou-se na Praia do Sul onde se registou uma ablação de cerca 310 m³. A praia da Foz, em relação a Novembro de 1988, perdeu, cerca de 180 m³, a Foz do Arelho 145 m³ por perfil (em comparação

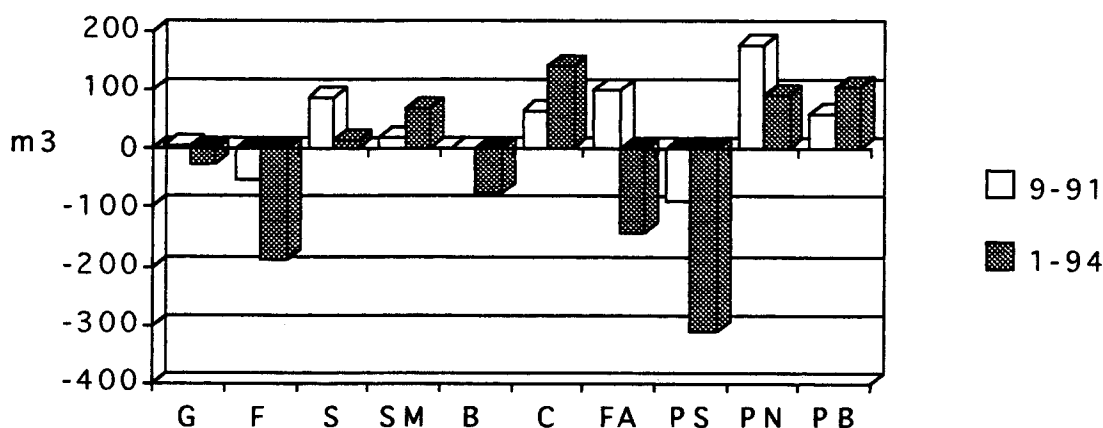


Figura II-141 - Balanço sedimentar registado em cada praia em Setembro de 1991 e Janeiro de 1994, relativamente a Setembro de 1989 (valores médios)

com o registado em Junho de 1990), o Baleal e a Gralha -75 e -25 m³ do que em Setembro de 1989. As praias de Banhos, Salgados, S. Martinho, do Norte e Consolação, registaram balanço sedimentar positivo, com acumulações entre +140 e +15 m³ por perfil. Como não se realizaram observações posteriores que permitissem avaliar a reposição, ou perda, dos sedimentos mobilizados, estes valores não podem, só por si, ser considerados como a tendência geral da evolução sedimentar das praias, pois correspondem a um balanço limitado no tempo, que será necessário prosseguir.

3.4 - Formas e sedimentos das dunas; relações com as praias

As dunas que formam a antepraia do sistema praia-duna agrupam-se em cordões dunares, paralelos à praia, modelados sobre as antigas restingas da Nazaré, de S. Martinho do Porto, do Baleal e de Peniche. Apresentam forma parabólica ou oblíqua à costa, estão orientadas, em regra, para SW, de acordo com a direcção dos ventos predominantes (NW). A alimentação actual é feita a partir da praia, embora em pequena escala, porque as superfícies de deflação são reduzidas (os sectores de praia alta e média são estreitos).

O diâmetro médio das areias dos cordões dunares depende, em geral, da granulometria dos sedimentos da praia média e alta, donde provêm, diminuindo desta para o interior. Exceptuam-se os corredores de deflação e as depressões interdunares mais húmidas, onde se apresentam mais grosseiros. Os restantes parâmetros granulométricos variam em função dos valores da média e da moda.

A maioria dos sedimentos é polimodal, com uma moda secundária muito grosseira; nos casos em que ocorrem mais do que duas modas, a terceira indica uma população fina ou muito fina. Esta polimodalidade está, certamente, relacionada com as diferentes condições de transporte, decorrentes da variação da intensidade e direcção dos ventos ao longo do ano, da fraca selecção e da variação do diâmetro médio dos materiais constituintes da praia.

A forma e a orientação das cristas das dunas determinam sectores com diferentes condições mesológicas (temperatura, vento, humidade e salinidade do ar, granulometria dos sedimentos, teores de humidade, matéria orgânica e pH do solo), colonizadas por associações vegetais diferenciadas. Assim, individualizámos, do mar para o continente, a seguinte sucessão geo-ecológica; nebkas litorais, duna branca, depressão interdunar, duna cinzenta, depressão interdunar húmida, duna verde.

As nebkas litorais presentes nos sectores de praia alta, são formadas por areias grosseiras, lavadas, com cerca de 17% de bioclastos, moderadamente calibradas, aproximadamente simétricas, mesocúrticas. São muito permeáveis, possuem muito escassa

percentagem de matéria orgânica e são colonizadas pela associação pioneira de Honkenio-Euphorbietum peplis ou Euphorbio-Agrophyretum junceiformis.

Os sectores de duna branca, mais extensos, são compostos por areias médias, lavadas, com cerca de 15% de bioclastos, bem a moderadamente calibradas, com assimetria negativa, mesocúrticas e colonizadas pela associação vegetal Othantho-Ammophiletum australis.

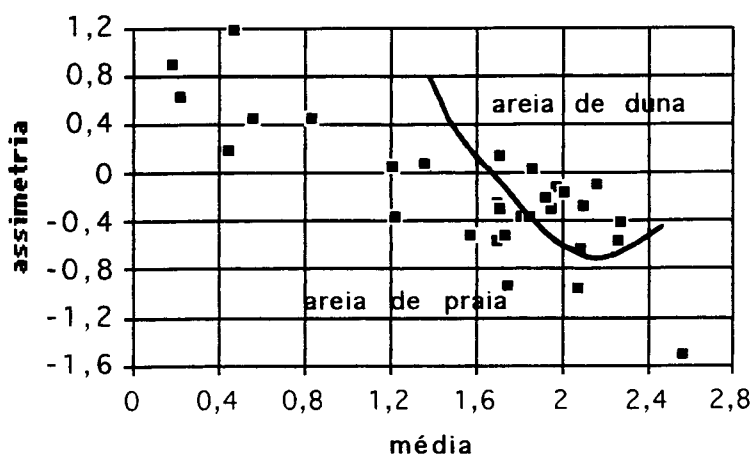
A duna cinzenta apresenta características granulométricas e teor em bioclastos, semelhantes à duna branca, embora a percentagem de matéria orgânica e de silte seja um pouco superior (0,6%). Distingue-se dela pela presença da associação vegetal Armerio-Welwitschii-Crucianelletum maritmae que apresenta maior taxa de cobertura e de dominância.

As depressões interdunares possuem, em média, maior percentagem de bioclastos (21%) dominados por fragmentos de gastrópodes, quase na totalidade terrestres, e matéria orgânica (3 %). A areias são grosseiras, moderadamente calibradas, com assimetria positiva e mesocúrticas, cobertas quase integralmente pela associação vegetal típica das depressões húmidas Holoschoeno-Juncetum acuti.

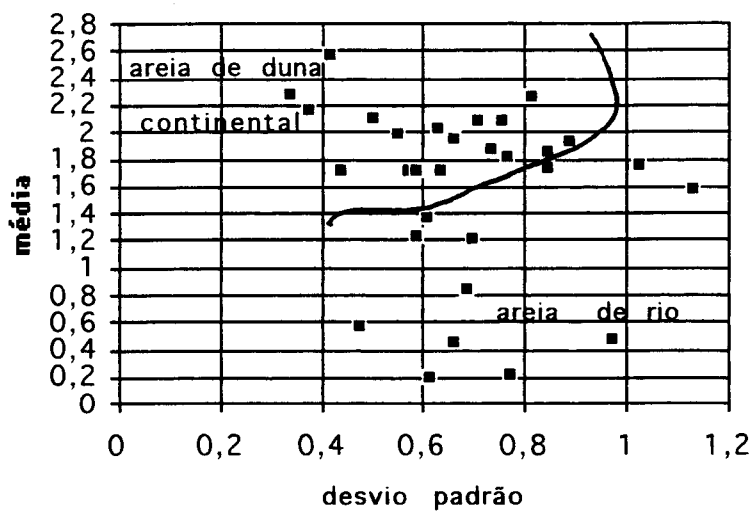
A duna verde é composta por areias bem calibradas, no limite dos valores apresentados por **Folk & Ward** (0,47 ϕ) para os ambientes de duna, com maior percentagem de matéria orgânica (14%) devida à pedogenése, assimetria negativa e leptocúrticas. É colonizada pela associação vegetal Osyrio quadripartitae-Junipereto turbinatae correspondente à etapa madura do ecossistema.

As características granulométricas dos sedimentos das dunas não se encontram de acordo com a classificação de ambientes, criada por **G. Friedman** (1969) com base na calibragem. Este autor considerou que as areias de dunas costeiras são bem calibradas, com valores de desvio padrão aproximadamente iguais a 0,35 ϕ , valor bastante inferior aos 0,64 ϕ , obtidos para o conjunto considerado.

A correlação entre a média e a assimetria calculadas pelo método dos momentos (**G. Friedman**, 1961) permitiu verificar (Fig. II-142-A) que 55% dos sedimentos apresentam valores característicos das areias de praia (dunas da praia alta, depressões e corredores interdunares e o conjunto do cordão dunar da Nazaré); os restantes estão dentro dos valores padrão propostos pelo autor para as areias de duna.



A)



B)

Figura II-142 - Correlação entre a assimetria e a média **A)** e entre a média e o desvio padrão **B)** dos sedimentos de duna, calculados pelo método dos momentos (G. Friedman, 1961 e 1969).

A projecção dos valores da média e do desvio padrão no gráfico de correlação definido pelo mesmo autor (1969), revela que cerca de 40% das amostras estão incluídas nos valores típicos das areias de rio (cordão da Nazaré, dunas da praia alta, corredores e depressões do Baleal e Consolação), por serem mais grosseiras e pior calibradas do que as de duna (Fig. II-162-B). Os valores da assimetria, negativos no sistema da duna branca, cinzenta e verde e



aproximadamente simétricos nos restantes, contrariam a opinião da maioria dos sedimentólogos que distinguem as areias de duna das provenientes de outros ambientes, por possuírem assimetria positiva. No entanto, os valores encontrados poderão justificar-se pela existência de ventos fortes longilitorais, que efectuam o transporte das areias da duna branca para o interior, pois a praia alta é por vezes reduzida ou inexistente. Em alguns casos a destruição antrópica do sistema dunar já evoluído, originou a formação de corredores de deflação, onde os ventos se abastecem de areias mais finas que se vão depositar mais para o interior, originando remobilização e mistura de populações. Daí, a elevada polimodalidade das amostras e a existência de assimetrias negativas que denunciam a presença de populações ou subpopulações mais finas, em sedimentos com médias granulométricas correspondentes a areias grosseiras a médias. A degradação natural e antrópica do sistema, é evidenciada pela existência de uma micro-arriba na frente da duna primária, pela diminuição da altura e da área coberta pelas dunas e pela coexistência de espécies vegetais características de ecossistemas diferentes.

CAPÍTULO 3 - OS SISTEMAS FLÚVIO-MARINHOS

1-INTRODUÇÃO

Consideram-se neste capítulo as formas originadas pela acção combinada das dinâmicas fluvial, marinha e lagunar, independentemente da acção de cada uma delas . As lagoas costeiras são, por excelência, os locais de confronto destas dinâmicas e a Lagoa de Óbidos é disso um bom exemplo. Apresenta-se como um corpo de água com salinidade variável (C. Freitas, 1989, indica valores de 20‰, nas imediações da desembocadura das principais linhas de água e 25‰ no corpo central e junto à barra da lagoa), mas em geral hiposalino, pouco profundo, disposto perpendicularmente ao litoral e ramificado em três braços: o da Ferraria, o do Bom Sucesso e o da Barrosa (Fig. II-143). A configuração que apresenta parece resultar da inundação de um vale fluvial, escavado num período regressivo e, posteriormente, transformado num estuário. A estabilização do nível do mar terá originado a formação de restingas que transformaram, no período histórico, o estuário em laguna. Comunica com o mar por uma barra com cerca de 150 m de largura, mantida aberta artificialmente e por onde penetram as correntes de maré. Desaguam nela algumas linhas de água com regime torrencial, que transportam sedimentos continentais e atenuam, ou acentuam, as correntes de maré provocando variações no nível das águas no interior da lagoa. É pois, um ambiente sedimentar poligénico, em comunicação com o mar por uma barra mantida artificialmente, desenvolvido na área de encontro dos sistemas hidrológicos, continental e oceânico, onde têm lugar inúmeras acções químicas, orgânicas e inorgânicas. As principais formas resultantes da combinação destes sistemas dinâmicos são: os cordões barreira ou restingas, os deltas de enchente e vazante, os deltas fluviais interiores, os sapais e os paúis.

As três primeiras são exclusivas da Lagoa de Óbidos, enquanto os sapais e os paúis, como a rede hidrográfica não é muito extensa, se restringem aos pequenos estuários dos principais rios Alcoa (Nazaré), Tornada (S. Martinho do Porto) e de S. Domingos (Peniche) e também à periferia da lagoa de Óbidos, formando um conjunto alterado há vários séculos por intervenção antrópica.

A recente evolução geomorfológica das formas flúvio-marinhas resultou do confronto e combinação das dinâmicas intervenientes, como referiremos na evolução histórica das várzeas aluviais, que conduziu ao assoreamento das antigas lagoas (lagunas ou estuários do tipo lagunar) construídas a jusante dos pequenos estuários ou ao abrigo de cordões litorais ou restingas.

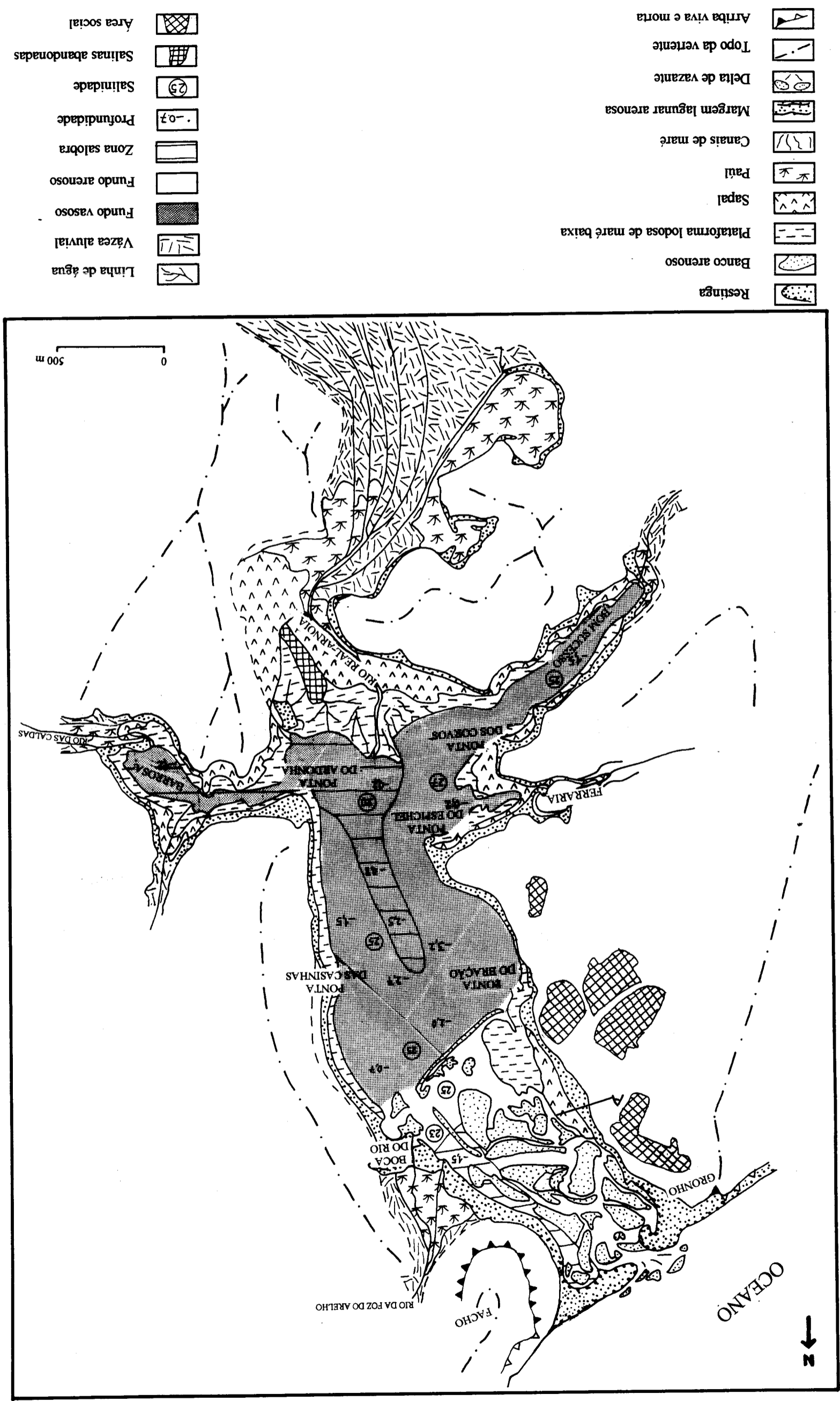
2 - AS FORMAS LAGUNARES

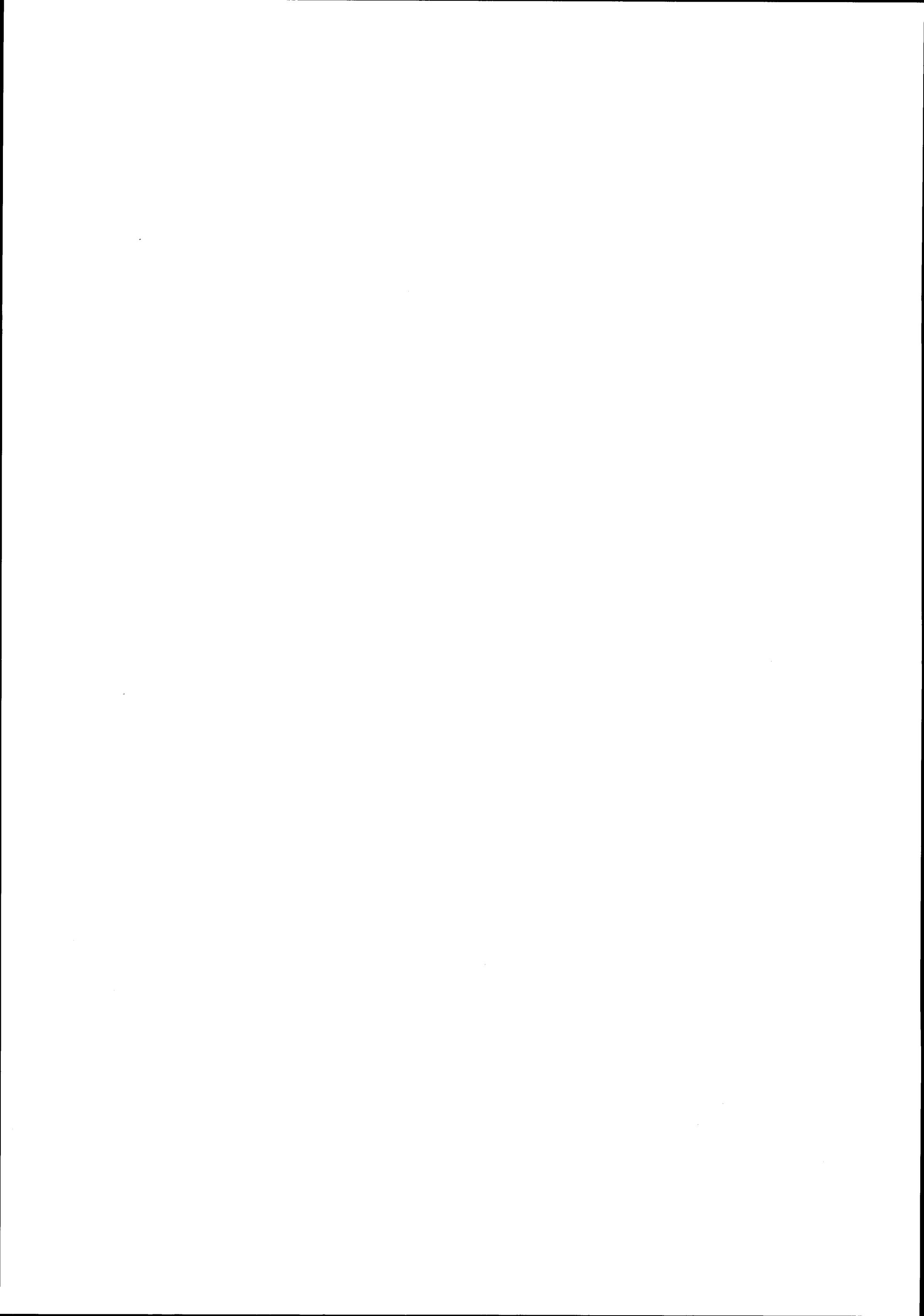
2.1- As restingas

As restingas que separam a laguna de Óbidos do oceano correspondem à progressão dos cordões litorais que se enraízaram nas arribas por acção da deriva litoral e das correntes de ondulação que aí se fazem sentir. As correntes de ondulação que actuam na praia marinha são fortes e transportam, durante a enchente, grande quantidade de sedimentos para o interior da laguna. Como o contributo fluvial é reduzido e a corrente de vazante menos eficaz, a barra fecha com frequência e é necessário proceder, com regularidade, a dragagens para a manter aberta e evitar a eutrofização.

Nas imediações da barra, as pontas das restingas apresentam forma variável devido à difracção das ondas e à direcção da corrente de maré e da deriva de praia, que as torna arredondadas em forma de báculo. Quando há erosão da base ou do corpo destas (musoir), a

Figura II-143 - Lagoa de Obidos- Localização das formas lagunares e marinhas; salinidade e distribuição dos sedimentos do fundo (fotointerpretação: valores de salinidade e distribuição dos sedimentos do fundo da Lagoa adaptados





ponta migra e torna-se composta por várias barbelas (poulier), fazendo com que a barra se desloque constantemente, ora para o Norte ora para o Sul, como se pode observar na Figura II-144.

A sul da barra, o topo da restinga encontra-se modelada em dunas que continuam para o interior, adoçadas à vertente costeira e parcialmente cobertas de vegetação. A norte, a restinga estende-se até à base da vertente de Cruz de Facho e não se observam dunas, devido ao abrigo imposto pela colina, aos ventos predominantes.

Tal como referimos no capítulo 2.3 (Sistema de praia com cordão litoral), o cordão litoral ou restinga apresenta, em regra, forma dissimétrica e irregular (Fig. II-111), devida ao declive mais forte (10°) e à presença de sedimentos muito grosseiros do lado do mar (média de $-0,1\phi$), onde se encontra a praia marinha. Do lado oposto, onde se situa a praia lagunar, o declive é mais suave (4°) e as areias são um pouco mais finas (média $0,7\phi$). No entanto, a variação granulométrica, a extensão e as formas de cada praia são muito variáveis ao longo do ano, pois nas marés vivas e durante as tempestades, a restinga é galgada pela corrente de afluxo que transporta e abandona os sedimentos mais grosseiros sobre os mais finos, originando estruturas sedimentares entrecruzadas e a migração das cristas e dos corredores, característicos dos perfis da praia marinha, para o interior. Por outro lado, a migração da barra e dos bancos arenosos que no interior da lagoa constituem o delta de enchente, alteram a largura e o declive da praia lagunar, originando pequenos sulcos e cristas (Fig. II-111). No conjunto, a restinga é formada por areias grosseiras, moderadamente calibradas e simétricas.

2.2 - Os deltas

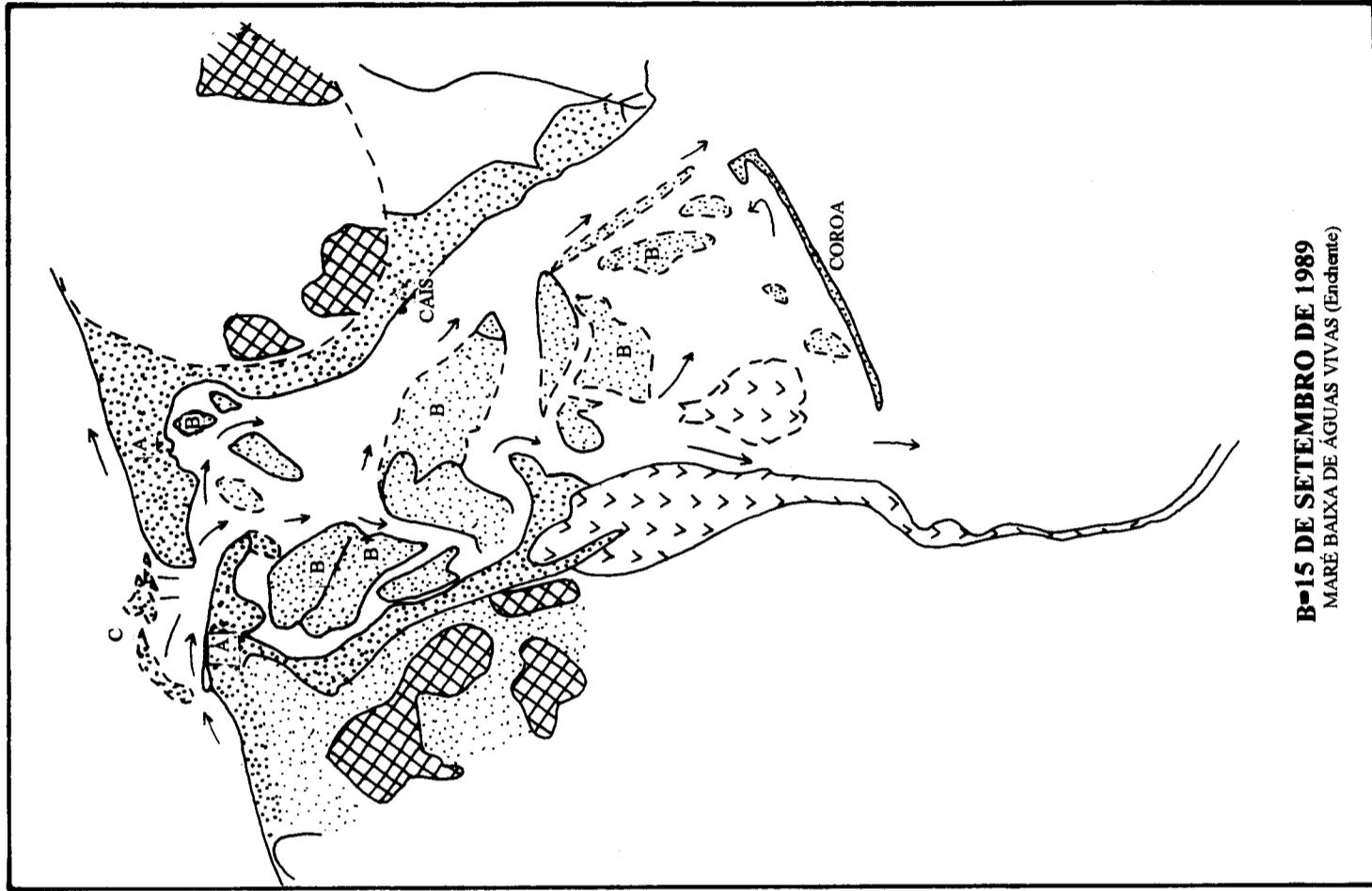
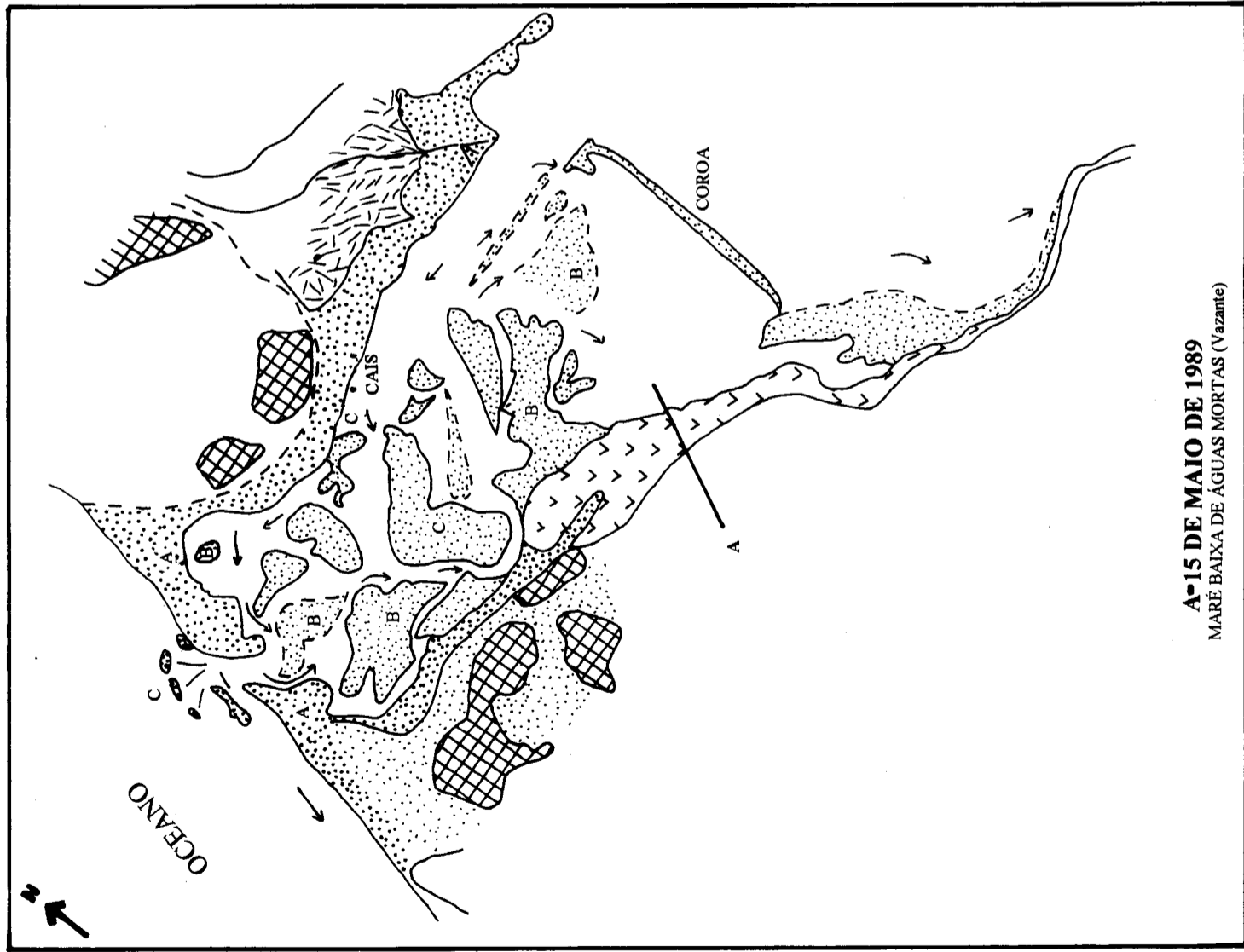
2.2.1 - Deltas de maré













Os deltas de maré resultam da acumulação de areia, a montante e a jusante da barra, transportada pelas correntes de enchente e de vazante, que a atravessam. O delta de vazante é

menos desenvolvido que o de enchente, porque sofre o constante ataque das correntes de ondulação e de deriva que distribuem os sedimentos e é constantemente alterado pela rebentação. muitas vezes realizada sobre ele. Por outro lado, o volume de sedimentos transportado pela corrente de vazante é menor, dado o desfazamento entre a propagação da maré nos dois ambientes; quando ao largo ocorre a inversão da maré, a corrente de vazante da laguna ainda não se completou, o que favorece a retenção dos sedimentos e a construção de múltiplos bancos arenosos nas imediações da barra.

Do lado do mar, o delta de vazante é, por vezes, visível na maré baixa (Fig. II - 144). Apresenta forma de leque, devida ao domínio energético da corrente de ondulação, encurvado para o Norte ou para o Sul, de acordo com a resultante da deriva litoral (variável com o clima de agitação marítima).

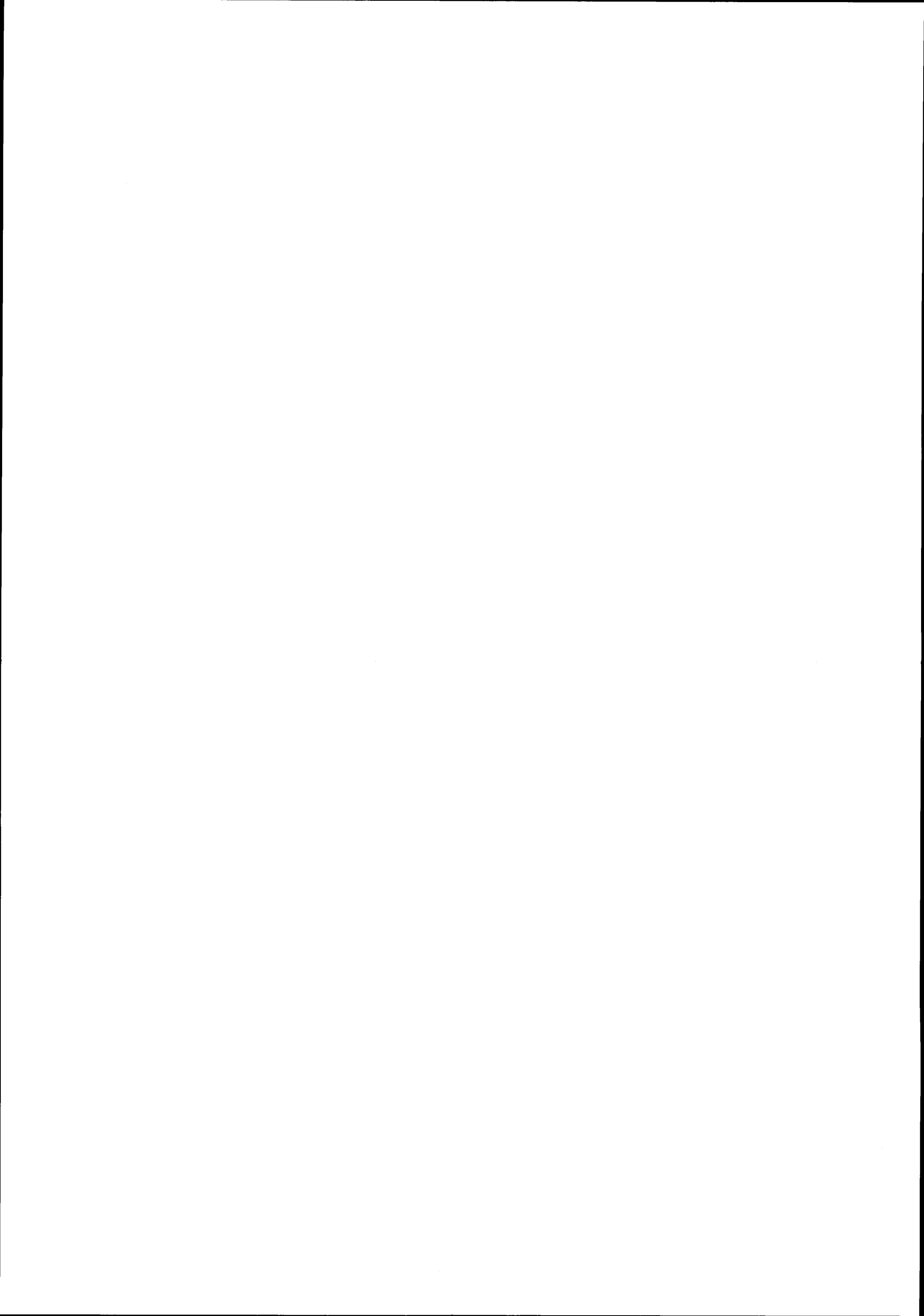
O delta de enchente situa-se à entrada da laguna, entre a barra e a Coroa. Resulta da deposição de sedimentos flúvio-marinhos, causada pela diminuição brusca da velocidade da corrente de enchente ao colidir com a corrente de vazante, proveniente da lagoa. Apesar das profundas alterações morfológicas exercidas pelas sucessivas dragagens, o delta de enchente pode observar-se nas fotografias aéreas de 1989 (Fig. II-144-A). É constituído por bancos de areia com forma deltóide, móveis e parcialmente submersos, com as pontas afiladas ou a curvatura dirigida para o interior da laguna. Pela posição e orientação dos bancos de areia, a corrente de enchente propagava-se, no momento do voo, ao longo da margem sul, já bastante assoreada, migrando depois para NW, contornando o pequeno banco interior, que permanece fixo e é designado localmente por "Coroa". O percurso da maré vazante é mais difícil de distinguir (Fig. II-144-B); contorna a margem norte, como sugere a posição da ponta afilada dos bancos triangulares e de alguns bancos laterais. A configuração destes bancos e ondulações de areia varia ao longo do tempo, pois são erodidos a montante ou a jusante, consoante o estado da maré. A execução de dragagens nesta área desencadeou uma migração das formas, superior ao que seria normal neste ambiente, como se pode observar através dos vários levantamentos cartográficos (Fig. II-144-B).



-  Arriba morta e viva
-  Restinga
-  Banco arenoso emerso
-  Banco arenoso visível na maré baixa
-  Delta de vazante
-  Delta de enchente
-  Areia de duna
-  Várzea aluvial
-  Sapal
-  Corrente de enchente e vazante
-  Corrente de deriva litoral
-  Área social

0 500 m

Figura II-144 - Migração das formas deltaicas de enchente e de vazante, na Lagoa de Óbidos (fotointerpretação)



O elevado número de bancos arenosos que formam os deltas de enchente e vazante, dificulta a propagação das correntes de maré e delimita no interior da laguna, duas áreas com dinâmica diferenciada. Uma, menos profunda e mais arenosa, situada entre o mar e o banco transversal estável, existente a meio da laguna e conhecido por "Corôa"; funciona como uma praia destacada onde terminam as principais formas deltaicas, originadas pelo predomínio da dinâmica marinha. Outra, a montante da "Coroa", é mais profunda, está preenchida por sedimentos mais vasosos e está sujeita à acção predominante dos processos flúvio-marinhos; no entanto, é provável que esta restinga resulte do confronto entre as duas dinâmicas. Junto à margem sul, observam-se outras pequenas restingas ou bancos de acreção lateral (ponta do Braço, Espichel, Bico dos Corvos) encurvados para montante pela acção da corrente de enchente no interior da laguna (Fig. II-143).

2.2.2 - Deltas fluviais

A existência de pequenos deltas na secção vestibular das linhas de água é um indicador da fraca capacidade de erosão e transporte neste ambiente lagunar. São quatro os deltas principais, todos situados na margem direita e no centro da lagoa: o delta do rio da Foz do Arelho, com forma triangular e posição ortogonal relativamente ao eixo da lagoa; os deltas do Braço da Barrosa, de forma menos definida, que se apresentam como pequenas protuberâncias na secção terminal do rio das Caldas e do rio que vem de Nadadouro; o delta do rio Real-Arnóia, o mais extenso e também designado como delta do Arnóia (Fig. II-143). A maior extensão deste resulta: da bacia hidrográfica dos rios Real-Arnóia e do Vau ser mais extensa do que as dos outros afluentes da lagoa¹; da foz destes rios estar reunida artificialmente num único canal de saída (tendo por isso maior capacidade de transporte); da menor profundidade da lagoa

¹ - A bacia hidrográfica dos rios Real-Arnóia e do Vau ocupa cerca de 410 km², enquanto as dos rios da Foz do Arelho, Barrosa e das Caldas ocupam apenas 5,9 e 24 km², respectivamente.

(causa e consequência); da menor intensidade das correntes de maré neste sector mais interior e pouco profundo.

De salientar que na foz do curso de água que desagua no Braço do Bom Sucesso, proveniente de uma bacia vertente com a mesma área (24 km²) da do rio das Caldas (que termina no Braço da Barrosa), não se observa qualquer delta. Este facto pode estar relacionado com a litologia e com a utilização do solo na bacia vertente, formada por arenitos do Cretácico e estabilizada por floresta de pinheiro bravo e eucalipto no primeiro caso. No segundo, os rios percorrem áreas formadas por arenitos e calcários do Jurássico, utilizados para fins agrícolas que implicam grande mobilização do solo; para além disso, o Bom Sucesso é o braço mais profundo, com cerca de 4,5 m, enquanto os restantes não ultrapassam 1,5 m de profundidade.

A progressão dos deltas interiores tem sido importante, com especial destaque para o dos rios Real-Arnóia. A evolução entre 1958, 1979 e 1989¹ pode observar-se na Figura II-145. Registou-se um avanço de cerca de 1,5 m/ano até 1979,² ritmo que diminuiu nos 10 anos seguintes. Este facto resultou provavelmente do pequeno aumento da profundidade devido às dragagens efectuadas na barra e no interior da laguna, que facilitou a propagação das correntes de descarga fluvial e de maré, responsáveis pela evacuação e distribuição dos sedimentos fluviais e marinhos.

A formação da várzea aluvial que se estende para montante, até Óbidos e Sobral da Lagoa, resultou, provavelmente, de um processo semelhante, imposto pelo avanço dos deltas interiores e acelerado pela erosão antrópica exercida sobre a bacia-vertente, que terá aumentado o volume de sedimentos transportados e alimentado o crescimento das restingas, dificultando as trocas e diminuindo a acção das correntes de maré. A estes factores locais há que juntar outro, de escala global, resultante das pequenas flutuações do nível do mar, associadas às alterações climáticas ocorridas no período histórico, a que nos referiremos no ponto 3 deste Capítulo.

Para além dos deltas da Lagoa de Óbidos, apenas na baía de S. Martinho do Porto existe uma forma de acumulação flúvio-marinha semelhante. Localiza-se na margem sul, na

¹ - Superfície observada nas fotografias aéreas de 1958, escala 1: 26 000; 1979, escala 1: 30 000 e 1989, escala 1: 15 000.

² - valor que deve ser considerado com prudência, pois as diferenças de escalas e a qualidade das fotografias aéreas, não permitiu grande rigor na determinação das áreas

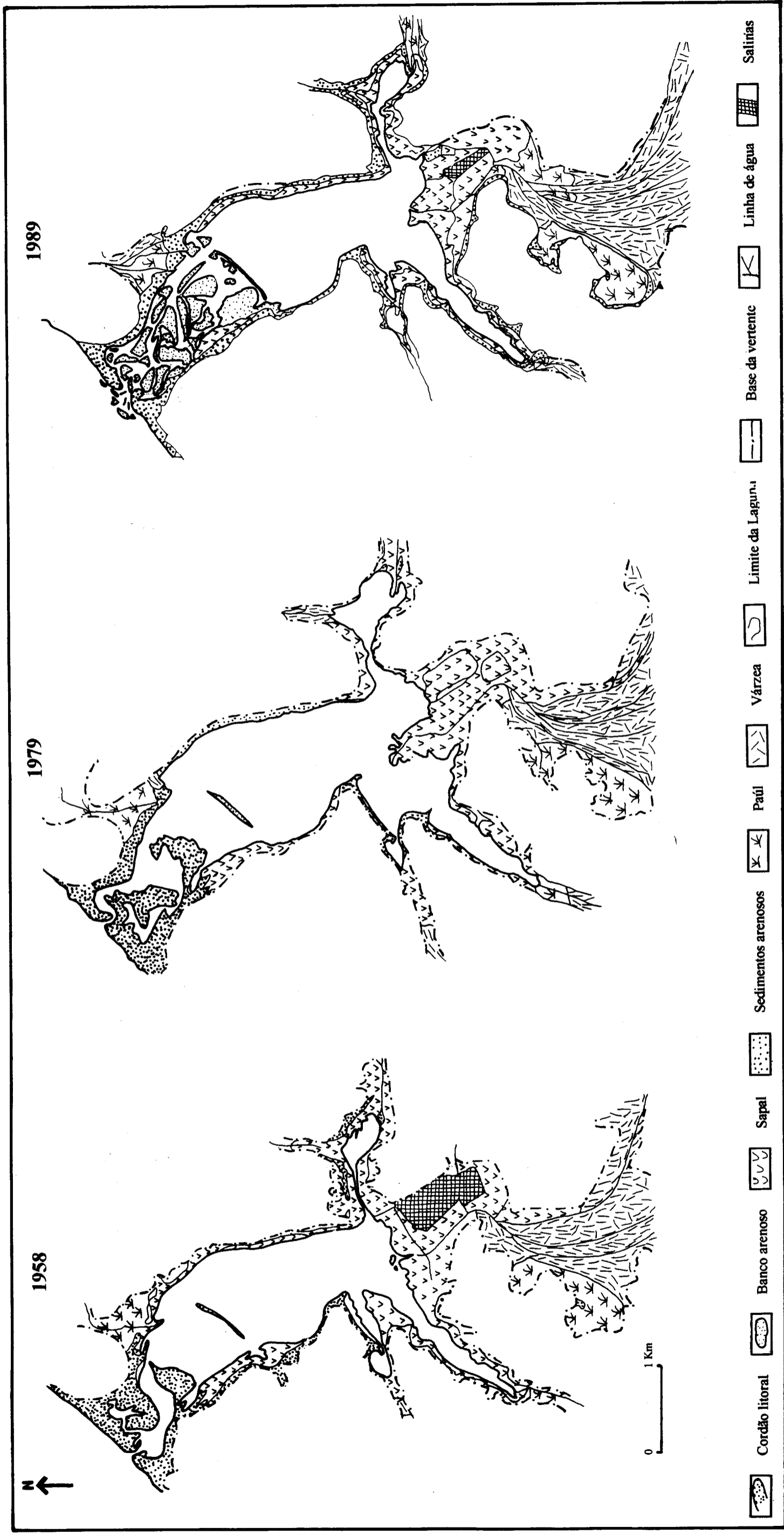
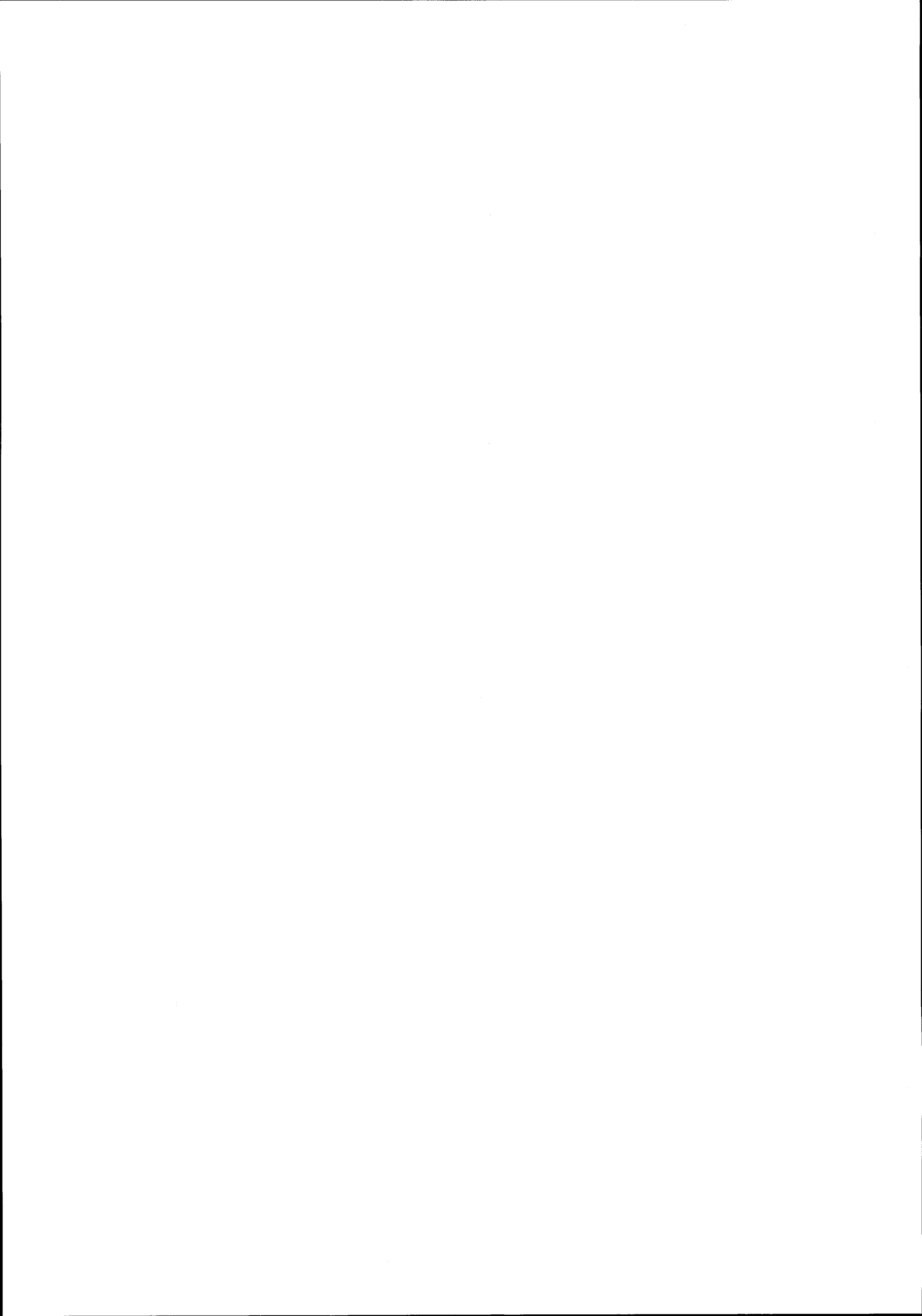


Figura II-145 - Lagoa de Óbidos - Evolução do delta do rio Arnóia entre 1958 e 1989 (esboço obtido a partir das

fotografias aéreas realizadas em 1958, escala 1: 26 000; 1974, escala 1: 30 000 e 1989, escala 1:15 000)



desembocadura do rio da Tornada, e só emerge, parcialmente, na maré baixa (Fig. II 60). É composto por areias e siltes, apresenta forma digitada e deixa de ser observado nas imediações da Alfandega Velha. Na maré baixa é sulcado por vários canais, por onde se escoam as águas fluviais que deixam no fundo marcas de ondulação. A gênese desta forma é consequência da dinâmica marinha (corrente de deriva litoral de NE para SW) e fluvio-marinha (correntes de maré e descarga fluvial). A corrente de deriva transporta para SW os sedimentos litorais que, em conjunto com os fluviais, são encaminhados pela corrente de vazante, contornam a base da arriba e dirigem-se para a barra. Junto desta, as correntes de rebentação retardam a sua progressão e provocam mesmo alguma erosão, mobilizando de novo os sedimentos para o interior da baía, onde o processo se re-inicia. Trata-se pois de uma forma mista, resultante da acumulação dos sedimentos transportados pela deriva de praia, a que se juntam os provenientes da erosão da rampa eólica da vertente de Salir e os fluviais, transportados pelo rio da Tornada. Desta mistura de sedimentos resultantes dos ambientes marinho, eólico e fluvial, advém a deficiente calibragem e a polimodalidade verificada nos sedimentos do delta, da praia baixa que lhe fica anexa (referida no Capítulo 2.2.2.) e um pouco por toda a praia.

2.3 - Sapais e paúis

Apesar das profundas alterações exercidas pelo homem, existem ainda pequenas áreas de paúl e de sapal junto à foz dos principais rios.

Os sapais correspondem a formações vegetais halófitas ou halotolerantes que ocupam as plataformas de maré alta (schorre) nos litorais. Em regra, são atravessados por canais de maré que isolam pequenas ilhotas. Os paúis são pântanos salobros que se formam nos sectores vestibulares dos cursos de água que desaguam nas lagunas, devido à formação de barragens naturais que segmentam os braços lagunares e impedem a penetração da água salgada (M. E. Moreira, 1984, p.92).

2.3.1. Os sapais

Os sapais, salgados ou murraçais (nomes porque são muitas vezes designados), ocupam actualmente uma área muito reduzida, dada a canalização artificial e a construção de portas de maré na secção terminal dos rios principais. Encontram-se confinados a pequenas manchas junto à foz dos rios mais importantes e a exíguas manchas nas margens da Lagoa de Óbidos.

Na Nazaré existe ainda uma pequena mancha de sapal, na margem esquerda do rio Alcoa, entre a Ponte das Barcas e a Foz, testemunho de uma superfície maior, cartografada desde 1912¹ e que se estendia para Sul até ao Cafurno (Fig. II-59). Era recortada por vários canais de maré por onde penetrava a água salgada e outros canais artificiais que a conduziam até às salinas aí instaladas. Depois da construção do porto de abrigo e do desvio da desembocadura para sul (1980-85), o sapal, conhecido como Salgado ou Paúl da Algerifeira, foi destruído quase na totalidade, persistindo apenas esta pequena mancha (Fig. II-59). Fica anexo a uma superfície de vasa mole, muito reduzida e confinada ao leito do rio, inundada nas preiamares de águas mortas (slikke ou plataforma de baixamar) e separada da superfície mais consolidada e arenosa (alto schorre ou plataforma de preiamar) por um pequeno degrau ou micro-arriba. Para sul, a altura do schorre aumenta um pouco, dando, progressivamente, lugar a um paúl que se estende até ao cordão dunar (Fig. II-146).

O limite entre os paúis e os sapais nem sempre é nítido; por vezes, a passagem é progressiva devido à acumulação de bancos de areia na foz (mesmo depois das obras), que fazem com que os paúis da Algerifeira, do Campinho e da Golfeira, existentes a montante, sejam esporadicamente inundados, no Verão e no Outono, por água salgada, embora estejam colonizados por espécies de água doce, halotolerantes como os juncos (Juncus spp.), os caniços (Phragmites australis) e as tabúas (Thypha latifolia).

O sapal da Nazaré formou-se ao abrigo das restingas que a pouco e pouco foram isolando a lagoa da Pederneira, permitindo a acumulação dos materiais vasosos, mais finos, nos

¹ - No Plano Hidrográfico da Enscada da Nazaré (1912, escala 1:20 000); nas plantas topográficas de 1928 (escala 1: 2 000); na Carta Geológica de Portugal, folha 26-B (escala 1:50 000, 1961) e a partir das fotografias aéreas (1958, escala 1: 26 000 e 1989, escala 1: 15 000).

sectores mais protegidos e abrigados. Estas restingas foram modeladas em dunas que formam um cordão dunar duplo.

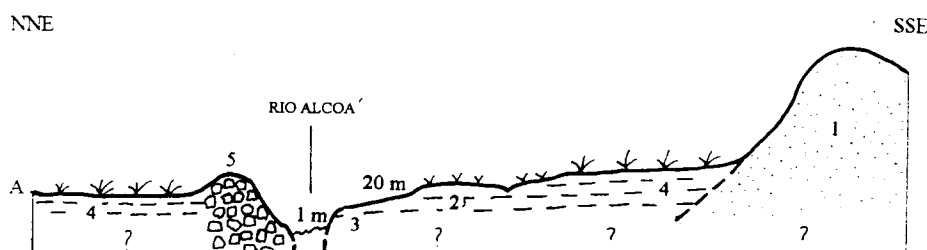


Figura II-146- Esboço do sapal da Nazaré (localização na Fig. II-59). 1- cordão litoral coberto de dunas; 2-sapal alto (schorre ou plataforma de preiamar); 3-slikke ou plataforma de baixamar; 4- paúl; 5-enrocamento.

Em S. Martinho do Porto a área de sapal está reduzida a um retalho, na margem direita do rio da Tornada (depois da confluência com todas as linhas de água que atravessam a várzea), frente a Salir do Porto (Fig. II-60). A partir do leito do rio da Tornada observa-se, nas marés baixas, uma pequena área de slikke formada por um depósito vasoso, muito escuro e sem vegetação, separada do sapal por uma micro-arriba com cerca de 0,4 m. Acima deste observa-se outro degrau mais nítido e alto (0,7 a 1 m de altura), que dá lugar a um depósito fino cinzento composto por areia, silte e matéria orgânica, parcialmente fossilizado pela rampa eólica ou pelo cordão dunar que se encontra a Oeste, acima da praia (Fig. II- 147).

Em Peniche, junto à Prajeira, existe outra pequena mancha de sapal, ao longo da muralha que cerca a Península, a norte da Ponte Velha, inundada por um canal estabilizado, proveniente da Ribeira. É o vestígio de um sapal de maiores dimensões, situado no local de

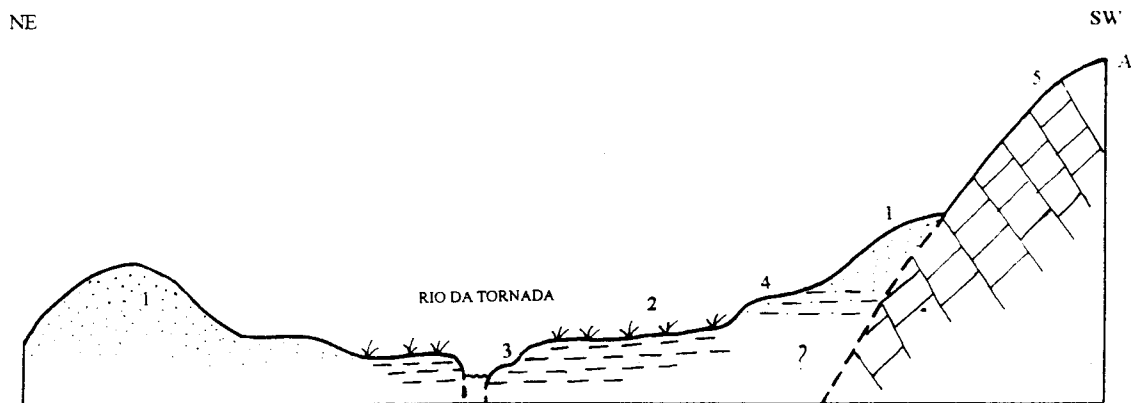


Figura II-147 - Esboço do sapal de S. Martinho do Porto, junto ao rio da Tornada (localização na Fig. II-149). 1- areia de duna; 2-sapal alto (schorre ou plataforma de preiamar); 3- slikke ou plataforma de baixamar; 4- depósito silto-arenoso, cinzento; 5- vertente jurássica.

convergência dos dois cordões litorais e cartografado desde 1920¹ (Fig. II-88). Resultou do assoreamento da lagoa interior causado pelo crescimento dos cordões litorais que formam o tómbolo e pelas areias provenientes das dunas que os cobrem parcialmente. Mais tarde foi drenado artificialmente para dar lugar às instalações do porto, a que se seguiu a expansão urbana e comercial. Existe ainda outra pequena mancha de sapal nas imediações da desembocadura (estabilizada artificialmente) do rio de S. Domingos.

Na Lagoa de Óbidos os sapais atingem maior desenvolvimento. Localizam-se nos sectores mais abrigados da margem esquerda, ao longo dos braços do Bom Sucesso e da Barrosa e nas imediações do delta do rio Real-Arnóia (Fig. II-143). Na margem continental são limitados por bancos arenosos de acreção lateral, ou por um sapal mais alto que faz a transição para o domínio continental. Na margem direita e nos sectores menos abrigados os sapais não existem; os bancos arenosos que limitam a margem continental contactam com a plataforma de baixamar, mole, vaso-arenosa e desprovida de vegetação, que forma a slikke. Como a amplitude e a intensidade das correntes de maré são mais reduzidas no interior da laguna e diminuem,

¹ - Plano Hidrográfico da Península de Peniche, contido no Roteiro da Missão Hidrográfica da Costa de Portugal, Ministério da Marinha, 1925. 1ª edição da Carta militar de Portugal, na escala 1: 25 000, folha nº 337 e fotografias aéreas de 1958 e 1989.

consideravelmente, para montante, não se observa a micro-arriba que separa a slikke do schorre nem canais de maré entalhados; existe apenas uma passagem progressiva de um sector ao outro ou só se observa um deles, quase sempre o schorre.

O sapal existente entre a Buinheira e a Ponta das Canas desenvolveu-se ao abrigo do banco lateral e transversal (a "Coroa"), que ficam a NW, criando condições para a deposição dos sedimentos vasosos que colmatam as sinuosidades das margens. Os restantes situam-se na foz dos rios afluentes e nas margens dos braços abrigados pelos bancos arenosos laterais, existentes na Ponta do Espichel, no Bico dos Corvos, na Ponta Branca e na Ponta do Ardonha. Estas formas e o banco arenoso transversal que se encontra no interior dificultam a penetração das correntes de maré e determinam a deposição das areias marinhas que se acumulam na margem norte.

A observação de um corte junto à Ponta do Bração (Fig. II-148) permitiu verificar que o sapal assenta sobre um depósito "Pliocénico"¹, constituído por areias e calhaus. Este depósito encontra-se coberto, em alguns locais, por areias médias, acinzentadas, fracamente calibradas,

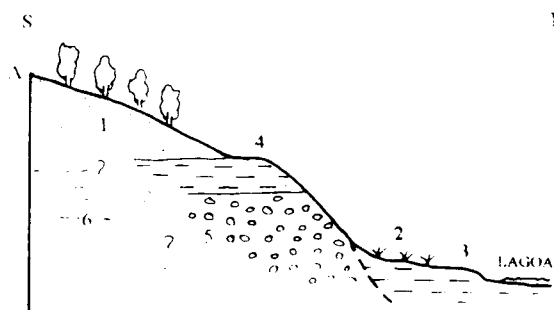


Figura II-148- Esboço do sapal da margem esquerda da Lagoa de Óbidos (localização na Fig. II-143). 1-duna estabilizada por vegetação; 2-sapal alto (schorre); 3-slikke; 4- depósito silto-arenoso cinzento; 5- depósito "Pliocénico" de calhaus e areias; 6- arenitos do Cretácico.

¹- Cartografado como Pliocénico na folha 26-D da Carta Geológica de Portugal, 1959.

assimetria negativa, sem carbonatos, com cerca de 23% de silte e argila (com predomínio da ilite)¹ e parcialmente coberto por duna estabilizada. Este depósito silto-arenoso é muito semelhante ao encontrado em S. Martinho do Porto, considerado como Quaternário²; é provável que corresponda a sedimentos eólicos contemporâneos das fases frias e secas do Würm.

Os sapais mais extensos encontram-se nos pequenos deltas interiores, construídos pela acumulação dos sedimentos finos transportados pelos rios. Localizam-se nos Braços do Bom Sucesso e nas imediações do delta do rio Real-Arnóia, encontram-se em franca progressão e contribuem para o estreitamento progressivo dos braços e para a diminuição da superfície da Lagoa. O sistema radicular da vegetação colonizadora, funciona como uma armadilha de retenção dos sedimentos, favorece a sua deposição e impede a erosão. À medida que os sapais aumentam de superfície, alarga-se a montante a área de paúl, porque os canais de maré, colmatados, funcionam como pequenos diques naturais que impedem a penetração das águas salgadas e diminuem a salinidade do meio. A intervenção antrópica tem acelerado este processo natural.

Os sapais das margens do sector central da laguna são, em geral, mais arenosos, aumentando a percentagem de argila à medida que se avança para montante, o que indica a transição para um ambiente de mais baixa energia. Os sedimentos dos deltas interiores das margens e dos braços, apresentam maior percentagem de argilas e siltes³, denunciando o enfraquecimento da dinâmica marinha e a influência das condições de abrigo que se fazem sentir nesta secção pouco profunda de montante.

2.3.2 - Os paúis ou pântanos de água doce

Encontrámos na área estudada dois tipos de paúis; um, localizado junto à foz dos rios e originado pela dinâmica fluvial característica dessa secção vestibular, onde a acção do ambiente

¹ - Dados granulométricos determinados por C. Freitas, 1989.

² - Cartografado como Quaternário na folha 26-D da Carta Geológica de Portugal, 1959.

³ - De acordo com C. Freitas (1989), as amostras recolhidas nas áreas de sapal apresentam 3 a 4% de silte+argila junto à Buinheira, 30% na ponta do Braço e 43% no Braço do Bom Sucesso.

lagunar ou marinho é diminuta; o outro, mais a montante e fora do alcance desta dinâmica, nas superfícies mais baixas e impermeáveis, onde o escoamento é insuficiente.

Os paúis das imediações dos deltas fluviais, a montante dos sapais, estão separados destes por pequenos bancos arenosos ou, na maioria dos casos, pelas margens dos rios estabilizadas artificialmente, sendo estes intersectados por comportas que impedem a penetração da água salgada. Nas áreas onde o declive é mais acentuado, a passagem dos sapais aos paúis é progressiva; neste caso, podem resultar da evolução de um sapal, situado em posição mais abrigada e apenas atingido pelas marés de tempestade com grande intervalo de ocorrência.

O prolongado tempo de emersão a que está sujeita a aérea ocupada pelos sapais pode, como refere **R. Paskoff** (1985), conduzir a uma evolução pedogenética; a lexiviação exercida pela água das chuvas produz a dissolução, a migração dos sais e a descarbonatação, facilitando a colonização por espécies cada vez menos tolerantes à salinidade, que a transformam progressivamente em paúl.

Os paúis actuais, relacionados com a dinâmica fluvial, ocupam uma área muito reduzida, relativamente à que existia há quatro ou cinco décadas, antes da realização das obras de hidráulica que permitiram a drenagem e impediram a penetração das águas salgadas nas zonas mais baixas ou impermeáveis das várzeas aluviais. São disso exemplo os levantamentos (à escala 1\2 000) feitos na várzea da Nazaré antes das obras (Fig. II-59); nas outras áreas onde houve intervenção, foram também realizados levantamentos que não conseguimos localizar, razão pela qual a evolução foi feita apenas pela cartografia existente à escala 1\25 000.

As maiores áreas de sapal e paúl situam-se (ou situaram-se até aos anos 30-40) nas várzeas da Nazaré (Paúl da Cela e da Algerifeira, Fig.II-59) e na extremidade sul de S. Martinho do Porto (Paúl da Tornada e da Vala Real), tendo as primeiras desaparecido na totalidade (Fig. II-149).

O Paúl da Tornada e o da Vala Real são, actualmente, os mais extensos e quase os únicos que persistem, razão pela qual os referimos com mais pormenor. O primeiro tem cerca de 28 ha de superfície e localiza-se na extremidade SE da várzea aluvial de S. Martinho do Porto, ao longo das valas paralelas da Palhagueira, do Meio e do Guarda Mato, que, apesar do seu

número, são insuficientes para garantir a drenagem. A existência desta zona húmida e salobra resulta do facto das aluviões assentarem directamente sobre o substrato Hetangiano impermeável ("Margas de Dagorda") e da superfície anexa à coalescência com o plaino aluvial do rio da Tornada, muito mais caudaloso e com maior carga sedimentar (percorre uma bacia hidrográfica de cerca de 110 km²), ser mais elevada alguns metros. Esta topografia dificulta o escoamento da Vala da Palhagueira, que tem um traçado paralelo ao rio da Tornada, sem nele confluir (Fig. II-149).

O Paúl da Vala Real tem cerca de 20 ha de superfície e situa-se no extremo SW da mesma várzea. É menos húmido que o anterior e formado por aluviões mais arenosas que cobrem depósitos pliocénicos bastante permeáveis. Corresponde a uma superfície mais baixa (há locais com apenas 1 m de altitude), com uma génese semelhante à anterior, mas que terá ficado isolada por ter posição periférica e porque a montante se deu a acumulação dos sedimentos do leito da vala do Paúl e do rio da Tornada, assim pior drenada. Foi aqui que as salinas estiveram instaladas, pelo menos até 1940, cuja presença é atestada pelos topónimos "Marinhas" e "Casa do Sal".

Com excepção de pequenas particularidades fisiográficas, todos os paúis se localizam nas zonas mais baixas das imediações dos leitos dos rios principais (Alcoa, do Meio e da Tornada), alteados pela acumulação dos próprios sedimentos em barragens naturais que dificultam a drenagem das áreas vizinhas, onde se formaram os paúis.

2.4 - Síntese

A dinâmica lagunar, responsável pela modelação das formas referidas, resulta da acção combinada dos processos flúviais e marinhos. Os deltas de enchente e vazante, construídos na secção de jusante da Lagoa de Óbidos, são devidos á interferência das correntes de maré e de ondulação (afluxo, refluxo e deriva) que mobilizam, transportam e acumulam os sedimentos.

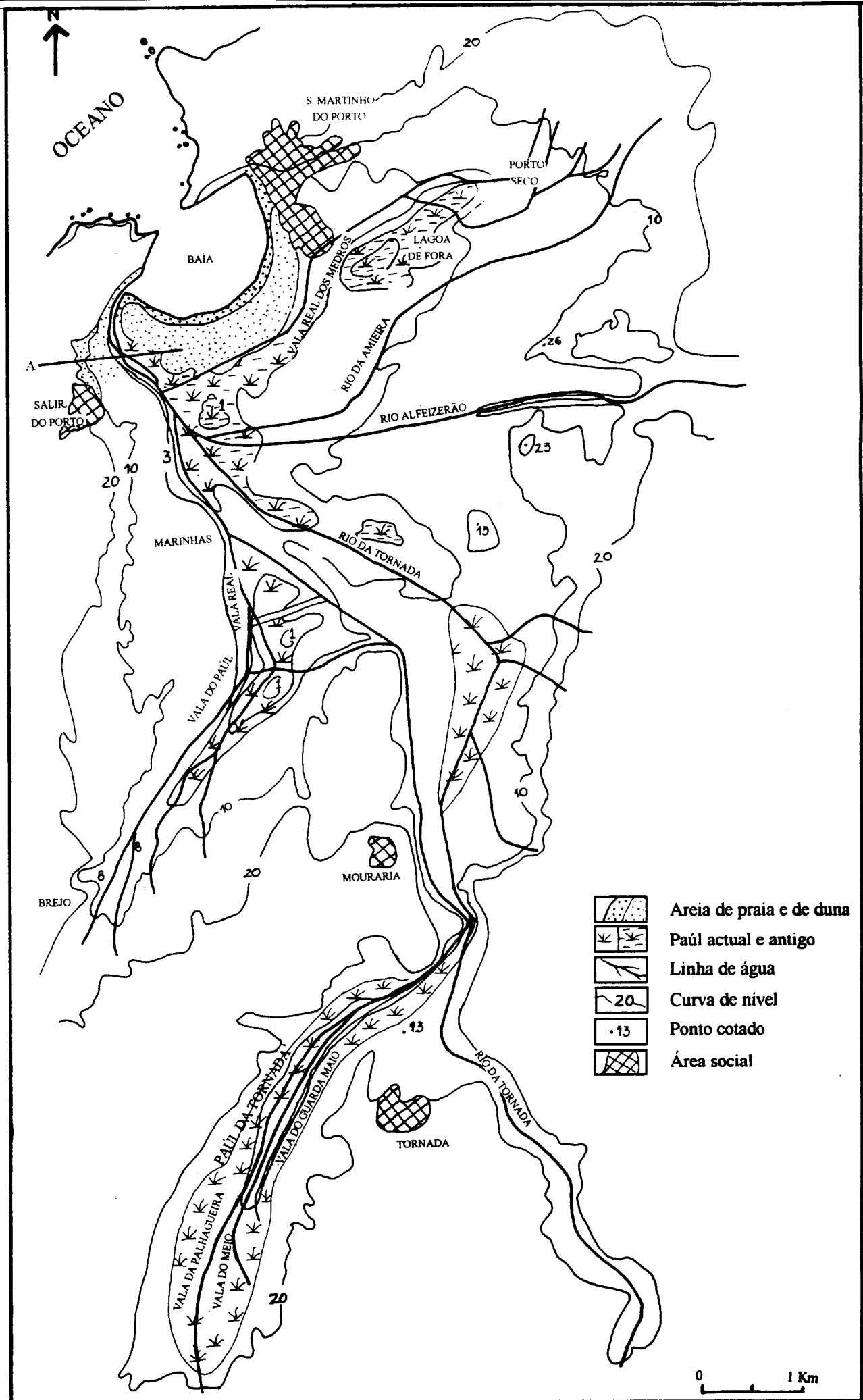
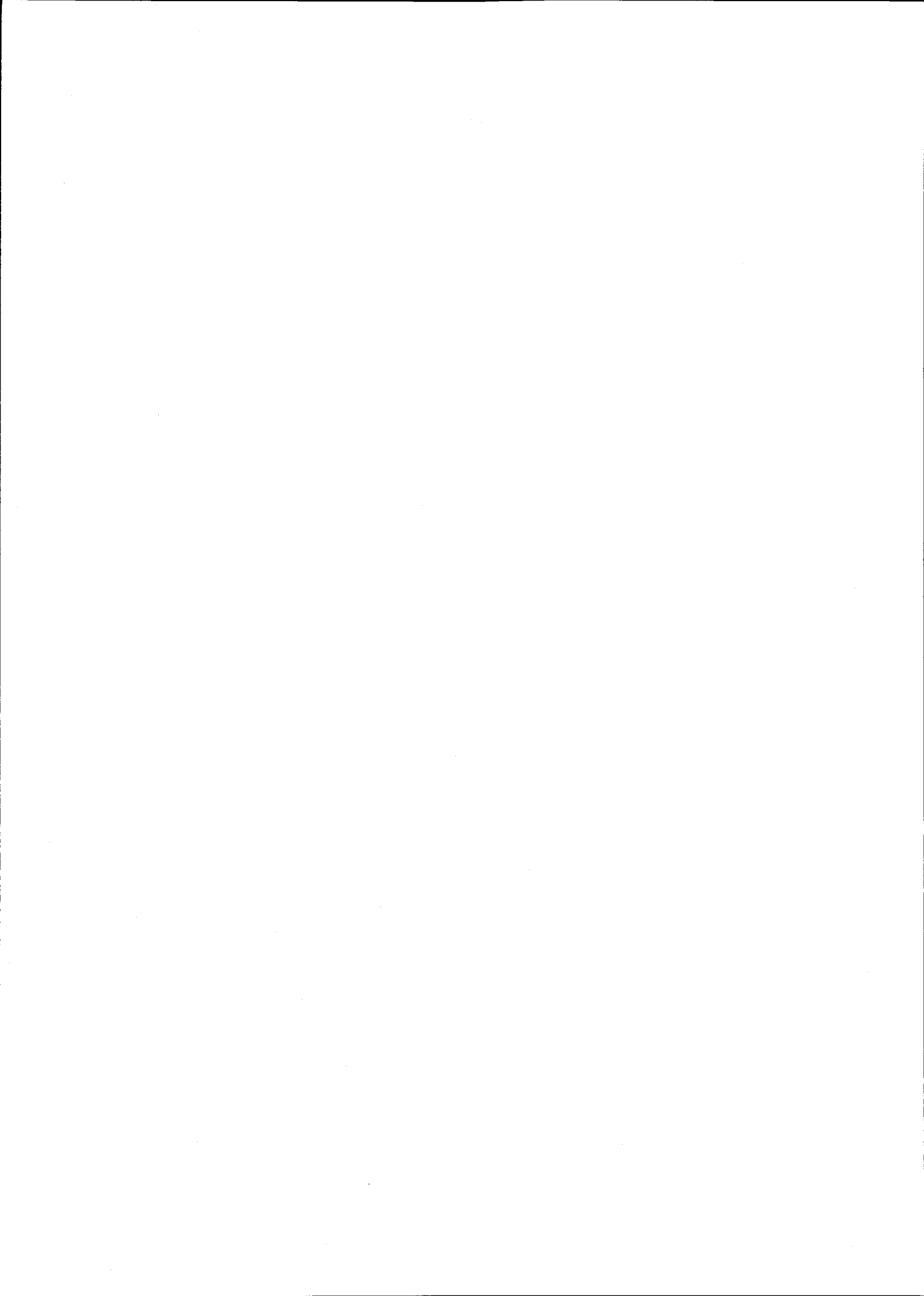


Figura II-149 - Configuração e localização dos sapais e paúis do sistema litoral de S. Martinho do Porto (elaborado a partir de fotointerpretação, das Plantas Cadastrais de 1974-76 escala 1: 2000 e da 1ª edº da Carta Militar, escala 1: 25 000, folhas 326, 1931) 423



Os deltas interiores encontram-se confinados à secção vestibular de alguns rios, com destaque para os da Lagoa de Óbidos e do rio da Tornada, junto a Salir.

Os sapais e os paúis estão localizados nos sectores mais abrigados e mal drenados das actuais várzeas, resultantes da colmatação provocada pela migração dos antigos estuários para jusante. À medida que estes se iam assoreando por acumulação de sedimentos flúvio-marinhos, as zonas húmidas salgadas e salobras iam sendo, pelos processos que descrevemos, transformadas em sapais ou paúis e depois em terrenos agrícolas, dando origem às actuais várzeas.

A Lagoa de Óbidos é o principal testemunho desse processo evolutivo, onde os fenómenos podem ainda ser observados, embora muito condicionados pela intervenção antrópica. Ter-se-á mantido, por ser a mais extensa, por ter maior contributo fluvial e se encontrar num sector da costa pouco abrigado e bem exposto às correntes de ondulação.

3 - EVOLUÇÃO HISTÓRICA DOS SISTEMAS LAGUNARES

3. 1 - Introdução

O litoral da região em estudo sofreu, ao longo da História, profundas transformações, evidenciadas pelo desaparecimento de vários portos que funcionaram até à Época Medieval e em alguns casos até mais tarde, desempenhando um papel importante no desenvolvimento da região.

Muitos investigadores¹ se debruçaram sobre o assunto, embora não tenham localizado com precisão os portos e acidentes do litoral ou determinado os limites e a profundidade, ou proposto uma cronologia de evolução (excepção feita a **A. F. Martins, M. Vieira da Natividade** e **O. Ribeiro**). Pois, como salientou **O. Ribeiro** (1977, p.97) "...não bastará saber que houve uma enseada, a qual podia servir de ancoradouro e que actualmente não existe. É necessário saber até quando essa enseada existiu como tal e até quando teve possibilidades de ser utilizada como ancoradouro.", para, sempre que possível, encontrar uma explicação fundamentada para as várias etapas da sua evolução.

A dificuldade em localizar e manusear os documentos originais referentes à evolução da área limitou-nos, em alguns casos, às leituras e interpretações apresentadas por outros autores. Frequentemente deparámos com dúvidas relativas à veracidade de algumas fontes, pois muitas vezes as datas de publicação ou de impressão das obras são alguns séculos posteriores aos acontecimentos a que se reportam, não referenciando os documentos ou as informações originais. A pouca precisão geográfica das referências dificultou igualmente a localização de alguns lugares, rios ou barras, que teriam permitido estabelecer os limites das lagoas ou a localização exacta dos portos e estaleiros. A cartografia antiga, pela ausência de rigor, não superou essa lacuna, pelo contrário, criou algumas dificuldades adicionais, dada a ausência e imprecisão das informações, por vezes em contradição com os documentos escritos. Tentaremos esboçar a evolução histórica dos sectores litorais que mais transformações sofreram (Pederneira, Alfeizerão, Salir, Óbidos, Atouguia da Baleia, Baleal e Peniche), utilizando os documentos de forma crítica e confrontando-os com a análise geomorfológica e toponímica da região.

¹- **A. Loureiro**, 1904; **J. Cortesão**, 1930; **A. Pinto**, 1938; **A. Sérgio**, 1941; **A. F. Martins**, 1946; **F. Castelo Branco**, 1957 e 1975 e **O. Ribeiro**, 1977.

3.2 - A lagoa da Pederneira

Do alto da Serra das Pescarias (v.g. 177 m), das colinas da Cela (177 m), do Bário (164 m), do monte de S. Bartolomeu (156 m) ou da Maiorga (147 m), observa-se a extensa área aplanada correspondente à várzea da Cela -Valado de Frades e da Maiorga (Fig. II-150). Foi ocupada por uma ria que, progressivamente, se transformou em estuário lagunar, designada por **J. V. Natividade** (1885) como Lagoa da Pederneira. Não se sabe, ao certo, os limites que terá atingido, onde se localizava o porto ou portos, nem quando deixou de ser navegável. Terá atingido a máxima extensão na transgressão flandriana, quando o nível do mar subiu acima do actual. Partindo desta hipótese e de acordo com a actual topografia, tentámos elaborar um esboço da configuração da área no máximo da transgressão, que se apresenta na Figura II-151.

M. V. Natividade (1960, p.100-101), baseado na localização das estações arqueológicas neolíticas e romanas, que encontrou disseminadas pelos pontos mais elevados e não nas áreas baixas da várzea, elaborou um mapa (cuja adaptação se reproduz na Fig. II-152) com os limites da lagoa da Pederneira. Assim, o mar "...bateria como em cais abordável e profundo...", da serra da Pederneira ao monte de S. Bartolomeu e daí formaria um braço até Águas Belas, continuaria pelo Valado "...que ficaria na pitoresca situação de promontório..." alargar-se-ia depois até Alpedriz, Cós, monte da Póvoa.Casalinho, Maiorga e Fervença (onde se localizaria a foz do rio Alcoa), acompanharia a base da vertente de Vestiaria, Bário, Cela Velha, Quinta do Castelo Mata da Torre e Famalicão; depois de estreitar novamente junto à Ponte das Barcas, onde se situaria a barra, dirigir-se-ia para S.Gião. A área coberta pelo mar é muito exagerada e corresponde, grosso modo, ao traçado da curva de nível de 25 m, representada na Carta Chorográfica de Portugal à escala 1:100 000 (única base topográfica de que o autor dispunha quando elaborou o mapa), sendo pouco provável que o nível do mar tenha atingido essa altitude no Neolítico.

Arala Pinto (1938, p.69) indicou, para o período romano, limites um pouco diferentes. Considerou que o mar entrava pelo estreito da Ponte das Barcas, formava uma enseada até Águas Belas e S. Bartolomeu, ocupava quase todo o campo do Valado, se estendia à Fervença, passava a poente da Maiorga e atingia as baixas de Cós; a sul inflectia para a Cela e comunicava

com a baía de Alfeizerão. Esta descrição, muito fantasiada relativamente à comunicação com Alfeizerão, parece nos outros locais mais próxima da realidade, pois admite a hipótese de não estar submersa toda a área dos campos da Maiorga e Valado, a mais plausível.

Do período romano à dominação árabe, as referências escasseiam. **E. B. Garcia** (1978, p. 5-6) atribui ao período visigótico (século VII), a construção do templo cristão de S. Gião, localizado na base da vertente ocidental da Serra das Pescarias, hoje a cerca de 15 m de altitude e a 600 m de distância do mar. A edificação do templo a tão baixa altitude, sugere que na época da sua construção o local era abrigado e estava fora do alcance do mar, talvez nas imediações da margem da lagoa, que então se começava a formar, ao abrigo da primeira restinga

(a mais interior), enraizada a sul e que progressivamente avançava para norte. As superfícies baixas que se encontram a poente estariam ainda imersas, uma vez que há referências de, no século XVII, se desembarcar na lagoa, "defronte" da ermida de S. Gião, como adiante referiremos (**M. V. Natividade**, 1960, p.104).

A ocupação visigótica da região está também documentada pela existência de várias torres que marginavam a baía, consideradas como pertencendo a esse período (**P. Barbosa**, 1988, p.91): a Torre de D. Framondo que encimava o cabeço hoje designado por Mata da Torre (96 m de altitude), onde ainda se podem observar os seus vestígios e a Torre das Colmeias que, de acordo com **M. Vieira Natividade** (ob. cit., p.101), deve ter existido junto a Fervença. É provável que tenham existido outras, do mesmo tipo (Fig. II-152), na vertente sul da Ponte das Barcas, a norte no Monte de S. Bartolomeu e, mais internamente, na vertente sul (Pirreitas) junto ao estrangulamento do Valado (**E. B. Garcia**, 1964, p. 3-5). Todas apresentam localização estratégica para a defesa e sinalização, por meio de fogueiras ou fachos, das áreas mais articuladas da lagoa onde talvez funcionassem pequenos portos interiores. A localização desta espécie de faróis rudimentares, ou fachos, indica que nessa época, a navegação se fazia pelo menos até ao Valado pois, caso contrário, não seria necessário assinalar a presença do estrangulamento aí existente e, para assinalar ao largo a presença da lagoa, bastariam as torres de S. Bartolomeu e do Casal da Mota (Fig. II-152).

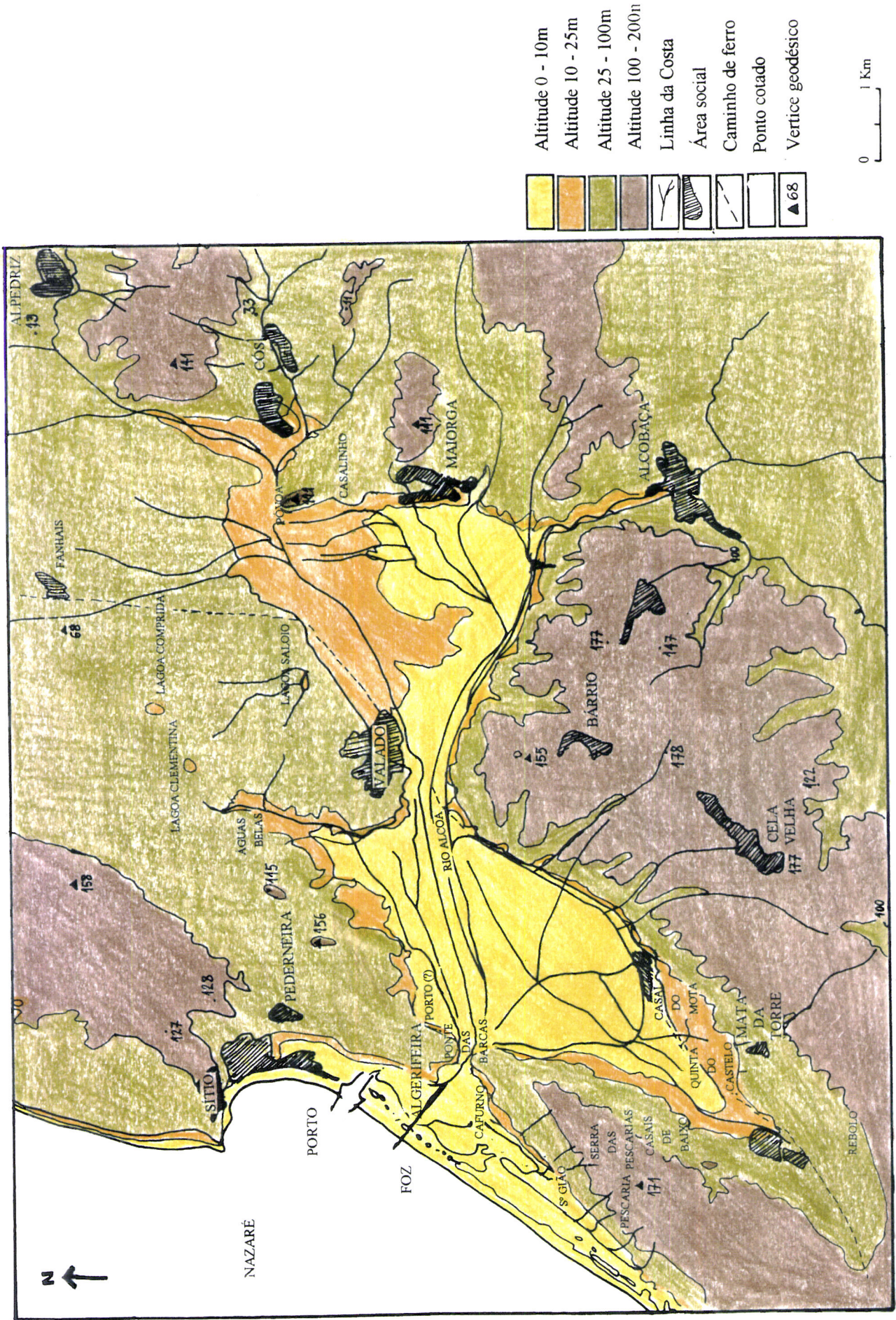


Figura II-150 - Esboço hipsométrico e localização dos topónimos nas imediações da antiga Lagoa da Pederneira
 (adaptação da Carta Militar 1: 25 000, Folhas 306-B, 307 e 317)

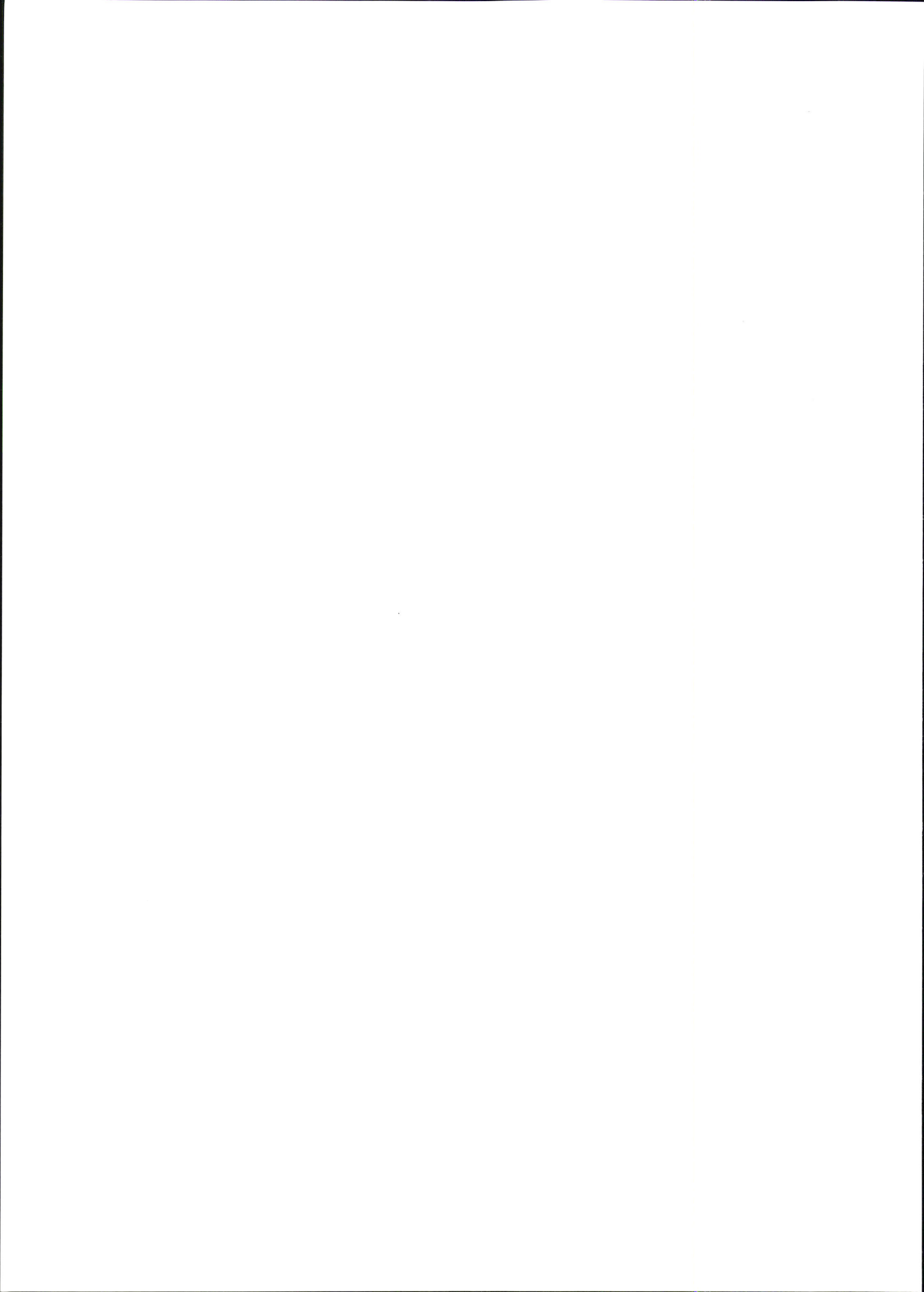
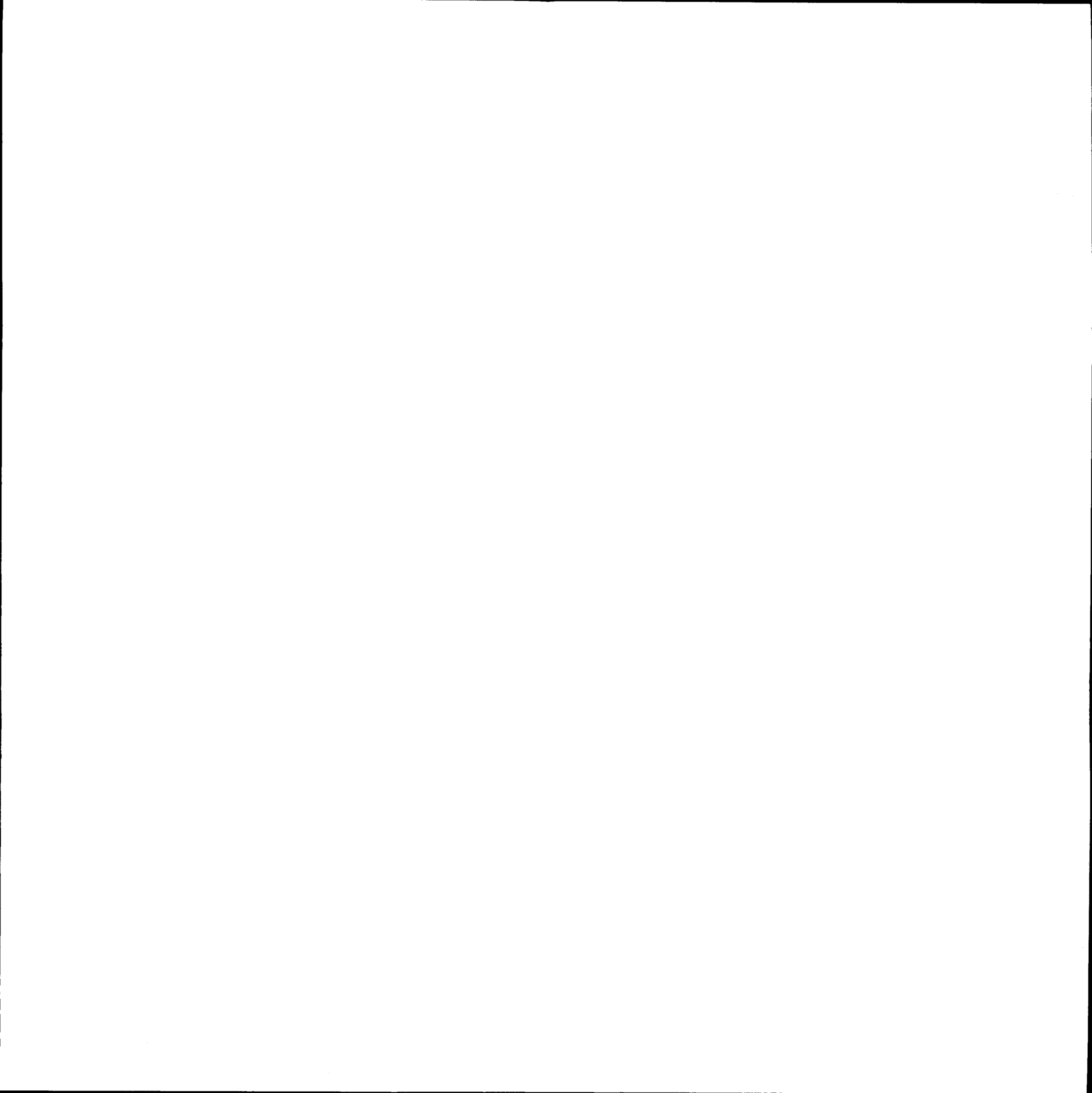


Figura II-151 - Configuração provável do litoral da Nazaré no máximo da transgressão Flandriane (perspectiva do mar para terra)





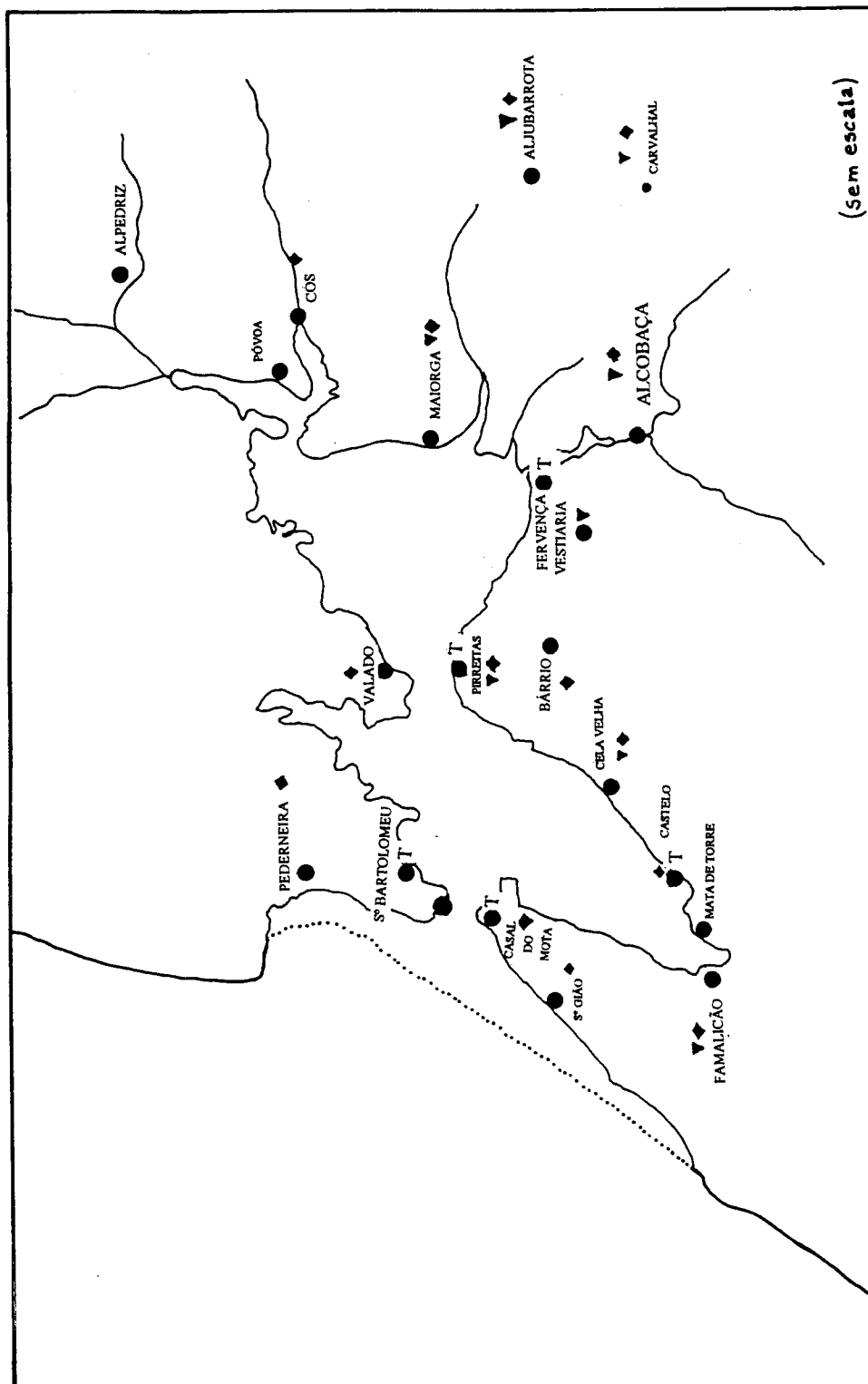
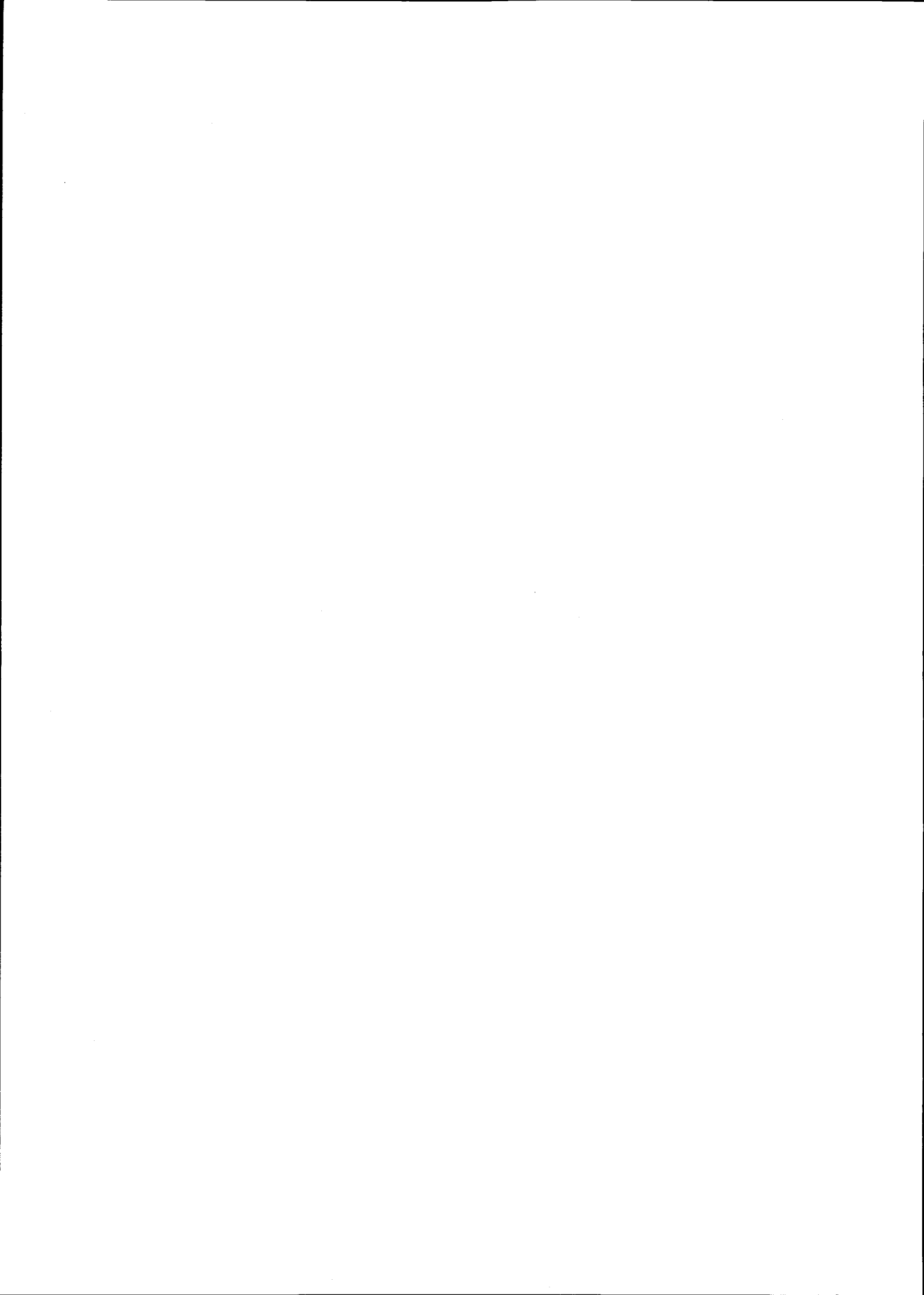


Figura II-152 - Configuração da lagoa da Pederneira no Neolítico (adaptado de M. V. Natividade, 1961)



Até ao século XII pouco se sabe sobre a evolução morfológica da área. A falta de documentação não pode ser interpretada como sinónimo de estabilidade, pois nesse século, para o qual existe alguma documentação, são referidas profundas alterações. O estrangulamento da Ponte das Barcas era ainda navegável e permitia aos Monges de Alcobaça, aí instalados desde 1153, a exportação do sal pelo "Porto da Pederneira" (**M. Cocheril**, 1978, p. 231), embora não haja indicação da localização deste nem das salinas. Não estamos de acordo com **M. V. Natividade** (ob. cit. p. 102)¹ quando refere que " no tempo de D. Sancho I (1201) barcos vindos de Lisboa, carregavam madeiras na Fervença e descarregavam géneros para os monges, livres de direitos para eles", pois não é provável que no século XIII a baía atingisse a Fervença e possibilitasse a navegação a barcos com calado suficiente para navegar até Lisboa. Talvez aí funcionasse um porto fluvial, para serventia do mosteiro e embarque de madeiras, que seriam mudadas para barcos maiores, a ocidente, onde a profundidade fosse superior. O sal era exportado pela Pederneira e não pela Fervença, pelas razões apontadas e talvez pelo facto das salinas se situarem mais para ocidente.

Junto a S. Gião deveria existir, desde o século VI ou VII, uma lagoa, formada ao abrigo da restinga enraizada nos Salgados e que progredia para norte, pois caso não existisse, o templo visigótico de S. Gião não poderia ter sido construído no sítio em que se encontra.

Em 1286, a carta de povoamento da Cela Nova denomina os "campos abaixo das colinas do Bárrio" como "paúis" (**P. Barbosa**, 1988, p.25). A localização é muito vaga para que possamos interpretar esta informação como consequência de uma descida do nível das águas, acompanhada de diminuição das profundidades ou de uma variação generalizada das condições de navegabilidade. A existência dos paúis não impedia que barcos pequenos chegassem a Fervença, ao longo dos canais mais profundos. O mar penetrava ainda para o interior, através do estrangulamento da Ponte das Barcas, mesmo que o assoreamento se tivesse já iniciado a montante. **M. V. Natividade** (ob. cit. p. 102), citando o Tombo de **Álvaro Martins** (1519)² refere que "...no anno de 1315 o mar fazia um lago que chegava à torre de D. Framondo, hoje Macarca, e Valado e se faziam embarcações ao nordeste do lago, da parte do

¹ - Citando o Tombo de Álvaro Martins, datado de 1519 e depositado na Torre do Tombo.

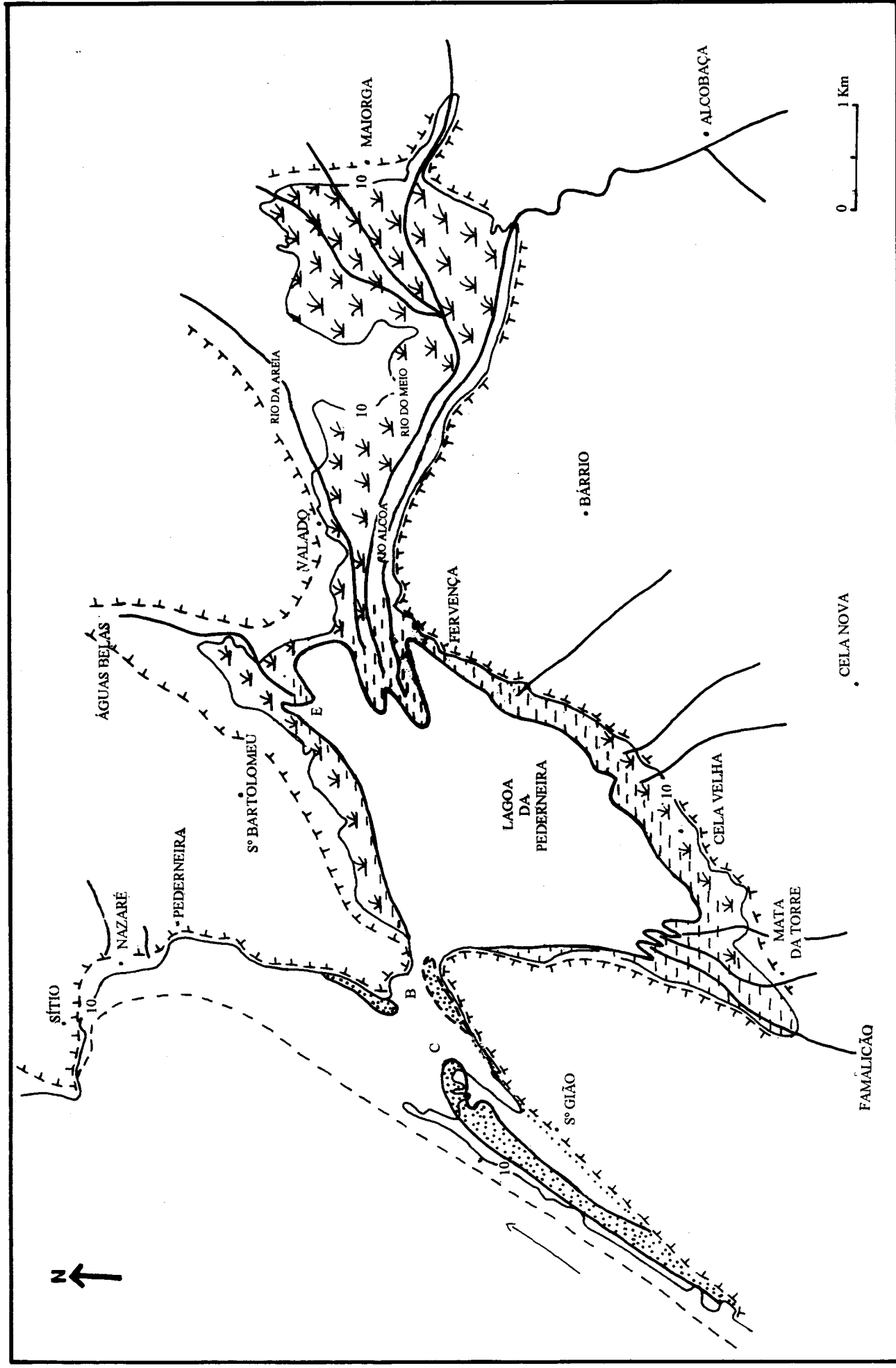
² - citado por **M. Vieira Natividade** (1960, p. 102).

monte de S. Bartolomeu...". Apesar da incorrecta localização de Macarca, se a data indicada fosse certa, ficariam inundadas as superfícies baixas frente ao Bário e não existiriam os paúis referenciados em 1286. A descrição estaria correcta se estes se localizassem na base da vertente norte que olha para o sector da Maiorga-Valado, a ocidente de Fervença. Neste caso, as referidas baixas poderiam ser entendidas como testemunho do assoreamento deste sector interior, terminando a baía nas proximidades do Valado. Assim, no século XIV, a área entre Mata da Torre, Valado e S. Bartolomeu seria coberta por águas salgadas e formaria uma laguna ou estuário em comunicação com o mar por uma barra situada no estrangulamento da Ponte das Barcas, ou talvez mais a jusante, a norte do Cafurno (Fig. II-153). Os problemas do assoreamento desta barra encontram-se documentados no século XIV, como se depreende dos poderes concedidos pelo Rei aos Abades de Alcobaça, para requisitar o trabalho dos moradores, sempre que fosse necessário proceder à reparação de estradas, pontes, caminhos e "...para o desassoreamento que a lagoa da Pedermeira necessitava...uma vez que em certas ocasiões as areias chegavam a obstruir completamente ou quase a sua barra, altura em que eram chamados todos os concelhos limítrofes e mesmo alguns lugares mais distantes como Évora e Aljubarrota" (P. Barbosa, ob. cit. p.690). Estas disposições reais provam a grande importância dos portos que funcionavam no interior da lagoa e que a barra fechava com frequência no século XIV, causando grandes prejuízos a morte do "marisco" que aí abundava.

No século XV os problemas do assoreamento agravaram-se. Em 1455, a situação deve ter sido catastrófica pois, de acordo com o testemunho dos moradores dos concelhos limítrofes, também chamados a acudir "... a lagoa não podia sequer voltar a abrir-se porque a areia acumulada era muita e muito alta e ainda que fosse possível realizar o trabalho, logo que o vento soprasse nova areia se levantaria, para uma vez mais vir tapá-la" (P. Barbosa, ob. cit. p. 375).

A barra, cada vez mais assoreada, devido ao abrigo provocado pelo crescimento das restingas e pela areia transportada de norte pelo vento, situar-se-ia no século XV, provavelmente a jusante da Ponte da Barca.

Apesar das condições naturais não serem as mais favoráveis, devido aos problemas de assoreamento referidos, o porto da Pedermeira continuou a funcionar e conheceu no século XIV grande desenvolvimento e importância económica, determinados pela proximidade aos Coutos

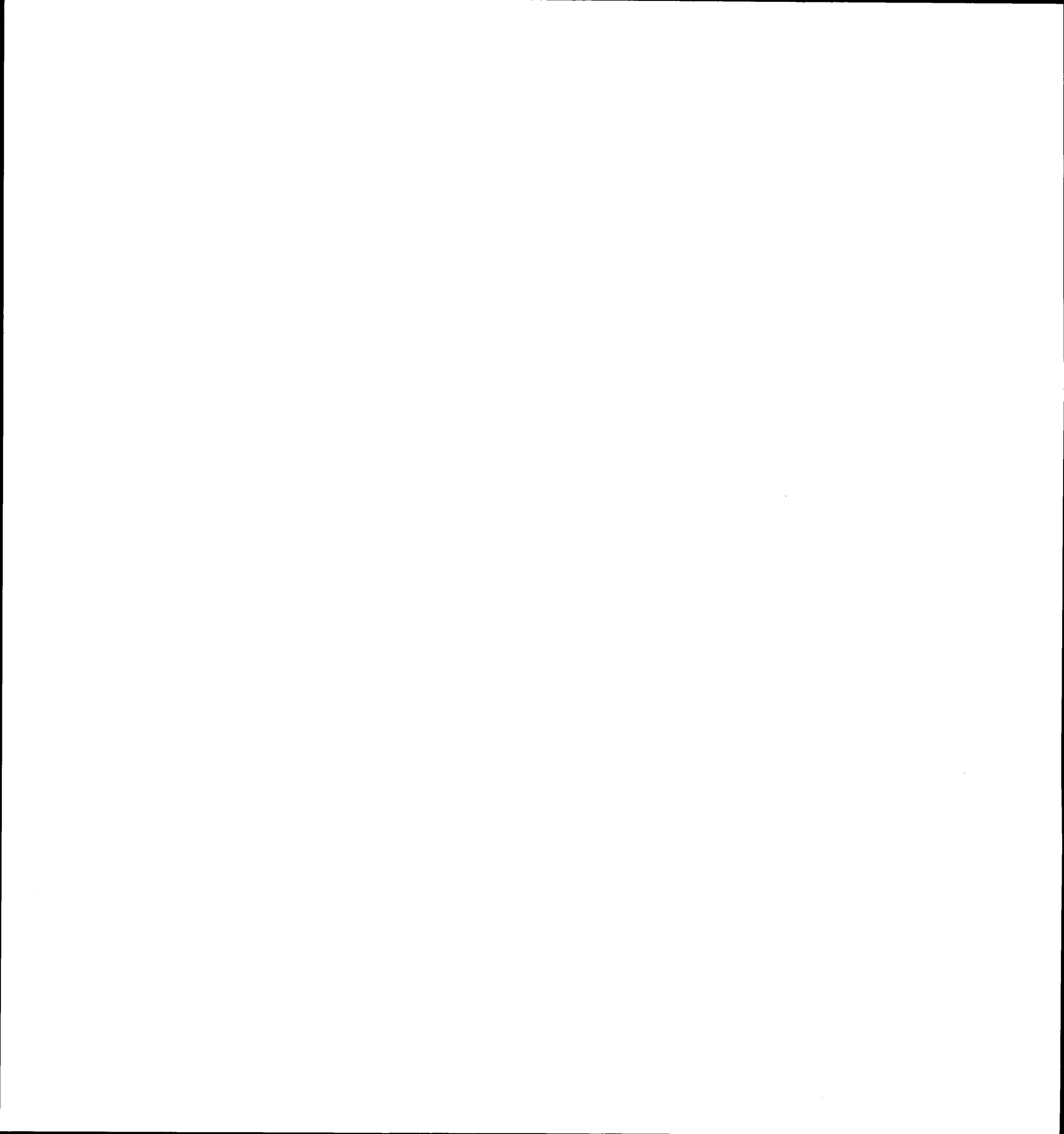


| | |
|--|--------------------------|
| | Pântano |
| | Sapal |
| | Restingas |
| | Linha de água actual |
| | Linha da costa actual |
| | Limite da várzea aluvial |

| | |
|--|--------------------------------|
| | Direcção da corrente de deriva |
| | Curva de nível de 10m actual |
| | PONTE DAS BARCAS |
| | CAFURNO |
| | ESTALEIRO (?) |

Figura II-153 - Configuração provável da lagoa da Pederneira no século XIV

(elaborada com base nos documentos referidos no texto)



de Alcobaça e ao Pinhal de Leiria. Reconhecendo esta posição estratégica, o Rei D. Fernando (1367-1383), em ligação com a lei das Sesmarias, isentou os pescadores da Pederneira de servir nas obras da Alcáçova de Santarém, em consideração aos serviços que já prestavam nas armadas reais, no Baleal da Atouguia e "...em acarretar madeira que vinha do nosso pinhal de Leiria polla lagoa ao través..." (C. Laranjo, 1922, p. 208-209). A Pederneira era, no século XIV, uma vila importante, servida ainda por um porto movimentado, pois, como refere **I. Gonçalves** (1984, p.552, 557-558) era das poucas vilas que possuía pousadas, porque "...o porto e até os estaleiros criavam uma grande necessidade de estares..."; a única que, na área dos Coutos, tinha necessidade de realizar "fangas" (feiras) e um dos lugares mais povoados, o que obrigava à compra de grande quantidade de produtos alimentares, pois era "...uma Vila de pescadores muito minguada de pão ... e os gados não podiam pastar, salvando se pascessem nas areias".

A construção naval, aliada às necessidades do porto e à proximidade da matéria-prima para as embarcações, alcançou, entre os séculos XIV e XV, bastante importância, a avaliar pela composição sócio-profissional dos habitantes da vila, embora não saibamos ao certo a localização dos estaleiros. **I. Gonçalves** (1984), ao estudar para este período a actividade da população dos Coutos, verificou que a Pederneira era de todas as vilas a que possuía maior número de carpinteiros, todos eles empregues na construção naval, e elevado número de almocreves, barqueiros, marinheiros e pilotos, considerando-se os homens como "mareantes". Os pescadores eram uma classe protegida, que podia aproveitar-se, gratuitamente, da madeira do Pinhal de Leiria e cortar uma árvore por cada barco que construíssem para pescar em proveito próprio. A mesma autora (ob. cit. p.520, 528) verificou, ainda, que em Cós e nas imediações, existia grande número de profissões ligadas ao mar e à construção naval, o que a levou a considerar que a lagoa da Pederneira se prolongava até aí, justificando-se assim o núcleo considerável de profissões ligadas aos transportes marítimos e fluviais. Como as duas localidades distam entre si apenas 10 km, os mestres podiam residir em Cós e trabalhar na Pederneira, percorrendo com facilidade (cerca de 2 horas a pé) a distância de um ao outro local, não podendo justificar-se por essa razão que a lagoa se estendesse tanto para montante.

Terminaria, certamente, nas imediações do Valado (a 5 km de Cós), onde chegariam os barcos pequenos que poderiam transpôr a barra.

O grande desenvolvimento que o porto e os estaleiros conheceram durante os séculos XIV e XV, atenuou-se rapidamente devido ao assoreamento da barra e do interior do estuário. A principal causa terá sido a expansão da agricultura em toda a área dominada pelo Mosteiro de Alcobaça, nos finais do século XIV. Antes, as arroteias representavam menos de 30% das terras cultivadas e eram feitas essencialmente sobre campos abandonados; a partir de 1430, intensificam-se e passam a exercer-se sobre terras bravias, brenhas e matos, prolongando-se a prática pelo século seguinte (**I. Gonçalves**, ob.cit. p.332-333). O aumento da área agricultada fez-se à custa da destruição de parte das floresta e matos, o que muito acelerou a erosão. Os detritos resultantes, transportados pela rede hidrográfica, depositaram-se nas baixas adjacentes, entulhando o leito e a foz dos rios. A má drenagem, provocada pelo assoreamento, causou avultados prejuízos que motivaram, entre 1454 a 1467, a realização de diversos contratos entre o Mosteiro e a Vila da Maiorga, obrigando os povos da Vila a suportar todas as despesas decorrentes da desobstrução dos rios e da abertura de valas. Em 1521 "emprazaram-se" os "brejos" do Valado, que existiriam a montante do estuário, nos sectores vestibulares dos rios Alcoa e da Areia, onde a drenagem era insuficiente, tendo em vista a sua recuperação para a agricultura (**M. V. Natividade**, ob. cit. p.107) .

O foral da Vila da Pederneira, atribuído por D. Manuel em 1514, refere a existência de um embarcador junto à Ponte das Barcas, a partir do qual se exportava madeira do pinhal de Leiria (**P. Barbosa**, 1988, p.249). A barra da laguna deveria localizar-se nas imediações do Cafurno, pelo menos desde o início do século XIV, período em que começam a surgir referências ao seu fecho e obstrução, impedindo a passagem a barcos de maior calado. É possível que os habitantes da Pederneira se tenham fixado junto a este local, onde se situaria o porto, a alfândega e provavelmente os estaleiros. A actual Vila, alcandorada, situada 2 km mais a norte, só teve foral em 1514 e povoou-se à custa dos habitantes da antiga vila e porto de Paredes (12 km a norte), soterrada pela progressão das areias.

Em finais do século XVI (1593) a nota que acompanha a "Planta do Sittio da Pederneira e do Forte" ¹ (Fig. II-154), designa a barra como a boca do rio Alcobaça que, segundo citação

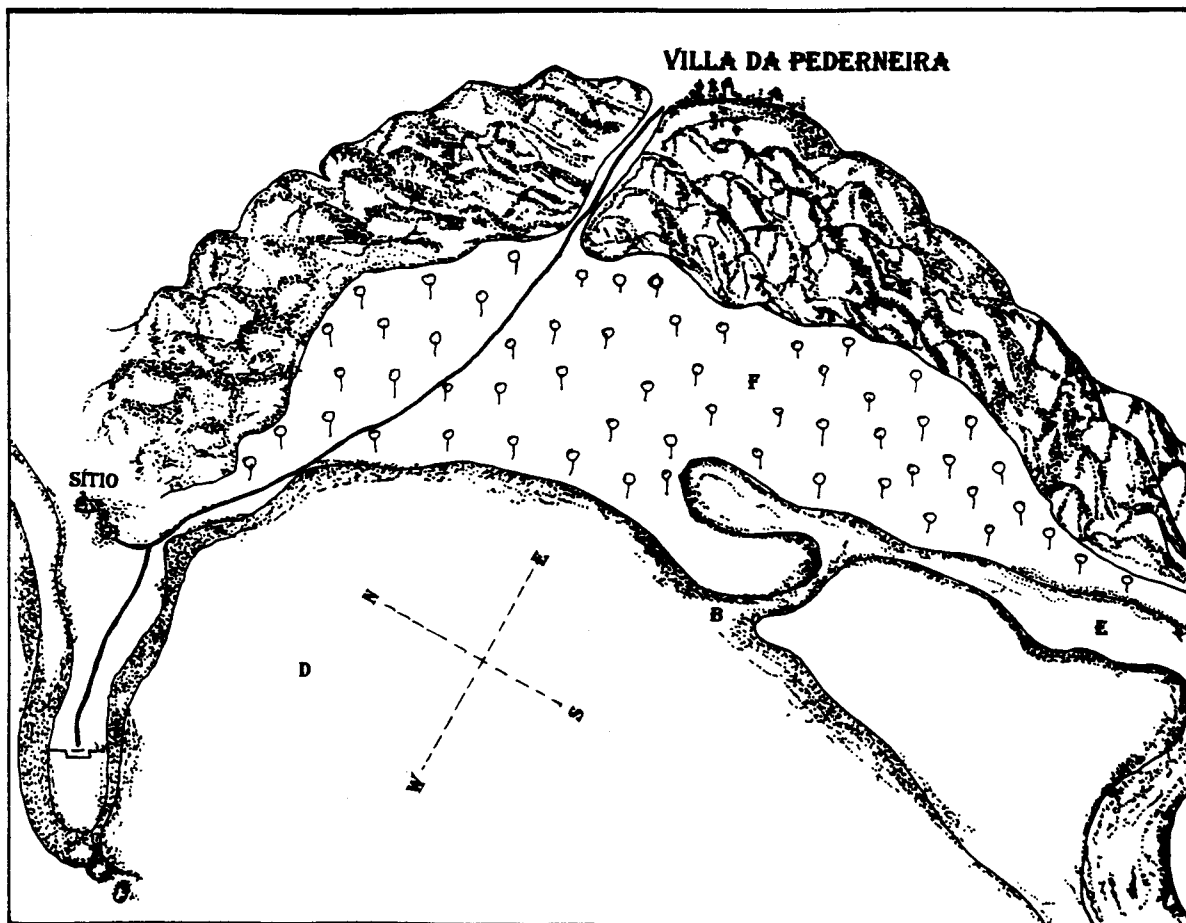


Figura II-154 - Planta do Sítio e da Pederneira nos finais do século XVI (adaptação da cópia apresentada por **P. Pentead**, 1992, escala ilegível). B - Boca da Lagoa D - Enseada da Pederneira E- Rio de Alcobaça F- Pinhal do Rei (?)

1. "Planta so Sittio da pederneira e do forte que nella propos o Padre Frei João Vicensio Casal a Dom João da Silva Conde de Portalegre e Capitão Geral do Reino de Portugal por S. Magestades em 12 de Outubro de 1593", existente, como indica (M. V. Natividade ob. cit., p. 115) na biblioteca da Casa cadaval, mas que não encontrámos e, de que P. Pentead, 1992, apresenta uma cópia parcelar.

M. V. Natividade ob. cit., p. 115). "...tem de fundo em baixa mar 4 palmos (cerca de 90 cm) e da boca para dentro se não pode passar o ditto rio com barquo por nenhuã parte. ...A localização do "*Pinhal del Rey* não passa de fantasia do desenhador", mas ao contrário do que afirmou não nos parece incorrecta a posição da "boca da antiga lagoa".

Frei Bernardo de Brito (1597), citado por **M. V. Natividade** (ob. cit. p.103-104), refere que o porto não podia receber grandes embarcações, mas apenas barcos pequenos "... que sobem do mar por hua lagoa acima, & vão algum espaço subindo pello Rio que vem de Alcobaça, ficando as embarcações grãdes no mar alto defronte da villa da Pederneira, sem poderem entrar pella foz do Rio, impedido com muytos baixios de area, que o contino movimento das ondas do mar faz em toda aquela praya...". Esta descrição está conforme as referências à nota da planta citada; o porto funcionaria no abrigo do promontório do Sítio e da arriba da Pederneira e a barra situar-se-ia frente à Pederneira, cerca de 800 m a sul do Sítio, permitindo passagem apenas a pequenos barcos que, depois da lagoa, ainda subiam ao longo do rio Alcoa. A extremidade norte da restinga formaria uma praia, limitada internamente por um pântano inundado pelo Alcoa e que se prolongaria até à arriba morta da Pederneira. A sul, existiria uma pequena lagoa ou braço, formada pelas águas do rio, que se prolongaria até às proximidades de S. Gião, ou seja ao Cafurno. Estes factos excluem a hipótese de, no século XVII, o mar ainda bater na base da arriba da Pederneira e tal como consideraram **Rau & G. Zbyzewski** (1949, p.61), advertem para a necessidade de considerar, de modo crítico, as informações relativas aos locais acessíveis por barco, nem sempre correspondentes aos limites das lagoas.

A importância e as condições naturais do porto da Pederneira foram decaíndo à medida que as restingas iam progredindo para norte. Formou-se primeiro a restinga enraizada a sul, na arriba dos Salgados, com um encurvamento considerável para o interior da laguna, que isolou o sector de S. Gião. Nos finais do século XIII, princípios do século XIV, emergiram as pequenas restingas interiores, junto à margem sul da Ponte das Barcas, que foram comprometendo a comunicação com o mar, a evacuação dos sedimentos fluviais e a navegação através da barra. Desapareceu assim o porto interior que não sabemos onde se localizava; talvez a nordeste na direção de S. Bartolomeu; então o embarque das madeiras e restantes mercadorias passou a

fazer-se a jusante da restinga, em mar aberto, pois a barra apenas permitia a passagem a barcos pequenos. Posteriormente, a migração e coalescência das cristas litorais, originou outro cordão litoral paralelo ao primeiro que, crescendo, atingiu a arriba do Sítio e foi empurrando para norte, o curso do rio Alcoa que, a custo, ia rasgando a barra, nos pontos de maior fragilidade.

O processo evolutivo foi comum à maioria dos sectores recortados do litoral, como referiu **Frei Francisco Brandão** (1650) na Monarquia Lusitana (citado por **Arala Pinto**, 1938, p.83) "Assi vae o tempo variando e mudando as cousas que até as povoações muda e arruína. As barras do Reyno vemos ir padecendo grandes dannos com as areas dos rios que n'elles desagoã e sendo matéria de tanta consideração, não se lhe aplica o remédio, que já em outro tempo tiverão".

Em finais do século XVII, embora a barra só pudesse ser atravessada por pequenos barcos de pesca, as correntes de maré penetravam para o interior da lagoa, onde abundavam espécies de águas salgadas. No entanto, é ainda difícil estabelecer os limites da lagoa no século XVII. Em 1684, **M. Brito Alam** (citado em **M. V. Natividade**, ob. cit. p.104) descreve uma viagem realizada de barco até à ermida de S. Gião, com partida da ribeira (rio Alcoa ou estaleiros?), onde entraram na lagoa, aproveitando a enchente e ".. desembarcaram de frente de uma ermida ... esta ermida chama-se S. Gião". O que permite concluir que nos finais do século XVII, a lagoa era ainda navegável em maré cheia e atingia as proximidades de S. Gião. Submergeria, assim, os terrenos de Aljerifeira e Campinho, ladeada pela restinga que se estenderia do Salgado para o Norte, obrigando a barra a migrar ao ritmo do crescimento desta. A designação "Ribeira da Pederneira" pode estar relacionada com a utilização do porto e a construção naval tal como a da "Ribeira das Naus" em Lisboa (principal destino das madeiras do Pinhal do Rei) ou ainda a designação que encontramos, na mesma data, para Alfeizerão, (Ribeira d'El Rey) e para Peniche (Ribeira).

No século XVII, o Rei D. Afonso VI (1643-1683) mandou construir diversos navios nos estaleiros da Ponte das Barcas ou Barquinhas, que não funcionariam aí, mas frente à Pederneira, como se observa na gravura do primeiro quartel do século XVII (Fig. II-155). Reproduz com pormenor o "Porto da vila da Pederneira" também conhecido pela "enseada da

praia de Nossa Senhora da Nazareth"¹, a desembocadura do Alcoa ladeada por um cordão de dunas, a desembocadura frente à Pederneira, os estaleiros, o depósito das madeiras (a Casa das Tercenas ?) e algumas cabanas, embora não existisse habitação permanente. De salientar que o "Pinhal D'El Rey", representado na planta dos finais do séc..XVI, volta a ser representado nesta gravura. É ainda visível uma estrutura rudimentar do porto de pesca, onde só pequenos barcos podiam aportar, uma vez que os de maior calado permaneciam mais ao largo, fazendo-se o transbordo das cargas por meio de pequenas barcas. Apesar de perspectivada, a gravura está de acordo com os restantes documentos.

Sintetizando todas as informações, elaborámos um esboço da possível configuração das restingas, da praia, da lagoa interior e dos paúis e sapais, no século XVII, que se apresenta na Fig. II-156.

No século XVIII, durante o reinado de D. João V era, ainda, pela Pederneira e por Alfeizerão que se escoava grande parte do tabuado proveniente do Pinhal de Leiria, embora o porto da Figueira da Foz fosse também utilizado, como consta dos registos da alfândega (L. Almeida, 1962, p.21).

Em 1721, nas imediações da "Ribeira da Pederneira" e certamente perto do porto, havia a "Casa das Tercenas", visível na composição do século XVII (Fig. II-155), onde se recolhiam as madeiras provenientes do pinhal D'El Rei, para depois serem embarcadas para Lisboa (L. Almeida, ob. cit. p.229). Em 1724, as madeiras, depois de serradas no Pinhal, eram conduzidas em carros de bois para os portos da Pederneira ou da Figueira da Foz, onde eram embarcadas. As más condições do porto da Pederneira só permitiam a embarcação durante os meses de Verão e com alguma dificuldade, dada a instabilidade do mar, "...porque do instante de bonança, passa logo para huma conhecida tormenta, que quando não seja grande, hé sempre a bastante para se não poder conservar embarcação alguma na dita bahia, de sorte que só abaixo do forte, em altura de 30 braças, ella pode ancorar, e só em jangada puxada por hum cabo que se lança, se pode efectuar o embarque da madeira; e se no tempo em que a embarcação está por este modo recebendo a carga sobrevém maior agitação no mar, vai refugiar-se na concha de S.

¹ - Estudo de Saavedra Machado, com base nos cronistas, em plantas e em pintura de "género" da época, recriada numa composição livre de Fernando Lino. Edição do Museu da Nazaré.



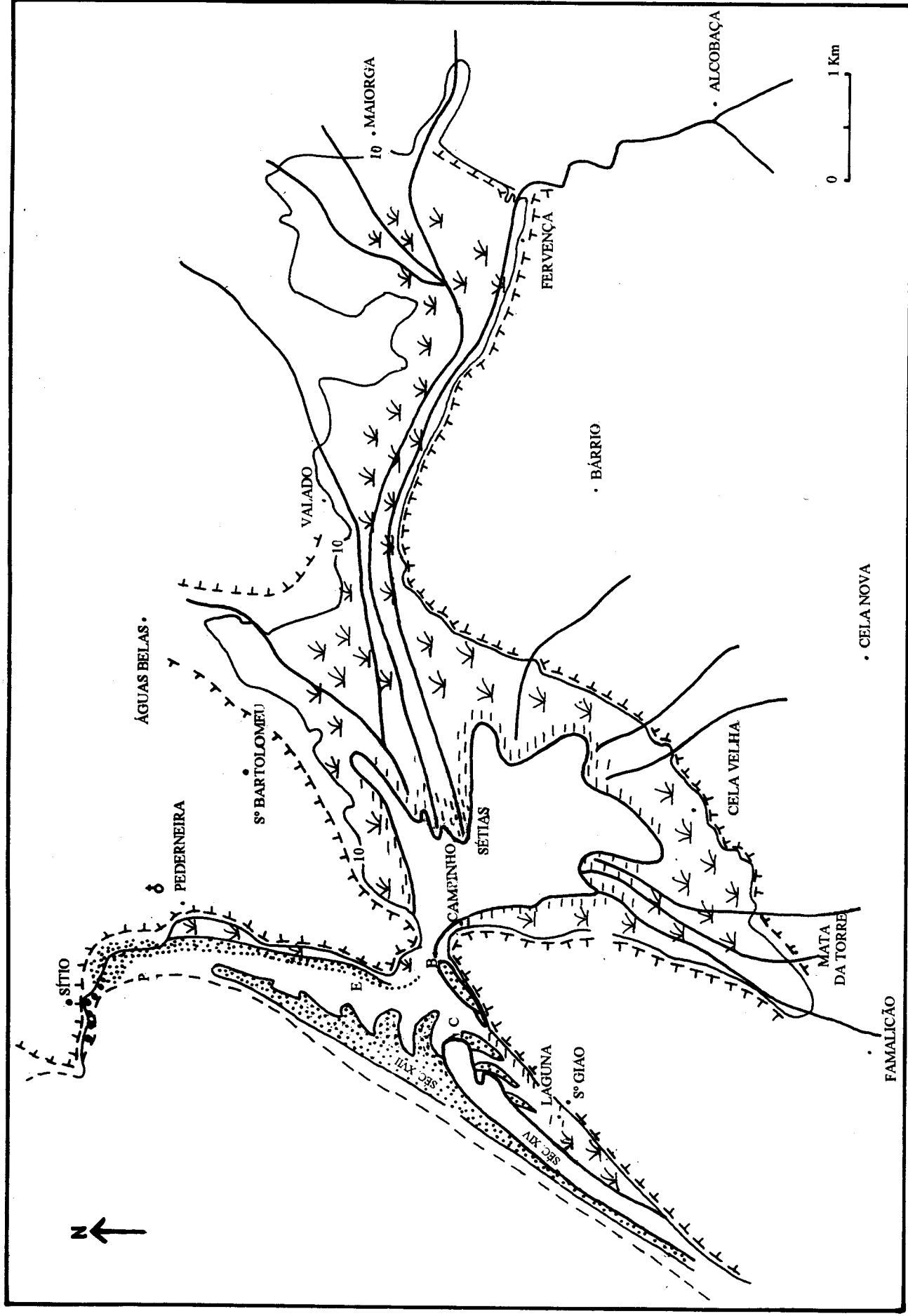
Figura II-155 - O «porto da vila da Pedreineira» também conhecido pela «enseada da praia de Nossa Senhora de Nazareth».

Aspecto da Pedreineira, do Sítio e da Praia no primeiro quartel do século XVII. Estudo de Saavedra Machado, com base nos cronistas, em plantas e em pintura de «género» da época recriada numa composição livre de Fernando Lino (gouache).



Edição do Museu da Nazaré.

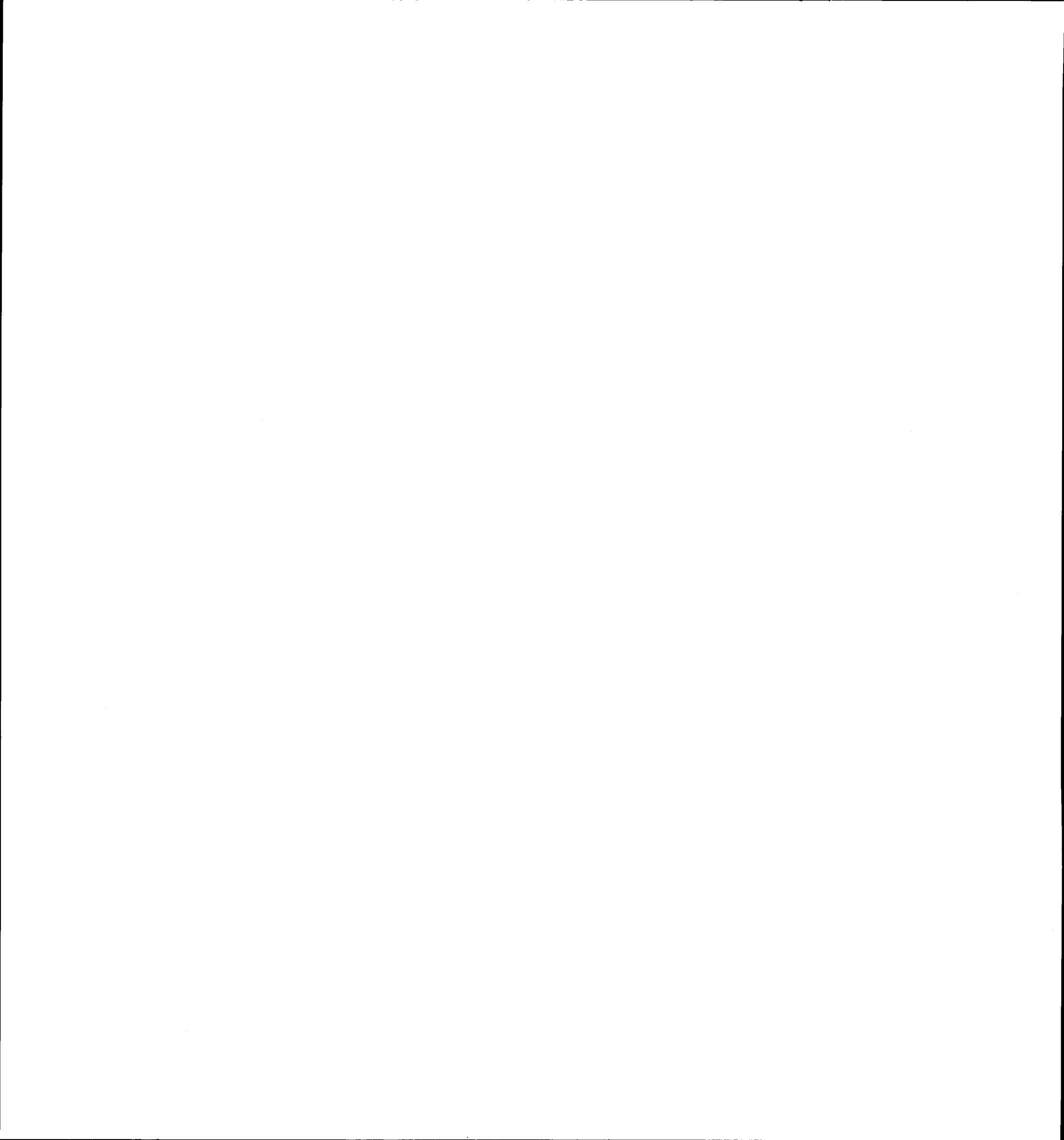




| | |
|--|--------------------------|
| | Pântano |
| | Sapal |
| | Restingas |
| | Linha de água actual |
| | Linha da costa actual |
| | Limite da várzea aluvial |

| | |
|--|--------------------------------|
| | Direcção da corrente de deriva |
| | Curva de nível de 10m |
| | PORTO (?) |
| | PONTE DAS BARCAS |
| | CAFURNO |

Figura II-156 - Configuração provável da Lagoa da Pederneira e da área envolvente no século XVII (elaborada com base nos documentos referidos no texto)



Martinho, donde depois volta na bonança a receber a carregação. Também esta é algumas vezes feita por huma embarcação que leva a madeira, mas pouca, com a quilha na praia. Esta dificuldade e demora que se experimenta em embarcar as ditas madeiras, fizerão necessário o expediente de embarcá-las no de S. Martinho onde para esse effeito se acha toda a facilidade, ainda que a distância de mais de duas léguas...viesses augmentar a despezas das suas respectivas conduções" (L. Almeida, ob. cit. p.52-53). O declínio do porto da Pederneira, a favor do de S. Martinho, iniciou-se nesta época e o depósito de madeiras cessou por volta de 1820, por começarem, desde então, as madeiras a ir directamente para S. Martinho do Porto (C. Laranjo, 1922, p.240).

Em finais do século XVIII surgem referências às casas existentes na praia da Nazaré; em 1780 existiam na praia 7 casas de sobrado e 51 cabanas térreas, utilizadas para guardar os aparelhos de pesca e salga de peixe e como residência durante o Verão (Frei Manoel de Figueiredo citado em M. V. Natividade, ob. cit. p.113), o que significa que no Inverno a pesca e a navegação teriam pouca importância, não justificando a permanência dos pescadores na praia.

Embora a importância do porto comercial tenha declinado, a pesca de mar alto continuou a ter forte implantação, como se depreende da análise do " Mapa do Estado da Marinha de Pesca na Praia da Nazaré em 1780, apresentado pelo mesmo autor, onde são referidos 16 proprietários de 29 embarcações, para além dos "... barquitos pequenos chamados da lagoa, em que os mesmos mareantes vão pescar ao rio, estando o mar bravo.." e "...os pequenos batéis onde pesca um homem só". Esta lagoa deveria ocupar, durante o Inverno, as baixas do Campinho e Algerifeira , pescando-se apenas no rio.

A desembocadura do rio Alcoa, cada vez mais instável, deslocava-se rapidamente para o Norte ou para o Sul, conforme o rumo donde soprava o vento e a direcção da ondulação, chegando mesmo a tapar-se, com as areias removidas e arrastadas pelas ondas (o que ainda hoje se verifica, mesmo depois de desviado e canalizado pelas obras do porto de abrigo). Quando não ocorriam grandes cheias era necessário abrir a barra, rompendo a braços as areias acumuladas e estabelecendo novo canal, porque o caudal do rio não era competente para as evacuar e abrir novo leito noutra ponto da restinga. Como consequência, os campos situados a

montante da Ponte das Barcas eram, em qualquer estação do ano, inundados e às vezes afectados pela cunha salina, com grandes prejuízos para as culturas aí instaladas. Por meio de contratos realizados entre o Mosteiro de Alcobaça, as vilas vizinhas e a própria Coroa foram feitas várias tentativas para que se alargassem as valas e se concentrassem as águas nos principais rios, para poderem romper as aluviões e areias que os obstruíam. Não sabemos qual foi o andamento das obras ou o resultado obtido.

A informação recolhida na documentação escrita está em desacordo com a cartografia que representa o conjunto do litoral nos séculos XVI a XVII e mesmo posteriormente. Na maioria dos mapas a Pederneira é representada como uma pequena enseada onde desagua um rio com estuário estreito e alongado que se estende, por vezes, até à confluência dos rios Alcoa e Baça, sem qualquer sinuosidade ou obstáculo ao seu traçado. O Porto das Barcas e a barra da laguna não são representados (Fig. II-157).

Em meados do século XVIII e princípios do século XIX, o problema da inundação das áreas adjacentes agravou-se com o declínio da própria Abadia. Os estragos provocados pelo terramoto de 1755, as inundações de 1772, a depredação causada pelas Invasões Francesas em 1811 e as nefastas consequências da guerra civil entre absolutistas e liberais, levaram ao abandono do Mosteiro em 1833. Com a instabilidade vigente, deixou de ser periodicamente feita a limpeza dos rios e das valas de drenagem e de ser mantida aberta a barra. Em 1814, pela acumulação de areias, o rio foi divagando para norte, ao longo dos campos e da praia, chegando à povoação da Nazaré. Os prejuízos desta migração devem ter sido avultados e, ainda nesse ano, foi aberta nova barra e fixadas as margens do rio por diques longitudinais que terminavam em dois molhes avançados para o mar. A regularização não foi eficiente, pois os diques foram danificados e o rio continuou serpenteando na praia até atingir o mar (A. Loureiro, 1904, p. 259). Entre 1814 e 1818 a barra fechou 11 ou 12 vezes, chegando a permanecer assim por 8-10 dias consecutivos. Foram elaborados vários projectos para a construção de portas de maré, estabilização da foz e abertura de um novo leito com um traçado rectilíneo e com maior declive a partir da Ponte das Barcas, para que o caudal atingisse maior velocidade e impedisse a acumulação de areias na barra. Nenhum destes projectos se concretizou.

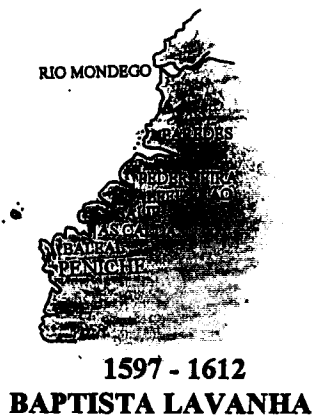
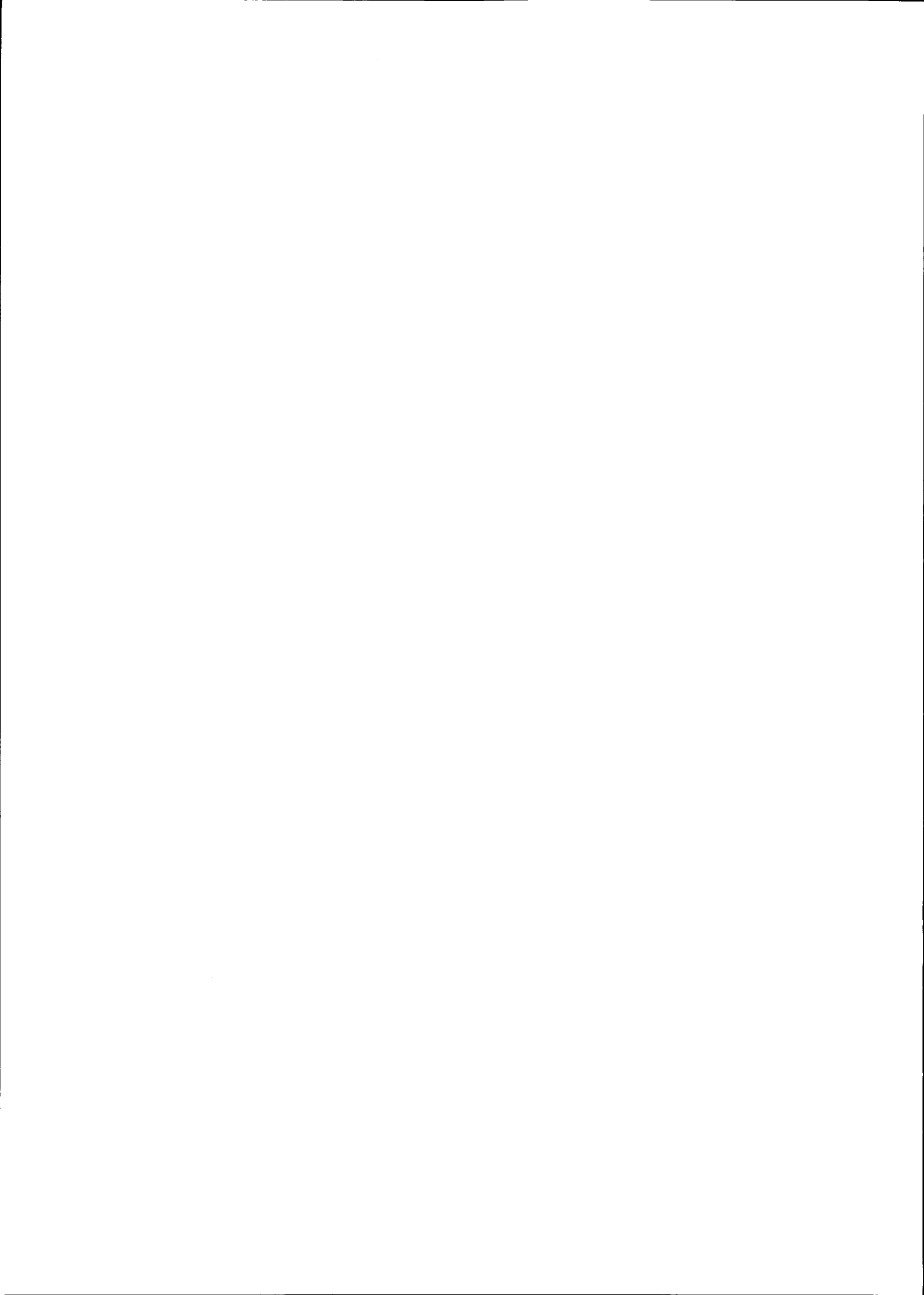


Figura II-157 - Cartografia da linha de costa nos séculos XVI e XVII



Em 1863 a Algerifeira, os campos do Campinho e parte dos terrenos do Valado e da Maiorga eram pântanosos, em consequência dos rios da Areia, do Meio, da Abadia e Alcoa estarem entulhados à custa dos seus próprios sedimentos.

O rio da Areia elevou o seu leito cerca de 2 a 3 m, como se depreende da referência apresentada por **A. Loureiro** (ob. cit., p.267)¹: "...a ponte chamada do Cardeal, próximo do Valado e que dava passagem por baixo d'ella a um carro carregado de mato, nem já se via, nem vestígios d'ella havia, por estar toda soterrada".

Até 1939, com excepção da construção da Avenida Marginal à praia da Nazaré (aprovada em 1904), não se realizou qualquer obra de enxugo nos campos, ou de estabilização da barra. Só então foram elaborados vários projectos, tendo sido executado o que previa o enxugo e dessalinação de 62 ha e irrigação de 85 ha no paúl das Algerifeiras, enxugo e irrigação de 72 ha no paúl do Valado e enxugo de 280 ha e irrigação de 600 ha, aproximadamente, nos campos do Campinho e Cela. Estes paúis tinham características fisiográficas muito diferenciadas. O paúl da Algerifeira situado a jusante da Ponte das Barcas, entre o curso do rio Alcoa e o ribeiro de S. Gião, era regularmente inundado nas marés vivas, até à altitude de 1,5 m. Os pântanos da Cela e Valado, situados nas imediações dos principais colectores fluviais, estavam sujeitos a um regime torrencial, condicionado pelas marés. Na Cela, as inundações iniciavam-se geralmente em fins de Outubro, diminuindo gradualmente o plano de água na Primavera, considerando-se seco no fim do Verão. No Valado, o regime não era muito diferente; no Inverno o plano de água era relativamente baixo, estando no Verão quase permanentemente inundado, devido à insuficiente drenagem das águas de rega nos terrenos vizinhos que, dado o declive natural, lançavam para o paúl as águas excedentes (**L. Vieira**, 1938, p.167-170).

Com as obras realizadas em 1939 e a criação da Associação de Regantes, o problema das inundações e drenagem dos campos ficou praticamente resolvido. A montante da Ponte das Barcas os paúis foram todos drenados, com excepção de uma pequena área junto à Veia Larga, a norte do Rio do Meio; a jusante, manteve-se parte do paúl da Algerifeira, nas imediações das salinas (Fig. II-59).

¹ - Informação obtida pelo referido autor, na publicação "Alcobaça, Melhoramentos industriacs" de 1861.

Na década de oitenta, a construção do porto de abrigo da Nazaré alterou profundamente a fisionomia do paúl da Algerifeira e desviou a foz do rio Alcoa para sul, dando-lhe um traçado quase rectilíneo a partir da Ponte das Barcas, como já no início do século XIX tinha sido projectado. Apesar de fixada e rectificada, de modo a permitir que as águas atingissem maior velocidade, a desembocadura do rio Alcoa continua actualmente a assorear-se, principalmente durante a Primavera e o Verão, quando o caudal do rio é mais fraco e as marés mais baixas, chegando mesmo a fechar-se e a provocar inundações nos campos adjacentes.

3.3 - A lagoa de Alfeizerão-Salir

Alguns quilómetros a sul da Nazaré, a "Concha" de S. Martinho do Porto representa o vestígio de uma reentrância litoral, que em tempo histórico se estendia para oriente, certamente até às imediações de Alfeizerão, Salir e S. Martinho. No máximo da transgressão flandriana terá constituído uma extensa baía interior, espécie de ria, que comunicava com o mar por uma barra estreita, que se manteve, como hoje, sempre aberta (Fig. II-158).

Não encontramos documentação histórica anterior ao século XII que permitisse estabelecer a evolução desta lagoa.

À semelhança da Pedemeira, também a baía de Alfeizerão era bordejada por um conjunto de edificações, em cujas torres eram colocados fochos acesos, para sinalizar e reconhecer do largo o seu porto. Estrategicamente localizadas, ocupavam lugares sobranceiros, como a colina do castelo de Alfeizerão (27 m), na base da qual se encontrava o ancoradouro do porto (Fig. II-158). As que terão existido junto ao monte do Facho (95 m) ou da capela de Santo António (cerca de 50 m) sinalizavam a barra para quem demandava ao porto e aparecem citadas numa

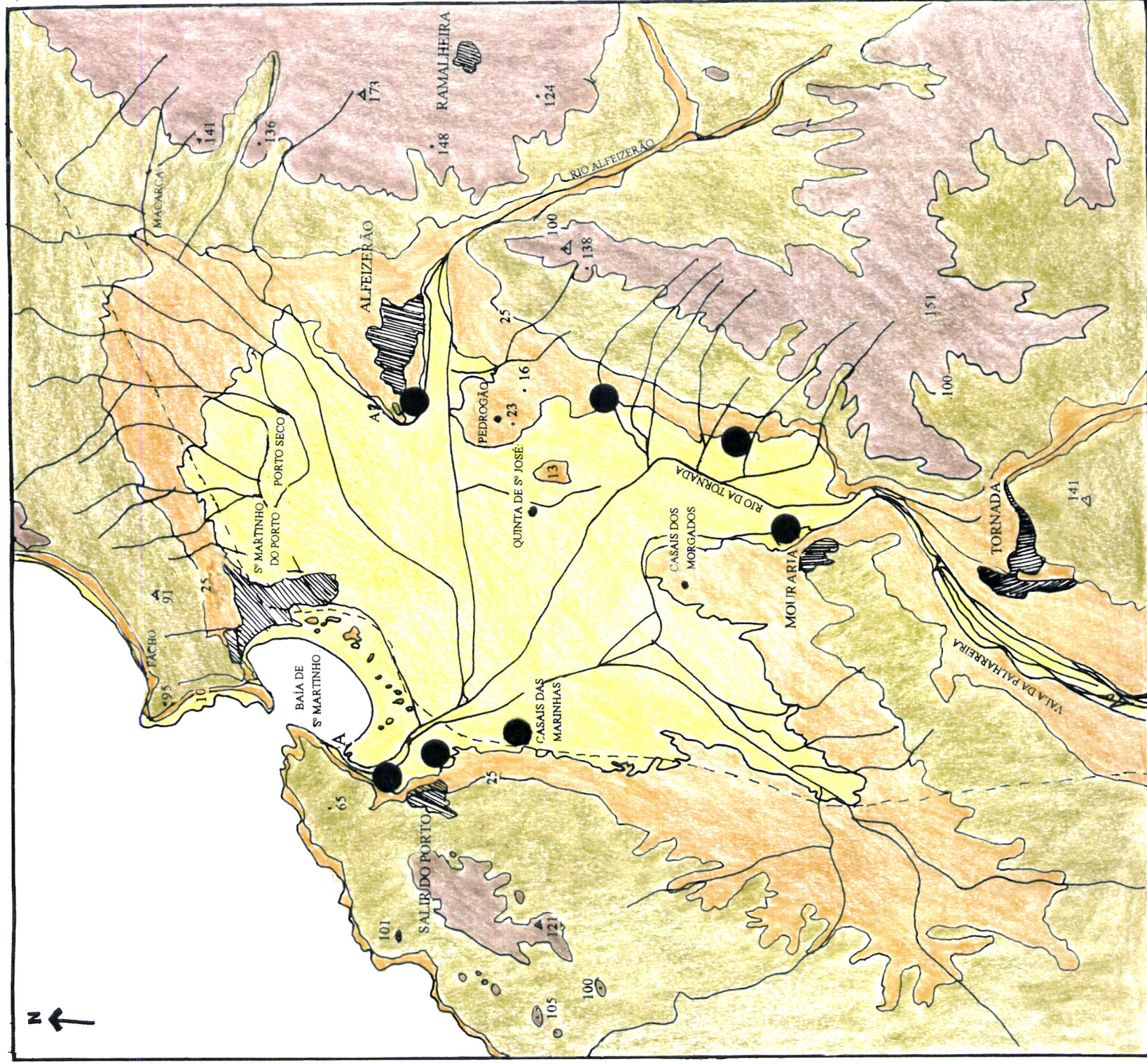


Figura II-158 - Esboço hipsométrico da lagoa de Alfeizerão e localização dos lugares referidos no texto (adaptação da

Carta Militar 1: 25 000, Folhas 316, 326)

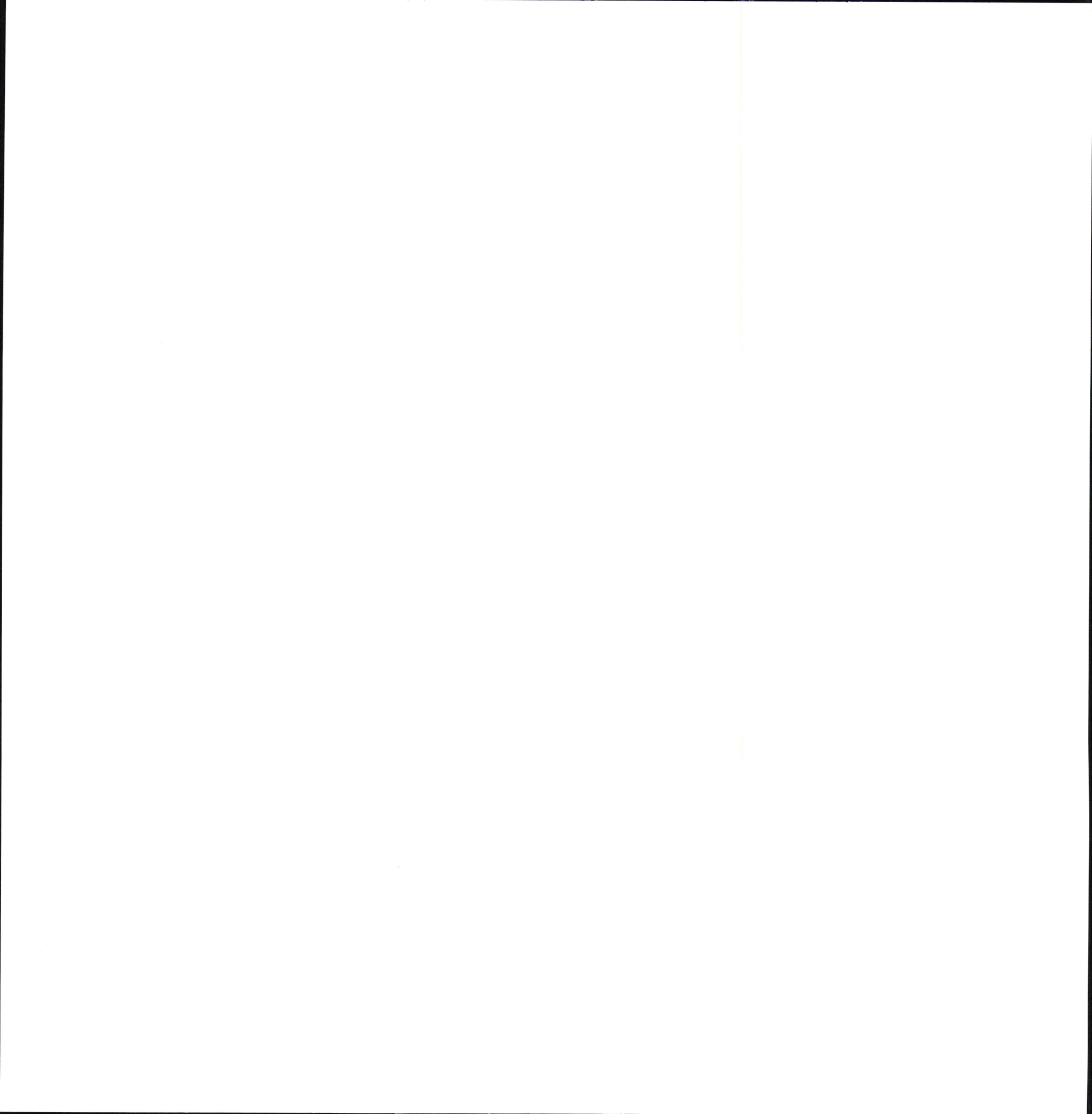
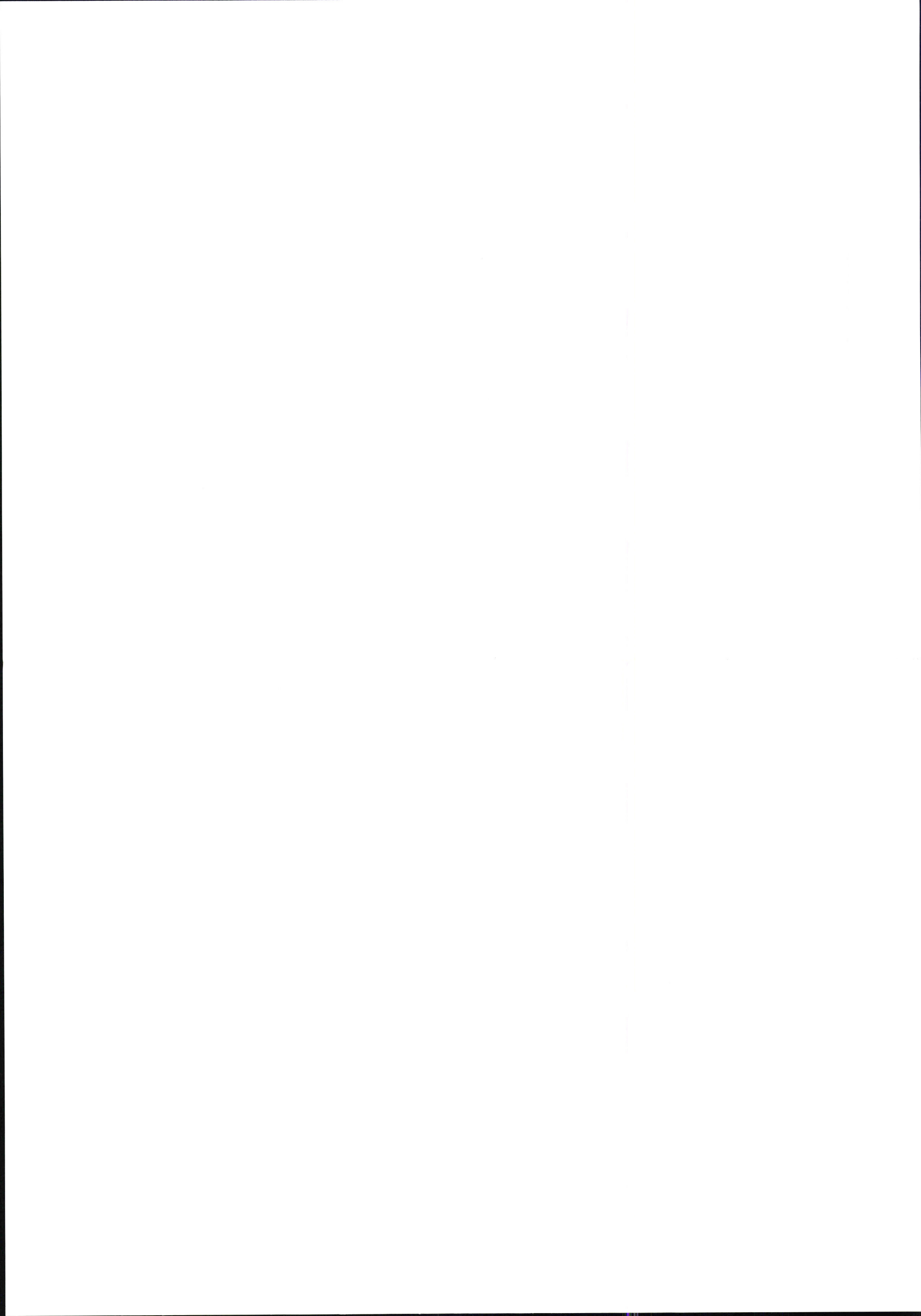




Figura II-159 - Configuração provável do litoral de S. Martinho do Porto no máximo da transgressão Flandriana
(perspectiva do mar para terra)

M. VAZ, 96.



carta de D. Afonso III datada de 1256 e no roteiro de Manuel de Figueiredo, publicado no princípio do século XVII¹ (**P. Barbosa**, 1988, p.174).

A base da colina do castelo de Alfeizerão serviu como cais ao porto que aí existia. Escavações realizadas no Verão de 1990, para a instalação de condutas, encontraram na base da colina, a cerca de 2 m abaixo do solo (5 m acima do actual nível do mar), areia de praia e uma estrutura de pedra que se supôs ser a do cais do antigo porto². **Silva Telles** (1928) refere que cerca de 50 anos AC., os galeões romanos atracaram neste cais, próximo da foz do rio Alfeizerão.

Não se sabe por quem foi fundada Alfeizerão, apenas que foi povoado pelos Árabes no século VIII (714), que a denominaram "Al-Cheizaram" (**P. Carvalho da Costa**, 1868), palavra que significa caniço (ou canavial miúdo), espécie que abundaria nas margens dos rios e zonas alagadas junto das desembocaduras.

O Mosteiro de Alcobaça, proprietário da área, tinha grande interesse no desenvolvimento do porto de Alfeizerão e na exploração do sal. Para além da obrigação comum a todos os moradores dos Coutos de romper e cultivar a terra, o foral de Alfeizerão impunha a de fazer e explorar salinas, disposição aplicada nos forais novos de 1422 e 1514.

Quanto à origem de Salir pouco se sabe. O topónimo "Foz do Silir" aparece mencionado no século XII, no documento de doação de D. Afonso Henriques aos Monges de Cister, como o limite das terras doadas a Sul. Não sabemos se a povoação de Salir existia. Se a foz se localizasse junto à actual povoação de Salir, a restinga que transformou a baía em lagoa estaria já formada. No século XII, **P. Barbosa** (1988) ao estabelecer o limite sul dos Coutos, indica um braço de mar que entrava pela baixa de Salir do Porto onde desaguava o rio de Salir e a existência de salinas e paúis junto à Mota e à Mouraria. Esta localização das marinhas e dos paúis deveria corresponder à área alagada, situada nas imediações da desembocadura dos rios, hoje designados por Tornada e Palhagueira, até onde se estenderia a baía.

¹ - Existem actualmente alguns topónimos com a designação de Facho. Para além do indicado a norte da baía exterior, identificámos Facho 1º, localizado no topo do rebordo do diapiro, a 207 m de altitude e em local bem visível quando avistado do largo da Nazaré ou de S. Martinho. A Cruz do Facho corresponde ao nome do topo da arriba (onde está implantado o v.g. 85 m) a norte da Lagoa de Óbidos.

² Informação oral prestada no local pelo proprietário dos terrenos.

Nos portos de Alfeizerão e Salir havia importante transação de mercadorias, cujos imposto constituíam boa fonte de rendimentos para a Corte, de tal modo, que o porto de Salir foi doado por D. Dinis à Rainha D. Isabel, no século XIII, com o privilégio da cobrança dos impostos sobre as mercadorias estrangeiras entradas (os pingues). S. Martinho e Alfeizerão pertenciam aos Coutos de Alcobaça, mas apesar da regalia de se tornarem propriedade dos colonos ao fim de 3 anos e de situarem nas imediações de um importante porto, foram locais difíceis de povoar, devido à insalubridade, provocada pela proximidade dos paúis. A extensão da baía é difícil de determinar no período histórico. Abrigada dos ventos de quase todos os quadrantes e das correntes de ondulação vindas do largo, reunia condições naturais para que funcionassem nela, e quase em simultâneo, três importantes portos: Alfeizerão em posição mais interior e junto à foz do rio do mesmo nome; Salir do Porto ou inicialmente apenas Salir, na margem sul da baía e, posteriormente, S. Martinho, na base da vertente da margem norte.

Salir e S. Martinho foram importantes portos de pesca e comércio. No século XIII¹, era dos salgados de Alfeizerão que o Mosteiro de Alcobaça extraía todo o sal de que necessitava, chegando mesmo a exportar os excedentes pelo porto de Salir (**O. Ribeiro**, 1977). **P. Barbosa** indica a existência, até meados do século XIII, de salinas junto a Alfeizerão e nas proximidades dos locais que são hoje a Quinta do Mota, Mouraria, Casais dos Morgados, Casal das Marinhas e Salir (Fig II-159). A exploração terminou no século XVI, apesar do esforço do Cardeal Infante D. Afonso (filho de D. Manuel), para a sua preservação (**Arala Pinto**, 1938, p.69); a actividade foi posteriormente retomada, pois, na 1ª edição da Carta Militar de Portugal (folha 316, 1938-40), ainda é representada como salina uma pequena área junto ao Casal das Marinhas.

Pela localização (relativa) das salinas e pela evolução que os documentos sugerem relativamente à Pederneira, é provável que no século XIII a configuração da lagoa, ou estuário lagunar, de Alfeizerão se assemelhasse ao esboço da Figura II-160-A.

Não há dúvida de que no século XV ainda funcionavam os estaleiros da foz do Alfeizerão, onde D. Afonso V (1432-1481) mandou construir as suas galés e vários navios (**I. Gonçalves**, 1984, p.157), embora não se saiba onde se localizava a foz do rio Alfeizerão.

¹ Como referido em: **F. Espinosa**, 1972, p.58; **V. Rau**, 1984, p. 62; **Baeta Neves**, 1974, p. 843-844.

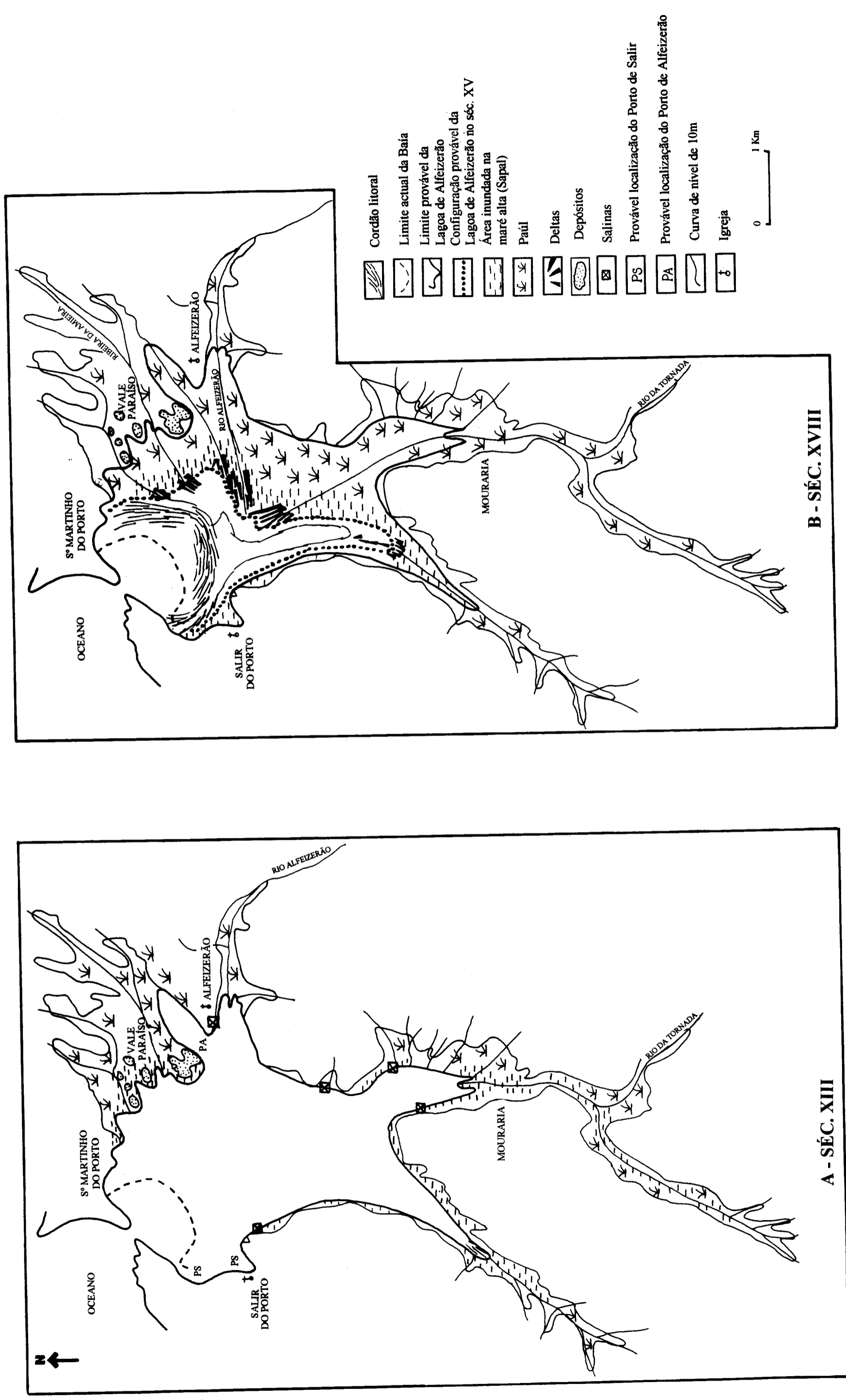
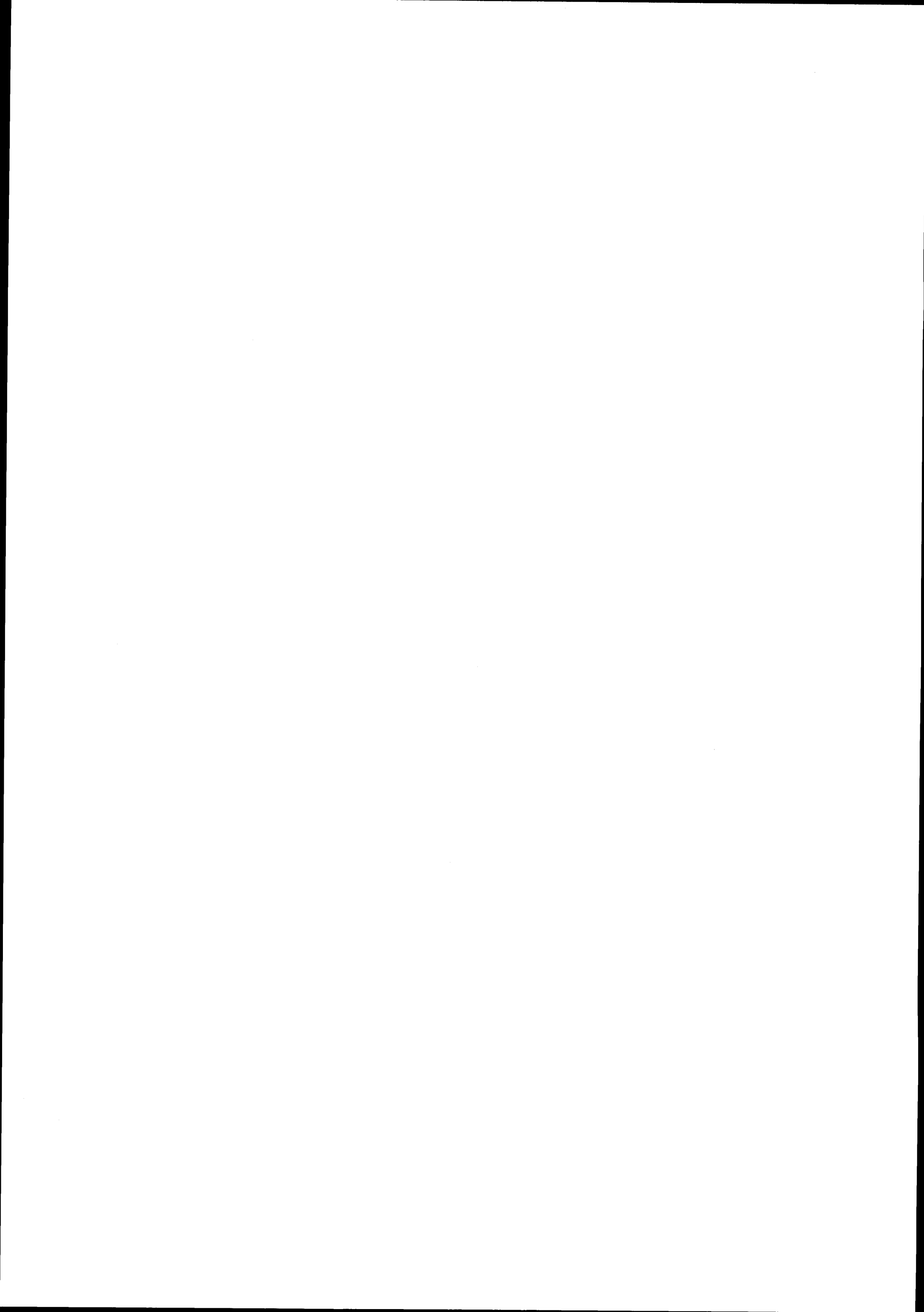


Figura II-160 - Configuração provável da baía de S. Martinho do Porto nos séculos XIII e XVI (elaborada com base nos documentos referidos no texto)



Situar-se-ia provavelmente mais a jusante do antigo porto, já então abandonado. O portulano de Bernardino Rizzo, publicado em 1490, indica o porto de Alfeizerão e afirma que aí havia " multe nave e navili, per essere di boschi asai" (**Castelo Branco**, 1957, p.261-262). **J. Cortesão** (ob. cit. p.47), utilizando a mesma fonte, limita-se a referir apenas a "foz do Alfeizerão" e os estaleiros onde a construção de navios era importante.

No início do século XVI (entre 1519-1521), o porto de Alfeizerão era ainda "... capaz ... de oitenta navios de alto bordo ..." ¹, o que de acordo com **F. Castelo Branco** (citado por **I. Gonçalves** ob. cit. p.157) não significaria que tivesse albergado, em simultâneo, esse número de embarcações, embora em condições de bom tempo, atendendo às dimensões da baía, os pudesse eventualmente conter. Alfeizerão não aparece referido na cartografia do século XVI, ao contrário de Selir, ou Salir, sempre mencionado.

O relato da viagem a Portugal e a Espanha de D. Edme de Saulieu, Abade de Claraval, refere a passagem por Alfeizerão em meados de Novembro de 1532, sem aludir ao porto, embora tenha passado pela vila. A descrição da viagem feita por **Bronseval** (1970, vol II, p.454), secretário do Abade, é muito rigorosa e pormenorizada, denotando uma grande sensibilidade para a observação da paisagem. É relatada a travessia do rio da Tomada ou de Salir "...um pequeno rio chamado A Motte..." por uma ponte existente nas proximidades de Salir de Matos e representada na carta de **F. A. Seco** (1560), caminhando depois ao " longo de uma grande légoa, por um vale, na base de montanhas estéreis até Alfeizerão. Passaram depois por um pequeno vale e subiram uma montanha onde avistaram o mar muito agitado". Ora se nessa data estacionassem junto a Alfeizerão alguns navios de alto bordo, mesmo sem serem oitenta, não passariam despercebidos a observador tão atento, que inspecionava as terras do Mosteiro. Salir terá tido sempre grande importância, embora a tenha aumentado dado o declínio do porto de Alfeizerão. Este último, situado na base da colina do mesmo nome, ter-se-ia colmatado e deixado de funcionar desde os finais do século XIV.

Não se devem confundir as alusões ao porto de Alfeizerão com as da "foz do Alfeizerão", que no século XV se localizaria a sudoeste, desviada pelo crescimento da restinga.

¹ - **Fr. A. Brandão**. -Monarquia Lusitana, V, liv. XVI, cap. 51. (citado por todos os autores que se debruçaram sobre o assunto).

A partir do século XVI, Salir e S. Martinho entram em declínio e as embarcações são obrigadas a permanecer ao largo, efectuando-se o transporte em barcos de menor calado. A alfândega de Salir funcionava, ainda em 1578, data em que foi dada em posse ao Mosteiro, o que significa que a transação de mercadorias se continuou a realizar, embora o assoreamento tivesse já inviabilizado o interior da baía.

Frei Manoel de Figueiredo (ob. cit), no seu roteiro do século XVII, ao indicar a forma de demandar o porto de Salir, adverte para o facto de os pilotos entrarem pelo norte e não avançarem muito para o interior da baía, porque a profundidade, na maré baixa, não era superior a 4,5 m (2 braças) e a margem sul da baía estava assoreada. **Teixeira Albernaz** na "Descrição das Costas da Península Ibérica" publicada entre 1622-1630, indica que o porto de S. Martinho ficava a uma légua de distância da barra, (cerca de 5,5 km) e que deste a Salir iam duas léguas (cerca 11 km). Para que as distâncias estivessem correctas, S. Martinho teria de situar-se junto à actual povoação de Alfeizerão, o que não é possível, pois nesta data o porto de Alfeizerão já tinha desaparecido; a largura da barra (um quarto de légua) está correcta, mas as outras distâncias, como quer que fossem calculadas, são muito exageradas. Mesmo atendendo a que eram referidas como a melhor forma de demandar ou fundear no porto, são elevadas, a não ser que fossem medidas navegando e contornando todas as sinuosidades da linha de costa e correspondessem ao trajecto que seria necessário executar, escolhendo os canais mais profundos. **João Teixeira**, na "Descrição dos portos marítimos de Portugal", em 1648, refere que "A barra da Pederneira é para caravelas, e mais ao Sul pouco mais de duas léguas está Salir, com barra do mesmo fundo", ou seja o valor da distância referida por **Teixeira Albernaz**. Na folha 7 do atlas publicado pelo mesmo autor, a baía é ainda representada como uma enseada ampla, que se ramifica em dois braços interiores até Alfeizerão e Tornada, acompanhando os principais rios (Fig. II-157), configuração que não corresponde à realidade.

Na primeira metade do século XVIII, em 1745, os barcos de maior calado já não podiam ir a Salir (**Castelo Branco**, 1975, p. 269), onde funcionava apenas um pequeno porto de pesca e transbordo para S. Martinho, que "...pela parte da terra faz uma enseada, que terá meya légua de circuito, onde se abrigam caravelas e patachos". O abandono do porto de Salir resultou também da acumulação dos sedimentos transportados pelos rios que colmataram a secção sul da

baía e forneceram os materiais necessários para a formação das cristas pré-litorais e dos pequenos deltas interiores. Como consequência dos fenómenos de reflexão e difracção sofridos pelas ondas ao transpôr a barra, a baía e a praia adquiriram a forma quase circular que caracteriza o conjunto. Para o interior, os terrenos mal drenados transformaram-se em paúis, sujeitos a frequentes inundações. Simultâneamente todo o fundo da baía foi diminuindo de profundidade e as correntes de maré tornaram-se impotentes para evacuar o volume de sedimentos disponíveis.

O assoreamento da baía interior resultou, em grande parte, da acumulação das aluviões provenientes de montante, ao mesmo tempo que as condições hidrodinâmicas se iam modificando e a energia enfraquecendo. Esta diminuição de energia poderá ter sido consequência do duplo efeito de abrigo e barreira, exercido pelas restingas ou cristas pré-litorais de forma arqueada, resultantes da difracção da ondulação, determinada pelas reduzidas dimensões da barra. O crescimento das restingas para sul, terá provocado a inflexão da ribeira da Amieira e alongado o trajecto do rio de Alfeizerão para ocidente, diminuindo a velocidade dos caudais e aumentando o assoreamento. Nas imediações de Salir, onde se localizava a foz dos rios Alfeizerão e Tornada, ter-se-á mantido ainda uma pequena reentrância que permitia a navegação até à vila e, provavelmente, mais a para norte, até à paleo-arriba, onde se situa, actualmente, parte da povoação de S. Martinho. É provável que no século XVII a configuração do estuário fosse semelhante ao esboço da Figura II-160-B.

A partir da decadência de Salir (século XVII), S. Martinho é o único porto que possui algumas condições para a navegação. Em finais do século XVII, início do século XVIII, ainda se fabricaram nos seus arsenais embarcações de grande porte, entre as quais fragatas de 60 peças e naus para comércio e combate, o que supõe na baía profundidades capazes de as fazer flutuar, pelo menos descarregadas e em maré cheia. Na 2ª metade do século XVII, as madeiras do Pinhal do Rei com destino aos arsenais régios, eram embarcadas em S. Martinho (**P. Penteado**, 1992, p. 131).

Apesar das pequenas profundidades e dos baixios existentes no interior da baía, a navegação e o carregamento de madeiras do Pinhal de Leiria continuou durante o século XVIII a fazer-se em S. Martinho com boas condições e como alternativa à Pederneira, como consta das

informações do Superintendente do Engenho do Pinhal de Leiria em 1780-1781 (**L. Almeida**, 1962, p. 251).

O assoreamento e as enchentes, mais frequentes no Inverno, provocavam rupturas nas valas e no cordão litoral, assim como a migração da foz dos rios. Ficaram registadas as de 1774, que romperam e arrazaram parte das dunas junto à vila de S. Martinho e lançaram na baía grande volume de areias (**L. Almeida**, 1962). **M. Franzini** (1891, nota 7, p.96) noticia também uma ruptura no cordão dunar, que parece corresponder à mesma inundação, para a qual aponta como principal causa a abertura de valas de drenagem muito prolongadas para sul, que escoavam as águas em direcção ao ribeiro de S. Martinho, próximo das margens do rio da Tornada; como o leito deste rio era superior ao plano das valas, durante a cheia a margem direita cedeu e a água transbordou para as valas vizinhas e com o aumento do caudal, rompeu também as margens e arrastou consigo a areia das dunas, desaguando em diversos locais da praia.

O assoreamento da baía causava grande preocupação, o que denota a importância de manter funcional o único local disponível para o embarque das madeiras. Com vista à sua recuperação, a Coroa decretou a desobstrução do porto, das valas e quebradas, pois este apresentava, na maré cheia, cerca de 1550 m de comprimento, 1000 m de largura máxima, 4 a 7 m de profundidade que na baixa mar de águas vivas diminuíam para 1000 m de comprimento, sendo muito reduzidos os 850 de largura e 3-4 m de profundidade, quando comparados com os cerca de 1700 m de comprimento e 1550 m de largura, que tinha tido quando se prolongava até Alfeizerão (**F. Castelo Branco**, 1975, p. 272-273). Em 1794, cinco anos antes, o mesmo autor (p. 273) refere que a baía apresentava, na entrada do porto (numa extensão de 440 a 528 m de comprimento e 180 m de largura), profundidade de 4,4 m, na baixa mar. O resto da baía tinha de 1 a 3 m de água na baixa mar, que no meio se reduziam a 1 e 1,7 m sobre um baixio formado pelo lastro lançado das embarcações; o entupimento do porto resultava dos depósitos dos rios Alfeizerão e Tornada que nele desaguam e das areias transportadas para sul, pela corrente de deriva e pelos ventos do N e do NW. Para reactivar o porto de S. Martinho seria necessário: reparar as valas que na cheia de 1774 se tinham rompido, canalizar o rio Alfeizerão desde a ponte da vila (Alfeizerão) até Salir, assim como as valas e sargetas que conduziavam as águas dos campos; evitar a deposição do lastro das embarcações dentro do porto ou da

embocadura, estabilizar por meio de plantações todos os terrenos arenosos e semear de pinhal o monte junto a Salir. Das medidas enunciadas não se sabe quais foram as executadas e terminadas, pois alguns anos mais tarde, entre 1812-1814, a baía chegou a ter apenas 4 a 6 palmos de fundo (0,8 a 1,3 m), numa área onde apenas cabiam duas embarcações pequenas e vazias, ficando na baixa-mar a descoberto "... um extenso areal revelador da dolorosa ruína ... " (R. Graça, 1944, p.99). Em 1814 foi elaborado um projecto para novamente encaminhar a foz do rio Alfeizerão para a direcção de Salir, onde corre actualmente e remover as areias que se tinham acumulado durante o tempo em que o rio transbordou, junto a S. Martinho. Os trabalhos iniciaram-se em 1816 e, no final das dragagens executadas em 1818, a profundidade da baía era de 18 palmos e nunca menos de 14, podendo comportar cerca de 60 navios ancorados, o que deu à navegação comercial novo impulso (A. Loureiro, 1904, p. 281). Estes resultados foram pouco duradouros e apesar das más condições do porto referidas nos documentos anteriores, ainda foi embarcada grande quantidade de madeiras, entre 1811 e 1824.

Quarenta anos depois, em 1857, quando o mar estava agitado, os navios carregados tinham dificuldade em flutuar sem bater no fundo da baía e, segundo o projecto elaborado na mesma época pelo engenheiro Tibério Augusto Blanc, o problema só teria solução se os rios de Alfeizerão e Tornada, que havia dois séculos tinham a mesma foz, desembocassem directamente no mar, fora da baía, atravessando o monte de Salir por um túnel com cerca de 500 m de extensão (o que supunha grandes obras para os meios existentes nos meados do século XIX), evitando que as aluviões ficassem retidas no interior da concha. Estes projectos não tiveram andamento, pois em 1875, **Pinho Leal** (P. 113) assinalava que só podiam entrar na baía "... iates, rascas e embarcações miúdas ..." porque a profundidade na barra era apenas de 5 m.

Apesar das grandes dificuldades apontadas e da abertura do caminho de ferro do Oeste, em Agosto de 1887, o porto não deixou logo de funcionar; no ano de 1888 ainda aí deram entrada 177 navios. Depois de 1888 reduziu-se grandemente o movimento, sendo as mercadorias transportadas por caminho de ferro até Lisboa, onde eram depois distribuídas pelos vários destinos (R. Graça, 1944, p.100).

Em 1890 foi executado o levantamento do porto e elaborado novo projecto que incluía a melhoria e prolongamento do cais (construído em 1828) com a finalidade de evitar a erosão da

arriba do Facho, que muito contribuía para o enchimento da baía; a rectificação e canalização dos rios, estabilizando a sua foz o mais perto possível da entrada da concha, mas não teve execução.

Durante a Iª Grande Guerra, construíram-se nos estaleiros de S. Martinho vapores de 500 toneladas, que flutuavam na baía. Os estaleiros encerraram em 1923, por escassez de madeiras.

Durante o Verão de 1926, por razões não especificadas, verificou-se grande acumulação de areias a norte, junto ao paredão do cais, facto que determinou a dragagem de cerca de 40 000 m³ de areia, transportados para fora da barra, o que fez aumentar ligeiramente, as profundidades. A abertura de algumas valas junto ao cais permitiu a evacuação natural das areias pela corrente de vazante e a manutenção das profundidades por algum tempo.

Em 1951, o movimento do porto estava reduzido a alguns caíques; a baía estava colmatada pelas aluviões e estrangulada pelas dunas (**V. Rau**, 1951, p. 38).

Recentemente, em 1973 e 1986, a Direcção Geral de Portos executou dragagens de 260 000 m³ e 20 000 m³ de sedimentos, com a finalidade de aprofundar e limpar os fundos nas imediações da praia de banhos. Os dragados foram lançados nas dunas a sul da povoação, entre a linha de caminho de ferro e a estrada que circunda a baía. Os terrenos adjacentes foram regularizados com vista a um eventual aproveitamento para fins urbanísticos (**M. B. Weinholtz**, 1978, p.2). Estas dragagens permitiram que algumas traineiras pudessem entrar na baía para se abrigar ou atracar no cais, onde o pescado era desembarcado. Actualmente não se verifica qualquer dessas actividades, sendo a barra atravessada apenas por algumas embarcações de recreio. Em 1994 foi aprovado um projecto semelhante ao preconizado pelo engenheiro **Tibério Augusto Blanc** em meados do século XIX, que contempla a construção de um túnel através do monte de Salir, que desviará a foz do rio da Tornada para o oceano, evitando assim a deposição das aluviões e dos poluentes no interior da baía e o assoreamento.

3.4 - A lagoa de Óbidos

Situada a sul de S. Martinho do Porto, a Lagoa de Óbidos possui, actualmente, cerca de 6 km² de superfície e comunica com o mar por um canal intermitente, estabelecido num cordão litoral apoiado nas arribas do Facho (85 m) e do Gronho (55 m) (Fig. II-161).

A aplanção envolvente sugere a existência de uma lagoa ou estuário mais extenso, que se estenderia, durante a transgressão flandriana, das arribas do Facho e do Gronho ao Nadadoiro, Águas Santas, Óbidos, Raposa, Amoreira, Vau, Bom Sucesso e Ferrarias (Fig. II-162).

Não encontramos informações históricas que atestem, com coerência, a utilização da lagoa como porto de pesca ou comércio. A razão poderá dever-se à intensa agitação marítima existente na costa adjacente, bem exposta a NW e sem condições naturais de abrigo, ou ao facto de não ter pertencido ao domínio dos Coutos de Alcobaça, mas sim à Coroa e tal como Salir ter sido menos documentada.

Nas estações arqueológicas de Outeiro da Assenta e de Santo Antão do Tojal foram encontrados concheiros e artefactos atribuídos ao Neolítico, que atestam a presença de uma população dedicada à pesca e recolha de moluscos bivalves, assim como a proximidade de águas salgadas que permitiam a proliferação dos géneros Patella, Cardium e Ostrea edulis. (P. Choffat, 1892; Pereira Alves, 1914-1915; A. Girard, 1915). Admitindo a hipótese do consumo ser feito em locais próximos dos pontos de captura, a distribuição destas espécies indica que, no Neolítico, a lagoa ocupou a área adjacente às colinas de Arelho e Vau, ramificando-se em dois braços. Um vindo de oriente, atingiu as imediações de St^o. Antão do Tojal e Outeiro da Assenta, tendo-se aproximado do sopé da colina de Óbidos, onde desembocaria o rio Arnóia; o outro, mais estreito, vinha do Sul, atravessava a garganta de Sobral da Lagoa, prolongava-se até Raposa, Rego Travesso e Amoreira, onde desaguavam os rios Real e Galvão (Fig. II- 161). A comunicação com o mar seria ampla, permitindo teores de salinidade elevados, compatíveis com a exigência das espécies encontradas, mesmo nos braços mais afastados, como o de Óbidos.

É provável que a lagoa tenha mantido esta forma e extensão por um longo período de tempo. **J. Trindade** (1985, p.4-5)¹, ao analisar o documento da conquista de Óbidos pelos romanos (que não apresenta), refere que estes, "junto ao nascimento de Cristo", só tinham conseguido chegar às muralhas do castelo por mar, depois de terem embarcado em S. Martinho e seguido pela costa até à Foz do Arelho, onde entraram e seguiram de barco até Óbidos. Diz aquele autor que "...entraram na boca de Foz do Arelho e navegando até junto aos muros da Vila ... a tomaram por este lado".

No século XII a laguna teria ainda grande extensão, mas não temos informações quanto aos seus presumíveis limites

Nos finais do século XIV, os limites da área submersa deveriam encontrar-se a ocidente do local onde estão actualmente implantadas as povoações de Vau e Arelho. No reinado de D. Pedro (1320-1367), o que é hoje a Várzea da Rainha, era então "...uma grande mata e quase toda pântanosa" (**J. Trindade**, 1985, p.49). No último quartel deste século **A. F. Martins** (1946) representa a lagoa ramificada em três braços relativamente amplos: Bom Sucesso, Arelho (próximo da confluência de dois rios, o Real e o Arnóia) e Barrosa, em comunicação com o mar por uma barra sem obstáculos. Os portulanos dos séculos XIV e XV (**Petrus Visconti**, 1318; **Laurenziano Gaddiano**, 1351; **Jachobus Girolids**, 1422 e **An. (Combitis)** do século XV), representam a lagoa a uma escala muito reduzida e a linha de costa exageradamente recortada e não fornecem quaisquer indicações quanto aos limites.

No século XV as restingas que encerram a lagoa estavam já formadas e o fecho da barra era frequente, causando, naturalmente, prejuízos avultados; de tal modo que as cortes de 1460 concederam à Camara de Óbidos poderes para obrigar o povo das vilas de Atougua, Cadaval e Coutos Velhos (que não conseguimos localizar) a colaborar nos trabalhos de abertura da barra da lagoa, quando fosse necessário (**J. Trindade**, ob. cit. p.49)

O mapa de **F. Á. Seco** (1560), com maior pormenor e rigor de representação que os seus contemporâneos, assinala a lagoa com forma aproximadamente oval e composta por quatro

¹ - Este autor reedita na íntegra um trabalho sobre as "Memórias Históricas e diferentes apontamentos, à cerca das antiguidades de Óbidos" redigido na 2ª metade do século XIX (cerca de 1850), por autor desconhecido que se supõe ter sido o beneficiado Silvestre José Scabra, que em 1833 fazia parte da colegiada de S. Tiago de Óbidos.

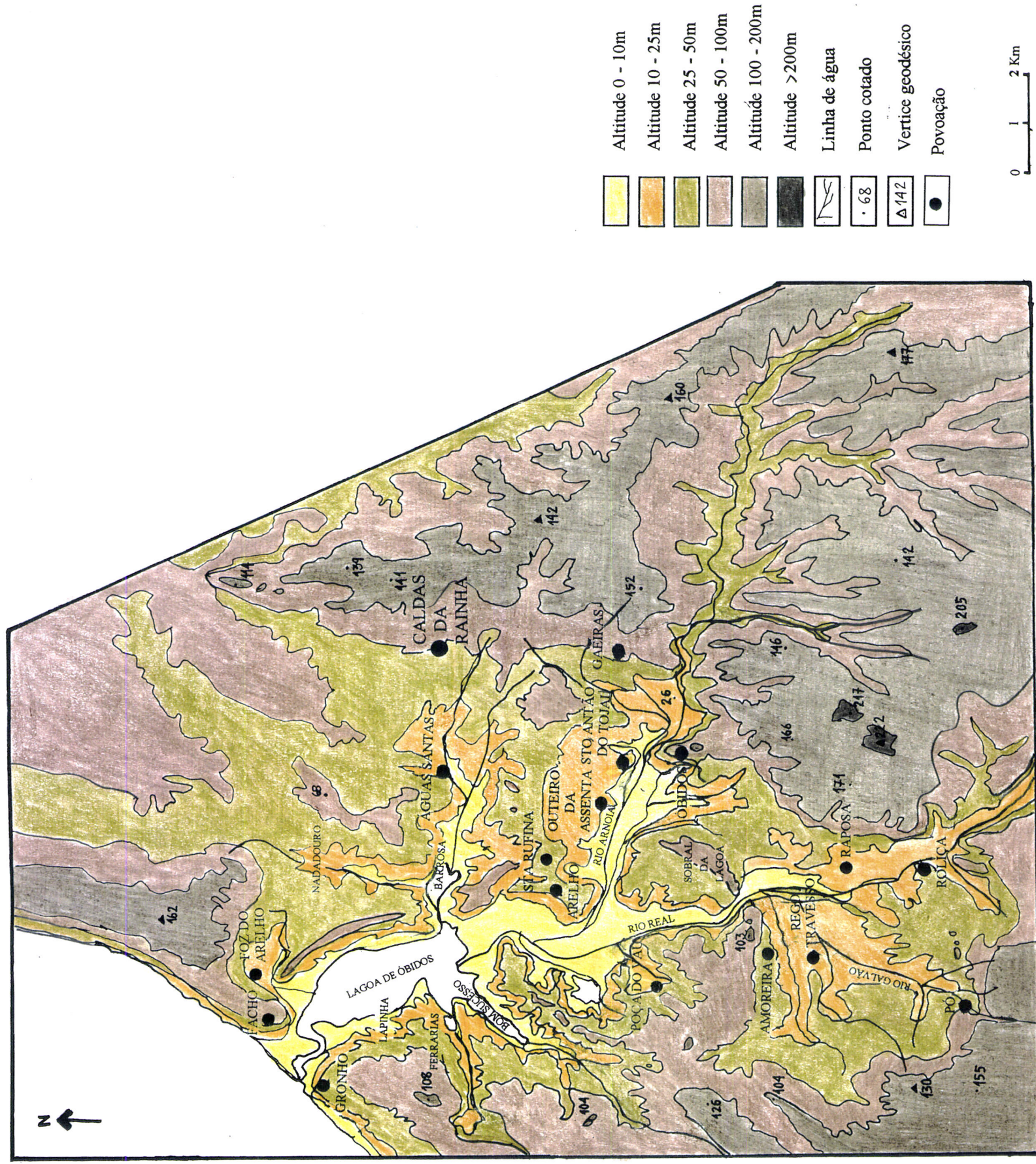


Figura II-161 - Esboço hipsométrico da lagoa de Óbidos e localização dos topónimos referidos no texto (adaptação da Carta

Militar 1: 25 000, Folhas 326 e 338)

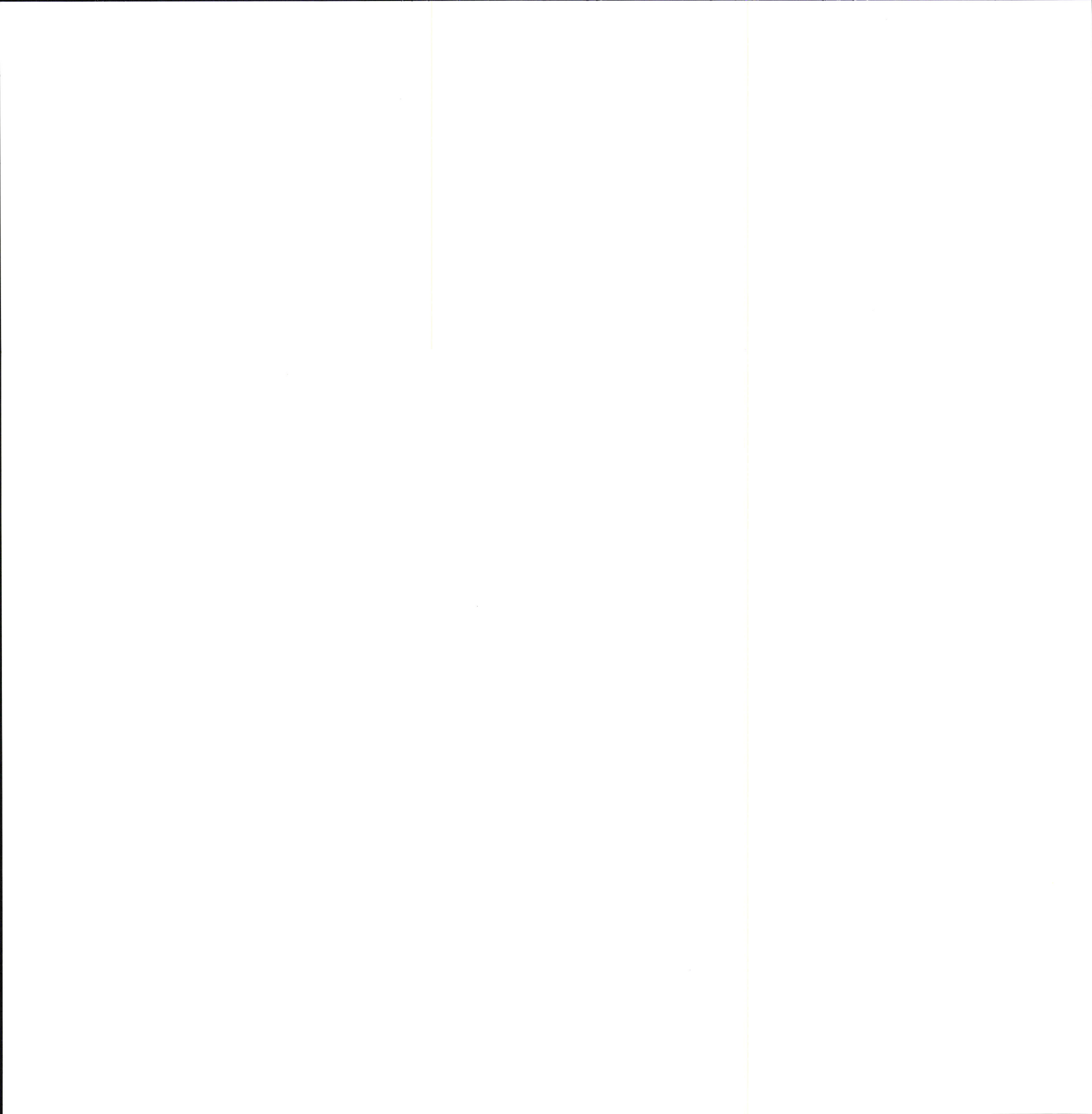
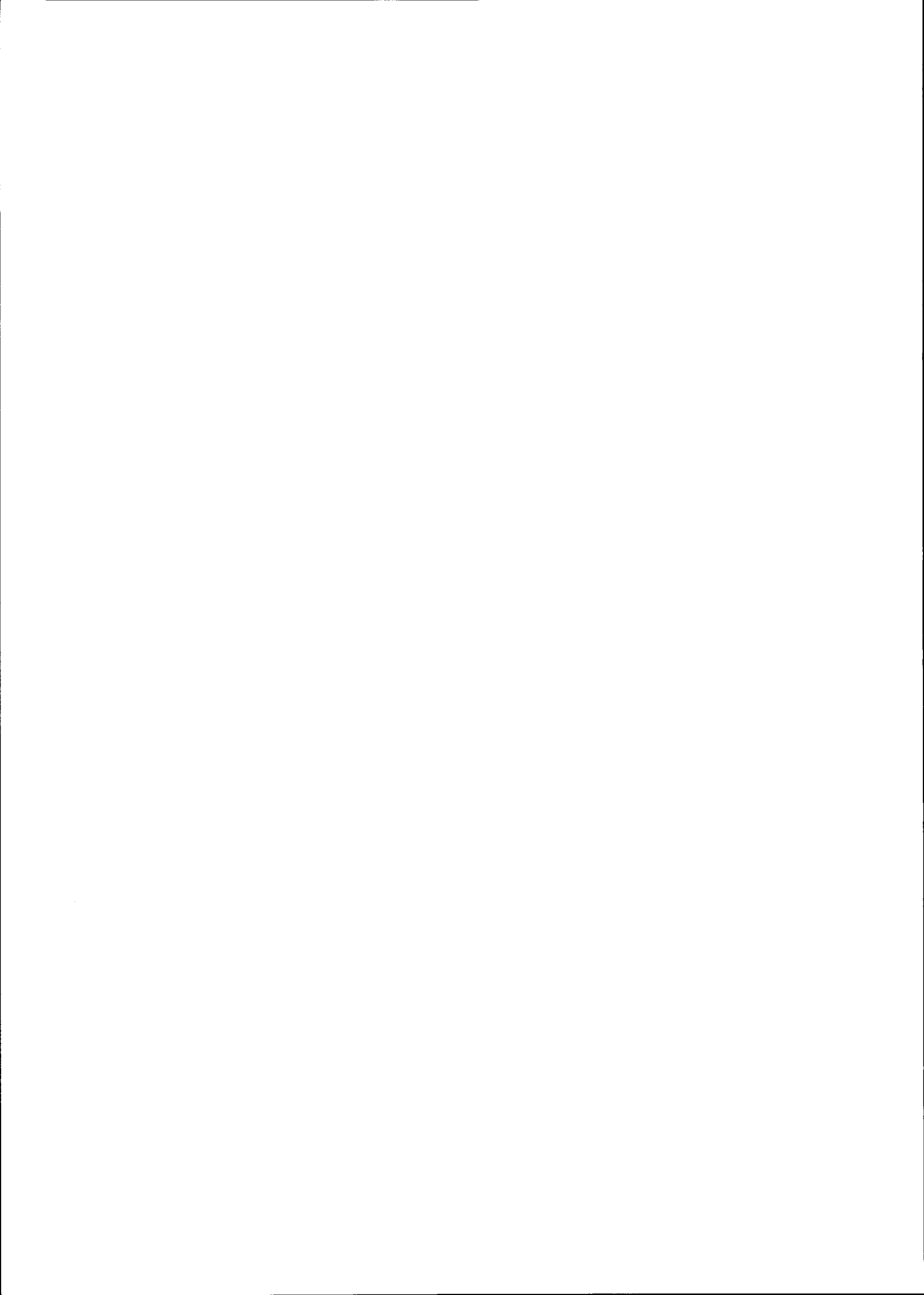


Figura II-162 - Configuração provável do litoral nas imediações da Foz do Arelho-Óbidos na transgressão Flandriana (perspectiva do mar para terra)





ramificações correspondentes às principais linhas de água afluentes: uma de Arelho até próximo de "As Caldas", outra a sul na direcção de Óbidos, uma terceira entre "Amora" e "Óbedos" e outra mais sul (Fig. II-157). A comunicação com o mar é ampla e o conjunto assemelha-se a um estuário, o que é incorrecto porque, como referimos, o cordão litoral já estava formado há mais de um século e com frequência a barra se fechava.

Nos finais do século XVI, a Várzea da Rainha era ocupada por matas e pântanos, mas a lagoa não chegaria, como refere **J. Trindade** (ob. cit.), ao Monte da Assenta, pois o rio Arnóia, frente a Óbidos, inflectia para a esquerda e já tinha sido artificialmente rectificado até à lagoa, o que não teria sido possível se a água salgada ainda atingisse o Monte da Assenta. Esta situação só poderia ocorrer se a barra fechasse ou se verificassem precipitações abundantes e concentradas na bacia vertente, coincidentes com preiamares de águas vivas e que aumentassem o volume das águas na lagoa. Esta Várzea foi, em 1550, doada pela Câmara de Óbidos à Rainha D. Catarina, mulher de D. João III, em troca da construção do aqueduto da Usseira; antes da doação era designada por Veiga de Óbidos, um baldio municipal com cerca de 3 km de comprimento atravessado por três rios; o do Cabo, o do Meio e o Arnóia (**Pinho Leal**, 1875, vol.VI, p.185-188).

O local de desembocadura dos rios foi migrando de acordo com o assoreamento da lagoa; a ausência de declive e o fraco hidrodinamismo existente na secção terminal das linhas de água, provocou a acumulação dos sedimentos e a formação de pequenos deltas, charcos e diques naturais, que tornavam a área pantanosa. Para minorar os efeitos dessa má drenagem e possibilitar o aproveitamento e recuperação de terrenos para a agricultura, as linhas de água foram rectificadas e aprofundadas, abrindo-se numerosas valas de enxugo. Os rios tiveram, assim, designações e trajectos diferentes ao longo dos tempos. Entre os rios do Arrebalde e o Mocharro havia um outro que deixou de existir em 1650, quando deram novo trajecto ao rio Real, assim chamado por atravessar a Várzea da Rainha. O primeiro rio que passava junto a Óbidos era designado por Arnóia; mais adiante havia o do Meio e depois deste o do Cabo ou das Caldas (**J. Trindade**, ob. cit. p. 52-53). É provável que algumas destas obras de correcção fluvial sejam anteriores ao século XV, embora não estejam documentadas.

Durante o século XVI, até ao reinado de D. Catarina, as áreas pantanosas devem ter aumentado devido a alterações do nível das águas da lagoa provocadas pelo fecho da barra e pela falta de limpeza e aprofundamento dos rios e das valas de drenagem. Em 1544, ainda estava por aproveitar a Várzea da Rainha, por ser uma área alagadiça sujeita a frequentes cheias que provocavam a perda das culturas, pois "... a lagoa e os rios transbordavam frequentemente das margens, quando as areias, invadindo a lagoa, impediam a passagem das águas para o mar" (**Bettencourt da Camara**, 1986, p.129).

A insalubridade provocada pelos numerosos pântanos e brejos, dificultava a fixação das populações. Constituiu mesmo motivo suficiente para que a comunidade do Convento das Donas, fundado em princípios do século XIV na colina frente a Óbidos, fosse mudada em 1536, para os Conventos de Leiria e Santarém, para evitar as mortes causadas pela sezões, como refere **J. Trindade** (ob.cit., p.53).

O ritmo do assoreamento da lagoa e do leito dos rios deve ter sido intenso, pois entre 1570 e 1580, a rainha D. Catarina, para recuperar as terras da Várzea da Rainha mandou abrir, em linha recta até à lagoa, novo leito ao rio Real (que então tomou esse nome), fazer várias valas de drenagem, construir pontes sobre os rios do Arrebalde (do Cabo e Arnóia) e reformar as existentes junto ao Mocharro (no rio que vem da Dagorda), construídas sobre outras já existentes, mas soterradas pela acumulação de sedimentos (**Bettencourt da Camara**, ob. cit. p. 128). Estas obras não terão talvez, surtido o efeito desejado, pois, alguns anos mais tarde, os Franciscanos do Convento de S. Miguel, que existiu próximo de Trás-do-Outeiro, foram deslocados para as Gaeiras, porque "...tinham muitas incomodidades causadas do ruím sítio e pelos maus ares e vizinhança dos brejos, enfermavam os religiosos ali muito e pela moléstia dos mosquitos que vinham do lado da Várzea da Rainha ... isto causado dos pântanos que últimamente se formaram pelos anos de 1590, porque deixaram de abrir as valas e pouco ou nada se cultivava no sítio da Várzea" (**J. Trindade**, ob.cit., p.58).

O mapa de **João Teixeira** (1648) repete os mesmos erros dos séculos anteriores e não acrescenta qualquer informação acerca da evolução da área. Mas, em 1760, a "Carta Topographica do Paúl e mais terras adjacentes que junto à Villa de Óbidos pagão à Rainha nossa

Stª o terço da novid. da sua produção" ¹ representa a lagoa e o lugar de Arelho, a norte, até à quinta da Comeira, a sul, e do paúl do Bispo e Murraçal do Povo, a poente, ao Outeiro da Assenta a leste; apresenta ainda as valas projectadas para a regularização do curso dos rios designados por dos Frades, Quente e da Albufeira, e, em perspectiva, os lugares de Arelho e as casas da quinta da Comeira. Pelo que observámos nesta pormenorizada planta do século XVIII, podemos concluir que, em 1760, o limite da lagoa, próximo da desembocadura do rio Real, se situava pelo paralelo da igreja de Arelho, ou seja, 2,5 km a SW do actual limite. A planta confirma as informações de, durante o Inverno de 1790, as águas chegarem ao Outeiro da Assenta e, mesmo de Verão, não se poderem cultivar os campos entre Arelho e Sobral, por estarem alagados (**J. Trindade**, ob.cit., p.80), devido, certamente, ao fecho frequente da barra e aos fracos declives. **Link** (1805, p.236), no relato de uma viagem realizada à Estremadura, no mês de Maio de 1798, encontrou a barra fechada e faz uma correcta descrição da lagoa "*... bras de mer qui s'étend dans l'intérieur des terres entre des rochers ... son embouchure est souvent embarrassée par des bancs de sable; alors il se déborde et on est obligé de lui ouvrir un passage*", que confirma a falta de rigor da cartografia do século XVIII que nada acrescenta à dos séculos anteriores. O frequente fecho da barra e a consequente subida de nível das águas, provocava a inundação do juncal entre a lagoa e Stª Rufina, onde ainda se podia embarcar para as caçadas; pensamos que o ritmo de assoreamento foi intenso, pois, **J. Trindade** (ob.cit. p.81) refere que nos anos seguintes tal só era possível no Inverno se a precipitação fosse muito intensa e/ou a barra fechasse.

As dimensões e a profundidade da lagoa são indicadas, pela primeira vez, na segunda metade do século XIX, por **J. Trindade** (ob.cit. p.82): cerca de 6 km de comprimento entre Stª Rufina e a barra (hoje cerca de 4 km) e aproximadamente o mesmo valor, entre o braço da Barrosa e o do Bom Sucesso (hoje cerca de 4,5 km). Os sítios mais fundos eram a "verga" ou canal próximo da barra e o braço do Bom Sucesso com 10 m de fundo (hoje cerca de 5 m). Para que o comprimento indicado fosse correcto, seria necessário que a Capela de Stª. Rufina se situasse a nascente da povoação do mesmo nome e aproximadamente sobre o paralelo de Arelho, do que não temos a certeza. Segundo a mesma fonte, a Poça do Vau era um grande charco de

¹- que consultámos no Arquivo do Instituto Geográfico e Cadastral (C.A.nº119).

água salobra, com uma légua de circunferência, ocupado por "palhagais e água". assim como a poça da Cativa e a da Ferraria, de menores dimensões, que comunicavam com a lagoa por pequenos canais. Duas "poças" ou pequenas lagoas, muito próximas uma da outra e nas imediações da do Vau, são ainda representadas na carta Chorográfica de Portugal 1/100 000, publicada em 1890 (Fig. II-163), assim como uma outra, a NW da Lapinha. É provável que correspondam às referidas anteriormente e que os trabalhos de drenagem as tenham feito desaparecer ou ligado à poça do Vau. A 1ª edição da Carta Militar, de 1940, representa-a com superfície idêntica à ocupada pelas outras duas (Fig. II-145). Actualmente, dista da lagoa cerca de 2 km, é inundada, durante o Inverno, pelas águas das chuvas e está colonizada por juncos e caniços, formando um paúl.

A redução da superfície da lagoa tem sido maior nas imediações do delta dos rios Real-Arnóia e do Braço da Barrosa, como referimos em 2.2, deste Capítulo.

3.5 - A Lagoa de Atouguia da Baleia-Peniche

Peniche continuava, no Período Histórico, isolada do continente, formando uma ilha. O mesmo se verificava no Baleal, onde ainda hoje, em situações de tempestade, o cordão litoral é galgado pelo mar, voltando temporária e excepcionalmente à situação de ilha. Atouguia da Baleia, agora a 3 km do mar, foi um importante porto de pesca e de comércio, situado no fundo do estuário do rio S. Domingos.

As ilhas de Peniche e Baleal estiveram ligadas ao continente durante a glaciação Würm. Peniche teve ocupação humana no Paleolítico médio e no Eneolítico, como revelou o espólio arqueológico dos diferentes níveis da Gruta da Furninha. No Baleal não foram encontrados vestígios de ocupação humana, mas terá tido processo semelhante de evolução, embora a ligação deste ao continente tenha sido um pouco mais tardia, em virtude da menor altitude (15 m no ponto mais alto, contra 36 m em Peniche), idêntica à do nível da entrada da gruta da

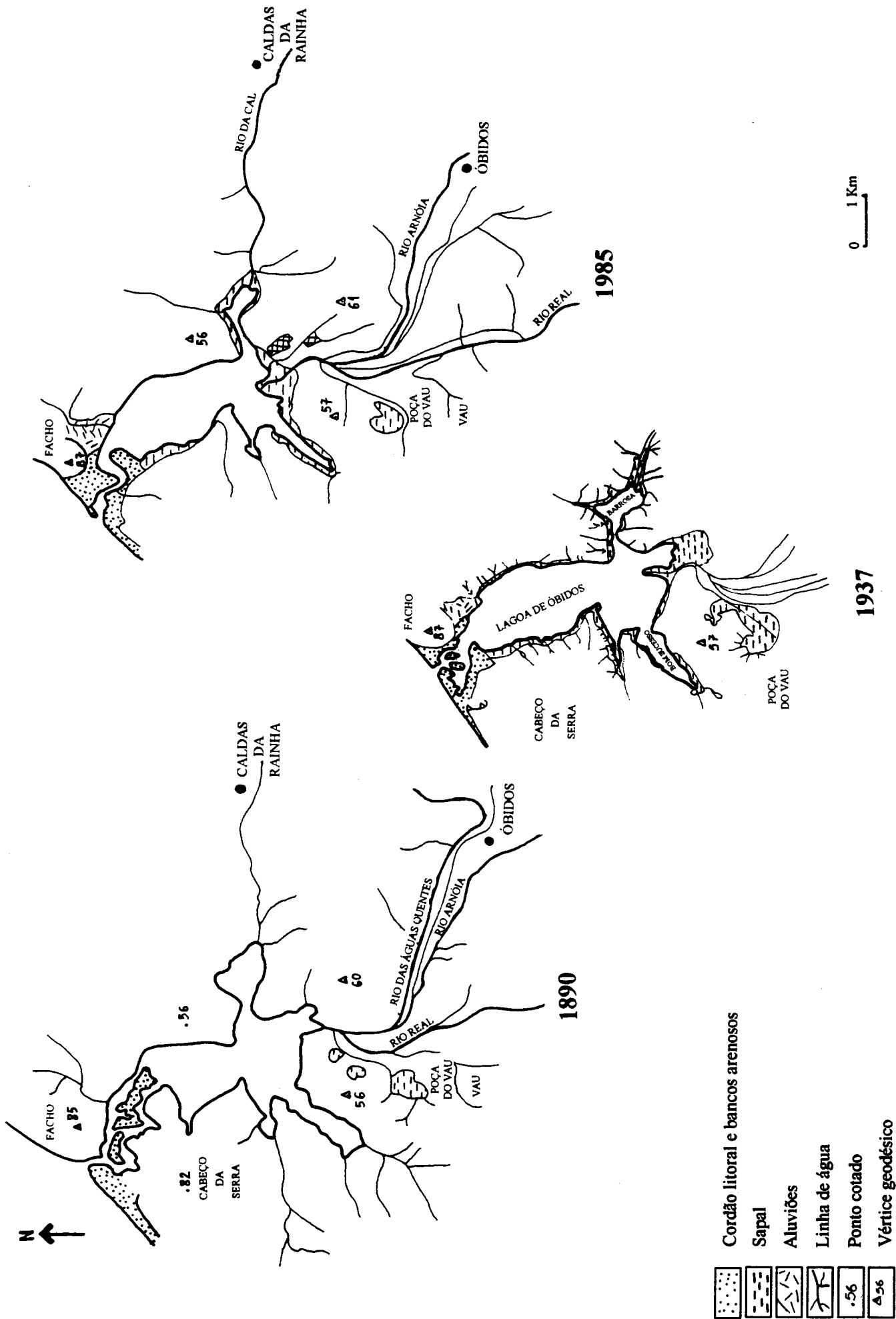


Figura II-163 - Evolução da configuração da Lagoa de Óbidos entre 1890 e 1985



Furninha (15 m). Durante a transgressão Flandriana as penínsulas voltaram à situação de ilhas. (Fig. II-165), tendo os abrigos das rochas e cavernas continuado a ser habitados (**Teixeira & Gonçalves**, 1980, p.203-204).

Antes da ligação ao continente, a antiga arriba situar-se-ia nas imediações de Lagido, Cruz das Almas, Ferrel, Burnela, Atouguia, Porto de Lobos, Alcoentras e Consolação, formando um litoral recortado por várias reentrâncias correspondentes à desembocadura das linhas de água (Fig. II-165), onde se desenvolveram pequenos estuários. A ocidente deste litoral recortado destacavam-se as ilhas do Baleal e das Pombas e um pouco mais afastada, a de Peniche. A paisagem ter-se-á mantido até ao início da formação dos cordões litorais que foram progredindo em direcção a Peniche.

É difícil saber em que época se formaram os cordões que originaram o tómbolo e estabeleceram a ligação de Peniche à terra firme, ou quando deixou Atouguia da Baleia de poder ser utilizada como porto. No século XII, a ilha de Peniche distava oitocentos passos (e não oitenta como refere **F. Martins**, 1946) do continente, de acordo com o relato do Cruzado Inglês Osberno "Insula Phenicis distantun a continenti quasi octogentis passibus" (citado em **F. Martins**, 1946, p.29). Embora não saibamos de que passos se tratava¹, nem a que situação de maré são referidos, o seu número equivaleria a uma distância entre 600-1000 m. Teremos ainda de ter em consideração as pequenas profundidades que deveriam existir, pois como veremos adiante, entre a ilha e o continente estariam já formadas cristas e sulcos pré-litorais, embora ainda imersos. O crescimento destas cristas e a consequente emersão foi, a pouco e pouco, isolando a lagoa, cuja barra se localizaria, talvez, nas proximidades da Quinta dos Salgados. O porto de Atouguia funcionava em pleno, favorecido pelas condições de abrigo e navegabilidade oferecidas pela lagoa e pelo estuário do rio S. Domingos.

Nas imediações das zonas alagadas extraía-se sal, pelo menos desde o século XIII (**H. B. Bernardo**, 1966, p.18), data em que surgem referências a proprietários de salinas na Atouguia, embora não saibamos qual a produção ou o local exacto das marinhas, mas apenas que a conservação da baleia consumia grandes quantidades e havia necessidade de o importar (**O. Ribeiro**, 1977, p. 141-142). A pesca da baleia era uma actividade importantíssima.

¹ - Passo geométrico = 1,524 m ; passo militar = 0,762 m ; passo romano = 1,94m).

Protegida pela Coroa desde 1313, data em que esta isentou os pescadores locais e da Pederneira de servir nas obras da Alcáçova de Santarém e, mais tarde, nas da fortaleza de Óbidos (**Laranjo Coelho**, 1922, p. 209).

O declínio das condições de navegabilidade do porto de Atougua verificou-se no início do século XIV, devido à invasão das areias, como se deduz das informações contidas na "Carta de Privilégio" (Chancelaria de D. Duarte) publicada por D. Duarte em 1438¹. Assim, o porto ficou impracticável durante ou ainda antes do reinado de D. João I (1357-1433). O porto foi ainda navegável voltando novamente a assorear-se no início do reinado de D. Duarte. Este Rei reconhecendo a importância do porto mandou (oito meses depois da morte de seu pai, em 1433) executar novas obras, implantar medidas de defesa e nomear um piloto para conduzir os navios estrangeiros ao porto, ordenando que vivesse permanentemente junto a ele, em Peniche ou em Porto Pim. As obras executadas "... para nada valeram e não tardou que lagoa sem comunicação com o mar se colmatasse e das suas águas estagnadas se afastassem os marnoteiros, os pescadores e os marinheiros" (**V. Rau**, 1984, p.63). Não há dúvida que o porto de Atougua deixou de funcionar a partir do século XV.

Entre 1449 e 1471, Baleal e Peniche ainda surgem na documentação com a designação de ilhas (**F. Castelo Branco**, 1957, p.341-342). Não sabemos onde se localizaria a barra do rio de S. Domingos e se Peniche estaria já ligada ao continente, ou funcionava ainda como ilha durante as marés vivas, pois o simples facto de lá poder residir o piloto da barra, como indica o documento de D. Duarte, não significa que fosse já uma península. Do que não há dúvida, é que no início do século XIV, os cordões litorais já tinham circunscrito a lagoa de Atougua, que chegava a ficar completamente isolada do mar e o tómbolo estava parcialmente formado.

A data da ligação de Peniche ao continente varia de autor para autor. **Jaime Cortesão** (ob. cit) indica o século XV; **A. F. Martins** (ob. cit.) com quem estamos de acordo, afirmou que talvez o tivesse sido já na centúria anterior. Os portulanos que cita como base para a sua argumentação, representam uma península e não uma ilha, embora os documentos cartográficos da época sejam imprecisos e, como vimos, com frequentes discrepâncias relativamente a documentos escritos seus contemporâneos. Se no século XII a

¹ - **J. M. Silva Marques**, 1944, p. 394-395.

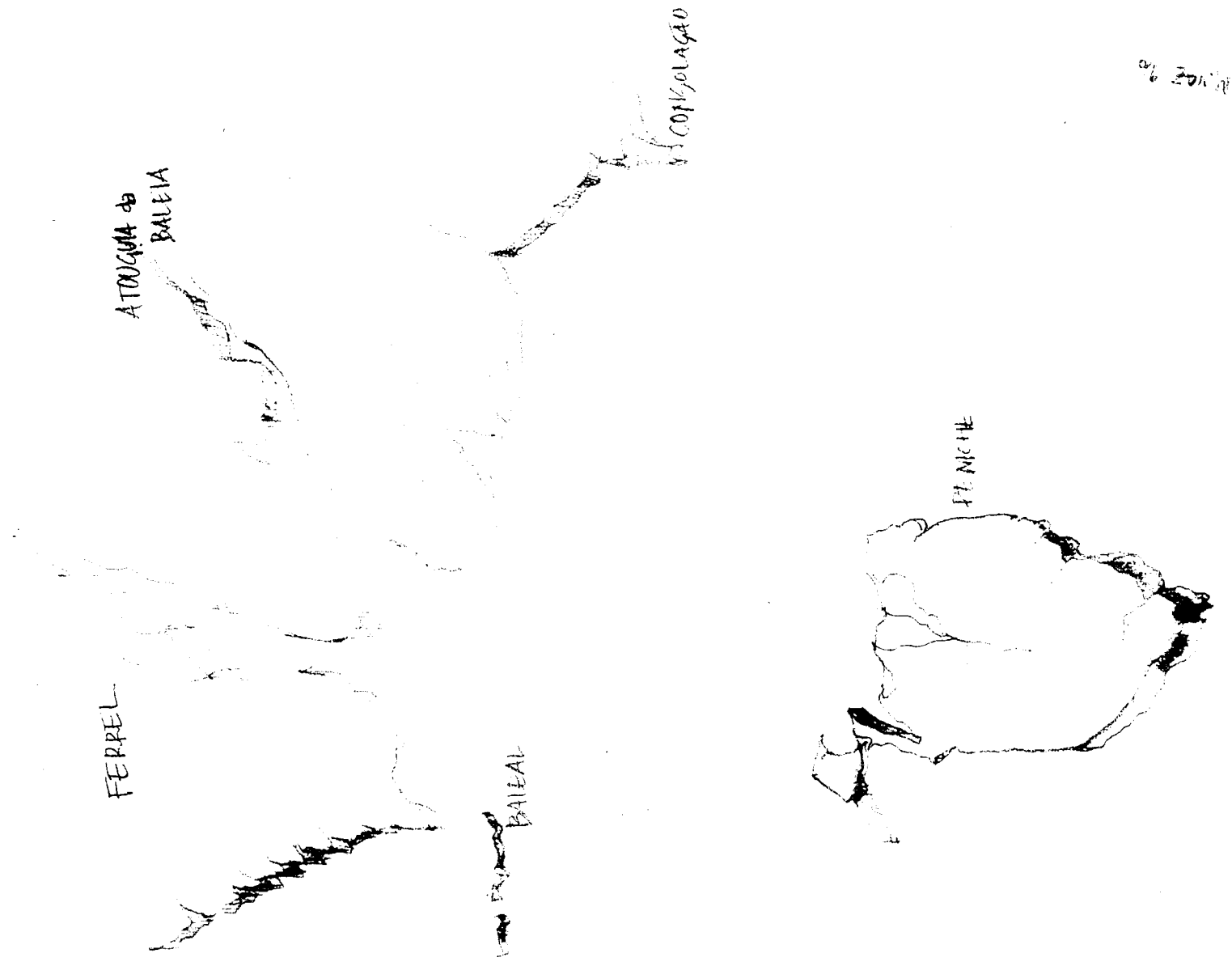
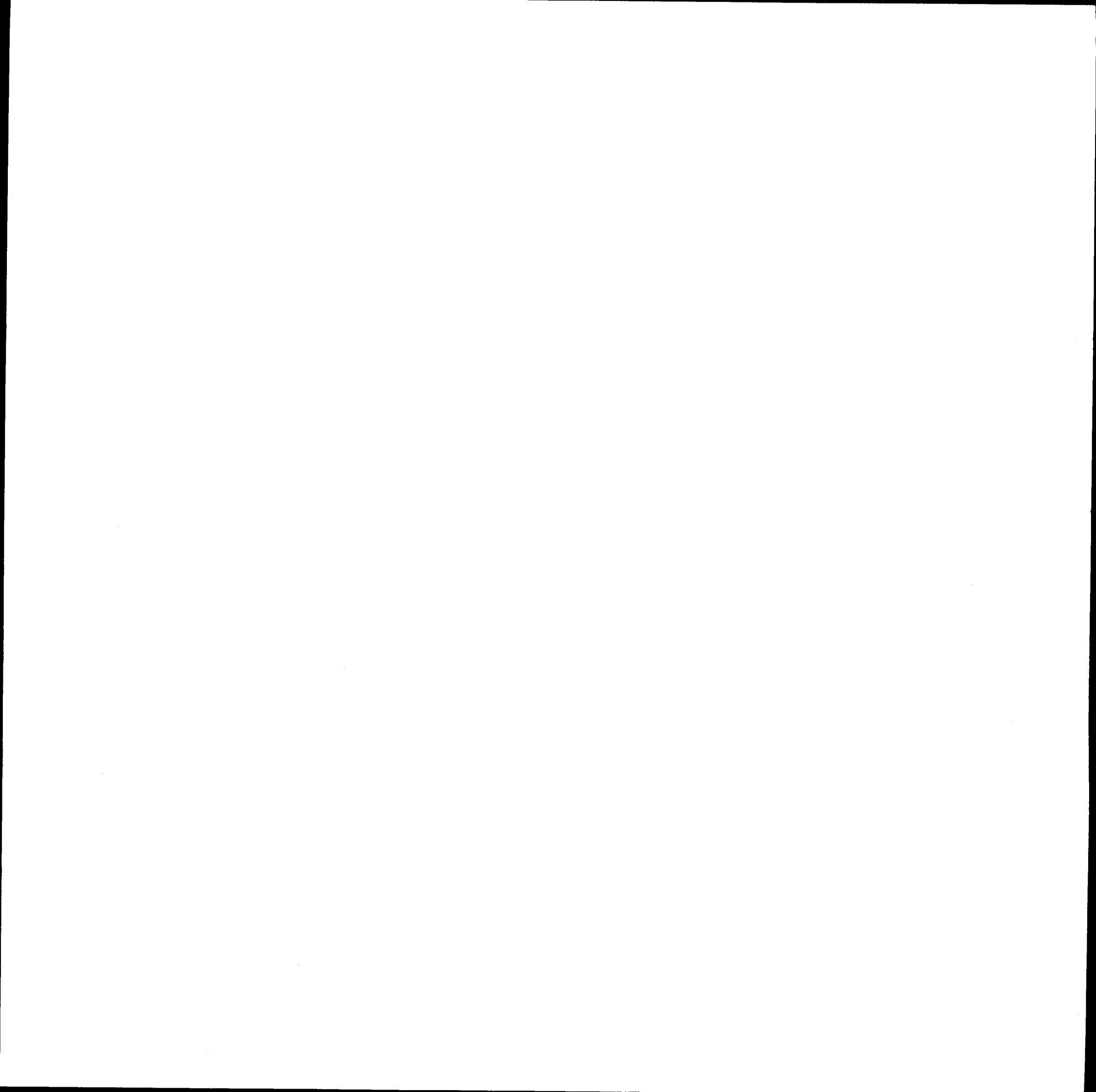


Figura II-164- Configuração provável do litoral de Peniche no máximo da transgressão Flandriana
(perspectiva do mar para terra)



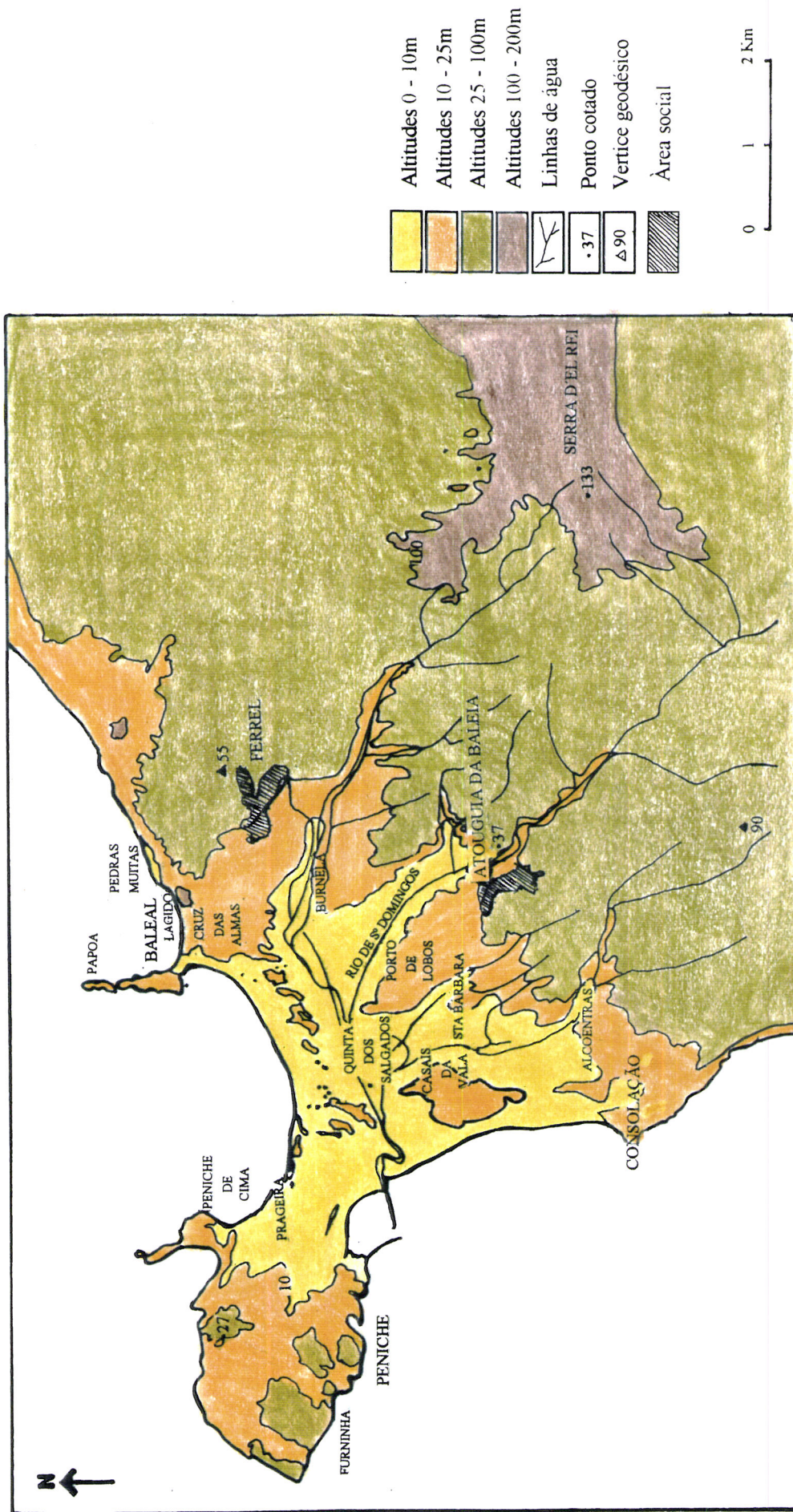
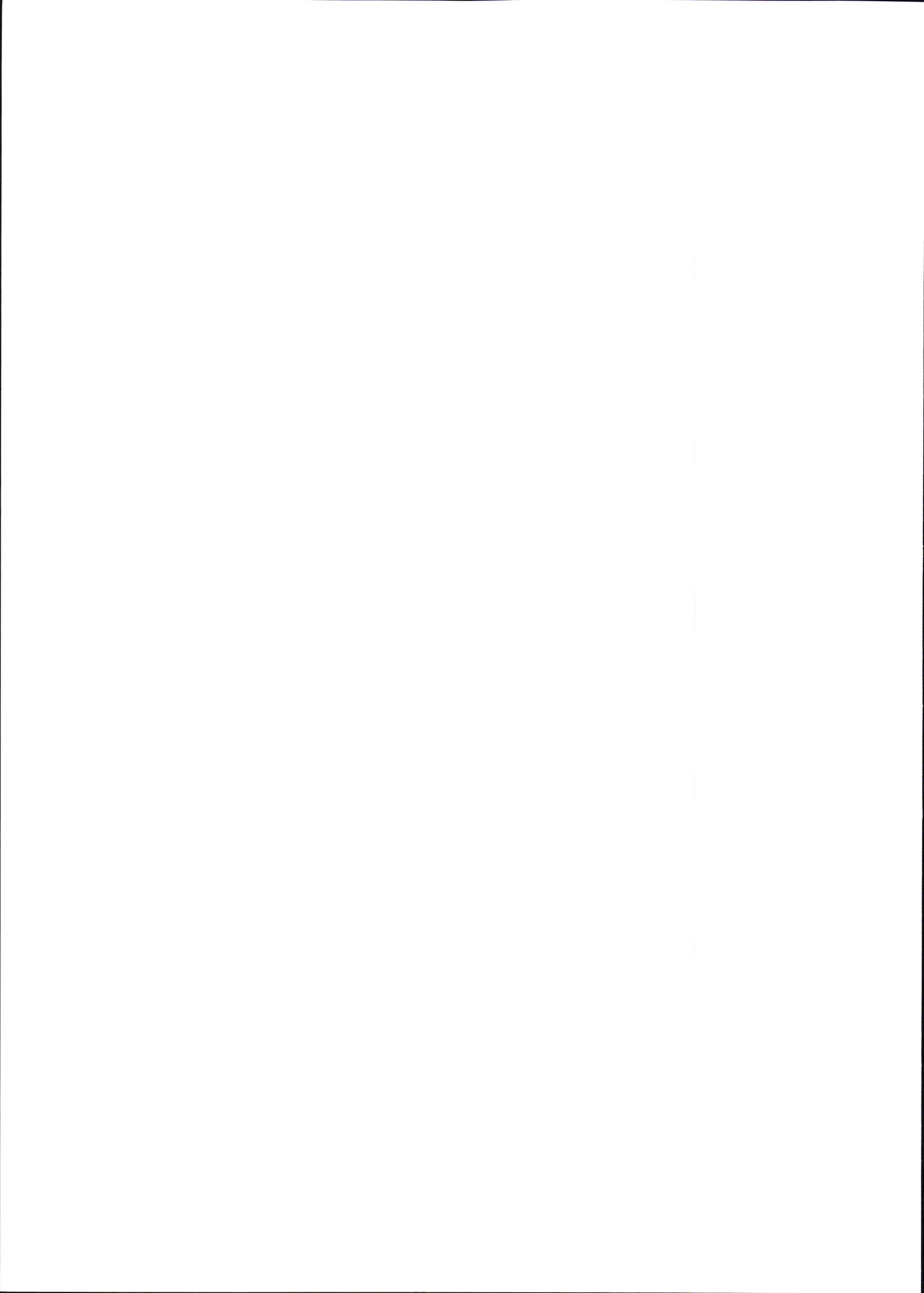


Figura II-165 - Esboço hipsométrico da várzea de Peniche-Atouguia da Baleia e localização dos topónimos referidos no texto (adaptação da Carta Militar 1: 25 000, Folha 338)



O. Ribeiro (1980) admitiu que no começo do século XV, Atouguia já estava a perder importância por causa do assoreamento e Peniche tinha herdado as suas funções portuárias. De acordo com as datas referentes à diminuição das condições de navegabilidade e ao fecho da barra, é possível que o porto de Atouguia tenha sido assoreado ainda no século XIV e Peniche tenha atingido o seu apogeu nos séculos XV e XVI, com a construção do castelo no reinado de D. João III, em 1557, passando a partir daí a ser uma praça de guerra importante, com residências senhoriais. A deficiente comunicação com o mar terá provocado o abandono das salinas, como dá entender a Memória do Padre Rodrigo Nuno, datada de 1507 (citada em **H. B. Bernardo**, 1966, p.7, que refere o início da actividade no século seguinte, embora não indique a localização, a área ocupada, ou as razões que a determinaram).

No século XVII, os cordões litorais e áreas adjacentes estavam já modeladas em dunas, como se conclui do édito de Filipe II (**H. B. Bernardo**, ob. cit. p. 37), que em 1609, ao estabelecer os limites do concelho, indica "...medões de areia direitos a Santa Bárbara, por tudo d'hai até Peniche serem areais, sem haver nelles nenhuma terra de pão nem de pastos". Santa Bárbara fica situada a SW de Porto de Lobos (Fig. II-164), donde se deduz a extensão e a largura dos cordões dunares, que se prolongariam de forma contínua até Peniche. A progressão destes, talvez tenha barrado e desviado os rios de Ferrel e de S. Domingos, que se dirigiriam, provavelmente para NW, desaguando a ocidente, entre Peniche de Cima e o Baleal. Os estaleiros deviam localizar-se junto a Peniche -a- Velha, que tinha recebido o título de Vila em 1609, cujo núcleo principal era conhecido por Ribeira ou Peniche da Ribeira (**Santana Dionísio**, 1928, vol II, p.574). O termo "Ribeira" designava, como verificámos para a Pederneira e S. Martinho, o local ou a margem baixa onde se desenvolviam actividades portuárias e de construção naval. Neste local situa-se hoje o porto e, mais a norte, em Peniche de Cima, junto à extremidade da muralha, ainda funciona um pequeno estaleiro para reparação e construção de barcos de pesca.

Em 1641, um braço de mar circundava toda a muralha desde a Ribeira a Peniche de Cima e permitia a exploração de salinas nas proximidades de Prageira (**H. B. Bernardo**, ob. cit. p. 37), onde existiria, talvez, uma pequena lagoa. Actualmente o fosso da muralha é banhado por

um canal regulado por portas de maré, até às proximidades do campo de futebol, onde termina, sem atingir Peniche de Cima.

No século XVIII a lagoa existente entre os cordões do tómbolo estava reduzida a um paúl, devido à progressão das dunas para o interior. Era designado por lago do Brejo e, de acordo com **H. B. Bernardo** (ob. cit. p.36), atravessado por duas pontes de madeira e pedra: a do Castelo, junto da Atouguia e a da Alagoa ou do Rio, junto da praia, designação que ainda subsiste na toponímia local.

Peniche e o Baleal, apesar de estarem ligadas ao continente pelos cordões litorais, comportavam-se temporariamente como ilhas, durante as preia-mar de águas vivas coincidentes com ventos fortes e ondulação de N ou SW, quando o istmo era galgado. Esta situação foi, ao longo dos séculos XVIII e XIX, relatada por vários autores¹ e é ainda possível, pois no "ciclone" de 1941 a península ficou transformada em ilha durante várias horas (**H. B. Bernardo**, ob. cit., p.35). O Baleal, apesar do enrocamento recentemente colocado sobre o cordão litoral, para protecção e alteamento da estrada de acesso, nas marés vivas conjugadas com temporal, ainda é rodeado pelo mar, como se verificou ainda em Janeiro de 1994.

2.6 - Síntese

As informações sobre da evolução da faixa litoral são reduzidas ou quase inexistentes antes do século XIII. Os achados arqueológicos, nem sempre bem referenciados e de idade comprovada, sugerem apenas em alguns casos e de forma rudimentar, a configuração e extensão das lagoas, tal como indicámos para a Pederneira e Óbidos.

Até ao período Visigótico, as referências à navegação ou ao acesso de barco a determinados lugares são um pouco fantasiadas, como comprovámos pela localização

¹- (**P. Luis Cardoso**, 1751, vol.II, p.21; **M. Franzini**, 1812, p. 43-44 e 97-nota 8; **Pinho Leal**, 1875, vol.III, p. 650 nota 1; **A. Pery**, 1875, p. 23).

geográfica e a altitude dos locais referidos, relativamente às linhas de água ou à extensão das lagoas.

É provável que no século VII a restinga da Nazaré começasse a emergir a sul, nas proximidades de S. Gião, criando uma situação de abrigo que permitiu a construção da Ermida, apenas a 15 m de altitude e próximo do mar.

Durante o século XIII, a navegação era possível no interior da lagoa da Pederneira até à Fervença e funcionavam em pleno os portos de Alfeizerão (embora as doenças provocadas pelos paúis adjacentes fosse já noticiada) e mais a sul o de Atougua da Baleia. A lagoa de Óbidos estender-se-ia até às imediações da Quinta da Várzea da Rainha e provavelmente ao Borraçal (a norte de Sobral da Lagoa). Peniche e Baleal eram ilhas, pelo menos durante a maré cheia, e o porto de Atougua da Baleia ainda funcionava.

O século XIV foi marcado em toda a área por um período de forte assoreamento que obstruiu as principais barras dos portos e transformou a Várzea da Rainha num pântano. O porto de Alfeizerão, localizado no fundo do estuário do rio com o mesmo nome, deixou de funcionar. Atougua tornou-se inacessível devido ao assoreamento da barra, embora algumas obras mandadas executar por D. João I, o tenham temporariamente, reactivado. Peniche estava já ligado ao continente e era habitado de forma permanente. Esta vaga de assoreamento coincidiu com a expansão significativa da agricultura, resultante do arroteamento de terras de mato e da destruição do coberto vegetal.

Durante o século XV a navegabilidade restringe-se aos portos mais exteriores. A barra da Pederneira é completamente obstruída e o porto desloca-se para jusante da Ponte das Barcas, o mesmo acontecendo com Alfeizerão e Atougua da Baleia, que transferiram as suas actividades para Salir e S. Martinho, no primeiro caso e para Peniche, no segundo. Surgem igualmente as primeiras referências ao fecho da barra da Lagoa de Óbidos. Numa tentativa de drenar os campos adjacentes ocupados por paúis, iniciam-se trabalhos consideráveis de hidráulica fluvial.

Ao longo do século XVI o assoreamento intensifica-se. A barra do rio Alcoa desloca-se para norte, frente à Pederneira, empurrada pelo crescimento das restingas. Funciona ainda um pequeno embarcadero junto à Ponte das Barcas, mas a maioria das embarcações permanece ao largo sem poder transpor a barra. Situação semelhante se verifica em Salir, cuja foz não

permite a entrada de barcos, obrigando a fundear no interior da baía, frente a S. Martinho. Ao sul, as salinas de Peniche são abandonadas devido ao assoreamento determinado pelas areias, que o vento transporta dos cordões litorais que ligam Peniche ao continente. As obras de drenagem e enxugo prosseguem e permitem a conversão de alguns paúis e sapais em terrenos de cultura.

No século XVII ainda é possível caçar e pescar em pequenos barcos nas lagoas interiores, que comunicam com o mar de forma intermitente, reduzindo-se, progressivamente, a profundidade, devido à acumulação de sedimentos fornecidos pelos tributários e pelo vento. Com fracas condições naturais, o porto denominado da Pederneira, funciona, agora, na praia junto à base da arriba do Sítio, onde os barcos são carregados de madeira, no Verão, com a quilha sobre a praia, actividade que cessa completamente na segunda metade do século XIX. Até meados do século XX, o porto S. Martinho ainda funcionou; a partir daí, apenas Peniche continua e amplia a sua actividade. Actualmente as obras portuárias realizadas permitem o funcionamento dos portos de pesca de Peniche e da Nazaré

Para além das causas antrópicas apontadas, o desaparecimento das lagoas e dos portos interiores ficou a dever-se a fenómenos naturais de carácter geral. O ligeiro aquecimento climático, ocorrido entre 1 000 e 800 anos B.P. e conhecido como Pequeno Ótimo Climático, teve como consequência uma ligeira subida do nível do mar (J. A. Dias, 1987, p.334-335) e o prolongamento dos estuários para montante. Este fenómeno geral pode justificar, em parte, as referências ao acesso por barco a muitos locais actualmente afastados do mar, tal como Cós (Lagoa da Pederneira) ou Pó (a montante da Lagoa de Óbidos), ou representar vestígios de outras condições anteriores.

Entre os séculos XIV e XVI iniciou-se um ligeiro arrefecimento designado por Pequena Idade do Gelo, que se prolongou até ao século XIX. A intensificação do frio provocou uma pequena, mas generalizada, descida do nível do mar, aumentou a erosão sub-aérea e o volume de sedimentos em trânsito no litoral. A intensidade deste fenómeno não foi ainda, devidamente, avaliada na fachada ocidental da Península Ibérica, no entanto, coincide com o declínio dos portos da Pederneira, Alfeizerão e Atougua da Baleia, situados no interior das lagoas.

Num litoral com um clima de forte agitação marítima e com marés com cerca de 4 m de amplitude, é quase impossível a observação de depósitos ou terraços que comprovem estas pequeníssimas oscilações do níveis do mar, tanto mais que a dinâmica sedimentar resultante. foi modificada por intervenção antrópica, decorrente do aumento da densidade populacional, do desenvolvimento da agricultura, do pastoreio e do desaparecimento de grande parte da cobertura florestal. No entanto, encontrámos alguma relação entre as variações climáticas apontadas e as alterações locais da dinâmica marinha e sedimentar, que conduziram ao desaparecimento das lagoas e portos, que funcionaram até aos séculos XV e XVI.

REMATE

A faixa litoral entre a Nazaré e Peniche, com cerca de 50 km de comprimento individualiza-se do conjunto do litoral ocidental português por apresentar orientação N45E, perpendicular à ondulação predominante de NW e paralela à depressão diapírica; por possuir uma plataforma continental estreita e condicionada pela presença do canhão submarino da Nazaré; por ter uma plataforma litoral com escassa cobertura sedimentar, deformada pela tectónica diapírica e vigorosamente entalhada pela erosão fluvial. A rede hidrográfica é pouco extensa e de regime torrencial, incapaz de fornecer ao litoral e à plataforma continental, grande quantidade de sedimentos.

A actividade tectónica ocorrida no final do Pliocénico, responsável pela formação da depressão diapírica, alterou profundamente a fisiografia da região e desencadeou um profundo encaixe da rede hidrográfica antecedente, para se adaptar à nova estrutura. Durante as fases regressivas do Quaternário, os flancos da depressão, sobretudo o ocidental, foram entalhados pelos rios que as atravessam perpendicular ou obliquamente, escavando gargantas profundas que depois foram invadidas pelo mar e colmatadas por sedimentos flúvio-marinhos, durante a transgressão Flandriana.

A fisionomia actual da costa é marcada por arribas vigorosas, modeladas a norte da Lagoa de Óbidos no flanco ocidental do diapiro. Estas são interrompidas por gargantas de largura variável, por onde o mar penetra, na Baía de S. Martinho do Porto, ou onde se construíram os cordões litorais que deram lugar às praias da Nazaré e à Lagoa de Óbidos. De Óbidos ao Baleal, a costa é mais baixa e rectilínea, orientada por falhas paralelas às arribas que conferem ao conjunto grande regularidade, pois a rede hidrográfica é insignificante, mesmo se comparada com a existente a norte. Entre o Baleal e Peniche há uma mudança na orientação geral da linha de costa. Termina o litoral de arriba e inicia-se um sector baixo e arenoso, condicionado pela posição das antigas ilhas de Peniche e Baleal, ligadas ao continente nos séculos XIII-XIV, por restingas modeladas em dunas, que formam um tómbolo duplo.

O sector estudado, de um modo geral como a totalidade do litoral português, foi afectado a partir da transgressão Flandriana e até aos últimos séculos, por uma tendência regressiva do nível do mar que terá culminado na "pequena idade do gelo". Como consequência deste fenómeno e de uma crescente intervenção antrópica, os cursos de água ganharam maior competência, que se traduziu num acréscimo do acarreio de sedimentos para o litoral, do qual resultou a progressiva ligação das antigas ilhas ao continente, a colmatação dos pequenos estuários que se transformaram em lagoas e o desaparecimento dos portos que aí funcionavam (Pederneira, Alfeizerão e Salir e mais a sul Atougua da Baleia). Esta tendência inverteu-se no último século e o comportamento do litoral passou a ser, em geral, transgressivo, como se pode deduzir pelos aspectos de erosão da linha de costa, evidenciados pelo recuo das arribas e da face barlamar das dunas primárias, pelo emagrecimento das praias e pelo movimento das pontas das restingas para o continente, nem sempre compensados pela acumulação de sedimentos nos sectores mais abrigados.

O principal objectivo do trabalho foi a determinação dos mais importantes processos, físicos e humanos, intervenientes nesta dinâmica actual, considerada de tendência geral regressiva, e tentar avaliar a intensidade e as condições em que ocorrem nos sistemas litorais de arriba, de praia e de laguna.

A faixa litoral entre a Nazaré e Peniche está sujeita a um clima de agitação marítima proveniente do Atlântico Norte, modificada localmente pelos ventos predominantes de N e NW, pelas características geomorfológicas da costa e pela topografia das praias e plataformas submarinas, que causam fenómenos de difração e refração e fazem com que as ondas atinjam a costa com ângulos de incidência variáveis de local para local. No entanto, o regime de ondulação proveniente de S, SW e W, apesar de pouco frequente, mas associado a situações de temporal e por vezes de baixa pressão atmosférica, é o responsável pelas maiores taxas de erosão verificadas.

Cerca de 65% da extensão da costa entre a Nazaré e Peniche é modelada em sistemas de arribas, com altura e litologia variável, quase sempre associadas a plataformas de acumulação constituídas por blocos e por areia média. A plataforma de abrasão só se observa numa pequena área, entre Ferrel e o Baleal, onde a fraca altitude das arribas e inclinação das camadas

dificultam os processos de deslizamento. Nas restantes, a plataforma de abrasão encontra-se coberta pelos detritos provenientes do desmantelamento das arribas, resultantes de processos de deslizamento em massa e de desmoronamento.

A originalidade deste sistema de arriba está na forma do perfil, condicionada pela litologia e pela estrutura. Cerca de 70% do litoral de arribas é talhado em camadas alternadas de margas, argilas, calcários e arenitos do Jurássico, com dureza e permeabilidade diferentes, dispostas em estrutura concordante e inclinadas 30-45° para o mar e com altitudes entre 80 e 110 m. Este dispositivo litológico e estrutural, por vezes associado a acidentes tectónicos perpendiculares ou oblíquos à costa e a processos marinhos e sub-aéreos exercidos na base na face e no topo das arribas e vertentes costeiras, facilita os deslizamentos em massa e confere às arribas um perfil correspondente à inclinação das camadas. No sopé existe uma plataforma de blocos, mais desenvolvida nos locais onde ocorreram deslizamentos recentes, resultante da acumulação de grande volume de detritos, que aí permanecem durante longos períodos de tempo, amortecendo o impacto da rebentação e protegendo a base da arriba. As restantes, mais baixas (20-40 m de altura), cortam arenitos do Cretácico (cerca de 28%, situadas entre a Lagoa de Óbidos e o Rio de Tráz) e calcários compactos ou margosos do Jurássico inferior (penínsulas do Baleal e Peniche), dispostos em bancadas quase horizontais. Apresentam um perfil rectilíneo, que evolui por processos de dissolução química e erosão mecânica, desencadeadores de desabamentos por gravidade e, excepcionalmente, pequenos deslizamentos. Na base destas, ao contrário das referidas em primeiro lugar, a plataforma de acumulação é formada por areias e os detritos resultantes da evolução do perfil, em volume muito menor, são rapidamente evacuados pela dinâmica marinha ou têm um tempo de permanência muito reduzido, que não ultrapassa, em regra, mais do que um ano.

Os métodos fotogramétricos mais usados no cálculo da evolução das arribas não puderam ser aplicados, pelo que nos limitámos à comparação cartográfica de duas edições separadas por um período de cerca de 30 anos. Os valores obtidos entre 1931 e 1964 forneceram, para o topo da arriba, taxas de erosão elevadas: cerca de 4 m/ano a sul da Lagoa de Óbidos e na Gralha, 3 m/ano entre a Lagoa e S. Martinho do Porto e 2 m/ano entre o Rio de Tráz e o Baleal. A erosão verificada no topo foi, em regra, acompanhada de acumulação,

embora menor, na base da arriba e traduziu-se por um pequeno avanço da linha de costa. Estes valores devem ser considerados de forma crítica, pois embora os processos de deslizamento mobilizem grandes volumes e provoquem, de uma só vez, recuos de vários metros, desconhecem-se a probabilidade de ocorrência destes (que pode ultrapassar o período de 30 anos utilizado no cálculo) e as condições climáticas e de agitação marinha que os desencadeiam. Para poder quantificar com rigor a evolução destas formas será necessário estabelecer perfis de observação no topo e na base das arribas e acompanhar a sua evolução ao longo de vários anos, relacionando-a com as condições climáticas e de agitação marinha registadas.

Nos locais mais preservados da erosão, os topos das arribas e das vertentes costeiras encontram-se a altitudes diversas, cobertos por areias eolizadas, quase sempre modeladas em dunas, que se estendem para o interior. Não têm alimentação actual a partir das praias ou de outra superfície de deflação, apresentam na base aspectos de podzolização e encontram-se em regressão por acção antrópica (destruição da vegetação que origina a criação de novas superfícies de deflação) e truncadas, a ocidente, pelo acentuado recuo das arribas. Correspondem, provavelmente, aos testemunhos conservados de extensas rampas eólicas adoçadas às arribas, que avançaram transgressivamente para o continente, alimentadas à custa dos sedimentos provenientes de superfícies de deflação extensas, localizadas a ocidente ou a noroeste, actualmente imersas e correlativas de um nível do mar abaixo do actual. Serão pois anteflandrianas. Nas imediações da foz do rio da Tornada (junto a Salir do Porto) e do cordão litoral enraizado na arriba do Gronho, existem pequenas rampas eólicas, acumuladas contra a face da arriba, esporadicamente alimentadas à custa dos sedimentos finos que o vento transporta da desembocadura, do topo do cordão e de alguns bancos arenosos do interior da lagoa, quando durante a maré vazia ficam emersos e menos coesos. A alimentação destas rampas é deficiente e, no caso de Salir, a erosão natural (por sapamento da base e deslizamento) e antrópica (pisoteio), deixou a descoberto línguas de areias avermelhadas, com estratificação entrecruzada, impregnadas de óxidos de ferro e placas de areia com alguma consolidação. As características granulométricas do conjunto são idênticas, mas a alteração pelos óxidos de ferro e a formação do cimento carbonatado exige tempo e sugere a existência de uma cobertura antiga, talvez

contemporânea das coberturas do topo, mas que continuou (e continua, embora em menor grau) activa.

As praias formam um conjunto heterogéneo, com características morfométricas e geomorfológicas distintas, que subdividimos em quatro sistemas: praia-arriba, praia-duna, praia cordão litoral e praia com limite artificial, porque a forma e o tipo da antepraia se revelaram como condicionantes da granulometria dos sedimentos, da configuração e da evolução das praias.

Os sistemas de praia alternam com os de arriba e correspondem a cerca de 35% da extensão da área. Apresentam como originalidade o facto de se situarem (com excepção da Praia da Gralha) nas imediações das fozes dos pequenos cursos de água e no anverso de antigas restingas enraizadas nas arribas. Estas restingas são de formação recente (histórica) e foram as responsáveis pelo assoreamento das várzeas que se encontram a nascente e se estendem ao interior da depressão diapírica.

Como o clima de agitação marítima é idêntico em toda a área, a forma das praias depende das condições de abrigo impostas pelas arribas e da topografia do relevo submarino, sobretudo da pré-praia, que modificam localmente as características da ondulação e determinam o ângulo de incidência das ondas na praia, responsável pela direcção e intensidade das correntes de deriva. O declive, variável em cada praia e em cada sector destas, está relacionado com a forma, a exposição, a disponibilidade e a granulometria dos sedimentos.

Os sedimentos das praias são, em média, grosseiros a muito grosseiros, compostos por 2,5% de cascalhos, 4% de areão, 93% de areias e menos de 0,5% de silte e argila. Nos sistemas de praia-arriba e praia-cordão litoral a percentagem das fracções balastro e areão é superior, diminuindo nos de praia com limite artificial e praia-duna. No Verão, a percentagem das classes grosseiras é mais elevada (4% de balastos e 4,5% de areão) do que no Inverno, porque os sedimentos mais grosseiros, transportados para a praia alta nas marés vivas e de tempestade, ficam retidos neste sector.

No conjunto, os sedimentos apresentam-se moderadamente calibrados (0,69 ϕ), simétricos (0,69 ϕ) e com distribuição normal (1,05). A calibração é semelhante em todos os sistemas, mas a assimetria é negativa no de praia-cordão litoral e praia-arriba, dada a elevada percentagem da fracção grosseira e a curtose indica uma distribuição muito leptocúrtica nos de

praia-duna e praia-arriba. Os sedimentos são, na maioria, polimodais (sobretudo no sistema praia-duna), com modas secundárias muito finas ou muito grosseiras, relativamente à principal. dados os valores moderados da calibração e a variação do diâmetro médio.

O diâmetro médio diminui, em regra da praia baixa para a praia alta no Inverno, tendência que por vezes se inverte no Verão, devido à deflação exercida pelo vento e à menor intensidade das correntes de maré e de ondulação nesta estação. A calibração melhora do mar para o continente.

Os sedimentos são constituídos por 90% de grãos de quartzo brilhantes, rolados a sub-rolados e angulosos, 9% bioclastos, alguns litoclastos de arenito, rochas ígneas e metamórficas, rolados a sub-rolados. A mica, desigualmente repartida em função do nível energético de cada praia, atinge cerca de 30% em S. Martinho do Porto e 10% na Praia do Norte, está ausente na Gralha e é inferior a 1% nas restantes. O grau de rolamento e o estado da superfície indicam para os grãos de quartzo origem essencialmente terrígena, embora os mais evoluídos e a maioria dos bioclastos, possa ser provenientes da plataforma. Os litoclastos de arenito resultam essencialmente do desmantelamento das arribas, certamente as grandes fornecedoras de sedimentos, pois a presença do canhão submarino da Nazaré impede a progressão dos sedimentos transportados de norte por deriva e a rede hidrográfica nesta zona é muito reduzida, de regime torrencial e com muito fraca capacidade de transporte.

As correlações entre os vários parâmetros granulométricos revelaram, para os sedimentos das praias, características marinhas, eólicas e fluviais. Apesar das limitações verificadas nas correlações estabelecidas (média-desvio padrão; assimetria-média; assimetria-desvio padrão; assimetria-curtose) os resultados comprovam a deficiente calibração (valores de desvio padrão e diâmetro médio elevados), a importância do contributo sedimentar das dunas resultante da destruição da face barlamar da duna primária (donde provêm as modas secundárias muito finas) e das arribas que apresentam elevadas taxas de recuo (modas secundárias muito grosseiras e elevada presença de cascalho e areão).

A observação sazonal das praias permitiu verificar que nos locais onde o sector da praia alta está presente (sistema praia-duna), o perfil é mais extenso; a praia média encontra-se, em regra modelada em uma ou mais cristas separadas por corredores e a pré-praia apresenta várias

cristas pré-litorais, que amortecem a ondulação e funcionam como reserva sedimentar da praia. Quando este sector está ausente ou é reduzido, o perfil é mais suave e rectilíneo, sem formas de acumulação.

As praias estudadas apresentam comprimento variável, mas todas se encontram encastradas entre arribas que as limitam a norte e a sul e as isolam em sistemas ou células independentes. A comparação dos perfis sazonais realizados entre Setembro de 1989 e Janeiro de 1994 permitiu verificar que as arribas funcionam como obstáculos contra os quais se acumula, ou mobiliza, grande volume dos sedimentos transportados pela corrente de deriva de praia, que muda de sentido de acordo com o clima de agitação marítima dominante e a exposição de cada praia.

Entre Setembro de 1989 e Janeiro de 1994, período em que ocorreram nove situações de tempestade, registou-se no conjunto das praias uma erosão de cerca de 600 m³ e uma acumulação de 400 m³. O balanço sedimentar foi positivo nas praias dos Salgados (3 m³/ano), S. Martinho do Porto (17 m³/ano), Consolação (35 m³/ano) e Praia de Banhos (26 m³/ano) e negativo nas restantes, tendo-se verificado uma taxa de erosão média anual de 7 m³/ano na Gralha, 47 m³/ano na Praia da Foz, 20 m³/ano no Baleal, 36 m³/ano na Foz do Arelho e 78 m³/ano na Praia do Sul. O recuo da antepraia foi significativo no extremo norte da Praia Foz (2,7 m/ano), na Foz do Arelho (cerca de 6 m, 4 dos quais em Janeiro de 1994) e no Baleal (2 m).

O balanço sedimentar registado em cada perfil assemelhou-se aos modelos de circulação costeira que atribuem maior intensidade erosiva na zona central das praias em forma de arco de círculo, como é o caso do Baleal, da Consolação e da praia de Banhos, embora não seja tão acentuado em S. Martinho do Porto, onde, apesar da forma ser praticamente circular, as excepcionais condições de abrigo atenuam os efeitos do modelo.

Com os dados disponíveis, sem a execução de perfis em intervalos de tempo mais curtos, acompanhada de registos locais da intensidade e direcção da ondulação e do vento (o que implica uma equipa de trabalho mais numerosa, interdisciplinar e equipada de meios técnicos que permitam a extensão dos perfis à praia imersa), torna-se impossível estabelecer uma relação directa entre o clima de agitação marítima e a intensidade e sentido das correntes de deriva litoral

e de praia, responsáveis pelas formas de acumulação ou erosão registadas nos perfis. Tendo em conta a precaridade dos métodos utilizados, verificámos que quando ocorre ondulação e vento predominantes do N ou NW (situação que verifica durante a maior parte do ano), se regista nas praias desabrigadas destes quadrantes (Salgados, Foz do Arelho, Baleal e Praia do Norte) uma corrente de deriva para o Sul, que transporta os sedimentos que aí se acumulam. Nas restantes (praia de Banhos e Foz, S. Martinho do Porto, Praia do Sul e Consolação) o abrigo provocado pelas arribas modifica a direcção da ondulação que atinge a praia obliquamente e desencadeia uma corrente de deriva com resultante para Norte ou Nordeste, onde se dá acumulação de sedimentos acompanhada de erosão a sul. Quando ocorre vento ou ondulação fortes de W ou SW, verifica-se uma situação inversa e um emagrecimento geral dos perfis, que se tornam dissipativos, por causa da evacuação dos sedimentos para o largo, pelas correntes dos agueiros. Estas circulações podem ocorrer em qualquer estação do ano, embora a primeira seja mais frequente no Verão e a segunda no Inverno ou no Outono.

Os cordões dunares que formam a antepraia do sistema praia-duna e se estendem para o interior são mais recentes do que as coberturas e rampas eólicas existentes nos sistemas de arriba e recebem alimentação actual a partir das praias, dos plainos aluviais ou de pequenos deltas. Foram modelados sobre as restingas que emergiram no Período Histórico e comprometeram a penetração do mar e a descarga fluvial, transformando os estuários ou rias em lagoas internas que gradualmente foram sendo assoreadas. Na Nazaré, em S. Martinho do Porto, na Consolação e com menos nitidez no Baleal, observam-se dois cordões dunares (ou um cordão dunar duplo): um interno com maior altitude e estabilizado por vegetação densa e outro externo, mais baixo, instável ou penestabilizado, que se estende à praia alta. É provável que estes dois cordões dunares estejam relacionados com períodos de relativa estabilidade do mar a níveis ligeiramente diferentes. A depressão que os divide poderá ter resultado de uma ligeira descida do mar, na "pequena idade do gelo" ocorrida entre os séculos XIV e XIX, com maior intensidade nos séculos XVI e XVII que, de acordo com os documentos encontrados, coincide com o abandono dos portos interiores causado pelo assoreamento.

A formação das várzeas que se estendem a montante das principais linhas de água (Nazaré-Valado-Maiorga; S. Martinho-Alfeizerão, Óbidos e Peniche-Atouguia da Baleia) é

também muito recente e consequência do desenvolvimento das restingas e dos cordões dunares. Formaram-se nos locais invadidos pelo mar durante a transgressão flandriana. Com a tendência regressiva do litoral, acompanhada da grande alteração antrópica resultante da expansão da agricultura, as rias ou estuários foram assoreados a jusante por restingas que impediram a evacuação e distribuição dos sedimentos fluviais acumulados em pequenos deltas, e as transformaram em lagunas. Os documentos dos séculos XIII e XIV, referem os problemas causados pelo fecho e migração das barras das lagunas, resultante da progressão das restingas e da alteração das correntes de deriva. A montante, o reduzido declive da área e a desorganização da drenagem deram origem a áreas pantanosas que desde os séculos XV e XVI começaram a ser drenadas artificialmente para aproveitamento agrícola, trabalhos que ainda hoje prosseguem. A Lagoa de Óbidos é actualmente o único vestígio das quatro lagoas existentes e mantém um processo natural de evolução idêntico ao que descrevemos para as desaparecidas. Ter-se-á mantido por ser mais profunda e extensa e ter um maior contributo fluvial.

Atendendo às diferentes características geomorfológicas, ao fornecimento de sedimentos para o litoral e para a plataforma, às relações erosão-acumulação e aos processos litorais que ocorreram e ocorrem nos vários sistemas litorais, é possível considerar na área estudada dois sectores :

- um, que se estende da Nazaré à Foz do Arelho, caracterizado por um litoral muito recortado, longe da linearização para que tendem as linhas de costa em equilíbrio, condicionado por arribas altas, entalhadas por gargantas largas onde se situam as praias e baías, que evoluem por processos de deslizamento em massa devidos à litologia, à estrutura e aos acidentes tectónicos

- outro, situado a sul da Lagoa de Óbidos, condicionado pela presença de arribas mais baixas que evoluem por processos de desmoronamento, caracterizado por uma linha de costa com configuração regular e linear. No entanto esta linearização não pode ser aqui interpretada como uma tendência dos litorais em equilíbrio dinâmico, pois não resulta de características transgressivas nuns locais e regressivas nos outros, mas sim de uma limitação litológica e



tectónica, associada ao forte hidrodinamismo que se verifica neste sector, bem exposto à ondulação predominante de NW.

A evolução das formas e as taxas de erosão registadas em todos os sistemas (entendidas como aproximações) confirmam a tendência para um comportamento transgressivo desta área litoral, mais acentuada nuns locais do que noutros, por evolução natural e por intervenção antrópica crescente. Estamos, contudo, conscientes da necessidade de desenvolver estudos multidisciplinares mais aprofundados, que tenham como objectivo o conhecimento particularizado, mas global dos ecossistemas costeiros e de toda a área envolvida no fornecimento e transporte de sedimentos ao litoral e na sua saída do sistema, assim como os mecanismos envolvidos, que servirão de base indispensável a uma correcta utilização e preservação desta zona, minimizando os aspectos negativos que as diversas ocupações produzem.

FOTOGRAFIAS

ESTAMPA I - Arribas entre S. Martinho do Porto e Foz do Arelho

Fotografia 1 - Cicatriz de deslizamento antigo na Quebrada do Casal da Pedra (vista para sul) e erosão do depósito deslizado, ao nível da maré alta e entalhe das camadas duras de calcário na base da arriba (a sul)

Fotografia 2 - Perfil da arriba na Quebrada e Ponta dos Covinhos (vista de norte para sul), de salientar a preseça de um pequeno vale suspenso, resultante da captura da linha de água, causada pelo rápido recuo da arriba

Fotografia 3 - Ponta da Escada, deslizamento das camadas argilosas ao longo das camadas calcárias

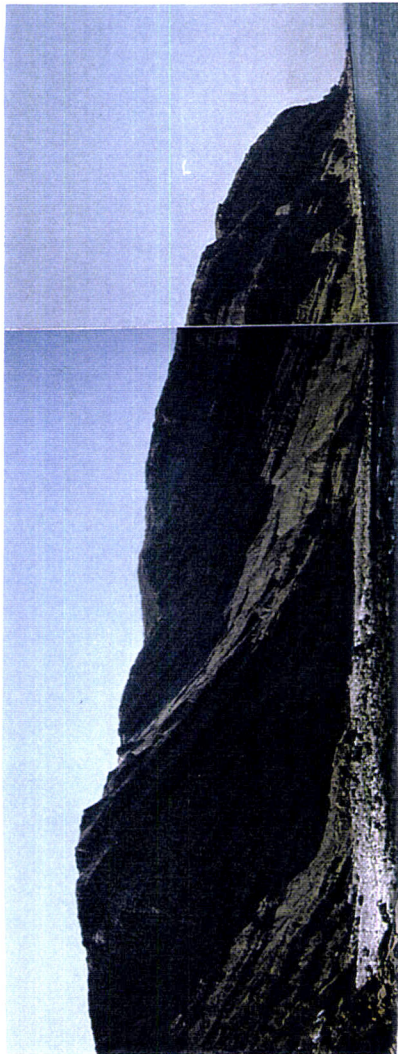
Fotografia 4 - Caos de blocos de calcário, argilas e margas resultante de um recente deslizamento em massa, ocorrido a norte da Ponta da Escada



3



4



2



1

ESTAMPA II - Arribas do Baleal e Peniche

Fotografias 1 e 2 - Aspectos do perfil das arribas e da plataforma do Baleal (sector poente) modeladas em rochas calcárias e margosas com intercalações xistóides e estrutura discordante, que evoluem por desmoronamento

Fotografia 3 - Arribas de Peniche (Remédios), modeladas em calcários do Liásico. De notar o perfil rectilíneo da arriba com uma sapa esculpida a partir da plataforma de maré

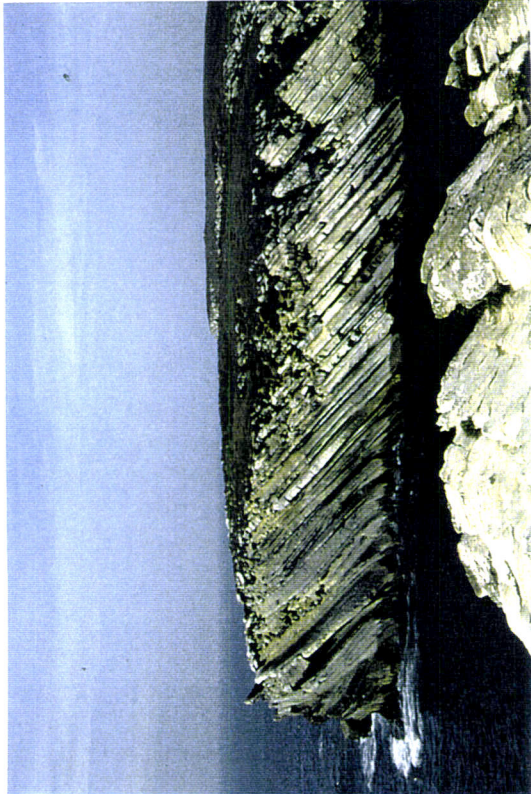
Fotografia 4 - Aspecto do carso existente sobre a plataforma de Peniche, nas imediações de Remédios



3



4



1

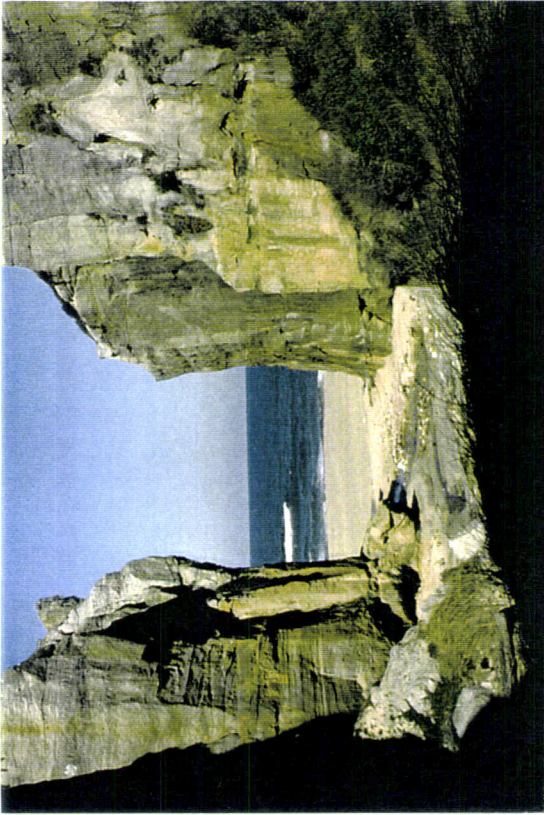


2

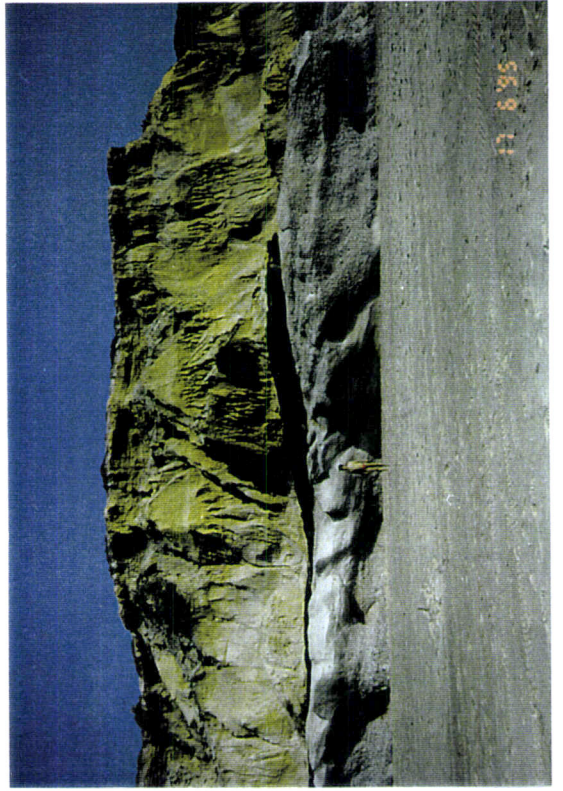
ESTAMPA III - Arribas entre a Foz do Arelho e o Baleal

Fotografias 1 e 2 - Barroco da Adega e Fincha Grande. Aspecto das gargantas escavadas nos arenitos do Cretácico por pequenos valeiros suspensos a montante, alargados pelas correntes de ondulação nas marés vivas e de tempestade

Fotografias 3 e 4 - Arribas a sul da Foz do Arelho modeladas em arenitos do Cretácico e depósitos quaternários (níveis carbonosos e areias) com plataforma de acumulação arenosa. Perfis rectilíneos que evoluem por desmoronamento provocado por escavamento na base e formação de alvéolos resultantes de erosão química e mecânica



2



4



1



3

ESTAMPA IV - Arribas entre a Foz do Arelho e o Baleal (a norte de Vale de Janelas)

Fotografia 1 - Arriba modelada em arenito, com perfil rectilíneo que evolui por sapamento da base e escamação resultante da dissolução química exercida pelas águas de escorrência provenientes do topo da arriba

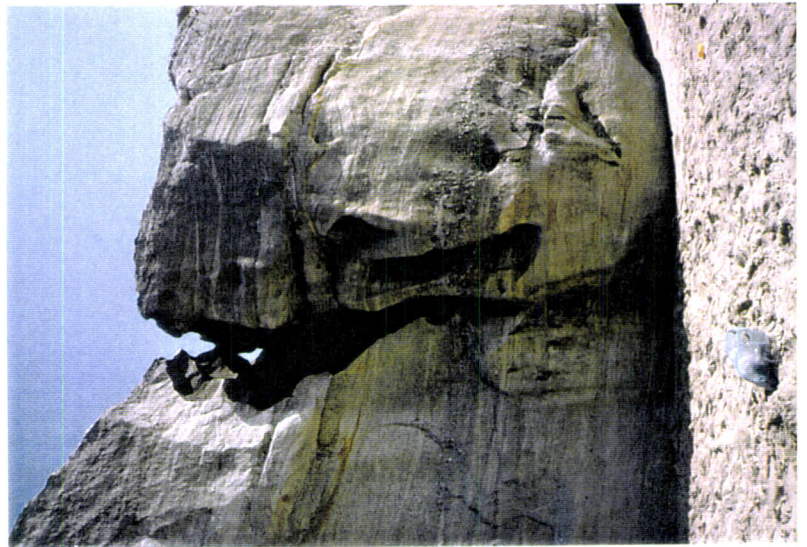
Fotografia 2 - Aspecto da erosão provocada por dissolução química

Fotografia 3 - Forma do perfil e pormenor da sapa esculpida na base da arriba

Fotografia 4 - Linha de costa rectilínea, orientada por falhas paralelas à face das arribas



1



2



4



3

ESTAMPA V - Arribas entre a Foz do Arelho e o Baleal

Fotografias 1 e 2- Arribas modeladas em arenitos com intercalações de argilas acinzentadas (a norte de Vale de Janelas). Perfil irregular devido aos deslizamentos e desabamentos causados por processos continentais (ravinaimento, dissolução e infiltração das águas de escorência até à camada impermeável que ao atingir a saturação se torna plástica, mobilizando as camadas superiores de arenito)

1



2



ESTAMPA VI - Arribas entre o Rio de Tráz e o Baleal

Fotografia 1 - Perfil de arriba com extensa plataforma de abrasão modelada em rochas calcárias e margosas, parcialmente coberta por areias (norte do Baleal)

Fotografia 2 - Arriba de perfil complexo, situada nas imediações de Almagreira (próximo de Ferrel) e modelada em arenitos argilosos com intercalações de argilas e margas, (Jurássico). As camadas mais duras de arenito encontram-se truncadas ao nível médio da maré e formam uma plataforma de abrasão visível apenas no limite das marés baixas de águas vivas. De salientar os processos de deslizamento que ocorrem ao longo da vertente costeira condicionada pela erosão marinha exercida até ao limite das ondas de tempestade. A camada dura de arenito funciona como um esporão natural contra o qual se acumulam as areias que formam uma pequena praia a barlamar



1



2

ESTAMPA VII - Sistema de praia-arriba (Praia da Gralha) e praia-duna (S. Martinho do Porto)

Fotografia 1 - Aspecto da plataforma de acumulação formada por blocos e dos depósitos e cicatriz de deslizamento, existentes na arriba sul da Praia da Gralha, modelada em camadas alternadas de margas arenitos e argilas (Lusitano médio).

Fotografia 2 - Sobreposição de depósitos de deslizamentos rotacionais e translacionais, entalhados na base por uma micro-arriba (pormenor da fotografia 1)

Fotografia 3 e 4 - Pormenor de depósitos de deslizamentos heterométricos, antigos e recentes, acumulados na base da arriba, sobre os sectores de praia média e alta, donde são evacuados pela ondulação nas marés vivas (3) e nas marés mortas (4)

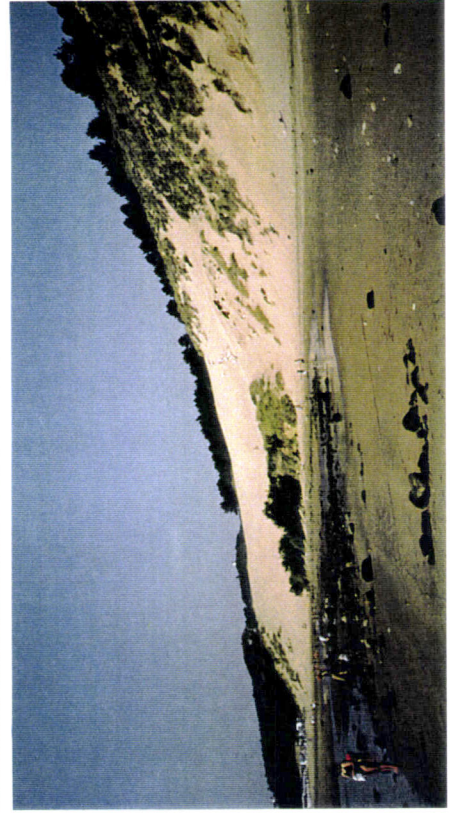
Fotografia 5 - Aspecto da rampa eólica de Salir adoçada á arriba do mesmo nome, na base encontra-se o pequeno delta do rio da Tornada, emerso na maré vazia. De salientar a acumulação de blocos de calcário desmoronados da pequena cornije que aflora no topo da vertente costeira



2



4



5



1



3

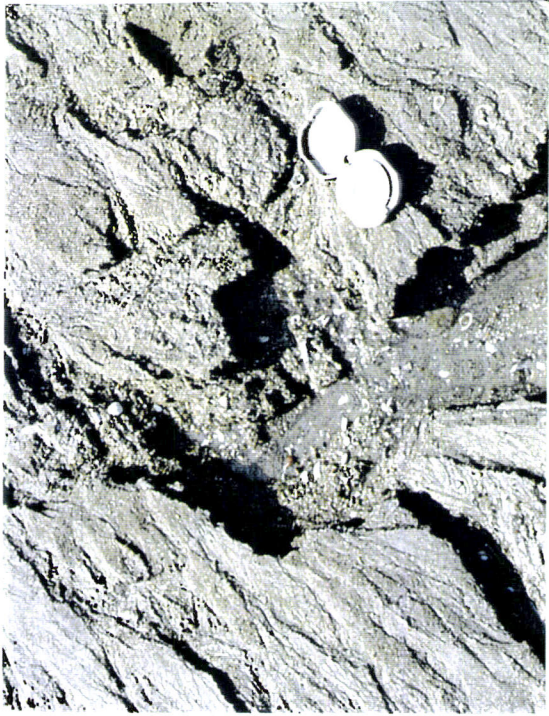
ESTAMPA VIII - Sistema praia-duna, S. Martinho do Porto e Consolação

Fotografia 1 - Baía interna e externa de S. Martinho do Porto, vista para norte). De salientar a modificação da ondulação de NW, condicionada pelo abrigo das arribas e pela passagem da barra

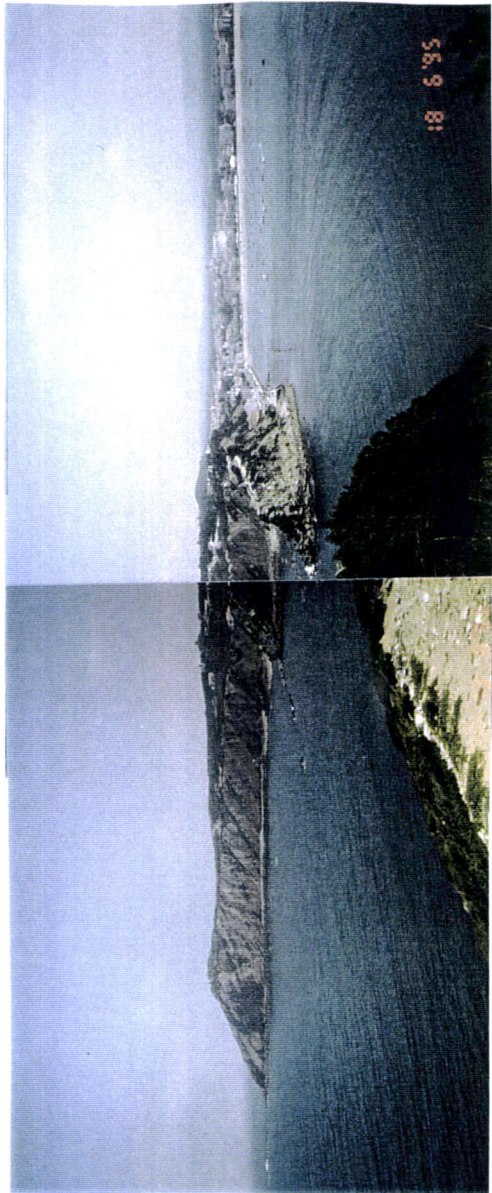
Fotografia 2 - Praia baixa de S. Martinho do Porto, marcas de ondulação

Fotografia 3 - Marcas de escorrência na base do degrau da praia média e na praia baixa da Consolação, durante a baixamar de águas vivas. De salientar o transporte selectivo exercido pelos filetes de água, que transportam os sedimentos mais finos

Fotografia 4 - Aspecto do sistema de protecção e estabilização artificial implantado nas dunas do cordão exterior de S. Martinho do Porto (visto para norte, dois anos após a instalação). De notar o desenvolvimento da vegetação e a formação de pequenas domas nos locais mais abrigados



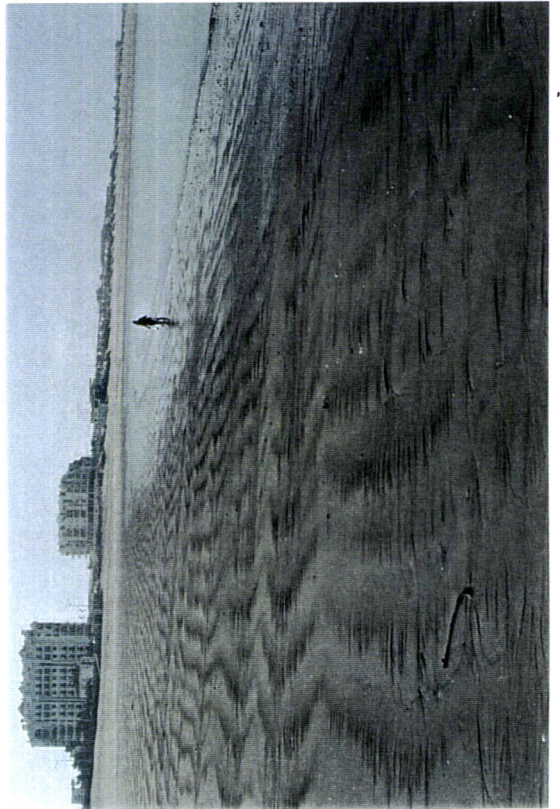
3



1



4

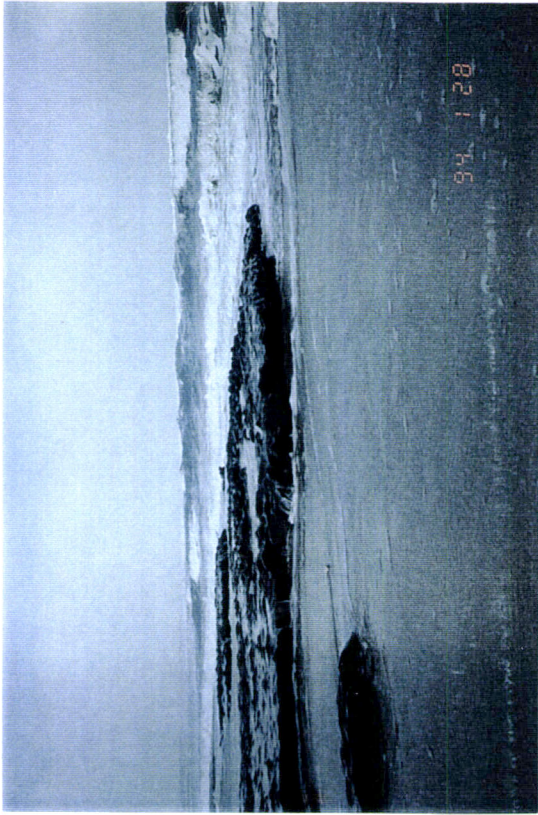


2

ESTAMPA IX - Praia do Baleal

Fotografia 1 - A erosão acentuada da praia e da duna (próximo perfil B4) resultante dos temporais de Janeiro de 1994 que originaram a formação de uma micro-arriba com cerca de 2,5 m de altura, onde se pode observar o desenvolvimento radicular da vegetação e a existência, no topo, de pequenos horizontes de acumulação de matéria orgânica

Fotografias 2 - 3 - 4 - Aspecto do depósito vasoso com restos de vegetação incorporada, existente ao nível da maré baixa viva e posto a descoberto após os temporais de Janeiro de 1994. É provável que corresponda a um antigo sapal, formado ao abrigo de uma restinga existente a ocidente e seja correlativo de um nível do mar abaixo do actual.



2



4



1



3

ESTAMPA - X

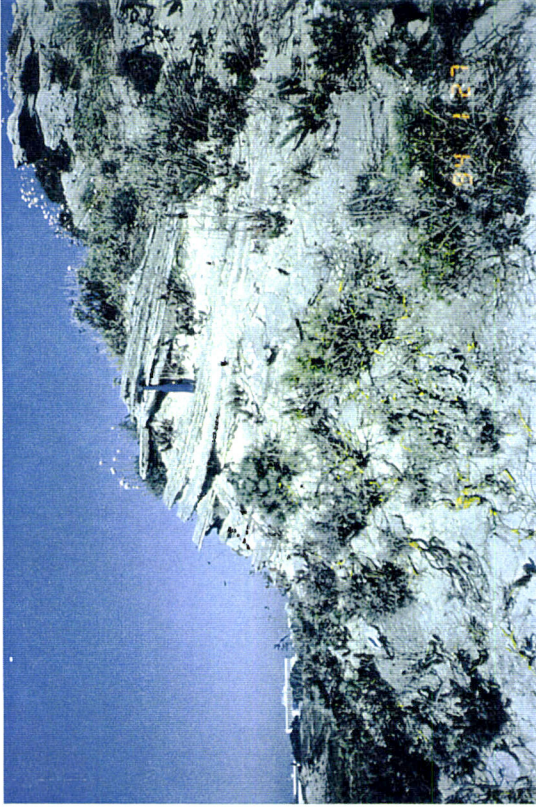
Fotografia 1 - Retalho de duna com consolidação em Peniche, localizado nas imediações da fábrica de farinha de peixe; os planos de estratificação inclinam cerca de 30° para SE e a duna tem cerca de 2 m de altura

Fotografia 2 - Retalho de duna com consolidação, localizado nas imediações de Casais da Vala e coberto por duna sem consolidação. Os planos de estratificação têm inclinação e orientação semelhante aos da Figura 1

Fotografia 3 - Sistema de praia-cordão litoral (Foz do arelho). Aspecto das restingas que encerra a Lagoa de Óbidos (vista da arriba do Facho para sul, onde se destaca a arriba do Gronho), do delta de vazante e da praia baixa.

Fotografia 4 - Erosão provocada pelos temporais de Janeiro de 1994 no extremo norte da praia da Foz do Arelho junto ao Hotel do Facho, responsável pela ablação da areia e pelo afloramento da antiga plataforma de abrasão e pela destruição parcial da estrada. A seta indica o início do perfil FA1, representado na Figura II-111

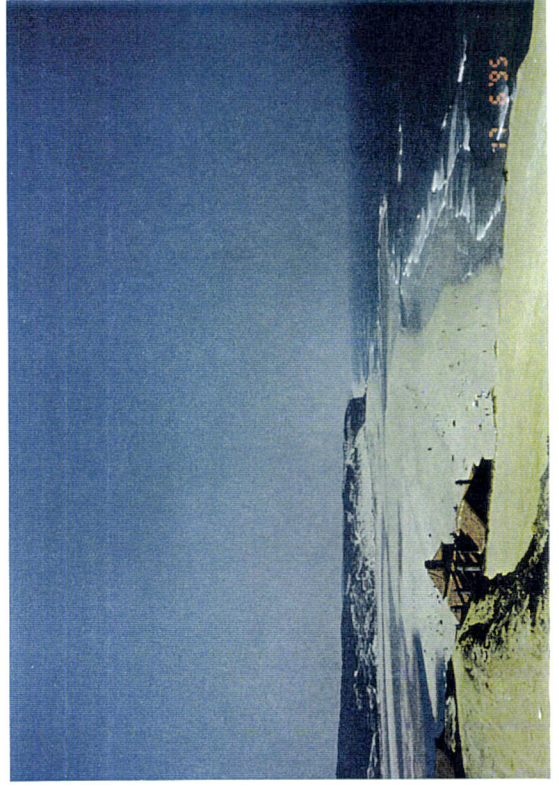
ESTAMPA - X



1



2



3



4

1- BIBLIOGRAFIA CITADA E CONSULTADA

- ABECASSIS, F. M.** (1987) " O regime aluvionar da costa compreendida entre Peniche e a Foz do Mira". Ingenium, Revista da Ordem dos Engenheiros, n^o8, Março, pp.4-18.
- ABECASSIS, F.M.** (1962) "As restingas do litoral de Angola". Comunicações das 2^{as} Jornadas de Engenharia e Arquitura do Ultramar, Luanda, vol.II, pp. 239-246.
- AHLBRANDT, T.S.** (1979) "Textural parameters of eolian deposits. A study of global sand seas. Edwing D.Mckee Ed., Geological Survey Professional Paper 1052, Washington, pp.23-52.
- ALEGRIA, M. F.** (1977) "Cartografia antiga de Portugal continental". Finisterra, Lisboa C.E.G., Lisboa, Vol. XIII, n^o24, pp. 169-209.
- ALLEN, G.P.; KLINGEBIEL, A.; RESSEGUIER, A.**(1970)"Évolution et signification dynamique de quelques indices granulométriques de l'embouchure de la Gironde". Cahiers Oceanographiques, vol. XXI, n^o8, pp. 801-813.
- ALLEN, J. R.L.** (1982) "Sedimentary structures, their character and physical bases, II". Amsterdam, Elsevier, 1, 663 p..
- ALLIER, C.; BRESSET, V.** (1979) "Relations entre les groupements vegetaux psamophiles et la dynamique du littoral sur la côte du golfe de Cadix (Espagne). Publications du C.N.EX.O., Actes de Colloques, n^o9, pp.287-296.
- ALMEIDA, L .F.** (1962) "O engenho do Pinhal do Rei no tempo de D. João V". Revista Portuguesa de História, tomo X, pp. 5-58.

- AMARAL, I.** (1979) " Formas e processos eólicos com exemplos do deserto de Moçâmedes". Centro de Estudos Geográficos, Estudos de Geografia das Regiões Tropicais, Relatório nº4, Lisboa, 75 p..
- AMARAL, I.** (1986) " Em redor da teoria da flexura marginal ou litoral dos continentes". Estudos em homenagem a Mariano Feio , (coord. de R. S. de Brito), Lisboa, pp. 3-15.
- ANDRADE, A. M.** (1944) " Estudo polínico de algumas formações turfo-lignitosas portuguesas". Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Cienc. do Porto, Porto, nº37, pp. 5-11.
- ANDRADE, C.** (1990) " O ambiente de barreira da Ria Formosa, Algarve - Portugal". Dissertação de Doutoramento apresentada à Universidade de Lisboa, Lisboa, 627 p.
- ANDRADE, C. F.** (1933) "O Hetangiano de Santa Cruz, Vimieiro e Serro Ventoso e algumas considerações sobre os vales tifónicos ". Bol.Mus. Min. Geol. Univ. de Lisboa, Lisboa, nº2, 119p..
- ANDRADE, C. F.** (1937) "Os vales submarinos portugueses e o diastrofismo das Berlengas e Estremadura". Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 235 p..
- ANDRADE, C.**(1990) "Estudo da susceptibilidade ao galgamento da Ria Formosa". Geolis, Lisboa, vol. IV, fasc. 1 e 2, pp. 69-76.
- ANDRADE, C.; ROMARIZ, C.; ALVES, F. ; TEIXEIRA, S.** (1986) "Estabilidade das praias de barreira da Ilha Formosa". Maleo, Vol. II, nº13, p.8.
- ANTUNES, M. T.** (1975) "Iberosochus, crocodile Sebecosuchien nouveau, l'éocène Iberique et l'origine du canyon de Nazaré". Com.Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, tomo LIX, pp. 285-330.
- ARALA PINTO** (1938) "O pinhal do Rei, subsídios",Vol. I, Lisboa, 457 p..
- ARAÚJO A. M.; PUREZA, F.G.-** (1956) " Contribution à l'étude des sables de plage du Nord du Portugal". Memórias e Notícias, nº42, pp. 3-25.
- ARAÚJO, M. A.** (1984-a) "Acerca dos terraços do litoral das proximidades do Porto". Livro de homenagem a Orlando Ribeiro, Lisboa, C.E.G., vol.I, pp.347-355.
- ARAÚJO, M. A.** (1984-b) "A formação areno-pelítica de cobertura; alguns resultados de um estudo preliminar". Biblos, Coimbra, vol.LX, pp. 71-89.

- ARAÚJO, M. A.** (1985) "O estudo do litoral Norte de Portugal (região do Porto); Alguns problemas metodológicos". Actas Iª Reunião do Quaternário Ibérico, Lisboa, Iº vol. pp.269-279.
- ARAÚJO, M. A.** (1986) "Depósitos eólicos e lagunares fósseis na região de Esmoriz". Geografia, Revista da Faculdade de Letras do Porto, I, vol. II, pp.53-62
- ARAÚJO, M. A.** (1991) "Evolução geomorfológica da plataforma litoral da região do Porto". Dissertação de Doutoramento apresentada à Faculdade de Letras da Universidade do Porto, Porto, 534 p..
- ARAÚJO, M. A.** (1985-b) "Linhas gerais de uma nova metodologia do estudo do litoral- exemplo da plataforma litoral da região do Porto". Rev. Fac.Letras do Porto, Porto, 1ªsérie, vol. 1, pp.75-85.
- ASENCIO AMOR, I.** (1983) "Fenómenos litorales en la costa Lucense, su incidência en la defensa de costas". Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 6, pp.203-217.
- AUPHAN, F.** (1971) "La mesure de la découpure des côtes", Norois, Poitiers, nº71, 18, pp. 415-436.
- AZEVEDO, M. T.** (1990) "Erosão e ilusão nas praias da Ericeira". Geolis, Lisboa, vol. IV, fasc. 1 e 2, pp. 192-199.
- AZEVEDO, M. T. ; FREITAS, C. ; FIGUEIRAS, J.** (1992) "A cobertura detrítica da plataforma litoral portuguesa a norte de Sintra, Gaia, nº4, Junho 1992, pp.1-8.
- BAETA NEVES, C. M. L.** (1969) "Breve notícia histórica sobre o transporte das madeiras na Mata de Leiria". Gazeta das Aldeias, nº 2645, 16 Agosto, pp. 594-596
- BAETA NEVES, C. M. L.** (1974) " Do passado dos portos de S. Martinho, Salir e Alfeizerão". Gazeta das Aldeias, nº 2771, 16 de Novembro, pp.842-846.
- BAETA NEVES, C. M. L.** (1974) "Sobre os portos marítimos ligados à exploração da mata de Leiria" Gazeta das Aldeias, nº 2766, 1 de Set., pp.642-648.
- BAETA NEVES, C. M. L.** (1976) "Algumas considerações históricas e modernas das zonas húmidas em Portugal continental". Col, Zon. Húm. Port., sep. XXII da Liga para a Protecção da Natureza, XXII, Lisboa.

- BAETA NEVES, C. M. L.** (1983) "A destruição ecológica e paisagística do litoral estremenho". Naturália, Lisboa, n.º 5, Março, pp. 19-22.
- BAETA NEVES, C. M. L.** (1974) "Do porto da Pederneira e da sua lagoa". Gazeta das Aldeias, n.º 2679, 16 Nov., pp. 762-768.
- BAGNOLD, R. A.** (1964) "Beach and nearshore processes. Mechanics of marine sedimentation". The Sea, New York, vol. II, Interscience, pp. 507-528.
- BAJARD, J.; GAUTIER, M.** (1969) "Dynamique des plages du Nord du Cotentin". Cahiers Oceanographiques, Paris, ann. XXI, n.º 7, Jul-Aug., pp. 635-651.
- BAKER, R. A.** (1968) "Kurtosis and peakedness". Journal of Sedimentary Petrology, vol. 32, pp. 279-281.
- BALDAQUE DA SILVA** (1891) "Estado actual das pescas em Portugal, compreendendo a pesca marítima, fluvial e lacustre em todo o continente do reino, referido ao ano de 1886". Lisboa, I. N., 515p.
- BALTAZAR, M. G. A. A.** (1962) "O concelho de peniche- Estudo de Geografia Humana". Dissertação de licenciatura apresentada à Faculdade de Letras de Lisboa, C. E. G., 104 p.
- BAPTISTA DE LIMA** (1932-1941) "Terras portuguesas. Arquivo histórico-corográfico ou corografia histórica portuguesa". Tip. Camões, Póvoa do Varzim, 5 volumes.
- BARBOSA, B. P.** (1983) "Argilas especiais de Barracão-Pombal. prospecção, sondagens e cálculo de reservas". Estudos Notas e Trabalhos do S.F.M., vol. XXV, fasc. 3-4, pp. 193-212.
- BARBOSA, P. F. G.** (1988) "Povoamento e estrutura agrícola na Estremadura Central (séc. XII a 1325)". Tese de Doutoramento apresentada à Faculdade de Letras de Lisboa, 2 vols., 816 p.
- BARNES, F. A.; KING. C.** (1955) "Beach changes in Lincolnshire since the 1953 storm surge". East Midland Geographer, 4, pp. 18-28
- BARNES, F. A.; KING. C.** (1964) "Changes in the configuration of the inter-tidal beach zone of part of the Lincolnshire coast since 1951". Zeitschrift fur Geomorphologie, N.F., B.D. (8), Jan. 1964, pp. 105-126

- BARNES, R. S. (1977)** "The coastline - a contribution to our understanding, its ecology and physiographie in relation to land use and management, and the pressure to wich it is subject". John Wiley and Sons ed., New York, 365 p..
- BARNES, R. S. (1980)** "Coastal lagoons". Cambridge University press, Cambridge, 310 p..
- BARRÉRE, P.; KOECHLIN, J. (1980)** "Évolution des rivages et du cordond dunaire littoral entre la Pointe de Grave et l'embouchure de l'Ardon" Travaux du Laboratoire de Géographie Physique Appliqué, Dinard, n°4, pp.32-60.
- BASCON, W.N. (1951)** "The relationship between sand size and beach face slope". Trans. Amer. Geogys. Union, 32, pp. 866-874.
- BATTISTINI, R. (1981)** "La morphologie des plateformes de corrosion littoral dans le grés calcaires et le problème des vasques d'après des observations faites à Madagascar". Review the Geomorphologie Dynamique, 30éme ann, n° 3, pp.1-94.
- BEAL, M. A.; SHEPARD, F. P. (1956)** "A use of roundness to determine depositional environments". Journal of Sedimentary Petrology, vol. 26, n°1, pp. 49-60.
- BERNARDO, H. B. (1966)** "Marinhas ignoradas da Estremadura- As salinas de Peniche". Instituto Português de Arqueologia, História e Etnografia, Lisboa, 46p.
- BERTHOIS, L. (1949)** "Contribution à l'étude de l'érosion marine et de la formation des galets". Boletim da Sociedade Geológica de Portugal, Lisboa, vol. 8, fasc. 1-2, pp. 21-72.
- BERTHOUS, P. Y. (1978)** "La transgression Cenomanienne dans le Bassin Occidental Portugais". Geol. Medit., Univ. de Province, tomo V, n°1, pp.31-38.
- BERTHOUS, P. Y. (1984)** "Rèsumé synthétique de la stratigraphie et de la paléographie du Cretacé moyen et superieure du Bassin Occidental Portugais". Revista da Associação Portuguesa de Geólogos, n° 7, pp. 99-120.
- BERTHOUS, P. Y. ; LAUVERJAT, J. (1979)** "Essai de synthèse paléographique et paleobiostratigraphique du Bassin Occidental Portugais au cours du Cretacé Superieur". Ciências da Terra, Universidade Nova de Lisboa, Lisboa, n° 5, pp. 121-144.
- BERTHOUS, P. Y. (1971)** " O Cretácico Superior da Estremadura Portuguesa". Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, (nova série), n°23, 169p.

- BETTENCOURT DA CÂMARA, T. M. S. P.** (1986) "Óbidos - Arquitectura e urbanismo (séc.XVI e XVII)". Dissertação de Mestrado em História da Arte, apresentada à Faculdade de Ciências Sociais e Humanas da U.N.L. 328 p.
- BIGARELIA, J. J. et alia** (1969) " Textural characteristics of the coastal dune ridge and beach sediments". Boletim Paranense de Geociências, Paraná, nº27, pp.15-80.
- BIRD, E. C.** (1965) "Coastal landforms. An introduction to coastal geomorphology with Australian examples". Camberra, Australian Nacional University, 193 p..
- BIRD, E. C.** (1986) "Coastline changes, a global review", John Willey and Soons, New York, 219 p..
- BIRD, E. C.; JONES, D .J. B.** (1988) "The origin of foredunes on the coast of Victória, Australia".Journal of Coastal Research, vol.IV, nº2. pp.181-192.
- BIRKEMEIER, W., DOLAN, R.; FISHER, N.** (1984) "The evolution of a barrier island, 1930-1980". Shore and Beach, Buckeley, vol.53, nº2, Ap, pp. 2-12.
- BIROT, P.** (1949) "Les surfaces d'érosion du Portugal Central et Septentrional". Congrés. International de Geographue de Lisbonne, Lisboa, pp.9-116.
- BLANC, J. J.; FROJECT, C. H.** (1981) "Mesure et méthode d'étude quantitative de l'érosion des littoraux meubles, exemples de la Camargue". Bull. A.F.E.Q., Paris, 18 (5), pp. 47- 52.
- BLANCO, G. M.; AMOR, A. I.** (1982) "Aspectos geométricos y sedimentológicos en la playa de Cabañas". Cuadernos do Laboratório Xeolóxico de Laxe, Laxe, 3, pp. 265-286.
- BODÉRE, J. C.** (1973) "Le tombolo double de Thórdarhöfdi (island)". Norois, Bordeaux, nº78, 20, pp.213-235.
- BOILLOT, G. ; BERTHOU, P. ; DUPEUBLE, P. ; MUSELLEC, P.** (1972) "Geologie du plateau continental potugais au Nord du Cap Carvoeiro. Structure au Nord et au Sud du canyon de Nazaré". C.R.Acad. Sc. Paris, D. 274, pp. 2852-2854.
- BOILLOT, G. et al.** (1978) " Carta geológica da plataforma continental de Portugal, esc. 1: 1 000 000". Publ. Serv. Geol. e Inst. Hidr. Port., Lisboa.

- BOILLOT, G. et al.** (1974) "Le rôle des décrochements tardi-hercyniens dans l'évolution structural de la marge continental et dans la localization des grands canyons submarins a W. et N. de la Peninsule Ibérique". Rev. Geog. Phys. et Geol. Dyn. , (2), 16, (1). pp.75-86.
- BOLÉO, J. O.** (1943) "Ensaio sobre a morfologia litoral (em especial entre o portal de Peniche e a foz do Tejo)". Diss. Conc. Prof. Agreg. Fac. Let. ,Lisboa, 121p.
- BOLÉO-TOMÉ, A. M. C. F.** (1994) "Evolução das arribas do arco Tróia-Sines".
Dissertação de Mestrado apresentada à Faculdade de Ciências de Lisboa, Lisboa, 137 p..
- BONIFÁCIO, L.** (1947) " O Bário e a Cela, curiosas freguesias do concelho de Alcobaça",
Boletim da Junta da Província da Estremadura, Lisboa, 2^asérie, nº 14, pp. 255-262.
- BONIFÁCIO, L.** (1948) " Nas granjas de Alcobaça - Maiorga, subsídios para a sua história"
Boletim da Junta da Província da Estremadura, Lisboa, 2^asérie, nº 19, pp. 395-398.
- BONIFÁCIO, L.** (1949) "Alfeizerão (Notas históricas e arqueológicas)". Boletim da Junta da província da Estremadura, Lisboa, 2^asérie, nº 121, pp. 359-364.
- BOURCART, J.** (1936-B) "Sur l'évolution du littoral de la Peninsule Ibérique, de la presqu'île de Peniche (Portugal), au Cap Finisterre (Galice Espagnole)".C.R. Acad. Scien., Paris, tomo 202, pp.1448-1458.
- BRESSOLIER, C.** (1974) "Processus d'action dynamiques et réponses sedimentaires à la Pointe de la Courbe (Charente Maritime, France)". Memoire du Laboratoire Geomorphologique de EPHE, nº27, 157 p..
- BRESSOLIER, C.** (1979) "Evolution de la Pointe de la Courbe de 1973 á 1977".
Publications du CNEO/ Actes des Colloques, Brest, nº 9, pp. 29-33.
- BRESSOLIER, C.; THOMAS, I.** (1983) "Méthodes pour l'étude d'une plage. Le Port-Blanc, sédimentologie et géomorphologie". Mémoires de l'E.P.H.E., Dinard, nº39, 89p.
- BRESSOLIER, C.; THOMAS, Y.** (1977) " Studies on wind and plant interactions on French Atlantic coastal dunes". Journal of Sedimentary Petrology , vol.47, nº1, pp.331-338.
- BREUIL, H.** (1945) "Contribution à l'étude des industries paléolithiques du Portugal et de leurs rapports avec la géologie du Quaternaire. Les principaux gisements des plages

quaternaires du littoral d'Estremadura et des terraces fluviales de la basse vallée du Tage." Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, vol.I, nº 23, 369 p.; vol. II, nº 26, 662 p. .

BRITO, FREI BERNARDO DE. (1597) "Monarchia Lusitania", Alcobaça. livro 3º

BRITO, FREI BERNARDO DE. (1720) "Crónica de Cister", Lisboa

BRONSEVAL, C. (1970) "Peregrination Hispanica, voyage de D. Edme de Saulier, abbé de clairvaux en Espagne et au Portugal (1531-1533)", Paris P.C.C.P., vol.II 541 p..

BRUNSDEN, D.; JONES, D. K. C. (1980) "Relative time scales in formation events in coastal landslides systems". Zeitschrift Für Geomorphologie, Berlim, Supp. 34, pp. 1-19.

CABRAL, M. C. (1986) "Contribuição para o estudo dos sedimentos das praias entre Pedrógão e Peniche". Dissertação de Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, Deptº de Geologia, Faculdade de Ciências de Lisboa, 137 p..

CABRAL, J. ; RIBEIRO, A. (1981) " Levantamento geológico de uma sanja aberta em Vale de Janelas (Ferrel) para o estudo da actividade na zona da falha de Ferrel". Rel. G. P. S. N., doc. 1R. 8101, dossier Licenciamento de Ferrel, Lisboa.

CABRAL, J. (1981) "Levantamento geológico pormenorizado(esc.1/2 000) de uma área a NE. de Ferrel (Peniche)". Rel. do G. P.S. N., doc.1R.81014, dossier Licenciamento de Ferrel, Lisboa.

CABRAL, J. (1986) "Neotectónica de Portugal Continental, estado actual dos conhecimentos". MALEO, Sociedade Geológica de Portugal, Vol.2, nº 14, set., pp.3-5.

CABRAL, J. (1995) " Neotectónica em Portugal continental" Dissertação de Doutoramento, Memória nº 31 do Instituto Geológico Mineiro, Lisboa, 265 p.

CACHÃO, M. (1989) "Contribuição para o estudo do Pliocénico marinho português (sector Pombal-Marinha Grande). Micropaleontologia, biostratigrafia". Dissertação de Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, Deptº de Geologia, Faculdade de Ciências de Lisboa, 204 p. (policopiado)

- CAILLEUX, A.; TRICART, J.** (1959) "Initiation à l'étude des sables et des galets".
Centre de Documentation Universitaire, Paris, 3 tomes, 369+194+202p..
- CARDOSO, J. L.** (1984) " O Pliocénico marinho das Caldas da Rainha e Pombal,
sedimentologia e micropaleontologia, enquadramento petrográfico e paleoecológico".
Vol. Hom. a G. Zbyszewski, ed. Recherche sur les Civilizations, Paris, pp. 155-201.
- CARRINGTON DA COSTA, J.** (1944) "Vales tifónicos, diapirismo e algumas
considerações sobre ocorrências dos sais de potássio". Publ. Mus. Lab. Min. Geol.Fac.
Ciênc. Porto, nº XXXVIII, 2ª série, Porto, 21 p..
- CARTER, R.W. G.** (1988) "Coastal environments. An introduction to the physical,
ecological and cultural systems of coastlines". Academic Press, New York, 617 p..
- CARVALHO, G.S.** (1966) "Indices e forma dos grãos de areia e a morfoscopia das areias
do litoral de Angola". Garcia da Horta, Lisboa, vol.14, nº2, pp.229-268.
- CARVALHO DA COSTA, A.** (1706-1712) " Corographia Portugueza e descripçam
Topográfica do Famoso Reyno de Portugal ". Lisboa, 3 Tomos.
- CARVALHO, A. M. G.** (1965-66) "Alguns briozoários do Pliocénico de Salir do Porto".
Bol. Mus. Min. e Geol. Fac. Ciênc. de Lisboa, Lisboa, Vol.V, fasc.2, pp.95-107.
- CARVALHO, A. M. G.** (1972) " Caracterização sedimentológica dos depósitos Plio-
Plistocénicos da região de Leiria". Revista da Faculdade de Ciências de Lisboa, Lisboa,
2ª série, C, nº 17, pp. 197-206.
- CARVALHO, G. S** (1985-b) " A evolução do litoral (conceitos e aplicações)". Geonovas,
8-9, Lisboa, pp.3-15.
- CARVALHO, G. S.** (1951-a) "Sur l'origine éolienne et l'âge pleistocene de quelques
sables de l'Ouest du Portugal". C. R. de la Com. Soc. Geol. de France, nº 4, p.
- CARVALHO, G. S.** (1983) "Consequências do frio durante o Quaternário na faixa litoral
do Minho". Cuadernos do Laboratório Xeoloxico de Laxe, Laxe, nº5, p.365-380.
- CARVALHO, G. S. ; LEMOS, F. S.; MEIRELES, J.** (1982) " A estratigrafia do
Quaternário e o Paleolítico do litoral minhoto (Portugal)". Cadernos de Arqueologia,
Braga, nº2, pp.75-85.

- CARVALHO, G. S.; ALVES, C.; GRANJA, H.** (1986) "A evolução e ordenamento do litoral do Minho". Secretaria de Estado do Ambiente e Recursos Naturais; Serviço Nacional de Parques Reservas e Conservação da Natureza. Braga, 33 p..
- CARVALHO, G.S.** (1953-b) " A sedimentologia dos depósitos detríticos Plio-Quaternários e a morfologia da região entre a Serra dos Candeeiros e o Oceano Atlântico". Memórias e Notícias, Coimbra, nº 34, p. 29-46.
- CARVALHO, G.S.** (1985) "Análise dimensional de areias e sedimentogénese". Boletim da Sociedade geológica de Portugal, Lisboa, vol.XXIV, pp. 117.124.
- CARVALHO, J. J. R.** (1966) "Agitação marítima na costa oeste de Portugal metropolitano" Memória , nº 275, L.N.E.C., Lisboa, 278 p..
- CASTANHO, J.** (1958) "Étude experimental sur la formation et l'évolution de flèches littorales". Memória , nº393, L.N.E.C., Lisboa, 8p..
- CASTANHO, J.** (1966) "Rebentação das ondas e transporte litoral" Memória nº275, L.N.E.C, Lisboa, 278 p..
- CASTANHO, J.** (1971) "Influence of grain size on littoral drift". Memória nº393, L.N.E.C., Lisboa, , 8 p..
- CASTELO- BRANCO , F.** (1957) "Alguns aspectos da evolução do litoral português". Boletim da Sociedade de Geografia de Lisboa, 7-9, pp.337-354.
- CASTELO- BRANCO, F.** (1975) "Os portos da enseada de S. Martinho do Porto e o seu tráfego através dos tempos". An. Ac. Port. de Hist., II, Vol. 23, T. I, pp.259-282.
- CASTELO- BRANCO, F.** (1980) " Algumas notas sobre o Mapa de Álvaro Seco". Boletim da Sociedade de Geografia de Lisboa, Lisboa, 9 série, 1-3; 4-6, pp. 112-123.
- CELIS-GUTIERREZ,S. ; MALPICA-CRUZ, M.** (1987) "Microfacies study of dissolution and recipitation in littoral deposits in México". Journal of Coastal Research, vol. III, nº1, pp.71-76.

- CHAUHAN, O.S.; VERMA, V.K.; PRASAD, C. (1988)** "Variation in mean grain size as indicators of beach sediment movement at Pari and Konarek beaches- Orissa, India". Journal of Coastal Research, vol. IV, n°1, pp. 27-35.
- CHOFFAT, P. (1844)** "Nouvelles données sur les vallées tiphoniques et sur les éruptions d'ophite et de teschenite au Portugal". Journal Sc. Math. Phys. Nat., Lisboa, n°39, 10 p..
- CHOFFAT, P. (1881-82)** " Note préliminaire sur les vallées tiphoniques et les éruptions d'ophite et teschénite en Portugal". Bol. Soc. Géol. France, Paris, 3^a série., tomo X, pp.267-288.
- CHOFFAT, P. (1883)** "Note préliminaire sur les vallées tiphoniques et les éruptions d'ophite et teschenite au Portugal". Boll. Soc. Geol. de France, Paris, 3^{eme} série, n° 10, pp.267-295.
- CHOFFAT, P. (1892)** "Sur une station pré-historique et sur la dispersion de l'Ostrea edulis aux temps pré-historiques". Com.Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, tomo II, pp. 158-161.
- CHOFFAT, P. (1904)** "Sur les séismes ressentis en Portugal en 1903" C.R. Hebd. Sc., Acad. Sc. Paris, 138, p.313-316.
- CHOFFAT, P. (1914)** "Le pétrole en Estremadura (conférence)" Revista Obras Públicas y Mineras. Madrid, XLIV.
- CLARK, J. A. ; FARREL, W. E.; PELTIER, W. R. (1978)** "Global changes in post-glacial sea level: A numerical calculation".Quaternary Research, n° 9, pp. 265-287.
- COASTAL GEOGRAPHY CONFERENCE-2 (1959) WASHINGTON.** "Coastal Studies Institute, Louisiana State University. 472 p.
- COCHERIL, M. (1978)** " Routier des Abbayes Cisterciennes du Portugal" Paris, 487 p..
- COLLOQUE SUR LES LIGNES DE RIVAGE Á L'HOLOCÉNE (1977)** Bull. Liaison, Abidjan, 50, p.1-105.
- COMISSÃO NACIONAL DO AMBIENTE (1979)** " Praias de Portugal Continental", Lisboa, ed. aut., 58 p..

- COOPER, W.S.** (1967) "Coastal dunes of Califórnia," The Geological Society of America Memoir n° 104, 131p.
- CORTESÃO, A. ; TEIXEIRA DA MOTA, A.** (1960-1962) "Portugaliae Monumenta Cartographica". Lisboa, 6 volumes.
- CORTESÃO, J.** (1978) "Os factores democráticos na formação de Portugal", Col. Horizonte, 3ª ed., 265.p..
- COTELO-NEIVA, J. M.**(1949) "Fácies de grão fino do gabro sub-ofítico do Monte de S. Bartolomeu." Anais da Fac. Ciênc. do Porto, Porto, fasc. III, tomo XXIII, 10 p..
- COTTON, C. A.** (1952) "Criteria for the classification of coasts". in Proceeding of the 8 General Assembly and the 17 Internacional Congress of Geography, Washington , pp. 315-319.
- CRUZ, C.S.** (1984) "Estruturas dunares litorais em Portugal (considerações sobre fitogeodinâmica)". Actas do Colóquio Nacional para a conservação das zonas ribeirinhas, 1º vol., nº18, 3ª série, Liga para a Protecção da Natureza, pp.173-205.
- D. G. R. A.H.** (1980-1981) " Plano director dos recursos hidráulicos da Lagoa de Óbidos. Relatório final". Direcção dos Serviços de Controle da Poluição, D.G.R.A.H., Lisboa 9 vols..
- DABRIO, S.** (1982) "Sedimentary structures generated on the foreshore by migratory ridge and runnel systems on microtidal and mesotidal coasts of Spain". Sedimentary Geology, nº32, pp.141-151.
- DALLONI, M.** (1950)" Le Trias salifère au Portugal." Sep. de Técnica, Rev. Eng. Alun. do I.S.T. ,6 p..
- DAVEAU, S.** (1980) "Espaço e Tempo-Evolução do ambiente geográfico de Portugal ao longo dos tempos pré-históricos". Clio, Rev. C.E.H., Lisboa, vol.2, pp.13-37.
- DAVEAU, S.** (1973) "Quelques exemples d'évolution quaternaire des versants au Portugal". Finisterra, C.E.G., Lisboa, VIII, 15, pp.5-47.
- DAVEAU, S.** (1977) "L'évolution geomorphologique quaternaire au Portugal. Principaux aspects et problèmes posées par son étude". Rech.Franc. sur le Quatern. ,INQUA.,supp. bull. AFEQ., Paris,50, 1, pp.11-21.

- DAVEAU, S.** (1985) "Uma metodologia para a análise dos depósitos do Quaternário".
Arqueologia, G.E.A.P., Porto, nº 4, pp.50-61.
- DAVEAU, S. ; RIBEIRO, O.** (1986)"Conhecimento actual da história da geografia de Portugal" in "História e desenvolvimento da Ciência em Portugal". Academia das Ciências de Lisboa, pp. 1041-1060
- DAVEAU, S. et alia** (1985) "Mapas climáticos de Portugal. Nevoeiro e nebulosidade. Contrastes térmicos". Memórias do Centro de Estudos Geográficos, nº7, Lisboa, 84 p.+2 mapas.
- DAVEAU, S.; AZEVEDO, M.T.M.** (1980-81) " Aspectos e evolução do relevo da extremidade Sudoeste da Arrábida (Portugal)". Bol. Soc. Geol. de Portugal, vol. Homen. Prof. Carlos Teixeira, Lisboa, XXII, pp.163-180.
- DAVIES, H.J. L.** (1960) " Beach alignment in South Australia" Australian Geog., 8. (1) pp.4-42.
- DAVIES, H.J. L.** (1964) " A morphogenic approach to world shorelines" Zeitschrift Fur Geomorphologie, N.F., Berlim, (8) Jan.1964, pp.127-142.
- DAVIES, H.J.L.** (1980) "Geographical variation in coastal development" Longman, New York, 2ªed, 212 p..
- DAVIS, R. A.** (1976) "Beach and nearshore sedimentation". Symposium Soc. Econ. Paleont. Mineral., Tulse, special publication, nº24, 187 p..
- DAVIS, R. A.** (1978) " Coastal sedimentary environments. Springer-Verlag New York, 420 p..
- DAVIS, R. A. et al.** (1975) "Beach profile changes: east coast of lake Michigan, 1970-1972". Coastal Engineering Research Center, nº 10-85, 97p..
- DELGADO, N.** (1880-1884) "La grotte de Furninha à Peniche." Congr. Intern. Anthropol. et Arch. Pré-Hist., C. R. , pp.243-245.
- DELIBRIAS, G.; MORZADEC-KERFOURN, M.T.** (1975) "Évolution du marais de Dol-de-Bretagne au flandrien (Ille-et-Vilaine, France)". Bull.AFEQ., Paris, 12 ann, nº43- 2, pp. 59-70.

FERREIRA , A. ; MORAIS, C. ; SILVEIRA, J. ; GIRÃO, A. (1956-1957) " O mais antigo mapa de Portugal ". Boletim do Centro de Estudos Geográficos de Coimbra, Coimbra, 12-13, pp. 1-16 ; 14-15, pp.10-43.

FERREIRA, A. B. (1984) "Découverte d'un littoral à 250m, sur le piémont occidental de la Serra de Sintra". Finisterra, C.E.G., XIX, 37, p.83-88.

FERREIRA, A. B. ; RODRIGUES, M.L.; ZÊZERE, J. (1988) " Problemas da evolução geomorfológica do Maciço Calcário Estremenho". Finisterra, vol. XXIII, nº 45, pp. 5-28.

FERREIRA, D. B. (1981) "Carte géomorphologique du Portugal", Memórias do C. E. G. nº 6, Lisboa, 53p. + 2 folhas de um mapa na esc. 1: 500 000.

FERREIRA, D. B. (1984) "Le système climatique de l'upwelling Ouest Ibérique" Linha de Acção de Geografia Física, nº19, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, 91p.

FERREIRA, H. A. (1980) "O clima de Portugal, fascículo VI. Estremadura, Ribatejo e Alto-Alentejo" Serviço Meteorológico Nacional , Lisboa, p.

FERREIRA, J. B. (1902) "As dunas de Portugal e a sua arborização". Boletim da Real Associação Central da Agricultura Portuguesa, Lisboa, pp. 239-269.

FISHER, J. et al. (1977) " Beach processes and coastal hydrodynamics". Mark Papers in Geology, 39, 382p..

FIÚZA, A. F. G. (1980) "The portuguese coastal upwelling system". Actual Problems of Oceanography in Portugal, Seminar held in Lisbon, 20-21 Nov. JNICT. pp.45-71.

FLEMING, M. V.; DEWALL, A. E. (1982) "Beach profile analysis, supporting appendixes for B.P.A.S. users guide". Coastal Engineering Research Center, technical report, vol.1 e vol. 8, nº 82 (1), 85+ 65p.

FOLK, R. L., WARD, W. C. (1957) "Brazos river Bar: A study in the significance of grain size parameters". Journal of Sedimentary Petrology, vol.27, nº 1, pp.3-26.

FONT TULLOT, I. (1986) "Cambios climáticos en la Peninsula Ibérica durante el último milénio, con especial referència a la "Pequeña Edad Glacial". Quaternary climate in Western Mediterranean. Proceedings, Madrid, pp. 249-273.

- FOW, W.T.; LADD, J.W.; MARTIN, M.K.** (1966) "A profil for the four moment measures perpendicular to a shoreline, South Haven Michigan". Journal of Sedimentary Petrology, vol. 36, nº4, pp.1126-1130.
- FRANÇA, J. C. ; ZBYSZEWSKI, G.** (1963) " Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000. Notícia explicativa da folha 26-B, Alcobaça, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 51 p..
- FRANÇA, J. C. ; ZBYSZEWSKI, G. ; ALMEIDA, F. M:** (1960) " Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000. Notícia explicativa da folha 26-C, Peniche, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 33 p..
- FRANZINI, M. M.** (1812) "Roteiro das costas de Portugal ou instruções régias para inteligência e uso da carta reduzida da mesma costa e dos planos particulares dos seus principais portos, dedicado a S.A.R. o P.R. N.S.." Na Impressão Régia, 104 p.
- FREIRE, M. E. F.** (1989) "A planície litoral entre a Trafaria e a Lagoa de Albufeira, estudo de geomorfologia litoral". Dissertação de Mestrado apresentada à Faculdade de Letras de Lisboa, Serviço Nacional de Parques Reservas e Conservação da Natureza - Estudos nº 3, Lisboa, 204 p..
- FREIRE, P.; RAMOS, M.; CARVALHO, A. M. G.** (1993) " Formações quaternárias no litoral da região de Ferrel (Óbidos-Peniche)". Actas d'El Cuaternario en España y Portugal, vol. I, Madrid, pp.201-209.
- FREITAS, M. C. P.** (1989) "Lagoa de Óbidos, morfosedimentogénese aplicada". dissertação de Mestrado apresentada à Faculdade de Ciências de Lisboa, Lisboa, 239 p..
- FRIEDMAN, G. M.** (1961) "Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics". Journal of Sedimentary Petrology, vol. 31, nº 4, pp.514-529.
- FRIEDMAN, G. M.** (1967) "Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands". Journal of Sedimentary Petrology, vol. 37, nº 2, pp.327-354.
- FRIEDMAN, G. M.** (1979) "Adress of the Retiring President of the International Association of Sedimentologists: differences in size distributions of populations of particules among sands of various origins" Sedimentology, nº 28, pp. 3-32.

- FROIDEFOND, J. M. ; PUJOS, M.** (1989) "Geomorphologic methods of cartographic analysis applied to coastal reliefs ". Ocean and Shoreline Management, nº12, pp.403-409.
- GALLART, F.** (1981) "Morphometrie des galets; quelques perfectionements á la méthode d'A. Cailleux". Review de Geomorphologie Dynamique, XXXéme ann., nº3, pp. 95-111.
- GAMA , C. P.; DIAS, J. A.; FERREIRA, Ó ; TABORDA, R.** (1994) " Analysis of strom-surge in Portugal, between June 1986 and May 1988". Proceedings of Littoral 94, Lisboa, pp.381-387.
- GARCIA , E. B.** (1978) "As torres e os fachos da lagoa da Pederneira. 3-Vestígios de navegações antigas na lagoa da Pederneira, Nazaré". Arquivo de Beja, 25-26-27, pp. 67-76.
- GARCIA, J. C.; et. al.** (1985) "Inventário de interpretações cartográficas de fontes medievais portuguesas". C. E. G., Lisboa, 305p..
- GAUTIER, F.** (1971) "Les processus de l'attaque des falaises sur le littoral continental de la baie Bourgneuf". Norois, Poitiers, nº70, 18, pp. 221-236.
- GAUTIER, M.** (1975) "Actions naturelles et actions humaines dans 'évolution d'une flèche littoral. Le cordon dunaire des Moutiers- en-Retz". Norois, Poitiers, nº 88, 22, pp. 549-562.
- GIRARD, A.** (1915) " A lagoa de Óbidos (publicação póstuma com uma carta). Comunicações dos Serviços Geologicos de Portugal, T. XI, 6p..
- GIRÃO, A.** (1960-1961) " Geografia de Portugal". Porto, 3º edição, 510 p..
- GOLDSMITH, V.** (1985) "Coastal dunes". in Coastal Sedimentary Environments, 2ª ed. New York, Springer -Verlag, pp. 171-236 .
- GOMES, N. M. N.** (1992) "Dinâmica dunar do arco litoral Tróia-Sines (Portugal)"
Dissertação de Mestrado apresentada à Faculdade de Ciências de Lisboa, Lisboa, 110p..
- GOMES, N.; ANDRADE, C.F.; ROMARIZ, C.** (1990) "Avaliação do transporte solido eólico na Península de Tróia". Geolis, Lisboa, vol. IV, fasc. 1 e 2, pp.1-14.

- GONÇALVES, F.; HERNANDEZ-ENRILE, J.** (1978) "Carta geológica da plataforma continental na escala 1: 1 000 000". Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa .
- GONÇALVES, I.** (1976-77) "Notas de demografia regional- A comarca de Leiria em 1537". Sep. de Rev. Fac. Letras de Lisboa, IV série, nº1, pp.405-454.
- GONÇALVES, I.** (1984) "O temporal no mosteiro de Alcobaça nos séculos XIV e XV". Dissertação de Doutoramento apresentada à F.C.S.H.U.N.L., Lisboa, p. 548
- GOUDIE, A. S.** (1981) "Geomorphological techniques". London, G. Allen and Unwin ed., p.395.
- GOURLAY, M. R.** (1980) "Beaches profiles- Processes and permeability". Sta Lucia University of Queeland, Dep. of Civil Engineer, Research Report, 14, 36 p..
- GRAÇA, R. B.G.** (1944) " A vila e o porto de S. Martinho, pela Junta de Turismo de S. Martinho do Porto". Actas do 1º Congresso das Actividades do Distrito de Leiria, Leiria, 23-26 de Setembro de 1943. pp. 98-103
- GUILCHER, A.** (1949) "Obervation sur les croissantes de plage (beach cusps)". Bull. Soc. Geol. France, Paris, 19, pp. 15-29.
- GUILCHER, A.** (1952) "Formes de décomposition chimique des embruns et des marées sur les côtes britanniques et bretonnes". Seme Aniversaire du Laboratoire Geographique de Rennes. p.167-181.
- GUILCHER, A.** (1953) "Essai sur la zonation et la distribution des formes littorales de dissolution des calcaires". Annales de Geographie, nº 331, Mai-Juin, pp.163-179.
- GUILCHER, A.** (1954) " Morphologie litoral du calcaire en Mediterranien Occidental". Bull. Ass. Geog. Franc., 241-242, pp. 50-58.
- GUILCHER, A.** (1954) "Morphologie littoral et sous-marin". Paris, PUF., 216p..
- GUILCHER, A.** (1955) "A propos de l'érosion littoral au Tregor , Finisterre". Norais, Poitiers, nº6, 2, Avr-Juin., pp.243-244.
- GUILCHER, A.** (1957) "Formes de corrosion littorale du calcaire sur les côtes du Portugal". Tidj.Kon.Nederl. Aardr. Gen., Amesterdam, LXXIV, nº3, pp.263-269.

- GUILCHER, A.** (1959) "Coastal sand ridges and marshes and their continental environment near Grand Popo and Oüdah Dahomy". Second Coastal Geography Conference, Washington, pp. 189-212.
- GUILCHER, A.** (1962) "Les cordons littoraux entre la presqu'île de Quiberon et l'estuaire de la Vilaine (Golf du Morbihan exclu)". Cahiers Océanographiques, Paris, vol.14, n°48, Set-Oct., pp. 543-572.
- GUILCHER, A.** (1974) "Les rasas ; un problème de morphologie littoral general". Ann. de Géogr., Paris, A. Collin, vol.38, n °455, Jan- Fev., pp.1-33
- GUILCHER, A.** (1980) "Limestone cliff morphology". Zeitschrift Für Geomorphologie, 22 (3), pp. 329-349.
- HAILS, J. R.** (1967) " Significance of statistical parameters for distinguishing sedimentary environments in New South Wales, Australia". Journal of Sedimentary Petrology, vol. 37, n°4, pp. 1059-1069.
- HALLEGOUET, B. ; MOIGN, A.** (1979) "Progradation et érosion d'un secteur littoral sableux en Bretagne Nord: mesures et bilan". Publications du CNEO/Actes de Colloque, Brest, 9, pp.45-54.
- HARRISON, W.** (1970) "Prediction of beach changes". Progress in Geography, n°2, pp.209-235.
- HENSCHBERGER, F.** (1979) "Observation des phénomènes d'érosion récente sur les côtes de Calvados". Norois, n° 122, 31, pp. 295-298.
- HERNANI DE BARROS, B.** (1951) "Peniche e o seu concelho". Porto, 51p..
- HEWARD, A. P.** (1981) " A review of wave-dominated clastic shoreline deposits". Earth-Science Reviews, vol.17, n° 3, pp. 223-276.
- INMAN, D. ; KOMAR, P.** (1969) "Longshore transport of sand". Contributions, La Jolla, n°39, pp. 1635-1643.
- INMAN, D.; EWING, G. ; CORLISS, J.** (1966) " Coastal sand dunes of Guerrero Negro, Baja Califórnia , México." Geological Society of American Bulletin, New York, vol.77 (8), pp.787-802.

- JACKSON, D.W. T.; NEVIN, G.H.** (1992) " Sand transport in a cliff top dune system at Fonte da Telha, Portugal" in Coastal Dunes, Geomorphology, Ecology and Management for Conservation, Rotterdam, pp. 81-92.
- JOHNNESSEN, C.L.; FEIEREISEN, J.** (1982) "Weathering of ocean cliffs by salt expansion in a mid latitude coastal environment". Shore and Beach, Buckeley, vol.50, n°1, Jan., pp.19-34.
- JOHNSON, J .W.** (1976) "Closure conditions of NE Califórnia lagoons". Shore and beach, Buckeley, vol.41, n°2, Oct., p.26-34.
- JONES, J. R. ; CAMERON, B.; FISHER, J. J.** (1939) "Analysis of cliff retreat and shoreline erosion: Thompson Island, Massachussets, USA". Journal of Coastal Research, 9, pp.
- KARISIDDAIAH, S. M. ; VEERAYYA, M.; GUPTHA, M.V.S.** (1988) "Texture carbonate content and component composition of maritimes beach sands". Journal of Coastal Research, vol. Iv, n°3, pp. 465-474.
- KING, C. A.** (1972) "Beaches and coasts", Londres, Edward Arnold Lda, 2° ed., 403p..
- KING, C.; WILLIAMS, W.** (1949) "The formation and movement of sand bars by wave action". Geographic Journal, 113, p. 70-85.
- KING, C.A.M. ; BARNES, F.A.** (1964) "Changes in the configuration of the intertidal beach zone of part of the Lincolnshire coast since 1951". Zeitschrift fur
- KIRK, R. M.** (1980) "Mixed sand gravel beaches: morphology, processes and sediments". Progress in Physical Geography, Londres, vol. 4 (2), pp. 189-210.
- KOLDIJK, W. S.** (1968) " On environment-sensitive grain size parameters" Sedimentology, n° 10, pp. 57-69.
- KOMAR, P. D.** (1976) "Beach processes and sedimentation". Printice-Hall, New Jersey, 429 p
- KRUMBEIN, W.C.; PETTIJOHN, F. J.** (1938) " Manual of sedimentary petrology". Appleton-Len-Tory Co., New York, 459 p..

- KUHN, G. G.; SHEPARD, F. P.** (1983) "Beach processes and sea cliff erosion in San Diego country, Califórnia". C.R.C. Handbook of Coastal Processes and Erosion, Komar Ed., Flórida, pp. 267-284.
- KOPPEN, W.** (1948) "Climatologia" Fondo de Cultura Económica, México
- LANCASTER, N.** (1982) "Linear dunes ". Progress in Physical Geography. Londres, vol.6 (4), pp.475-501.
- LARANJO, C. P. M.** (1922) "A Pederneira, apontamentos para a história dos seus mercantes, pescadores, calafates e das suas construções navais, nos sécs. XVI e XVII". In Archeólogo Português, vol. 25, Lisboa, pp 195-247.
- LEÃO, D. N.** (1785) " Descrição do reyno de Portugal". 2ª ed., Lisboa, 376p..
- LINK, M.** (1805) "Voyages au Portugal depuis 1797 jusqu'en 1799 par M. le Comt Hoffmanself et faisant suite à son voyage dans le meme pays.....". Lenault et Cie, Paris, 413 p.
- LOUREIRO, A.** (1904) "Os portos marítimos de Portugal e Ilhas Adjacentes". Vol.II, I.N. C.M., Lisboa, 312p..
- LOUSÃ, M. F.** (1986) "Comunidades halófitas da Reserva de Castro Marim". Instituto Superior de Agronomia, Lisboa, 170 p..
- MACHADO, M. S.** (1988) " Variações climáticas" Monografia de Meteorologia e Geofísica, nº4, Lisboa , I.N.M.G., pp. 7-28.
- MACLEAN, R.** (1967) "Plan shape and orientation of beaches along the coast of South Island". New Zeland Geographer, vol.23, nº1, pp.16-22.
- MAGALHÃES, R. J.** (1980) " As descrições geográficas de Portugal: 1500-1650. Esboço de problemas ". Rev. de História Económica e Social. Lisboa, pp. 15-56.
- MARQUES, F. M. S. F.; ROMARIZ, C.** (1989) "Susceptibilidade á erosão do litoral da Peninsula de Peniche-Estremadura, Portugal". Geolis, Lisboa, vol.2, fasc. I e II, pp. 212-222.
- MARQUES, M. M.** (1958) "Estudos geograficos na faixa litoral da alta Estremadura". Dissertação de Licenciatura em Ciências Geográficas, Lisboa, C. E. G. , 152 p. (policopiado).

- MARTINS, A. F.** (1946) "A configuração do litoral português no último quartel do sec.XIV,apostila a um mapa." Biblos,XXII, T. I, Coimbra, pp. 163-197.
- MARTINS, A. F.** (1949) " Le centre littoral et le massif calcaire de l'Estremadura". Livret guide de l'excursion B, Congr. Intern. de Geogr. de Lisbonne, Lisboa, 97 p..
- MASON, C.C. ; FOLK, R.L.** (1958) "Differentiation of beach, dune, and eolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas". Journal of Sedimentary Petrology, vol.28, n°2, pp. 211-226.
- MASON, S. J. ; HANSON, J. B.** (1988) "Cliff erosion and its contribution to a sediment budget for part of the Holderness coast England". Shore and Beach, Buckeley, vol.56, n°4, Oct. pp. 30-38.
- MATTER, A. S.** (1979) "Physiography and management of coastal dune systems in the Scottish higlands and islands." Publications du C:N:E:O Actes de Colloques, Brest,n° 9, pp.251-551.
- MCKEE, E. D.; BIGARELA, J. J.** (1979) "Sedimentary structures in dunes,with section on the Lagoa Dune Field,Brasil". Edwin D. Mckee Ed.. A study of Global Sand Seas Geological Survey Professional Paper 1052,Washington, pp.189-238.
- MCLEAN, G. S.** (1969) "Relationship between grain size sorting and foreshore slope on mixed sand-shingle beaches". New Zeland Journal of Geology and Geophysic, n° 12, pp.138-155.
- MENDES, H. G.** (1969) " Catálogo de cartas antigas da Mapoteca do Instituto Geográfico e Cadastral ". Cadernos Técnicos , Instituto Geográfico e Cadastral, Lisboa, 242 p..
- MONTEIRO, J. H. ; DIAS, J. M. A.** (1982) "Recent marine sediments of the portuguese continental shelf". Actual Problems of Oceanography in Portugal, JNICT, Lisboa, pp. 89-96.
- MONTENAT, C. ; GUERY, F.** (1984) "L'intrusion diapirique de Caldas da Rainha et l'halocinése Jurassique sur la marge portugaise". C.R. Acad. Scien. de Paris, Paris, 298-20, pp. 901-906.
- MORAIS, C.** (1936) "Geologia e geografia do Pinhal do Rei" . Memórias e Notícias, Coimbra, n° 9 , 17 p.

- PASKOFF, R.** (1984) "Tendances actuelles de la recherche geomorphologique littoral". Zeitschrift fur Geomorphologie, Berlim, 25 (3), Set. 81, pp. 359-363.
- PASKOFF, R.** (1985) "Les littoraux. Impact des aménagements sur leur évolution" Paris, Masson, 187 p..
- PASKOFF, R.** (1989) "Les dunes du littoral". La Recherche , n° 212, vol.20, pp.888-895.
- PASKOFF, R.; KELLETAT, D.** Ed. (1991) "Geomorphology and Geocology, coastal dynamics and environments". Zeitschrift fur Geomorphologie, Stuttgart, Supp. 81, Proceedings of the Second Conference on Geomorphology, Frankfurt, Main 1989, Vol. III. 199 p..
- PENTEADO, P.** (1992) "Nossa Senhora da Nazaré; contribuição para a história de um Santuário Português (1600-1785)", Dissertação de Mestrado apresentada à faculdade de Letras de Lisboa, Lisboa, vol. I e II, 416+199p.
- PEREIRA , A. R.** (1983) "En quadramento geomorfológico do sítio datado por C14 , na praia de Magoito (Concelho de Sintra-Portugal)". IV Reunion do Grupo Español do Quaternário, Cadernos do Laboratório Xeolóxico de Laxe , n°5, pp.551-563.
- PEREIRA ALVES, F.**(1914-1915) "Estação arqueológica do Outeiro da Assenta (Óbidos)". O Archeólogo Português, Lisboa, vol. XIX, pp. 135-146; vol. XX, pp. 107-155.
- PEREIRA, A.R.** (1987) "Acumulações arenosas eólicas no litoral do Alentejo e Algarve Ocidental" Centro de Estudos Geográficos, Linha de Acção de Geografia Física, Relatório n°27, Lisboa, 113 p.
- PEREIRA, A.R.** (1990) "A plataforma litoral do Alentejo e Algarve ocidental. estudo de geomorfologia". Dissertação de Doutoramento apresentada à Faculdade de Letras de Lisboa, Lisboa, 450 p + vol. anexos.
- PEREIRA, A.R.** (1992-a) " A geomorfologia da margem continental portuguesa e a interdependência das plataformas continental e litoral. evolução do conhecimento e linhas de investigação". Linha de Acção de geografia Física, n° 30, C.E.G., Lisboa, 85 p..
- PEREIRA, A.R.** (1992-b) "L'Homme et l'érosion au portugal: exemple du littoral portugais". Finisterra, XXVII, 53-54, pp. 205-225.

- PEREIRA, A.R.** (1993) " Condicionamentos à erosão no litoral português. O exemplo da costa sudoeste (entre Porto Covo e Lagos)". Estudos de geografia Física e Ambiente, Linha de Acção de geografia Física, nº 32, C.E.G., Lisboa, pp. 57-74.
- PEREIRA, A.R.** (1994) " A evolução geomorfológica da costa sudoeste" Contribuições para a Geomorfologia e Dinâmicas litorais em Portugal, Linha de Acção de geografia Física, nº 35, C.E.G., Lisboa, pp. 29-53.
- PEREIRA, A.R.; CORREIA, M. E. B.** (1985) " Duas gerações de dunas consolidadas em S. Julião, Ericeira (Portugal)". Actas da Iª Reunião do Quaternário Ibérico, vol. II, Lisboa, pp.323-327.
- PETTIJOHN, E. J.** (1975) "Sedimentary rocks" Harper & Row, Pub., 3ª ed. London, 628
- PETTIJOHN, E.J.; POTTER, P.; SIEVER, R.** (1972) " Sand and sandstones". New York, Spring-Verlag, 618 p..
- PILKEY, O.H.; MORTON, R. W.; LUTERNAUER, R. H.** (1976) "The carbonated fraction of beach and sand dune". Sedimentology, nº8, pp.311-337.
- PIMENTEL, A.** (1908) "A Extremadura portuguesa, Portugal Pittoresco e Ilustrado, 2ª parte". Lisboa, 532p..
- PINHO LEAL, A.S.B.** (1873-1890) "Portugal Antigo e Moderno". 12 vols., Lisboa.
- PIRES, O.** (1989) " Alguns aspectos do clima de agitação marítima de interesse para a navegação na costa de Portugal." O Clima de Portugal, Fasc. XXXVII, vol. 2, I.N.M.G., Lisboa, 34 p..
- PSUTY, N. P.** (1986) "A beach /dune interaction model and dune manegement". Thalassas, vol. 4, nº1, pp.11-15.
- PYE, K.** (1983) "Coastal Dunes". Progress in Physical Geography , Londres, vol.7 (4), pp.532-551.
- ROCHE, J.** (1971) "Le climat et les faunes du Paléolithique Moyen et Superieure de la province d'Estremadure (Portugal) " Actas do 2º Congresso. Arqueoleologia de Coimbra, Coimbra,vol. I, pp.39-51.
- RAGAN, J. ; SMOSMA, R.** (1987) "Sedimenary characteristics of low-energy carbonated beach, Florida Keys". Journal of Coastal Research, Vol.III, nº1, pp. 15-28.

- RANWELL, D.S.** (1972) "Ecology of salt marsh and sand dunes", Londres, Chapman and Hall ed. 258p.
- RAU, V.** (1951) "A exploração e o comércio do sal de Setúbal". Estudos de História Económica , vol. I, Lisboa, I.A.C., 208p..
- RAU, V.** (1984) "Estudos sobre a história do sal português". Lisboa, Presença ed., 359 p.
- RAU, V. , ZBYSZEWSKI, G.** (1949)" Estremadura et Ribatejo". Livret guide de l'excur. D, Congrès International de Géographie de Lisbonne, Lisboa, 146p..
- REGNAULD, H.** (1987) "Geomorphologie de la pente continental du Portugal". Publ. Dep. Géog. Univ. Paris-Sorbonne, n° 15, Paris, 141p..
- REGNAULD, H. ; THOMAS; Y.F.** (1990) "Analyse numérique de la morphologie du canyon de Nazaré (Marge continental du Portugal). Finisterra, Lisboa, XXV, n° 50, pp. 245-260.
- REPARAZ, G.** (1940) "La cartographie terrestre de la Peninsule Ibérique au XV et XVIeme siècle et l'oeuvre des cartographes Portugais en Espagne". Rev. de Géographie des Pyrénées et Sud-Ouest, XI,.
- REPARAZ, G.** (1949) " Une carte Topographique du Portugal au Seizième Siècle". Instituto de Alta Cultura, Lisboa, 35 p.
- REY, J.** (1972) "Recherches géologiques sur le Cretacé inférieur de l'Estremadura (Portugal)". Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, n° 21, p.477.
- REY; J.** (1968) " Les grés albo-aptiens et la paleogéographie du Cretacé inférieur portugais". C. R. Acad. Sc. Paris, Paris, vol. 269, pp. 1827-1830.
- RIBEIRO, A.** (1984) " Néotectonique du Portugal". Livro de Homenagem a O. Ribeiro, 1° vol., C.E.G., Lisboa, pp.137-182.
- RIBEIRO, A. ; et al.** (1979) "Introduction à la géologie general du Portugal". Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 114p..
- RIBEIRO, C.** (1872-73) "Descrição da costa marítima compreendida entre o Cabo S. Vicente e a foz do Douro". Revista de Obras Publicas e Minas, Lisboa, ano 3, LIII, n°35-36, tomo IV, pp.38-48.

- RIBEIRO, C. ; NERY DELGADO (1868)** "Relatório ácerca da arborização geral do País".
Lisboa, Tip. da Academia Real das Ciências, 90 p..
- RIBEIRO, O. (1968)** "Excursão à Estremadura e Portugal Central", Finisterra, Lisboa, III-6,
- RIBEIRO, O. (1977)** "Introduções geográficas á história de Portugal-Estudo crítico". Col. Est. Port. I. N. C. M., 230p..
- RIBEIRO, O. (1980)** " Vida litoral:portos antigos do litoral estremenho". Bol. Inf. Assoc. Port. Rec. Hídric. 14, Out. 1980, pp.14-20.
- RIBEIRO, O.; LAUTENSACH, H.; DAVEAU, S. (1987)** " Geografia de Portugal . I - A Posição Geográfica e o Território". Sá da Costa ed., Lisboa, 334 p..
- RIBEIRO, O.; LAUTENSACH, H.; DAVEAU, S. (1988)** " Geografia de Portugal . II - O ritmo climático e a paisagem" Sá da Costa ed., Lisboa, pp.335-623.
- RICE, R. M.; GORSLINE, D. S.; OSBORNE, R.H. (1976)** " Relationships between sand input from rivers and the composition of sands from the beaches of South Califórnia".Sedimentology, nº23, p.689-703.
- RITCHIE, W.; PENLAND, S. (1988)** "Rapid dune changes associated with overwash processes on the deltaic coast of South Louisiana". Marine Geology vol.81, pp.97-112.
- ROBINSON, L. A. (1977-a)** "Marine erosive processes at the cliff foot". Marine Geology, 23, pp. 237-271; 24, pp.339-361.
- ROCHE, J. (1977)** "Quelques indications sur le milieu de la province d'Estremadura (Portugal) au Pleistocène final".Approche Écologique de l'Homme Fossile, supl. A.F.E.Q., Paris, 121p..
- RODRIGUES, A. ; DIAS, J. M.A. (1989)** " Evolução pós-glaciária da plataforma continental norte do Cabo Mondego" Anais do Instituto Hidrográfico, Lisboa, pp. 39-50.
- RODRIGUES, A.; QUINTINO, V. (1985)**"Estudo granulométrico e cartografia dos sedimentos superficiais da Lagoa de Óbidos (Portugal)". Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, 71, fasc. 2, pp. 231-242.

- ROMARIZ, C.** (1959) "Estudo petrográfico de alguns calcarenitos do Liássico superior de Peniche". Sep.da Rev. da Faculd. de Ciênc. de Lisboa, 2ª série, C ,vol.7, fasc.1º, pp.13-52.
- RUGET-PERROT, C.** (1961) " Études stratigraphiques sur le Dogger et le Malm Inférieur du Portugal au Nord du Tage. Bajocien, Bathonien, Callovien, Lusitanien". Memória nº7 (nova série), Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa
- RUSSEL, J.C. ; MCINTIRE, W. G.** (1965) " Beach cusps". Bol. Geol. Soc.American, 76, pp.307-320.
- SANTANA DIONÍSIO** (1983) "Guia de Portugal. Estremadura, Alentejo e Algarve".vol. II, Lisboa 2ª ed., 697 p.
- SARRE, R.D.** (1987) "Aeolian sand transport" . Progress in Physical Geography, vol.11, nº2, Londres, pp.157-182.
- SCHÜLKE, H.** (1968) "Quelques types de dépressions fermées littorales et supra-littorales liées á l'action destructive de la mer". Noröis, Poitiers, nº 57, 15, pp. 23-42..
- SCHWARTZ, M. S.** (1982) " Beaches and coastal environments". Encyclopedia of Earth Sciences series, vol XV, R. W. Fairbridge ed., 940 p..
- SECO, F.A.** (1560) "Portugalliae que olim Lusitania novissima et exactissima descriptio" in Portugaliae Monumenta Cartographica, Vol. II, 1960, Estampa nº 197, Lisboa, Imprensa Nacional
- SEYMOUR, R.J.; AUBREY, D. G.** (1985) "Rhytmic beach cusp formation: a conceptual synthesis". Marine Geology, nº 65, pp. 289-304.
- SÉRGIO, A.** (1976) "Introdução geográfico- sociológica à história de Portugal". Sá da Costa, 3ªed., 271p..
- SHEPARD, F. ; YOUNG, M.** (1961) " Distinguishing between beach and dune sands". Journal of Sedimentary Petrology, 31, pp. 196-214.
- SHERMAN, D. J.; NORDSTROM, K. F.** (1985) " Beach scarp". Zeitschrift Fur Geomorfologie, N.F., Berlim, 29 (2), Jun. 85, pp. 139-152.
- SILVA TELLES,** (1928) "Portugal. Aspectos geográficos e climáticos" Exposição Portuguesa de Sevilha, Lisboa, 95p..

- SILVA MARQUES, J. M.** (1944) "Descobrimientos Portugueses", Instituto de Alta Cultura, Lisboa, vol. I, 756 p..
- SILVA, M.; ALARCÃO, A.; CARDOSO, A.** (1961)" A região a oeste da Serra dos Candeeiros". Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 767 p..
- SILVA, M. S.** (1987) " Óbidos medieval. Estruturas urbanas e administração concelhia". dissertação de Mestrado apresentada à F.C.S.H.U.N.L., Lisboa
- SMITH, G.L.; ZARILLO, G. A.** (1990) "Calculating long-term shoreline recession rates using aerial photographie and beach profiling techniques". Journal of Coastal Research, vol. 6, pp.111-120.
- SONU, C. J.; VAN BEEK, J. L.** (1971) "Systematic beach changes on the Outer Banks, North Carolina". Journal of Geology, vol.79, nº4, pp. 416-425.
- STEPHEN, W. J.** (1972) " A one-mam profiling method for beach studies". Journal of Sedimentary Petrology, vol.47, nº 2, pp. 860-863.
- SUNAMURA, T.** (1983) "Processes of sea cliffs and platform erosion " in Handbook of Coastal Processes and Erosion, C.R.C., Komar ed., Florida, pp. 233-265.
- TABORDA, R. ; DIAS, J. M. A.** (1992) " Análise da sobrelevação do nível do mar de origem meteorológica durante os temporais de fevereiro-Março de 1978 e Dezembro de 1981". Geonovas, nº especial, 1, pp.89-97.
- TEIXEIRA, C.** (1979) " Plio-Plistocénico de Portugal". Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, nº 65Lisboa, pp. 35-46.
- TEIXEIRA, C.** (1984) " Étude de la flore fossil de la diatomite de Óbidos. Quelques considérations stratigraphiques et paléogéographiques sur le Pliocène Portugais". Livro de Homenagem a O. Ribeiro, vol.I, C.E.G., Lisboa, pp. 203-209.
- TEIXEIRA, C. , GONÇALVES, F.** (1980) " Introdução à geologia de Portugal ". I.N.I.C., Lisboa, 475 p..
- TEIXEIRA, C. ; BERTHOIS, L.** (1952) "Les sables et les galets de Casais de Stª Tereza". Sociedade Geológica do Porto, Porto, vol.X, nº1-2-3. 14 p.

- TEIXEIRA, C. ; ZBYSZEWSKI, G. (1940)** " Contribution á l'étude du littoral quaternaire au Portugal". Anais da Faculdade de Ciências do Porto, Porto, vol.25, pp.48-63 e 95-125.
- TEIXEIRA, C. ; ZBYSZEWSKI, G. (1951)** "Note sur le Pliocène de la région à l'Ouest de Pombal". Com. Serv. Geol. Port., Lisboa, tomo 32, parte 1, pp. 295-302.
- TEIXEIRA, C. ; ZBYSZEWSKI, G. (1954)** "Contribution à l'étude du littoral Pliocène au Portugal". C. R. 19 éme Sess. du Congr. Geol. Inter. de 1952, Alger, f asc. XIII, pp. 275-284.
- TEIXEIRA, J. (1948)** "Atlas da Costa de Portugal " in Portugaliae Monumenta Cartographica, Vol. IV, 1960, Estampa 509-G, Lisboa, Imprensa Nacional.
- TEIXEIRA, S. B. (1990)** "Dinâmica das praias da península de Setúbal (Portugal)". Dissertação de Mestrado apresentada à Faculdade de Ciências, Lisboa, 190 p..
- TEIXEIRA, S. B.; ANDRADE, C. F.; ALVES, F. ; ROMARIZ, C. (1988)** " Deriva litoral e morfologia da praia da Barreta, Algarve, Portugal". Geolis, Lisboa, vol. VI (2), pp. 103-109.
- THORNTHWAITE, C. W. (1948)** " An approach toward a rational classification of climate" Geographical Review, nº8, pp. 5-24.
- TJIA, H.D. (1985)** "Notching by abrasion on a limestone coast". Zeitschrift Fur Geomorphologie, N.F., 29 (3), Berlim, Set., pp. 367-372.
- TRENHAILE, A. (1987)** " The geomorphologie of rocky coasts". Clarendon press, Oxford, 384 p..
- TRENHALLE, A. S. (1980)** "Shore platforms: a neglected coastal feature". Progress in Geography, 4, pp. 1-23.
- TRINDADE , J. (1985)** "Memórias históricas e diferentes apontamentos àcerca das antiguidades de Óbidos desde o ano de 308 antes de Jesus cristo até ao presente, tirados dos historiadores portugueses e espanhóis e manuscritos originais dos arquivos, de que se fez menção nestes apontamentos". Lisboa. I.N.C.M. , 298 p..
- UNESCO (1978)** "Coastal lagoons research, present, past and futur, proceeding of a seminar". Duke Univ. Marine, Lab. Beaufort, N. C., USA. 384p..

- V MISSÃO HIDROGRÁFICA DA COSTA DE PORTUGAL (1918)** "Relatório dos trabalhos executados durante a campanha de aviso em 5 de Outubro de 1914, de Leixões ao Cabo Carvoeiro e do Cabo de Santa Maria ao Guadiana". Ministério da marinha, I.H. 230 p..
- VANDER MEULEN, F.; WANDERS, E. A. J.; VAN HUIS, C. (1985)** "A landscap map for coastal dune manegement, Meijendel, the Netherlands". ITC. Journal, 1895-2, pp.85-92.
- VANNEY, J. R. ; MOUGENOT, D. (1978)** "Interpretation géomorphologique de la plateforme continental portugaise et de ses abords". 6ª Reun. Ann.Sc. Terre, p.394.
- VANNEY, J. R. ; MOUGENOT, D. (1981)** "La plateforme continental du Portugal et des provinces adjacents: analyse geomorphologique". Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, nº 28- 145 p.
- VANNEY, J. R.; MENANTEAU, L.; ZAZO, C. (1979)** " Physiographie et évolution des dunes de Basse Andalousie (golfe de Cádiz, Espagne)." Publications du C.N.EX.O., Actes de Colloques, Brest, nº9, pp. 277-286.
- VEIGA FERREIRA, O.; NORTH, C. T.; LEITÃO, M. (1977)** "O espólio arqueológico das grutas da Ribeira dos Crastos (Caldas da Rainha)." Serviços Geológicos de Portugal de Portugal, Lisboa, Tomo LXI, pp.5-12.
- VERA-CRUZ, D. (1970)** "Erosão das praias, panorama geral da situação em Portugal". Memória, nº 370, L.N.E.C., Lisboa, 20 p..
- VERGARA, J. F. A. (1986)** "Significance of barchans in beach-dune system interaction in Central Chile." Thalassas, vol.4, nº1, pp.23-27.
- VIEIRA, L. (1938)** " Recuperação do Paúl da Cela, Valado de Frades, Pederneira e Alfeizerão" Agros, série II, 4º ano, nº 7-8, pp. 160-175.
- VILLA NOVA, B. (1940)** "Alcobaça através dos arquivos da sua Câmara Municipal (1836-1902)". Alcobaça, 99 p..
- VISHER, G. S. (1969)** "Grain size distributions and depositional processes". Journal of Sedimentary Petrology, vol. 39, nº 3, pp.1074-1106.

- WAGHENEAR, L. J.** (1969) "Lucas Jansz Waghenear e o conhecimento náutico das costas portuguesas no séc.XVI". Junta de Investigação do Ultramar, Lisboa, 59 p..
- WEBER, O.** (1978) "Évolution morphologique et granulométrique d'un profil littoral de la dune à la plage sous-marine, la Salie (Gironde), en fonction des saisons". Bull. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n°23, pp. 39-54.
- WEINHOLTZ, M. B.** (1967-1978) "Baía de S. Martinho do Porto. Contribuição para o estudo da sua evolução". Direcção Geral de Portos, Lisboa. 20 p. (policopiado).
- WEISROCK, A.** (1982) "Signification paleoclimatique des dunes littorales d'Essaonisa (Maroc)". Reviu de Géomorphologie Dynamique, XXX, ann., n°3, pp.91-107.
- WILLIAMS, A.T.** (1974) "Phase changes in beach profiles and beach sediments". Zeitschrift fur Geomorphologie, Berlim, 18 (1), Marc 74, pp. 13-34.
- WRIGHT, L. ; SHORT. A. ; GREEN, M.** (1985) " Short term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones: an empiric predictive model". Marine Geology, (62), pp. 339-364.
- WRIGHT, L.; SHORT. A.** (1984) " Morphodynamic variability of surf zone and beaches: a syntesis". Marine Geology, (56), pp.93-118.
- WRIGHT, L.D. et al.** (1979) " Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems, southeastern Australian". Marine Geology, (32), pp.105-140.
- ZBYSZEWSKI, G.** (1940) " Contribution à l'étude du littoral quaternaire au Portugal". Pub.Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Porto, n° XV, 50 p..
- ZBYSZEWSKI, G.** (1943-a) " La classification du Paléolithique Ancien et la chronologie du Quaternaire au Portugal en 1942". Boletim da Sociedade Geológica de Portugal, vol.II, fasc. 2-3, 113 p..
- ZBYSZEWSKI, G.** (1948) " Note sur l'existence au Portugal d'une tectonique salifère pliocène". Las Ciencias, Madrid, Año XIII, n°1.
- ZBYSZEWSKI, G.** (1949) " Contribution à la connaissance du Pliocène portugais". Comunicações dos serviços Geológicos de Portugal, Tomo XXX, pp. 59-78.
- ZBYSZEWSKI, G.** (1958) " Le Quaternaire du Portugal" Boletim da Sociedade Geológica do Porto, Porto, vol. 13, fasc. 1-2, 227 p..

- ZBYSZEWSKI, G.** (1959) " Étude structural de la Vallée Typhonique de Caldas da Rainha (Portugal). Memória dos Serviços Geológicos de Portugal, nº3, 184 p..
- ZBYSZEWSKI, G. ; ALMEIDA, F. M.** (1960) " Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000. Notícia explicativa da folha 26-D (Caldas da Rainha), Serviços geológicos de Portugal, Lisboa, 56 p..
- ZBYSZEWSKI, G. ; FARIA, J. B.** (1971) " O salgema em Portugal metropolitano; suas jazidas, características e aproveitamento". Estudos Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro, nº 20, 1-2, pp. 5-15.
- ZENKOVICH, V.P.** (1969) "Origin of barrie beaches and lagoon coasts". Lagunas costeras, Simposium, Mem. Simp. Intern. Lag. Cost., UNAM-UNESCO, pp. 27-38.

2 - DOCUMENTAÇÃO ESTATÍSTICA

- Normais climatológicas do continente Açores e Madeira, correspondentes a 1931-1960. O Clima de Portugal, Fasc.XIII, S.M.N., Lisboa, 1970.
- Normais Climatológicas da região de "Ribatejo e Oeste", correspondentes a 1941-1970. O Clima de Portugal, Fasc.XLIX, vol. 2, 2ª região, I.N.M.G., Lisboa, 1988, 110p..
- Normais Climatológicas da região de "Ribatejo e Oeste", correspondentes a 1951-1980. O Clima de Portugal, Fasc.XLIX, vol. 2, 2ª região, I.N.M.G., Lisboa, 1991, 126p..
- Valores horários e diários da temperatura, vento e pressão atmosférica registados na estação de Ferrel, no período correspondentes a 1989-1994, I.H. (não publicado).
- Tabelas de Marés de 1988-1994, volume I, I.H. Lisboa.
- Registos diários das características da ondulação na estação do Cabo da Roca entre 1989 e 1994, Lisboa, I.N.M.G. (não publicado).

3 - DOCUMENTAÇÃO CARTOGRÁFICA

- Portugaliae Monumenta Cartographica.Lisboa, 1960-1962. Mapas de:
 - Diogo Homem, 1558 "Carta da Europa e Mediterrâneo". vol. II, Pl. 118
 - Fernando Vaz Dourado, 1575 ", vol. IV, Pl.119, Fl.7
 - J. Baptista Lavanha, 1597-1612 ", vol. III Pl. 428, Fl. 7r
 - João Teixeira, 1648, " Vol. III, Est. 509, 5ª e 6ª carta.

- Carta topográfica do Paúl e mais terras adjacentes que junto à Villa de Óbidos pagão à Rainha Nossa Snrª o terço da novidade da sua produção. Joseph Monteiro Carvalho a fes. Colecção de Mapas Antigos do Instituto Geográfico e Cadastral, Lisboa, 1760.
- Carta Esférica de D. Afonso Tofiño. in New military Map of Spain and Portugal, nº V, Lisboa, Biblioteca Nacional de Lisboa.
- Paúl da Cela. Terrenos alagados das freguesias de Cela, Valado de Frades, Pederneira e Famalicão. Levantamento na escala 1: 2 000, Serviços Hidráulicos, Secção de Hidráulica Agrícola, M.O.P.C., 22 folhas, Lisboa, 1928.
- Levantamentos Topográficos e Cadastrais dos concelhos de Nazaré, Alcobaça, Caldas da Rainha, Óbidos e Peniche, escala 1: 2 000, Instituto Geográfico e Cadastral, Lisboa, 1972-1974.
- Planta Hydrográphica da Lagoa de Óbidos, escala 1: 20 000, Direcção Geral dos Recursos e Aproveitamentos Hídricos, Lisboa 1890
- Plano Hydrográfico da Lagoa de Óbidos, escala 1 : 10 000, Instituto Hydrográfico, Lisboa, 1980.
- Missão Hydrográfica da Costa de Portugal - " Costa Oeste de Portugal entre o Rio Minho e o Cabo Carvoeiro, Ministério da Marinha, Direcção de Hydrografia, Lisboa 1923:
 - Plano Hydrográfico da Enseada da Pedemeira, 1912, escala 1 : 12 300
 - Plano Hydrográfico de S. Martinho do Porto, 1915, escala 1: 10 000
 - Plano Hydrográfico da Enseada de Peniche, 1920, escala 1. 15 000.

- Levantamento topo-hidrográfico da Praia da Nazaré. Abril e Maio de 1980, escala 1: 2 000, folhas 1 e 2. Direcção Geral de Portos.
- Levantamento topo-hidrográfico da Foz do rio Alcoa. Abril e Maio de 1980, escala 1: 1 000, folhas 1 e 2. Direcção Geral de Portos.
- Levantamento topo-hidrográfico do porto da Nazaré. Novembro e Dezembro de 1985, escala 1: 1 000, 4 folhas. Direcção Geral de Portos.
- Carta Topográfica de Portugal. Filipe Folque, folha 9, 1ª edição, escala 1: 100 000, Instituto Geográfico e Cadastral, Lisboa, 1867.
- Carta de Portugal 1: 100 000, folha 26 - Caldas da Rainha, Instituto Geográfico e Cadastral, Lisboa, 1985.
- Carta Militar de Portugal, 1ª edição, escala 1: 25 000, Serviços Cartográficos do Exército, Lisboa. Folhas: 306-B Nazaré, 1939 ; 316 S. Martinho do Porto, 1940 ; 325 A Mina, 1936 ; 326 Caldas da Rainha, 1936-1937 ; 337 Peniche, 1937.
- Carta Militar de Portugal, 2ª edição, escala 1: 25 000, Serviços Cartográficos do Exército, Lisboa. Folhas: 306-B Nazaré, 1964; 307 Valado dos frades (Nazaré), 1964 ; 308 Porto de Mós, 1964 ; 316 S. Martinho do Porto, 1964 ; 317 Alcobaça, 1964 ; 325-A Mina, 1964 ; 326 Caldas da Rainha, 1964 ; 327 Turquel, 1964 ; 337 Peniche, 1962 ; 338 Óbidos, 1964 ; 339 Rio Maior, 1964.
- Carta Geológica de Portugal, escala 1 : 50 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. Folhas: 26 B Alcobaça, 1961 ; 27 A Vila Nova de Ourém, 1970 ; 26 C Peniche, 1960 ; 26 DCaldas da Rainha, 1959 , 30 A Lourinhã, 1960.
- Carta Geológica de Portugal, escala 1 : 1 000 000, folha I, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 1968.
- Carta Neotectónica de Portugal Continental, escala 1: 1 000 000. Direcção Geral de Geologia e Minas, Lisboa, 1988.
- Carta Geomorfológica de Portugal, escala 1: 1 000 000. Centro de Estudos Geográficos de Portugal, Lisboa, 1981.
- Carta da Nazaré ao Cabo Carvoeiro, Carta da série costeira, Portugal Continental - Costa Oeste, escala 1: 75 000, Instituto Hidrográfico, Lisboa, 2ª ed., Março de 1994.

-Carta Geológica da Plataforma Continental, escala 1: 1 000 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 1978.

-Carta Geológica do Quaternário de Portugal, escala 1 : 1 000 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 1970.

4- DOCUMENTAÇÃO FOTOGRÁFICA

-Fotografias aéreas :

- escala aproximada 1:15 000, Instituto Geográfico e Cadastral, Lisboa, Setembro e Março 1989.

- escala aproximada 1:30 000, Instituto Geográfico e Cadastral, Lisboa, 1979

-escala aproximada 1:15 000, Instituto Geográfico e Cadastral, Lisboa, 1983

-escala aproximada 1:26 600, USAF, Serviços Cartográficos do Exército, Lisboa, 1958.

-"O Porto da Vila da Pederneira". Aspecto da Pederneira, do Sítio e da Praia no primeiro quartel do século XVII. Estudo de Saavedra Machado, com base nos cronistas, em plantas e em pintura de "género" da época recriada numa composição livre de Fernando Lino (gouache). Gravura. Ed. do Museu da Nazaré, Nazaré (s/ data).

ÍNDICE DAS FIGURAS

INTRODUÇÃO

- Figura 1 - Localização da área estudada no conjunto da faixa litoral de Portugal (adaptado de D. B. Ferreira, 1981).....10

PARTE I

- Figura I-1 - Esboço geomorfológico da Orla Mesocenozóica Ocidental (adaptado de D. B. Ferreira, 1981 e A. B. Ferreira, 1978).....13
- Figura I-2 - Esboço litológico da Orla Mesocenozóica Ocidental a norte do Tejo (adaptado das Cartas Geológica de Portugal e da Plataforma Continental, esc. 1: 100 000, 1978).....15
- Figura I-3 - Esboço geomorfológico da plataforma continental entre o Porto e Setúbal (adaptado de A. R. Pereira, 1992 a).....23
- Figura I-4 - Esboço geomorfológico da faixa litoral entre a Nazaré e Peniche (adaptado da Carta Geomorfológica de Portugal, esc. 1: 500 000, 1981).....25
- Figura I-5 - Esboço litológico da faixa litoral entre a Nazaré e Peniche e da cobertura sedimentar da plataforma continental (adaptado das cartas Geológicas de Portugal, esc.1: 50 000, folhas 26 B, C, D e 27 A e da Carta da Nazaré ao Cabo Carvoeiro, esc. 1: 75 000, 1994).....35
- Figura I-6 - Perfis topográficos (projectados) da plataforma litoral. A- Plataforma de Aljubarrota-Benedita B- Serra dos Candeeiros-Bouro C- Arribas entre a Nazaré e Peniche (elaborado a partir das Cartas Militares de Portugal, esc. 1: 25 000).....37
- Figura I-7 - Esboço hipsométrico da várzea da Nazaré em 1974-1976, localização dos perfis e das sondagens representados na Fig. I-8 (elaborado a partir dos Levantamentos Topográficos e Cadastrais do concelho da Nazaré).....49
- Figura I-8 - Perfis da várzea da Nazaré (localização dos perfis e das sondagens na Fig. I-7)..53
- Figura I-9 - Topografia do Paúl da Cela e de parte do sector litoral da várzea da Nazaré em 1928 (simplificação dos Levantamentos Cadastrais, esc. 1: 2000, 1928).....57
- Figura I-10 - Esboço hipsométrico da várzea de S. Martinho do Porto (simplificação dos Levantamentos Cadastrais dos concelhos de Alcobaça e Caldas da Rainha, esc. 1: 2000, 1974-76).....63

| | |
|---|----|
| Figura I-10 - Esboço hipsométrico da várzea de S. Martinho do Porto (simplificação dos Levantamentos Cadastrais dos concelhos de Alcobaça e Caldas da Rainha, esc. 1: 2000, 1974-76)..... | 63 |
| Figura I-11 - Esboço hipsométrico da várzea de Óbidos (simplificação dos Levantamentos Cadastrais do concelho de Óbidos, esc. 1: 2000, 1974-76)..... | 67 |
| Figura I-12 - Perfis das várzeas de Óbidos (A e B) e de Peniche-Atouguia da Baleia (C e D). Localização dos perfis e das sondagens na Fig. I-11)..... | 71 |
| Figura I-13 - Esboço hipsométrico da várzea de Peniche (simplificação dos Levantamentos Cadastrais do Concelho de Peniche, esc. 1: 2000, 1974-76)..... | 37 |
| Figura I-14 - Hipsometria e rede hidrográfica da faixa litoral entre a Nazaré e Peniche (elaborado a partir de C. Silva et al., 1961)..... | 77 |
| Figura I-15 - Precipitações mensais registadas na bacia hidrográfica da Lagoa de Óbidos em 1978-1980 e médias normais de 1941-1974 (valores obtidos na D.G.R.A.H)..... | 79 |
| Figura I-16 - Relação entre a precipitação mensal na bacia hidrográfica do rio Arnóia e o escoamento medido junto à ponte de Óbidos (valores obtidos na D.G.R.A.H)..... | 80 |
| Figura I-17 - Frequência média dos ventos em cada rumo (valores em %, médias de 1964-80 para S. Pedro de Muel e de 1941-70 para as restantes estações)..... | 84 |
| Figura I-18 - Velocidade do vento nos principais grupos de rumos (valores em km/h, médias de 1964-80 para S. Pedro de Muel e de 1941-70 para as restantes estações)..... | 85 |
| Figura I-19 - Variação das temperaturas média e da média das mínimas e das máximas (médias de 1964-80 para S. Pedro de Muel e de 1941-70 para as restantes estações)..... | 87 |
| Figura I-20 - Número de dias com temperatura máxima superior a 25°C (médias de 1964-80 para S. Pedro de Muel e de 1941-70 para as restantes estações)..... | 88 |
| Figura I-21 - Variação das precipitações média mensal e máxima diária registadas nas estações (médias de 1964-80 para S. Pedro de Muel e de 1941-70 para as restantes estações).... | 89 |
| Figura I-22 - Distribuição mensal do número de dias com nevoeiro (médias de 1964-80 para S. Pedro de Muel e de 1941-70 para as restantes estações)..... | 90 |
| Figura I-23 - Número médio de dias com nevoeiro por ano (MG-Marinha Grande, SPM-S. Pedro de Muel, ALC-Alcobaça, CC-Cabo Carvoeiro, CR-Caldas da Rainha, médias de 1964-80 para S. Pedro de Muel e de 1941-70 para as restantes estações)..... | 91 |
| Figura I-24 - Frequência média anual da altura da ondulação na Figueira da Foz e no Cabo da Roca..... | 94 |
| Figura I-25 - Variação mensal da altura da ondulação no Cabo da Roca (valores em metros).... | 95 |
| Figura I-26 - Variação mensal da altura da ondulação no Cabo da Roca (valores em metros, médias de 1976-80 e de 1989, 1990, 1991, * não houve registos)..... | 96 |
| Figura I-27 - Frequência mensal da direcção da ondulação ao longo dos anos 1989-1991, no Cabo da Roca..... | 97 |

| | |
|---|-----|
| Figura I-28 - Curvas de maré previstas para o Porto de Peniche no mês de Janeiro A) e no ano de 1990 B) (valores obtidos na Tabela de Marés, I.H., 1990)..... | 100 |
|---|-----|

PARTE II

| | |
|--|-----|
| Figura II-1 - Localização dos vários sistemas litorais e batimetria da plataforma continental (elaborado a partir de fotointerpretação, observações de campo e simplificação da Carta da Nazaré ao Cabo Carvoeiro, 1994, I H)..... | 101 |
| Figura II-2 - Esboço geomorfológico e perfis das arribas mortas entre a Pederneira e os Salgados (obtido por fotointerpretação, observações de campo e Plantas Cadastrais na escala 1: 2000)..... | 125 |
| Figura II-3 - Mapa de declives do deslizamento dos Salgados..... | 129 |
| Figura II-4 - Esboço geomorfológico dos deslizamento dos Salgados (obtido a partir fotointerpretação, observações de campo)..... | 131 |
| Figura II-5 - Depósitos a sul do deslizamento dos Salgados (obtido a partir de fotografia e observações de campo)..... | 133 |
| Figura II-6 - Esboço geomorfológico da faixa litoral nas imediações de S. Martinho do Porto e perfis transversais do sistema de arribas da Praia da Gralha (obtido a partir de fotointerpretação, observações de campo e Plantas Cadastrais na escala 1: 2000).... | 139 |
| Figura II-7 - Esboço geomorfológico da faixa litoral entre a Quebrada das Marinhas e a Foz do Arelho e perfis transversais das arribas (obtido a partir de fotointerpretação, observações de campo e Plantas Cadastrais na escala 1: 2000)..... | 141 |
| Figura II-8- Esboço geomorfológico da faixa litoral entre o Baleal e Peniche e perfis das arribas (página anterior); obtido a partir de fotointerpretação, observações de campo e Plantas Cadastrais na escala 1: 2000)..... | 147 |
| Figura II-9 - Esboço geomorfológico e perfis da arriba do Sítio da Nazaré (obtido a partir de fotointerpretação, observações de campo e Plantas Cadastrais na escala 1: 2000).151 | |
| Figura II-10 - Esboço geomorfológico da faixa litoral entre a Foz do Arelho e o Baleal e perfis das arribas (obtido a partir de fotointerpretação, observações de campo e Plantas Cadastrais na escala 1: 2000)..... | 157 |
| Figura II-11 - Perfil transversal da cobertura e rampa eólica de Salir do Porto..... | 162 |
| Figura II-12 - Perfil transversal da cobertura eólica do Facho..... | 164 |
| Figura II-13 - Perfil transversal da cobertura eólica a sul do Gronho..... | 165 |
| Figura II-14 - Perfil transversal da cobertura eólica entre Vale Benfeito e Ferrel, realizado nas imediações de Pinhal da Câmara..... | 167 |
| Figura II-15 - Perfil transversal da cobertura eólica de Peniche, junto a Remédios | 169 |

| | |
|---|-----|
| Figura II-16 - Evolução das arribas e da linha de costa entre 1931-1964 (elaborada a partir da 1ª e 2ª edição da Carta Militar de Portugal)..... | 175 |
| Figura II-17 - Evolução da cobertura e rampa eólica da Foz do Arelho a Ferrel, entre 1958 e 1989 ((obtida a partir de fotointerpretação, observações de campo e Plantas Cadastrais na escala 1: 2000)..... | 181 |
| Figura II-18 - Relação entre a litologia e os perfis das arribas entre a Nazaré e Peniche | |
| Figura II-19 -Gráficos de correlação entre os valores da assimetria e média e da média e desvio padrão dos sedimentos das rampas e coberturas eólicas (método dos momentos)..... | 186 |
| Figura II-20 - Terminologia das principais formas e sectores do perfil de praia (adaptado de P. Komar , 1976 e M.E. Moreira , 1984)..... | 189 |
| Figura II-21- Zonação dinâmica do perfil de praia (adaptado a partir de C. Andrade, 1990)... | 192 |
| Figura II-22 - Formas e características dos perfis de calmaria e tempestade (adaptado de P. Komar, 1976; Wright & Short, 1984-85)..... | 193 |
| Figura II-23 - Esboço geomorfológico do sistema praia-arriba (Praia da Galha) e variação dos parâmetros granulométricos dos sedimentos da praia (valores dos parâmetros em ϕ , *localização das amostras)..... | 199 |
| Figura II-24 - Perfis da Praia da Galha realizados entre; A- Setembro de 1989 e Junho de 1990, B- Janeiro de 1991 e Janeiro de 1994, C- posições extremas dos perfis realizados (envolventes máxima e mínima)..... | 201 |
| Figura II-25 - Distribuição das fracções texturais dos sedimentos da Praia da Galha no Verão e no Inverno de 1990..... | 204 |
| Figura II-26 - Correlação entre a média e o desvio padrão dos sedimentos da Praia da Galha no Verão e no Inverno de 1990..... | 205 |
| Figura II-27 - Correlação entre a assimetria e a média dos sedimentos da Praia da Galha no Verão e no Inverno de 1990..... | 206 |
| Figura II-28 - Correlação entre a assimetria e o desvio padrão dos sedimentos da Praia da Galha no Verão e no Inverno de 1990..... | 207 |
| Figura II-29 - Correlação entre a assimetria e a média dos sedimentos da Praia da Galha no Verão e no Inverno de 1990 (método dos momentos, G. Friedman, 1961)..... | 207 |
| Figura II-30 - Correlação entre a assimetria e o desvio padrão dos sedimentos da Praia da Galha no Verão e no Inverno de 1990 (método gráfico, G. Friedman, 1967)... | 208 |
| Figura II-31 - Curvas de distribuição granulométrica dos sedimentos da Praia da Galha (W. Visher, 1969)..... | 208 |
| Figura II-32 - Percentagem de carbonatos presente nos sedimentos da Praia da Galha no Verão e no Inverno de 1990..... | 210 |
| Figura II-33- Variações volumétricas registadas entre cada perfil realizado na Praia da Galha (de Setembro de 1989 a Janeiro de 1994..... | 211 |

| | |
|--|-----|
| Figura II-34 - Balanço sedimentar registado na Praia da Gralha entre Setembro de 1989 e Janeiro de 1994..... | 213 |
| Figura II-35 - Esboço geomorfológico da faixa litoral da Nazaré (fotointerpretação)..... | 217 |
| Figura II-36 - Alterações topográficas da praia submarina, sub-aérea e duna resultante das obras de construção do Porto de Abrigo da Nazaré..... | 219 |
| Figura II-37 - Esboço geomorfológico da Praia da Foz e parâmetros granulométricos dos sedimentos da praia (valores dos parâmetros em ϕ , *localização das amostras)..... | 221 |
| Figura II-38 - Perfis realizados na Praia da Foz entre; A- Setembro de 1989 e Junho de 1990, B- Janeiro de 1991 e Janeiro de 1994, C- posições extremas dos perfis realizados (envolventes máxima e mínima)..... | 225 |
| Figura II-39- Distribuição das fracções texturais dos sedimentos da Praia da Foz, no Verão e no Inverno de 1990..... | 224 |
| Figura II-40 - Esboço geomorfológico da Praia dos Salgados e parâmetros granulométricos dos sedimentos da praia (valores dos parâmetros em ϕ , *localização das amostras)..... | 229 |
| Figura II-41 - Perfis realizados na Praia dos Salgados entre; A- Setembro de 1989 e Junho de 1990, B- Janeiro de 1991 e Janeiro de 1994, C- posições extremas dos perfis realizados (envolventes máxima e mínima)..... | 231 |
| Figura II-42 - Distribuição das fracções texturais dos sedimentos da Praia dos Salgados, no Verão e no Inverno de 1990..... | 234 |
| Figura II-43 - Correlação entre a média e o desvio padrão dos sedimentos do sistema Praia-duna da Nazaré (método dos momentos)..... | 235 |
| Figura II-44 - Correlação entre a média e o desvio padrão dos sedimentos do sistema Praia-duna da Nazaré (método gráfico, G. Friedman, 1967)..... | 237 |
| Figura II-45 - Variação da assimetria nos sedimentos da amostra média de cada perfil realizado no sistema praia-duna da Nazaré..... | 237 |
| Figura II-46 - Correlação entre a assimetria e a média dos sedimentos do sistema praia-duna da Nazaré (método gráfico, G. Friedman, 1967)..... | 238 |
| Figura II-47 - Correlação entre a assimetria e a média dos sedimentos do sistema praia-duna da Nazaré (método dos momentos, G. Friedman, 1961)..... | 239 |
| Figura II-48- Correlação entre a assimetria e o desvio padrão dos sedimentos do sistema praia-duna da Nazaré (G. Friedman, 1967)..... | 240 |
| Figura II-49 - Correlação entre a curtose e a assimetria dos sedimentos do sistema praia-duna da Nazaré (método dos momentos, Koldigk, 1968)..... | 241 |
| Figura II- 50 - Curvas de distribuição granulométrica dos sedimentos das Praias da Nazaré; A- sector de praia baixa, B- corredor e crista da praia média (W. Visher, 1969)..... | 243 |
| Figura II- 51 - Curvas de distribuição granulométrica dos sedimentos das Praias da Nazaré, sector de praia alta (W. Visher, 1969)..... | 244 |

| | |
|---|-----|
| Figura II-52- Balanço sedimentar registado na Praia da Foz entre Setembro de 1989 e Janeiro de 1994..... | 246 |
| Figura II-53 - Variação do volume de sedimentos registado em cada perfil da Praia da Foz, entre Setembro de 1988 e Janeiro de 1994..... | 247 |
| Figura II- 54 - Variação do volume de sedimentos registado em cada perfil da Praia dos Salgados entre Março de 1989 e Janeiro de 1994..... | 249 |
| Figura II-55 - Balanço sedimentar registado na Praia dos Salgados entre Setembro de 1988 e Janeiro de 1994..... | 250 |
| Figura II-56 - Balanço sedimentar registado na Praia dos Salgados e da Foz de Março de 1988 a Janeiro de 1994..... | 250 |
| Figura II-57 - Perfil transversal do sistema praia-duna da Nazaré..... | 255 |
| Figura II-58 - Esboço morfológico e transecto da vegetação do sistema praia-duna da Nazaré (levantamento realizado em Junho de 1993)..... | 257 |
| Figura II-59 - Evolução dos sistemas litorais da Nazaré (esboços elaborados com base na cartografia e fotografia aérea referida no texto)..... | 261 |
| Figura II-60 - Esboço geomorfológico da Praia de S. Martinho do Porto e parâmetros granulométricos dos sedimentos no Verão e no Inverno de 1990 (valores dos parâmetros em ϕ , *localização das amostras)..... | 265 |
| Figura II-61 - Perfis da Praia de S. Martinho do Porto realizados entre; A- Setembro de 1989 e Junho de 1990, B- Janeiro de 1991 e Janeiro de 1994, C- posições extremas dos perfis realizados (envolventes máxima e mínima)..... | 267 |
| Figura II-62 - Distribuição das fracções texturais dos sedimentos no sistema praia -duna , em S. Martinho do Porto no Verão e no Inverno de 1990..... | 269 |
| Figura II-63 - Variação do número de modas nas amostras dos sedimentos do sistema praia -duna , em S. Martinho do Porto no Verão e no Inverno de 1990..... | 270 |
| Figura II-64 - Correlação entre a média e o desvio padrão dos sedimentos da Praia de S. Martinho do Porto..... | 271 |
| Figura II-65- Correlação entre a assimetria e a média dos sedimentos da Praia de S. Martinho do Porto (método dos momentos, G. Friedman, 1961)..... | 272 |
| Figura II-66 - Correlação entre a assimetria e o desvio padrão dos sedimentos da Praia de S. Martinho do Porto (método gráfico, G. Friedman, 1967)..... | 273 |
| Figura II-67 - Correlação entre a curtose e a média dos sedimentos da Praia de S. Martinho do Porto (método gráfico, G. Friedman, 1967)..... | 274 |
| Figura II-68 - Curvas de distribuição granulométrica dos sedimentos no sistema praia-duna, em S. Martinho do Porto (W. Visher, 1969)..... | 275 |
| Figura II-69 - Distribuição média dos carbonatos e da mica nos vários sectores da Praia de S. Martinho do Porto no Verão e no Inverno de 1990..... | 276 |

| | |
|---|-----|
| Figura II-70 - Variações volumétricas observadas entre cada perfil da Praia de S. Martinho do Porto..... | 278 |
| Figura II-71 - Balanço sedimentar registado na Praia de S. Martinho do Porto entre Setembro de 1989 e Janeiro de 1994..... | 279 |
| Figura II-72 - Perfil transversal do sistema praia-duna em S. Martinho do Porto..... | 284 |
| Figura II-73 - Esboço morfológico e transecto de vegetação do cordão dunar externo de S. Martinho do Porto (levantamento realizado em Junho de 1993, nas imediações da foz do rio da Tornada)..... | 285 |
| Figura II-74 - Evolução dos sistemas litorais de S. Martinho do Porto entre 1958 e 1989 (esboço obtido por fotointerpretação)..... | 287 |
| Figura II-75 - Esboço geomorfológico e parâmetros granulométricos dos sedimentos da Praia do Baleal, da Praia do Norte e da Praia do Sul (valores dos parâmetros em ϕ , *localização das amostras, escalas aproximadas)..... | 289 |
| Figura II-76 - Perfis da Praia do Baleal realizados entre; A- Setembro de 1989 e Junho de 1990, B- Janeiro de 1991 e Janeiro de 1994, C- posições extremas dos perfis realizados (envolventes máxima e mínima)..... | 295 |
| Figura II-77 - Distribuição das fracções texturais dos sedimentos da praia do Baleal, no Verão e no Inverno de 1990..... | 294 |
| Figura II-78 - Correlação entre a média e o desvio padrão dos sedimentos da Praia do Baleal. no Verão e no Inverno de 1990..... | 297 |
| Figura II-79 - Correlação entre a assimetria e a média dos sedimentos da Praia do Baleal no Verão e no Inverno de 1990 (método dos momentos, G. Friedman, 1961) | 298 |
| Figura II-80 - Correlação entre a assimetria e o desvio padrão dos sedimentos da Praia do Baleal no Verão e no Inverno de 1990 (método gráfico, G. Friedman, 1967)..... | 299 |
| Figura II-81 - Correlação entre a curtose e a média dos sedimentos da Praia do Baleal, no Verão e no Inverno de 1990..... | 300 |
| Figura II-82 - Curvas de distribuição granulométrica dos sedimentos na Praia do Baleal (W. Visher, 1969)..... | 301 |
| Figura II-83 - Distribuição da percentagem de carbonatos e mica nos sedimentos da Praia do Baleal, no Verão e no Inverno de 1990..... | 302 |
| Figura II-84 - Evolução sedimentar registado nos perfis da Praia do Baleal entre Setembro de 1989 e Janeiro de 1994..... | 303 |
| Figura II-85 - Balanço sedimentar registado na Praia do Baleal de Setembro de 1989 a Janeiro de 1994..... | 304 |
| Figura II-86 - Perfil perpendicular ao sistema praia-duna no Baleal..... | 305 |
| Figura II-87 - Esboço interpretativo do sistema dunar do Baleal (elaborado a partir dos relatórios das sondagens)..... | 308 |

| | |
|---|-----|
| Figura II-88 - Evolução dos sistemas litorais do Baleal e Peniche entre 1920 e 1989 (esboço elaborado a partir do Plano Hidrográfico da Península de Peniche (1920) e fotografias aéreas de 1958 e 1989)..... | 311 |
| Figura II-89 - Esboço morfológico e transecto de vegetação do sistema praia-duna do Baleal (levantamento realizado em Junho de 1993) | 313 |
| Figura II-90 - Esboço geomorfológico e parâmetros granulométricos dos sedimentos da Praia da Consolação (valores dos parâmetros em ϕ , *localização das amostras)..... | 317 |
| Figura II-91 - Perfis da Praia da Consolação realizados entre; A- Setembro de 1989 e Junho de 1990, B- Janeiro de 1991 e Janeiro de 1994, C- posições extremas dos perfis (envolventes máxima e mínima)..... | 319 |
| Figura II-92 - Distribuição das fracções texturais dos sedimentos da Praia da Consolação, no Verão e no Inverno de 1990..... | 322 |
| Figura II-93 - Correlação entre a média e o desvio padrão dos sedimentos da Praia da Consolação no Verão e no Inverno de 1990..... | 323 |
| Figura II-94 - Correlação entre a assimetria e a média dos sedimentos da Praia da Consolação no Verão e no Inverno de 1990 (método dos momentos, G. Friedman, 1961)..... | 324 |
| Figura II-95 - Correlação entre a assimetria e o desvio padrão dos sedimentos da Praia da Consolação no Verão e no Inverno de 1990 (método gráfico, G. Friedman, 1967).... | 324 |
| Figura II-96 - Correlação entre a curtose e a média dos sedimentos da Praia da Consolação, no Verão e no Inverno de 1990..... | 325 |
| Figura II-97 - Curvas de distribuição granulométrica dos sedimentos da Praia da Consolação (W. Visher, 1969)..... | 326 |
| Figura II-98 - Percentagem de carbonatos nos sedimentos da Praia da Consolação, no Verão e no Inverno de 1990 | 327 |
| Figura II-99 - Evolução sedimentar registado entre cada perfil da Praia da Consolação entre Julho de 1988 e Janeiro de 1994 | 328 |
| Figura II-100 - Balanço sedimentar registado na Praia da Consolação entre Julho de 1988 e Janeiro de 1994 | 330 |
| Figura II-101 - Perfil transversal ao sistema praia-duna da Consolação | 331 |
| Figura II-102- Esboço morfológico e transecto de vegetação do sistema praia-duna da Consolação (levantamento realizado em Junho de 1993)..... | 337 |
| Figura II-103 - Esboço geomorfológico e parâmetros granulométricos dos sedimentos da Praia da Foz do Arelho, no Verão e no Inverno de 1991 (valores dos parâmetros em ϕ , * localização das amostras)..... | 341 |
| Figura II-104 - Composição textural dos sedimentos da Praia da Foz do Arelho, no Verão e no Inverno de 1991..... | 344 |
| Figura II-105 - Correlação entre a média e o desvio padrão dos sedimentos da Praia da Foz do Arelho, no Verão e no Inverno de 1991..... | 345 |

| | |
|--|-----|
| Figura II-106 - Correlação entre a assimetria e a média dos sedimentos da Praia da Foz do Arelho (G. Friedman, 1961)..... | 346 |
| Figura II-107- Correlação entre a assimetria e o desvio padrão dos sedimentos da Praia da Foz do Arelho no Verão e no Inverno de 1990 (método gráfico, G. Friedman, 1967)..... | 347 |
| Figura II-108 - Correlação entre a curtose e a média dos sedimentos da Praia da Foz do Arelho, no Verão e no Inverno de 1991 | 348 |
| Figura II-109 - Percentagem de carbonatos nos sedimentos dos perfis Praia da Foz do Arelho no Verão e no Inverno de 1991..... | 350 |
| Figura II-110 - Variações volumétricas observadas entre cada perfil da Praia da Foz do Arelho..... | 351 |
| Figura II-111 - Perfis da Praia da Foz do Arelho realizados entre; A- Abril de 1990 e Janeiro de 1994, B- posições extremas dos perfis (envolventes máxima e mínima)..... | 353 |
| Figura II-112 - Balanço sedimentar verificado na Praia da Foz do Arelho entre Abril de 1990 e Janeiro de 1994..... | 352 |
| Figura II-113 - Esboço geomorfológico e parâmetros granulométricos dos sedimentos da Praia de Banhos no Verão e Inverno de 1990 (valores dos parâmetros em ϕ , *localização das amostras)..... | 357 |
| Figura II-114 - Perfis da Praia de Banhos realizados entre; A- Setembro de 1989 e Junho de 1990, B- Janeiro de 1991 e Janeiro de 1994, C- posições extremas dos perfis realizados (envolventes máxima e mínima)..... | 359 |
| Figura II-115 - Distribuição das fracções texturais dos sedimentos da Praia de Banhos, no Verão e no Inverno de 1990..... | 362 |
| Figura II-116 - Correlação entre a média e o desvio padrão dos sedimentos da Praia de Banhos no Verão e no Inverno de 1990 (método gráfico, G. Friedman, 1967)..... | 364 |
| Figura II-117 - Correlação entre a assimetria e a média dos sedimentos da Praia de Banhos no Verão e no Inverno de 1990 (método dos momentos, G. Friedman, 1961)..... | 365 |
| Figura II-118 - Correlação entre a assimetria e o desvio padrão dos sedimentos da Praia de Banhos no Verão e no Inverno de 1990 (método gráfico, G. Friedman, 1967)..... | 366 |
| Figura II-119 - Variação do volume de sedimentos acumulados entre cada perfil realizado na Praia de Banhos de Março de 1989 a Janeiro de 1994..... | 367 |
| Figura II-120 - Balanço sedimentar registado na Praia de Banhos entre Setembro de 1989 e Janeiro de 1994..... | 369 |
| Figura II-121 - Perfis das Praias do Norte e do Sul realizados entre; A- Junho de 1990 e Janeiro de 1994, B- posições extremas dos perfis (envolventes máxima e mínima)..... | 371 |
| Figura II-122 - Distribuição das fracções texturais dos sedimentos nas Praias do Norte e do Sul, no Verão e no Inverno de 1990..... | 373 |
| Figura II-123 - Variação do volume de sedimentos entre cada perfil realizado nas Praias do Norte e do Sul entre Março de 1990 e Janeiro de 1994..... | 376 |

| | |
|---|-----|
| Figura II-124 - Balanço sedimentar registado nas Praias do Norte e do Sul entre Março de 1990 e Janeiro de 1994..... | 377 |
| Figura II-125 - Composição textural dos sedimentos nos sistemas de praia (valores médios de cada praia)..... | 379 |
| Figura II-126 - Composição textural dos sedimentos nos vários sectores da praia (valores médios de cada sector)..... | 380 |
| Figura II-127 - Variação da média nos sistemas de praia (valores médios)..... | 381 |
| Figura II-128- Relação entre o declive da praia e o diâmetro médio dos sedimentos (gráfico de P. Komar, 1976, adaptado por S. Teixeira, 1990)..... | 383 |
| Figura II-129 - Variação do desvio padrão em cada sector da praia (valores médios)..... | 385 |
| Figura II-130 - Correlação entre a média e o desvio padrão no conjunto dos sedimentos de praia (método gráfico, G. Friedman, 1967)..... | 386 |
| Figura II-131 - Variação da assimetria nos vários sistemas e em cada sector da praia (valores médios)..... | 387 |
| Figura II-132 - Correlação entre a assimetria e a média nas amostras de praias (método dos momentos, G. Friedman, 1961)..... | 387 |
| Figura II-133 - Correlação entre a assimetria e o desvio padrão nos sedimentos de praia (método gráfico, G. Friedman, 1967)..... | 388 |
| Figura II-134 - Variação da curtose nos vários sistema de praia..... | 389 |
| Figura II-135 - Correlação entre a assimetria e a curtose (método gráfico W. Koldijk, 1968) | |
| Figura II-136 - Balanço sedimentar registado entre Setembro de 1989 e Janeiro de 1990, características da ondulação e ventos no Cabo da Roca e em Ferrel, entre 28 e 31 de Janeiro de 1991..... | 393 |
| Figura II-137 - Balanço sedimentar registado entre Março e Junho de 1990, características da ondulação e ventos no Cabo da Roca e em Ferrel, entre 20 e 30 de Junho de 1990 (mesma legenda da Figura II-36)..... | 394 |
| Figura II-138 - Balanço sedimentar registado de Junho de 1990 a Janeiro de 1991, características da ondulação e ventos no Cabo da Roca e em Ferrel, de 8 de Dezembro a 5 de Janeiro de 1991(mesma legenda da Figura II-36)..... | 395 |
| Figura II-139 - Balanço sedimentar registado entre Março e Setembro de 1991, características da ondulação e ventos no Cabo da Roca e em Ferrel, de 15 a 28 de Setembro de 1991 (mesma legenda da Figura II-36)..... | 396 |
| Figura II-140 - Balanço sedimentar registado entre Setembro de 1991 e Janeiro de 1994, características da ondulação e ventos no Cabo da Roca e em Ferrel, em 11 e 12 de Janeiro de 1994 (mesma legenda da Figura II-36)..... | 397 |
| Figura II-141 - Balanço sedimentar registado em cada praia em Setembro de 1991 e Janeiro de 1994, relativamente a Setembro de 1989 (valores médios)..... | 398 |
| Figura II-142 - Correlação entre; A)- a assimetria e a média B)- a média e o desvio padrão | |

| | |
|--|-----|
| dos sedimentos das dunas, calculados pelo método dos momentos (G. Friedman, 1961 e 1967)..... | 401 |
| Figura II-143 - Lagoa de Óbidos- Localização das formas lagunares e marinhas; salinidade e distribuição dos sedimentos do fundo (fotointerpretação; valores de salinidade e distribuição dos sedimentos do fundo da Lagoa adaptados de C. Freitas, 1989)..... | 405 |
| Figura II-144 - Migração das formas deltaicas de enchente e de vazante, na Lagoa de Óbidos (fotointerpretação)..... | 409 |
| Figura II-145 - Lagoa de Óbidos - Evolução do delta do rio Arnóia entre 1958 e 1989 (esboço obtido a partir das fotografias aéreas realizadas em 1958, escala 1: 26 000; 1974, escala 1: 30 000 e 1989, escala 1:15 000)..... | 413 |
| Figura II-146 - Esboço do sapal da Nazaré..... | 417 |
| Figura II-147 - Esboço do sapal de S. Martinho do Porto, junto ao rio da Tornada... | 418 |
| Figura II-148 - Esboço do sapal da Lagoa de Óbidos..... | 419 |
| Figura II-149 - Configuração e localização dos sapais e paúis do sistema litoral de S. Martinho do Porto (elaborado a partir de fotointerpretação, das Plantas Cadastrais de 1974-76 escala 1: 2000 e da 1ª edição da Carta Militar, escala 1: 25 000, folha 326, 1931)..... | 423 |
| Figura II-150 - Esboço hipsométrico e e localização dos topónimos nas imediações da antiga Lagoa da Pederneira (adaptação da Carta Militar 1: 25 000, Folhas 306-B, 307 e 317)..... | 429 |
| Figura II-151 - Configuração provável do litoral da Nazaré no máximo da transgressão Flandriana (perspectiva do mar para terra)..... | 413 |
| Figura II-152 - Configuração da lagoa da Pederneira no Neolítico (adaptado de M. V. Natividade, 1961)..... | 433 |
| Figura II-153 - Configuração provável da lagoa da Pederneira no século XIV (elaborada com base nos documentos referidos no texto)..... | 437 |
| Figura II-154 - Planta do Sítio e da Pederneira nos finais do século XVI (adaptação de P. Penteado, 1992)..... | 441 |
| Figura II-155 - Gravura do "porto da vila da Pederneira" no primeiro quartel do século XVII | |
| Figura II-156 - Configuração provável da Lagoa da Pederneira e da área envolvente no século XVII (elaborada com base nos documentos referidos no texto)..... | 445 |
| Figura II-157 - Cartografia da linha de costa nos séculos XVI e XVII..... | 451 |
| Figura II-158 - Esboço hipsométrico da lagoa de Alfeizerão e localização dos lugares referidos no texto (adaptação da Carta Militar 1: 25 000, Folhas 316, 326)..... | 455 |
| Figura II-159 - Configuração provável do litoral de S. Martinho do Porto no máximo da transgressão Flandriana (perspectiva do mar para terra)..... | 457 |
| Figura II-160 - Configuração provável da baía de S. Martinho do Porto nos séculos XIII e XVI (elaborada com base nos documentos referidos no texto)..... | 461 |

| | |
|--|-----|
| Figura II-161 - Esboço hipsométrico da lagoa de Óbidos e localização dos topónimos referidos no texto (adaptação da Carta Militar 1: 25 000, Folhas 326 e 338)..... | 471 |
| Figura II-162 - Configuração provável do litoral nas imediações da Foz do Arelho-Óbidos no máximo da transgressão Flandriana (perspectiva do mar para terra)..... | 473 |
| Figura II-163 - Evolução da configuração da Lagoa de Óbidos entre 1890 e 1985..... | 479 |
| Figura II-164- Configuração provável do litoral de Peniche no máximo da transgressão Flandriana (perspectiva do mar para terra)..... | 483 |
| Figura II-165 - Esboço hipsométrico da várzea de Peniche-Atouguia da Baleia e localização dos topónimos referidos no texto (adaptação da Carta Militar 1: 25 000, Folha 338).. | 485 |

ÍNDICE DOS QUADROS

PARTE I

| | |
|--|----|
| QUADRO I-I - Equivalência entre a estratigrafia marinha Mediterrânica e a do Norte da Europa (adaptado de J. Cabral, 1995)..... | 28 |
| QUADRO I-II - Localização e período de funcionamento das estações meteorológicas.. | 82 |
| QUADRO I-III - Temperatura e precipitação média anual registada em cada estação..... | 86 |
| QUADRO I-IV - Períodos de ondulação com média superior a 5 m de altura registados no Cabo da Roca, entre 1989 e Janeiro de 1994 | 98 |
| QUADRO I-V - Características dos ventos e da pressão atmosférica registados em Ferrel durante os períodos de tempo com ondulação média superior a 5 m de altura... | 99 |

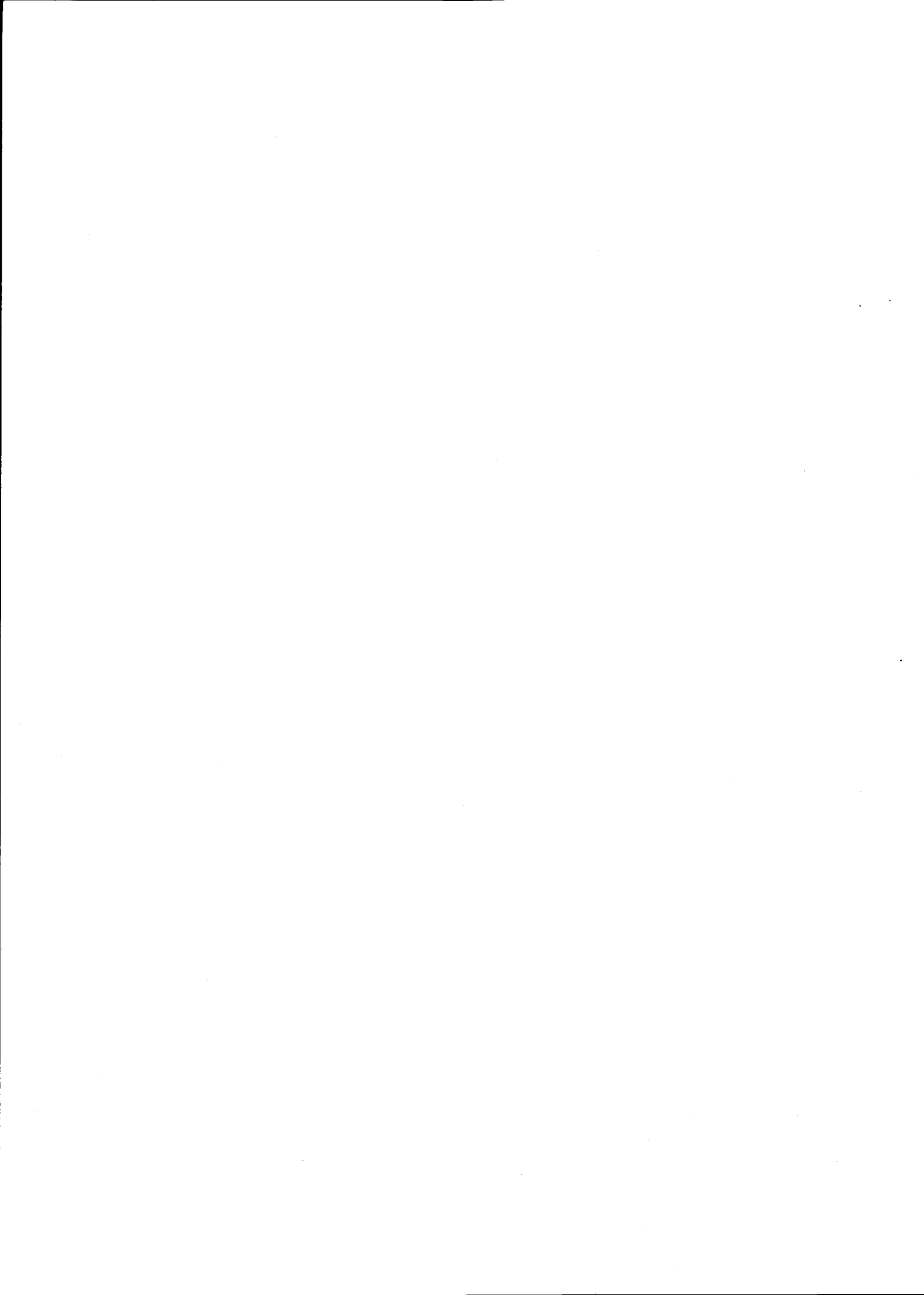
PARTE II

| | |
|---|-----|
| QUADRO II-I - Escala granulométrica de Wentworth..... | 113 |
| QUADRO II-II - Composição fundamental dos sedimentos eólicos das arribas entre Salir do Porto e Peniche..... | 163 |
| QUADRO II-III - Parâmetros granulométricos dos sedimentos eólicos das arribas entre Salir do Porto e Peniche..... | 163 |
| QUADRO II-IV - Evolução registada no topo das arribas..... | 178 |
| QUADRO II-V - Evolução registada na base das arribas..... | 178 |
| QUADRO II-VI - Características morfométricas dos sistemas de praia..... | 195 |
| QUADRO II-VII - Parâmetros granulométricos dos sedimentos do sistema dunar da Nazaré. | 253 |
| QUADRO II-VIII - Composição fundamental dos sedimentos do sistema dunar da Nazaré.... | 253 |

| | |
|--|-----|
| QUADRO II-IX - Parâmetros granulométricos dos sedimentos do sistema dunar de S. Martinho do Porto..... | 282 |
| QUADRO II-X - Composição fundamental dos sedimentos do sistema dunar de S. Martinho do Porto..... | 283 |
| QUADRO II-XI - Composição fundamental dos sedimentos do sistema dunar do Baleal..... | 306 |
| QUADRO II-XII - Parâmetros granulométricos dos sedimentos do sistema dunar do Baleal..... | 306 |
| QUADRO II-XIII - Parâmetros granulométricos dos sedimentos do sistema dunar de Peniche..... | 332 |
| QUADRO II-XIV - Composição fundamental dos sedimentos do sistema dunar de Peniche.. | 332 |



ANEXOS



QUADRO - CLASSES TEXTURAIS E PARÂMETROS GRANULOMÉTRICOS DAS AMOSTRAS DE PRAIA - VERÃO

PRAIA DE BANHOS - VERÃO

| AMOSTRA | BALASTRO | AREÃO | AREIA | ARGILA | CACO3 | MODA | Mz | σ | Sk1 | Kg | x σ | σ | 3 σ | 4 σ |
|---------|----------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|----------|--------|-------|------------|----------|------------|------------|
| N 1 30 | 0 | 0,62 | 99,38 | 0 | 4,02 | 1,25 | 0,909 | 0,669 | -0,07 | 1,089 | 0,912 | 0,698 | -0,19 | 3,468 |
| N 1 65 | 0 | 0,15 | 99,85 | 0 | 3,67 | 1,25 | 1,201 | 0,557 | 0,06 | 1,382 | 1,195 | 0,585 | 0,37 | 4,165 |
| N 1 100 | 1,33 | 9,69 | 88,98 | 0,05 | 6,43 | 0,75 | 0,288 | 0,982 | 0,102 | 1,027 | 0,27 | 0,986 | 0,315 | 2,865 |
| N 2 10 | 0 | 0,46 | 99,54 | 0,18 | 4,71 | 1,25 | 0,823 | 0,711 | 0,073 | 1,103 | 0,832 | 0,725 | 0,125 | 3,11 |
| N 2 35 | 0,38 | 2,67 | 96,95 | 0,18 | 5,33 | 1,25 | 0,954 | 0,873 | 0,267 | 1,121 | 0,93 | 0,903 | 0,765 | 3,577 |
| N 2 40 | 0 | 0,24 | 99,76 | 0,05 | 4,12 | 1,25 | 0,949 | 0,596 | -0,072 | 1,131 | 0,958 | 0,627 | -0,111 | 3,489 |
| N 2 120 | 1 | 2,02 | 96,98 | 0,03 | 6,52 | 1,25 | 1,166 | 0,929 | -0,208 | 1,189 | 1,13 | 0,959 | -0,924 | 4,124 |
| N 3 1 | 0,8 | 2,43 | 96,77 | 0,13 | 5,87 | 1,25 | 0,757 | 0,81 | -0,113 | 1,126 | 0,744 | 0,864 | -0,518 | 3,871 |
| N 3 50 | 0,51 | 2,22 | 97,27 | 0,15 | 6,19 | 0,25 | 0,531 | 0,757 | 0,01 | 1,062 | 0,531 | 0,792 | -0,127 | 3,627 |
| N 3 110 | 0,52 | 2,91 | 96,57 | 0 | 7,44 | 0,75 | 0,473 | 0,692 | 0,126 | 1,046 | 0,458 | 0,737 | 0,564 | 3,84 |
| N 4 1 | 0 | 0,21 | 99,79 | 0,12 | 2,71 | 1,25 | 0,862 | 0,596 | 0,007 | 1,04 | 0,875 | 0,63 | 0,135 | 3,434 |
| N 4 26 | 0,6 | 2,13 | 97,27 | 0,01 | 6,97 | 1,25 | 0,76 | 0,817 | 0,128 | 1,067 | 0,754 | 0,857 | 0,441 | 3,499 |
| N 4 50 | 2,93 | 10,06 | 87,01 | 0,03 | 6,24 | 0,25 | 0,242 | 1,069 | 0,092 | 1,015 | 0,242 | 1,069 | 0,265 | 2,717 |
| N 4 110 | 0,33 | 5,09 | 94,58 | 0,05 | 7 | 1,25 | 0,415 | 0,829 | 0,151 | 0,888 | 0,242 | 1,069 | 0,385 | 2,811 |
| N 5 2 | 0 | 0,11 | 99,89 | 0,8 | 2,92 | 1,25 | 0,997 | 0,539 | 0,008 | 1,108 | 1,016 | 0,574 | 0,189 | 3,646 |
| N 5 35 | 0 | 5,81 | 94,19 | 0,01 | 7,13 | 1,75 | 1,028 | 1,05 | 0,211 | 1,159 | 1,017 | 1,056 | 0,59 | 3,186 |
| N 5 57 | 5,13 | 18,07 | 76,8 | 0,75 | 8,8 | -0,75 | 0,112 | 1,188 | 0,002 | 0,901 | 0,105 | 1,16 | 0,101 | 2,404 |
| N 5 110 | 3,95 | 36,4 | 59,65 | 0,01 | 5,33 | -0,75 | 0,955 | 0,567 | 0,128 | 1,091 | 0,938 | 0,584 | 0,041 | 3,245 |

PRAIA DA FOZ - VERÃO

| | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------|------|-------|-------|------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
| N 6 12 | 0 | 0,7 | 99,3 | 0,01 | 7,7 | 1,25 | 1,094 | 0,666 | 0,002 | 1,194 | 1,084 | 0,702 | 0,233 | 3,963 |
| N 6 53 | 6,7 | 10,36 | 82,94 | 0,33 | 8,44 | 0,25 | 0,102 | 1,094 | 0,297 | 1,151 | 0,128 | 1,093 | 0,603 | 2,919 |
| N 6 75 | 0 | 4,16 | 95,84 | 0,01 | 7,6 | -0,25 | 0,148 | 0,552 | 0,115 | 1,015 | 0,143 | 0,58 | 0,336 | 3,253 |
| N 6 110 | 0 | 1,27 | 98,73 | 0,01 | 8,44 | -0,25 | 0,006 | 0,516 | 0,094 | 1,039 | 0,01 | 0,548 | 0,397 | 3,628 |
| N 7 20 BD | 0 | 0 | 100 | 0,4 | 5,47 | 1,25 | 1,297 | 0,571 | 0,105 | 1,276 | 1,297 | 0,582 | 0,215 | 3,421 |
| N 7 60 | 0 | 1,15 | 98,85 | 0,5 | 7,34 | 0,25 | 0,39 | 0,612 | 0,124 | 0,99 | 0,384 | 0,644 | 0,306 | 3,461 |
| N 7 100 | 0 | 2,19 | 97,81 | 0 | 8,56 | -0,25 | 0,114 | 0,66 | 0,133 | 0,975 | 0,12 | 0,68 | 0,419 | 3,139 |
| N 8 8 | 0 | 0,59 | 99,41 | 0,3 | 18,24 | -0,138 | 1,167 | 0,721 | 0,051 | 1,104 | 1,151 | 0,74 | 0,138 | 3,549 |
| N 8 70 | 0 | 0,68 | 99,32 | 0,03 | 8,12 | 0,25 | 0,56 | 0,701 | 0,096 | 1,002 | 0,578 | 0,726 | 0,281 | 3,209 |
| N 8 100 | 1,43 | 9,84 | 88,73 | 0,16 | 6,99 | 0,25 | 0,012 | 0,841 | 0,075 | 1,038 | -0,001 | 0,862 | 0,052 | 3,161 |

PRAIA DOS SALGADOS - VERÃO

| AMOSTRA | BALASTRO | AREÃO | AREIA | ARGILA | CACO3 | MODA | Mz | θ | Sk1 | Kg | x θ | θ | 3 θ | 4 θ |
|----------|----------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|----------|--------|-------|------------|----------|------------|------------|
| N 9 83 | 0,3 | 3,04 | 96,66 | 0,03 | 8,1 | 0,25 | 0,376 | 0,763 | 0,071 | 0,971 | 0,371 | 0,797 | 0,052 | 3,317 |
| N 9 100 | 0 | 0 | 100 | 0,07 | 8,18 | 0,25 | 0,718 | 0,617 | 0,164 | 1,008 | 0,739 | 0,649 | 0,604 | 3,35 |
| N 9 160 | 5,76 | 30,53 | 63,71 | 0,15 | 6,59 | -0,75 | 0,694 | 0,863 | 0,025 | 0,818 | 0,674 | 0,859 | 0,064 | 2,347 |
| N 10 25 | 0 | 0,17 | 99,83 | 0,01 | 8,62 | 0,25 | 0,445 | 0,659 | 0,178 | 0,883 | 0,45 | 0,683 | 0,487 | 2,939 |
| N 10 45 | 17,86 | 11,74 | 70,04 | 0,37 | 13,15 | 1,25 | -0,198 | 2,09 | -0,497 | 1,043 | 0,041 | 1,535 | -0,226 | 1,714 |
| N 10 80 | 0 | 1,35 | 98,65 | 0 | 8,5 | -0,25 | 0,463 | 0,851 | 0,224 | 0,928 | 0,483 | 0,869 | 0,511 | 2,799 |
| N 10 130 | 10,62 | 16,85 | 72,53 | 0,03 | 7,14 | -0,75 | 0,644 | 0,716 | 0,006 | 1,112 | 0,641 | 0,725 | 0,095 | 3,182 |
| N 11 4 | 0 | 0 | 100 | 0,14 | 5,92 | 0,25 | 0,743 | 0,676 | 0,107 | 0,994 | 0,765 | 0,7 | 0,417 | 3,013 |
| N 11 28 | 7,19 | 7,97 | 84,84 | 0,01 | 8,05 | 1,25 | 0,656 | 1,421 | 0,393 | 1,276 | 0,65 | 1,356 | 0,751 | 2,707 |
| N 11 55 | 0 | 0,68 | 99,32 | 0,14 | 8,62 | 1,25 | 0,84 | 0,818 | 0,021 | 0,934 | 0,851 | 0,828 | 0,13 | 2,673 |
| N 11 95 | 0,51 | 7,53 | 91,96 | 0,07 | 7,81 | 0,25 | 0,15 | 0,823 | 0,029 | 1,05 | 0,142 | 0,842 | 0,05 | 3,301 |
| N 12 25 | 0 | 0,61 | 99,39 | 0,05 | 7,46 | 0,25 | 0,638 | 0,756 | 0,113 | 0,987 | 0,659 | 0,776 | 0,294 | 2,962 |
| N 12 50 | 28,68 | 8,57 | 62,75 | 0,39 | 7,26 | -2,25 | -0,439 | 1,753 | -0,067 | 0,9 | -0,384 | 1,538 | 0,213 | 1,848 |
| N 12 106 | 0,17 | 3,81 | 96,02 | 0,14 | 6,69 | 1,25 | 0,988 | 0,99 | -0,16 | 1,102 | 0,958 | 0,988 | -0,424 | 2,951 |
| N 12 150 | 0,36 | 4,65 | 94,99 | 0,01 | 7,91 | -0,25 | -0,112 | 0,663 | 0,233 | 1,18 | -0,085 | 0,733 | 0,771 | 4,273 |

PRAIA DA GRALHA - VERÃO

| AMOSTRA | BALASTRO | AREÃO | AREIA | ARGILA | CACO3 | MODA | Mz | θ | Sk1 | Kg | x θ | θ | 3 θ | 4 θ |
|---------|----------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|----------|--------|--------|------------|----------|------------|------------|
| G1 PA | 0 | 1,79 | 98,21 | 5 | 10,3 | -0,25 | -0,023 | 0,695 | 0,329 | 1,169 | 0,012 | 0,747 | 1,118 | 4,14 |
| G1 PM | 14,32 | 22,69 | 62,09 | 1,79 | 6,94 | -0,75 | -0,824 | 1,161 | -0,022 | 1,175 | -0,718 | 1,094 | 0,676 | 3,51 |
| G1 PB | 0 | 5,82 | 94,4 | 1 | 8,09 | -0,75 | -0,391 | 0,441 | 0,124 | 0,93 | -0,395 | 0,472 | 0,178 | 2,958 |
| G2 PA | 23,02 | 36,35 | 40,63 | 0,84 | 4,17 | -0,75 | -1,328 | 0,872 | -0,123 | 0,9269 | -1,262 | 0,75 | 0,188 | 1,987 |
| G2 PM | 17,77 | 35,09 | 47,14 | 1,17 | 7,06 | -0,75 | -1,165 | 0,837 | -0,158 | 0,903 | -1,138 | 0,759 | 0,039 | 1,974 |
| G2 PB | 0,5 | 7,37 | 92,13 | 0,31 | 20,73 | -0,25 | -0,434 | 0,43 | 0,01 | 1,046 | -0,452 | 0,469 | -0,416 | 3,944 |
| G3 PA | 0,3 | 11,55 | 88,15 | 0,7 | 3,81 | -0,75 | -0,564 | 0,411 | 0,117 | 1,112 | -0,581 | 0,441 | 0,06 | 3,66 |
| G 3 PM | 4,77 | 9,54 | 85,69 | 0,58 | 5,46 | -0,75 | -0,543 | 0,538 | -0,161 | 1,498 | -0,611 | 0,589 | -0,979 | 4,257 |
| G3 PB | 0,32 | 11,84 | 87,84 | 0,49 | 4,06 | -0,75 | -0,568 | 0,417 | 0,017 | 1,159 | -0,586 | 0,448 | -0,082 | 3,809 |

PRAIA DE S. MARTINHO DO PORTO - VERÃO

| AMOSTRA | BALASTRO | AREÃO | AREIA | ARGILA | CACO3 | MODA | Mz | θ | Sk1 | Kg | x θ | θ | 3 θ | 4 θ |
|----------|----------|-------|-------|--------|----------|--------|-------|----------|--------|-------|------------|----------|------------|------------|
| SM 1 1 | 0 | 0 | 100 | 1,21 | 16,34 | 2,75 | 2,505 | 0,344 | -0,267 | 1,171 | 2,51 | 0,425 | -0,946 | 7,319 |
| SM 1 40 | 0 | 0 | 100 | 0,37 | 17,2 | -0,672 | 2,465 | 0,63 | -0,333 | 1,548 | 2,52 | 0,687 | -0,672 | 3,908 |
| SM 1 80 | 0,85 | 1,67 | 97,48 | 1,66 | 28,98 | 2,75 | 2,882 | 0,982 | -0,243 | 1,709 | 2,696 | 1,245 | -1,878 | 6,606 |
| SM 2 1 | 0 | 0 | 100 | 0,61 | 4,21 | 2,25 | 2,294 | 0,462 | -0,304 | 1,19 | 2,293 | 0,53 | -0,952 | 4,973 |
| SM 2 36 | 0 | 0 | 100 | 1,06 | 11,93 | 2,25 | 2,061 | 0,714 | -0,435 | 1,036 | 2,066 | 0,764 | -0,986 | 3,665 |
| SM 2 65 | 0 | 0 | 100 | 1,05 | 13,82 | 2,75 | 1,443 | 1,036 | -0,075 | 0,613 | 1,472 | 1,074 | -0,204 | 1,765 |
| SM 2 110 | 0,21 | 0,45 | 99,34 | 1,11 | 14,78 | 2,75 | 1,888 | 1,433 | -0,496 | 0,82 | 1,197 | 1,386 | -0,617 | 1,986 |
| SM 3 1 | 0 | 0 | 100 | 0,98 | 12,2 | 1,25 | 1,721 | 0,585 | 0,131 | 0,868 | 1,707 | 0,613 | 0,08 | 2,671 |
| SM 3 30 | 0 | 0,1 | 99,9 | 1,32 | 11,69 | 2,25 | 1,855 | 0,754 | -0,33 | 0,847 | 1,811 | 0,801 | -0,649 | 2,98 |
| SM 3 70 | 0 | 0,56 | 99,44 | 1,74 | 13,91 | 2,75 | 2,838 | 0,592 | -0,3 | 2,496 | 2,764 | 0,927 | -1,619 | 6,277 |
| SM 4 4 | 0 | 0 | 100 | 0,31 | 5,938,35 | 1,25 | 1,571 | 0,626 | 0,345 | 1,023 | 1,537 | 0,647 | 0,569 | 3,003 |
| SM 4 98 | 0,21 | 1,74 | 98,05 | 1,29 | 8,35 | 1,25 | 1,509 | 1,218 | 0,162 | 0,888 | 1,524 | 1,23 | -0,024 | 2,584 |
| SM 4 200 | 0,31 | 3,34 | 96,35 | 1,54 | 8,74 | 1,25 | 0,949 | 0,908 | -0,195 | 1,325 | 0,932 | 0,929 | -0,558 | 3,615 |

PRAIA DA FOZ DO ARELHO - VERÃO

| AMOSTRA | BALASTRO | AREÃO | AREIA | ARGILA | CACO3 | MODA | Mz | θ | Sk1 | Kg | x θ | θ | 3 θ | 4 θ |
|-----------|----------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|----------|--------|-------|------------|----------|------------|------------|
| FA 1 90 | 0,67 | 2,06 | 97,27 | 0,07 | 5,11 | 1,25 | 0,531 | 0,757 | 0,01 | 1,062 | 0,531 | 0,792 | -0,127 | 3,627 |
| FA 2 0 TC | 0 | 0,92 | 99,08 | 0,18 | 20,42 | 0,75 | 0,756 | 0,689 | -0,144 | 1,117 | 0,767 | 0,709 | -0,326 | 3,381 |
| FA 2 40 | 0 | 1,78 | 98,22 | 0,28 | 3,26 | 0,25 | 0,425 | 0,764 | 0,031 | 0,825 | 0,433 | 0,718 | 0,074 | 2,475 |
| FA 2 70 | 37,37 | 36,25 | 25,98 | 0 | 1,2 | -2,25 | -1,7 | 0,876 | 0,039 | 0,888 | -1,539 | 0,771 | 1,273 | 4,972 |
| FA 3 70 | 0 | 0 | 100 | 0 | 0,88 | 0,75 | 0,69 | 0,571 | -0,031 | 1,003 | 0,696 | 0,599 | 0,03 | 3,28 |
| FA 3 65 B | 36,14 | 30,6 | 33,26 | 0,04 | 5,2 | -2,25 | -1,563 | 1,173 | -0,005 | 0,919 | -1,372 | 0,882 | 0,668 | 2,328 |
| FA 3 150 | 2,17 | 2,35 | 95,48 | 0,22 | 1,64 | 0,25 | 0,315 | 0,683 | -0,014 | 1,081 | 0,272 | 0,763 | -0,623 | 4,7 |
| FA 5 0 | 0,27 | 4,2 | 95,53 | 0,24 | 2,97 | 1,25 | 0,573 | 0,872 | -0,23 | 0,901 | 0,584 | 0,894 | -0,481 | 2,738 |

PRAIAS DO NORTE E DO SUL - VERÃO

| AMOSTRA | BALASTRO | AREÃO | AREIA | ARGILA | CACO3 | MODA | Mz | θ | Sk1 | Kg | x θ | θ | 3 θ | 4 θ |
|-----------|----------|-------|-------|--------|-------|------|-------|----------|--------|-------|------------|----------|------------|------------|
| BTN 2 1 | 0 | 0 | 100 | 0,43 | 5,22 | 2,25 | 2,335 | 0,278 | -0,041 | 1,078 | 2,331 | 0,325 | -3,21 | 5,671 |
| BTN 2 65 | 0 | 0,06 | 99,94 | 0,31 | 17,81 | 2,25 | 2,315 | 0,309 | -0,86 | 1,044 | 2,308 | 0,375 | -1,244 | 11,624 |
| BTN 2 150 | 0 | 1,61 | 98,38 | 0,69 | 19,66 | 2,25 | 2,118 | 0,71 | -0,429 | 1,356 | 2,049 | 0,871 | -1,964 | 7,966 |
| BTS 1 1 | 0 | 0 | 100 | 0,44 | 6,04 | 2,25 | 2,249 | 0,317 | -0,031 | 0,953 | 2,249 | 0,363 | -0,3 | 4,948 |
| BTS 1 68 | 29,02 | 8,52 | 62,46 | 0,51 | 13,29 | 2,25 | 1,152 | 1,573 | -0,539 | 0,893 | 0,49 | 2,118 | -3,24 | 1,272 |
| BTS 1 200 | 0 | 0,09 | 99,1 | 0,65 | 9,24 | 1,75 | 1,741 | 0,481 | 0,1 | 0,932 | 1,726 | 0,537 | -0,254 | 4,39 |

PRAIA DO BALEAL- VERÃO

| AMOSTRA | BALASTRO | AREÃO | AREIA | ARGILA | CACO3 | MODA | Mz | θ | Sk1 | Kg | x θ | θ | 3 θ | 4 θ |
|---------|----------|-------|-------|--------|-------|------|-------|----------|---------|-------|------------|----------|------------|------------|
| B 1 23 | 0 | 0 | 100 | 0,29 | 22,53 | 2,25 | 2,208 | 0,284 | -0,26 | 1,019 | 2,209 | 0,318 | -0,161 | 3,436 |
| B 1 30 | 0 | 0 | 100 | 0 | 14,89 | 2,25 | 2,414 | 0,222 | 0,009 | 1,004 | 2,409 | 0,275 | 0,173 | 3,593 |
| B 1 70 | 0 | 0,24 | 99,76 | 0,48 | 20,23 | 2,75 | 2,446 | 0,413 | -0,48 | 1,527 | 2,395 | 0,609 | -2,753 | 3,256 |
| B 1 120 | 0 | 0,51 | 99,49 | 0,8 | 30,42 | 2,75 | 1,796 | 0,889 | -0,436 | 0,851 | 1,765 | 0,945 | -0,838 | 3,036 |
| B 2 60 | 0 | 0 | 100 | 0,29 | 19,55 | 2,25 | 2,383 | 0,272 | -0,076 | 1,014 | 2,386 | 0,317 | -0,143 | 3,552 |
| B 2 90 | 0 | 0,2 | 99,8 | 0,2 | 44,57 | 2,25 | 2,085 | 0,589 | -0,332 | 1,257 | 2,032 | 0,685 | -1,59 | 6,43 |
| B 2 180 | 0 | 0,04 | 99,96 | 0,37 | 31,11 | 2,25 | 2,22 | 0,46 | -0,0254 | 1,014 | 2,224 | 0,526 | -1,035 | 5,719 |
| B 3 75 | 0 | 0,06 | 99,94 | 0,17 | 15,71 | 1,25 | 1,637 | 0,661 | 0,019 | 0,888 | 1,626 | 0,679 | -0,187 | 2,676 |
| B 3 150 | 0 | 0,13 | 99,87 | 0,19 | 29,46 | 1,75 | 1,63 | 0,719 | -0,959 | 4,326 | 1,773 | 0,701 | -0,593 | 3,816 |
| B 4 11 | 0,2 | 1,07 | 98,73 | 0,81 | 9,17 | 2,25 | 1,839 | 0,801 | -0,492 | 1,58 | 1,758 | 0,913 | -1,581 | 5,338 |
| B 4 65 | 0,61 | 2,47 | 96,92 | 0,44 | 13,03 | 2,25 | 1,097 | 1,161 | -0,324 | 0,64 | 1,04 | 1,217 | -0,38 | 1,938 |
| B 4 105 | 0 | 0,23 | 99,77 | 0,31 | 14,7 | 1,75 | 1,815 | 0,659 | -0,71 | 0,938 | 1,674 | 0,668 | -0,203 | 1,205 |
| B 4 150 | 0 | 0,79 | 99,21 | 0,75 | 27 | 1,75 | 1,45 | 0,872 | -0,253 | 1,09 | 1,515 | 0,881 | -0,768 | 3,33 |
| B 5 11 | 0 | 0 | 100 | 0,45 | 7,1 | 2,25 | 2,342 | 0,231 | 0,085 | 1,148 | 2,336 | 0,276 | 0,602 | 9,037 |
| B 5 60 | 0 | 0,76 | 99,21 | 0,38 | 14,2 | 1,75 | 1,859 | 0,518 | -0,25 | 1,41 | 1,798 | 0,691 | -1,802 | 8,094 |
| B 5 120 | 0 | 0 | 100 | 0,64 | 9,65 | 2,25 | 2,137 | 0,445 | -0,2 | 1,023 | 2,122 | 0,525 | -1,339 | 7,024 |

PRAIA DA CONSOLAÇÃO - VERÃO

| AMOSTRA | BALASTRO | AREÃO | AREIA | ARGILA | CACO3 | MODA | Mz | δ | Sk1 | Kg | x ϕ | θ | 3 ϕ | 4 ϕ |
|---------|----------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|----------|--------|-------|----------|----------|----------|----------|
| C 1 3 | 0,55 | 10,85 | 88,6 | 0,13 | 27,48 | -0,75 | -0,546 | 0,428 | 0,121 | 1,155 | -0,553 | 0,471 | 0,238 | 4,505 |
| C 1 48 | 0 | 0 | 100 | 0,68 | 46,7 | 1,25 | 1,641 | 0,613 | -0,1 | 1,021 | 1,612 | 0,652 | -0,634 | 3,517 |
| C 1 90 | 0 | 0,15 | 99,85 | 0,03 | 46,91 | 2,25 | 1,813 | 0,581 | -0,201 | 0,918 | 1,78 | 0,647 | 0,988 | 4,793 |
| C 2 4 | 0 | 0 | 100 | 0,06 | 55,47 | 1,75 | 1,947 | 0,39 | 0,025 | 0,988 | 1,944 | 0,416 | 0,028 | 2,932 |
| C 2 35 | 0,12 | 2,86 | 97,02 | 0,35 | 34,16 | 1,25 | 0,77 | 0,938 | -0,186 | 0,874 | 0,756 | 0,941 | -0,266 | 2,425 |
| C 2 100 | 0 | 0,94 | 99,06 | 0,46 | 41,89 | 2,25 | 1,649 | 0,798 | -0,297 | 1,128 | 1,592 | 0,866 | -1,088 | 4,147 |
| C 3 7 | 0 | 0,06 | 99,94 | 0,52 | 34,74 | 1,25 | 1,031 | 0,662 | 0,047 | 0,998 | 1,034 | 0,673 | 0,234 | 2,789 |
| C 3 35 | 0 | 0 | 100 | 0,1 | 4,26 | 1,25 | 1,239 | 0,666 | -0,054 | 1,136 | 1,234 | 0,663 | -0,213 | 3,021 |
| C 3 90 | 0 | 1,26 | 98,74 | 0,95 | 20,23 | 1,25 | 1,297 | 0,959 | -0,205 | 1,037 | 1,302 | 0,951 | -0,659 | 2,923 |
| C 4 4 | 0 | 3,73 | 96,27 | 0,49 | 31,67 | -0,25 | 0,166 | 0,792 | 0,187 | 0,93 | 0,197 | 0,807 | 0,416 | 2,587 |
| C 4 35 | 0 | 0,71 | 99,29 | 0,37 | 9,59 | 1,25 | 1,203 | 0,885 | -0,208 | 0,981 | 1,214 | 0,875 | -0,548 | 2,748 |
| C 4 75 | 0 | 0 | 100 | 0,89 | 23,28 | 1,25 | 1,482 | 0,718 | -0,069 | 1,027 | 1,472 | 0,731 | -0,466 | 2,956 |
| C 4 100 | 0 | 2 | 98 | 0,29 | 55,51 | 1,25 | 1,221 | 0,997 | -0,252 | 0,953 | 1,232 | 0,989 | -0,683 | 2,841 |
| C 5 6 | 0 | 2,45 | 97,55 | 0,45 | 22,66 | 0,25 | 0,354 | 0,835 | 0,154 | 0,873 | 0,368 | 0,842 | 0,353 | 2,638 |
| C 5 34 | 0 | 0,81 | 99,19 | 0,39 | 26,8 | 0,25 | 0,485 | 0,7 | 0,056 | 0,905 | 0,496 | 0,717 | 0,154 | 2,762 |
| C 5 90 | 0 | 0,23 | 99,77 | 0,42 | 37,22 | 2,25 | 1,767 | 0,634 | -0,229 | 1,097 | 1,721 | 0,703 | -1,127 | 4,978 |
| C 5 35 | 0,12 | 2,86 | 97,02 | 0,34 | 37,23 | 1,25 | 0,77 | 0,938 | -0,186 | 0,874 | 0,756 | 0,941 | -0,266 | 2,425 |
| C 6 4 | 0 | 0 | 100 | 0,21 | 23,19 | 1,25 | 1,239 | 0,666 | -0,054 | 1,136 | 1,234 | 0,663 | -0,213 | 3,021 |
| C 6 35 | 0 | 0,71 | 99,29 | 0,58 | 43,33 | 1,25 | 1,203 | 0,885 | -0,208 | 0,981 | 1,214 | 0,875 | -0,548 | 2,748 |
| C 6 75 | 0 | 0 | 100 | 0,29 | 39,2 | 1,25 | 1,482 | 0,718 | -0,069 | 1,027 | 1,472 | 0,731 | -0,466 | 2,956 |
| C 6 100 | 0 | 0,81 | 99,19 | 0,4 | 32,58 | 0,25 | 0,485 | 0,7 | 0,056 | 0,905 | 0,496 | 0,717 | 0,154 | 2,762 |

CACO3- teor em carbonatos

Mz - Média

δ - Desvio padrão gráfico

Sk1 - Assimetria gráfica inclusiva

Kg - Curtose gráfica

Método Gráfico

Método dos momentos

x ϕ - Média como o primeiro momento

θ - Desvio padrão como o valor positivo da raiz quadrada do segundo momento

3 ϕ - Assimetria como a razão entre o terceiro momento e o desvio padrão

4 ϕ - Curtose como o quarto momento

QUADRO - CLASSES TEXTURAIS E PARÂMETROS GRANULOMÉTRICOS DAS AMOSTRAS DOS SISTEMAS DE PRAIA - INVERNO-

PRAIA DE BANHOS

| AMOSTRA | BALASTRO | AREÃO | AREIA | ARGILA | CACO3 | MODA | Mz | Ø1 | Sk1 | Kg | Xø | ø | 3ø | 4ø |
|---------|----------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|
| N 1 10 | 0,43 | 1,24 | 98,76 | 0,06 | 5,5 | 1,25 | 0,883 | 0,822 | -0,248 | 1,072 | 0,84 | 0,861 | -0,736 | 3,585 |
| N 1 35 | 0 | 1,55 | 98,45 | 0 | 5,71 | 0,25 | 0,444 | 0,729 | -0,013 | 0,906 | 0,454 | 0,744 | -0,066 | 2,738 |
| N 1 60 | 0 | 0,15 | 99,85 | 0 | 6,63 | 0,25 | 0,537 | 0,515 | 0,073 | 0,944 | 0,536 | 0,541 | 0,091 | 2,993 |
| N 1 100 | 3,92 | 10,86 | 85,22 | 0,09 | 6,7 | -0,75 | -0,616 | 0,713 | -0,039 | 1,12 | -0,613 | 0,726 | -0,22 | 3,126 |
| N 2 0 | 0 | 0,03 | 99,97 | 0,59 | 2,03 | 1,25 | 1,437 | 0,607 | 0,045 | 1,122 | 1,42 | 0,623 | -0,179 | 3,336 |
| N 2 40 | 0 | 0 | 100 | 0,04 | 7,83 | 1,25 | 1,283 | 0,601 | 0,028 | 1,22 | 1,278 | 0,613 | -0,026 | 3,383 |
| N 2 80 | 0 | 0,5 | 99,95 | 0 | 6,25 | 0,25 | 0,288 | 0,601 | 0,118 | 0,956 | 0,274 | 0,608 | 0,265 | 2,679 |
| N 2 105 | 0 | 0 | 100 | 0,5 | 6,05 | 0,25 | -0,017 | 0,691 | 0,035 | 1,012 | -0,02 | 0,707 | 0,123 | 2,937 |
| N 3 10 | 0,68 | 1,51 | 97,81 | 0,53 | 7,53 | 0,25 | 0,471 | 0,819 | -0,009 | 0,998 | 0,473 | 0,854 | -0,241 | 3,317 |
| N 3 60 | 0 | 0,29 | 99,71 | 0,11 | 3,34 | 0,25 | 0,621 | 0,625 | 0,096 | 0,961 | 0,632 | 0,652 | 0,254 | 3,077 |
| N 3 125 | 2,72 | 2,71 | 94,57 | 0 | 7,14 | -0,25 | -0,186 | 0,694 | -0,037 | 1,212 | -0,204 | 0,723 | -0,346 | 3,7 |
| N 4 0 | 0 | 0 | 100 | 0,04 | 4,56 | 0,75 | 0,772 | 0,535 | 0,048 | 0,944 | 0,78 | 0,565 | 0,275 | 3,061 |
| N 4 50 | 0 | 0,58 | 99,42 | 0,01 | 5,69 | 1,25 | 0,679 | 0,733 | -0,023 | 0,991 | 0,689 | 0,752 | -0,021 | 2,919 |
| N 4 110 | 0,06 | 0,44 | 99,5 | 0,13 | 6,15 | 0,25 | 0,29 | 0,623 | 0,201 | 1,132 | 0,298 | 0,67 | 0,775 | 4,246 |
| N 5 0 | 0 | 0 | 100 | 0,05 | 3,57 | 0,75 | 0,919 | 0,509 | 0,02 | 1,021 | 0,936 | 0,541 | 0,352 | 3,476 |
| N 5 35 | 0,67 | 0,92 | 98,41 | 0,004 | 3,17 | 1,25 | 0,659 | 0,834 | -0,071 | 1,047 | 0,658 | 0,876 | -0,336 | 3,455 |
| N 5 45 | 1,16 | 3,52 | 95,32 | 0,43 | 6,93 | 1,25 | 0,572 | 0,896 | -0,141 | 0,987 | 0,582 | 0,93 | -0,429 | 3,165 |
| N 5 110 | 0 | 0,8 | 99,2 | 0,1 | 7,36 | 0,25 | 0,232 | 0,644 | 0,182 | 1,053 | 0,234 | 0,67 | 0,617 | 3,508 |

PRAIA DA FOZ - INVERNO

| AMOSTRA | BALASTRO | AREÃO | AREIA | ARGILA | CACO3 | MODA | Mz | Ø1 | Sk1 | Kg | Xø | ø | 3ø | 4ø |
|----------|----------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|
| N 6 2 | 0 | 0,22 | 99,78 | 0,04 | 4,02 | 1,25 | 0,996 | 0,516 | -0,08 | 1,106 | 1,009 | 0,554 | -0,107 | 3,889 |
| N 6 45 | 0 | 0 | 100 | 0,04 | 8,25 | 1,25 | 0,876 | 0,661 | 0,11 | 1,011 | 0,899 | 0,691 | 0,479 | 3,025 |
| N 6 75 | 0 | 0,23 | 99,77 | 0,05 | 7,43 | 1,25 | 0,893 | 0,538 | -0,34 | 1,065 | 0,902 | 0,583 | -0,009 | 3,862 |
| N 6 90 | 0 | 0,61 | 99,39 | 0,05 | 8,6 | -0,25 | -0,008 | 0,45 | 0,122 | 1,105 | 0,005 | 0,48 | 0,485 | 3,529 |
| N 7 11 | 0,53 | 0,59 | 98,88 | 0,08 | 7,7 | 0,25 | 0,512 | 0,675 | 0,074 | 0,887 | 0,515 | 0,718 | -0,122 | 3,59 |
| N 7 40 | 0 | 0 | 100 | 0,05 | 8,18 | 1,25 | 0,862 | 0,562 | 0 | 0,976 | 0,874 | 0,592 | 0,202 | 3,123 |
| N 7 100 | 2,07 | 4,79 | 93,14 | 0,05 | 8,35 | 0,25 | 0,42 | 0,79 | -0,199 | 1,274 | 0,387 | 0,84 | -0,891 | 4,236 |
| N 8 8 bd | 0,19 | 0,83 | 98,98 | 0,31 | 7,33 | 1,25 | 0,895 | 0,64 | 0,094 | 1,108 | 0,893 | 0,695 | -0,404 | 4,422 |
| N 8 40 | 0 | 0 | 100 | 0,5 | 7,69 | 1,25 | 1,209 | 0,982 | 0,163 | 1,102 | 1,21 | 0,677 | 0,399 | 2,852 |
| N 8 70 | 12 | 41,79 | 46,21 | 0,53 | 7,43 | -1,75 | -0,893 | 1,14 | 0,324 | 1,183 | -0,837 | 1,16 | 1,078 | 3,685 |
| N 8 100 | 0 | 3,06 | 96,94 | 0,16 | 6,99 | -0,25 | -0,241 | 0,492 | 0,193 | 1,078 | -0,235 | 0,532 | 0,72 | 3,906 |

AMOSTRAS DA PRAIA DOS SALGADOS - INVERNO

| AMOSTRA | BALASTRO | AREÃO | AREIA | ARGILA | CACO3 | MODA | Mz | ∂l | Sk1 | Kg | X _φ | ∂ | 3 _φ | 4 _φ |
|------------|----------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|----------------|-------|----------------|----------------|
| N 9 bd | 0 | 0 | 100 | 0,09 | 6,48 | 1,25 | 1,314 | 0,687 | 0,07 | 1,249 | 1,311 | 0,639 | 0,313 | 2,742 |
| N 9 83 | 13,89 | 5,51 | 80,6 | 0,21 | 8,41 | 1,25 | 0,266 | 1,802 | -0,413 | 1,668 | 0,464 | 1,457 | -0,655 | 2,5 |
| N 9 100 | 0,2 | 4,7 | 95,1 | 0,12 | 8,01 | 0,25 | 0,272 | 0,902 | 0,17 | 0,964 | 0,286 | 0,918 | 0,427 | 3,007 |
| N 9 160 | 9,78 | 28,9 | 61,93 | 0,06 | 5,88 | -0,75 | -0,367 | 1,503 | 0,344 | 0,917 | -0,369 | 1,43 | 0,689 | 2,438 |
| N 10 10 bd | 0 | 0 | 100 | 0,11 | 8,4 | 1,25 | 1,066 | 0,478 | 0,126 | 0,998 | 1,092 | 0,528 | 0,512 | 3,374 |
| N 10 45 | 0 | 0,72 | 99,28 | 0,02 | 7,83 | -0,25 | -0,103 | 0,627 | 0,393 | 1,162 | -0,065 | 0,729 | 1,431 | 5,208 |
| N 10 80 | 22,58 | 40,13 | 37,29 | 0,02 | 7,06 | -1,75 | -1,025 | 1,315 | 0,506 | 0,875 | -0,966 | 1,296 | 0,973 | 2,869 |
| N 10 130 | 37,56 | 38,71 | 23,73 | 0,01 | 7,18 | -2,25 | -1,715 | 0,853 | 0,002 | 0,888 | -1,571 | 0,717 | 1,219 | 5,584 |
| N 11 4 | 0 | 0 | 100 | 0,13 | 5,95 | 1,25 | 0,999 | 0,673 | 0,042 | 1,058 | 1,01 | 0,688 | 0,289 | 3,001 |
| N 11 28 | 0 | 0 | 100 | 0,03 | 8,27 | 1,25 | 1,147 | 0,796 | 0,046 | 1,038 | 1,142 | 0,784 | 0,136 | 2,668 |
| N 11 55 | 0 | 0,07 | 99,93 | 0,05 | 8,6 | -0,25 | 0,173 | 0,568 | 0,357 | 1,357 | 0,208 | 0,656 | 1,499 | 5,815 |
| N 11 95 | 0 | 1,13 | 98,87 | 0,08 | 7,5 | -0,25 | 0,472 | 0,883 | 0,137 | 0,849 | 0,513 | 0,898 | 0,351 | 2,449 |
| N 12 0 | 3,44 | 4,45 | 92,11 | 0,061 | 9,54 | -0,25 | -0,242 | 0,654 | 0,06 | 1,412 | -0,257 | 0,719 | -0,014 | 4,866 |
| N 12 50 | 0 | 0,14 | 99,86 | 0,38 | 8,82 | 0,75 | 0,789 | 0,573 | 0,091 | 1,059 | 0,802 | 0,605 | 0,416 | 3,583 |
| N 12 70 | 0 | 0,85 | 99,15 | 0,24 | 9,02 | 0,25 | 0,478 | 0,715 | 0,141 | 0,959 | 0,491 | 0,739 | 0,384 | 3,159 |

AMOSTRAS DA PRAIA DA GRALHA - INVERNO

| AMOSTRA | BALASTRO | AREÃO | AREIA | ARGILA | CACO3 | MODA | Mz | ∂l | Sk1 | Kg | X _φ | ∂ | 3 _φ | 4 _φ |
|---------|----------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|----------------|-------|----------------|----------------|
| G 1 35 | 0 | 1,04 | 98,06 | 1,94 | 12,86 | -0,25 | -0,054 | 0,632 | 0,365 | 1,336 | -0,004 | 0,713 | 1,359 | 4,877 |
| G 1 120 | 1,13 | 10,09 | 88,78 | 0,76 | 1,38 | -0,25 | -0,419 | 0,504 | -0,112 | 1,173 | -0,0438 | 0,543 | -0,55 | 4,089 |
| G 2 12 | 0,28 | 3,21 | 96,51 | 2,02 | 8,16 | -0,25 | -0,316 | 0,412 | 0,094 | 1,042 | -0,315 | 0,469 | 0,272 | 4,659 |
| G 2 28 | 2,42 | 27,11 | 70,47 | 0,35 | 4,37 | -0,75 | -0,846 | 0,482 | -0,197 | 1,163 | -0,843 | 0,502 | -0,6 | 3,373 |
| G 2 110 | 0,92 | 13,79 | 85,29 | 1,1 | 7,47 | -0,75 | -0,638 | 0,379 | -0,075 | 1,194 | -0,66 | 0,425 | -0,628 | 4,489 |
| G 3 2 | 0 | 4,32 | 95,68 | 0,48 | 4,1 | -0,75 | -0,492 | 0,312 | 0,085 | 1,002 | -0,498 | 0,349 | 0,033 | 3,213 |
| G 3 25 | 0 | 4,02 | 95,98 | 0,3 | 3,67 | -0,25 | -0,268 | 0,254 | -0,137 | 1,543 | -0,286 | 0,289 | -1,177 | 6,9 |
| G 3 70 | 0,18 | 10,79 | 89,21 | 0,2 | 3,35 | -0,75 | -0,646 | 0,312 | -0,013 | 1,154 | -0,657 | 0,348 | -0,319 | 4,393 |

AMOSTRAS DA PRAIA DE S. MARTINHO DO PORTO - INVERNO

| AMOSTRA | BALASTRO | AREÃO | AREIA | ARGILA | CACO3 | MODA | Mz | $\delta 1$ | Sk1 | Kg | X ϕ | δ | 3 ϕ | 4 ϕ |
|---------|----------|-------|-------|--------|-------|------|--------|------------|--------|-------|----------|----------|----------|----------|
| SM10 | 0 | 0,04 | 99,96 | 0 | 25,41 | 1,25 | 0,229 | 0,294 | 1,919 | 0,75 | 1,83 | 1,742 | 1,117 | 1,075 |
| SM140 | 0 | 0 | 100 | 1,23 | 16,32 | 2,75 | -0,711 | -0,369 | 3,018 | 0,847 | 2,143 | 2,125 | 0,667 | 0,616 |
| SM180 | 0 | 0 | 100 | 1,66 | 28,98 | 2,75 | -1,228 | -0,224 | 5,534 | 1,193 | 2,474 | 2,527 | 0,646 | 0,57 |
| SM21d | 0 | 0 | 100 | 0,58 | 8,99 | 2,25 | -0,915 | -0,307 | 4,483 | 1,146 | 2,277 | 2,274 | 0,519 | 0,459 |
| SM235 | 0 | 0,11 | 99,89 | 1,07 | 17,64 | 2,25 | -0,417 | -0,267 | 2,275 | 0,764 | 1,664 | 1,666 | 0,923 | 0,902 |
| SM2-65 | 0 | 0,06 | 99,94 | 0,99 | 15,25 | 2,75 | 0,122 | 0,144 | 1,637 | 0,6 | 1,227 | 1,219 | 1,116 | 1,096 |
| SM2110 | 0 | 0,29 | 99,71 | 0 | 23,02 | 2,75 | 0,363 | 0,369 | 1,732 | 0,629 | 1,196 | 1,141 | 1,326 | 1,291 |
| SM31d | 0 | 0 | 100 | 1,02 | 6,94 | 1,25 | -0,64 | 0,048 | 2,411 | 0,818 | 1,786 | 1,808 | 0,612 | 0,587 |
| SM335 | 0 | 0 | 100 | 0,75 | 8,26 | 1,25 | -0,089 | 0,13 | 2,711 | 1,01 | 1,583 | 1,6 | 0,647 | 0,643 |
| SM370 | 0,55 | 2,49 | 97,51 | 0,74 | 8,58 | 2,75 | -2,766 | 0,175 | 12,157 | 2,193 | 2,678 | 2,938 | 1 | 0,898 |
| SM44 | 0 | 0 | 100 | 0,88 | 7,09 | 1,25 | 0,569 | 0,345 | 3,003 | 1,023 | 1,537 | 1,571 | 0,647 | 0,626 |
| SM4100 | 0,45 | 1,28 | 98,27 | 1,45 | 8,55 | 1,25 | -0,003 | 0,06 | 4,357 | 1,363 | 1,15 | 1,169 | 0,937 | 0,876 |
| SM4200 | 0,35 | 2,04 | 97,61 | 0,97 | 6,85 | 1,25 | -0,165 | -0,005 | 3,182 | 1,058 | 1,148 | 1,189 | 1,044 | 1,037 |

AMOSTRAS DAS PRAIAS DO NORTE E DO SUL - INVERNO

| AMOSTRA | BALASTRO | AREÃO | AREIA | ARGILA | CACO3 | MODA | Mz | $\delta 1$ | Sk1 | Kg | X ϕ | δ | 3 ϕ | 4 ϕ |
|---------|----------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|------------|--------|-------|----------|----------|----------|----------|
| PN1 | 0 | 0 | 99,61 | 0,39 | 18,77 | 1,75 | 1,688 | 0,391 | -0,087 | 0,827 | 1,369 | 0,473 | -0,231 | 2,897 |
| PN150 | 0 | 0,13 | 99,77 | 0,1 | 14 | 2,25 | 2,079 | 0,511 | -0,289 | 1,084 | 2,053 | 0,6 | -1,479 | 6,794 |
| PN21 | 0 | 0,01 | 99,92 | 0,08 | 7,72 | 1,25 | 1,2 | 0,593 | -0,045 | 0,889 | 1,201 | 0,608 | -0,126 | 2,542 |
| PN255 | 0 | 0,9 | 99,01 | 0,09 | 7,2 | 1,75 | 1,546 | 0,871 | -0,442 | 0,921 | 1,536 | 0,916 | -0,98 | 3,4 |
| PN2120 | 0 | 7,54 | 92,46 | 0,06 | 7,33 | -0,75 | -0,026 | 0,914 | 0,39 | 1,153 | -0,003 | 0,945 | 0,962 | 3,372 |
| PS1 | 0 | 0 | 99,93 | 0,1 | 4,12 | 2,25 | 2,312 | 0,308 | -0,044 | 0,997 | 2,313 | 0,387 | -0,38 | 1,573 |
| PS125 | 1,25 | 4,81 | 93,91 | 0,03 | 7,33 | 2,25 | 1,368 | 1,151 | -0,463 | 1,047 | 1,335 | 1,195 | -1,076 | 3,463 |

AMOSTRAS DA PRAIA DO BALEAL - INVERNO

| AMOSTRA | BALASTRO | AREÃO | AREIA | ARGILA | CACO3 | MODA | Mz | δl | SkI | Kg | Xφ | δ | 3φ | 4φ |
|---------|----------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|---------|-------|--------|-------|--------|-------|
| B 1 30 | 0,63 | 0,45 | 98,92 | 0,5 | 10,71 | 2,25 | 2,338 | 0,345 | -0,0221 | 1,221 | 2,282 | 0,611 | -4,151 | 7,254 |
| B 1 55 | 0,24 | 1 | 98,76 | 0,34 | 31,1 | 2,75 | 2,425 | 0,343 | -0,31 | 1,239 | 2,408 | 0,442 | -1,774 | 7,447 |
| B 2 24 | 0 | 0,24 | 99,76 | 0,16 | 10,43 | 1,75 | 1,956 | 0,481 | -0,12 | 1,268 | 1,902 | 0,573 | -1,45 | 7,565 |
| B 2 110 | 0 | 0 | 100 | 0,15 | 9,69 | 2,25 | 2,152 | 0,435 | -0,25 | 1,202 | 2,127 | 0,523 | -1,571 | 7,118 |
| B 3 15 | 0 | 0 | 100 | 0,12 | 8,38 | 1,75 | 1,734 | 0,547 | -0,041 | 1,04 | 1,716 | 0,576 | -0,391 | 3,435 |
| B 3 90 | 0 | 0 | 100 | 0,02 | 10,62 | 2,25 | 2,061 | 0,542 | -0,279 | 1,249 | 2,008 | 0,631 | -1,521 | 6,304 |
| B 4 11 | 0 | 0 | 100 | 0,2 | 16,5 | 1,25 | 1,102 | 0,844 | 0,07 | 0,82 | 1,081 | 0,834 | 0,129 | 2,175 |
| B 4 30 | 7,97 | 27,57 | 64,46 | 0,21 | 16,59 | -0,75 | -0,835 | 0,847 | -0,012 | 1,302 | -0,772 | 0,877 | 0,794 | 4,677 |
| B 5 11 | 0 | 0 | 100 | 0,24 | 6,5 | 2,25 | 2,274 | 0,375 | 0,064 | 1,022 | 2,28 | 0,444 | 0,285 | 6,249 |
| B 5 60 | 0 | 0 | 100 | 0,22 | 11,14 | 2,25 | 2,201 | 0,295 | -0,006 | 0,976 | 2,199 | 0,333 | -0,191 | 3,815 |
| B 5 105 | 0 | 0 | 100 | 0,02 | 6,69 | 1,75 | 2,031 | 0,342 | 0,142 | 0,95 | 2,023 | 0,381 | 0,125 | 3,194 |
| B 5 175 | 0 | 0 | 100 | 0,73 | 0,09 | 1,75 | 1,895 | 0,496 | -0,107 | 1,118 | 1,864 | 0,565 | -1,037 | 5,477 |

AMOSTRAS DA PRAIA DA CONSOLAÇÃO-INVERNO

| AMOSTRA | BALASTRO | AREÃO | AREIA | ARGILA | CACO3 | MODA | Mz | δl | SkI | Kg | Xφ | δ | 3φ | 4φ |
|---------|----------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|
| C 1 3 | 0,4 | 6,29 | 90,33 | 0,02 | 12,4 | -0,25 | -0,343 | 0,565 | 0,069 | 1,181 | 0 | 0,626 | 0,548 | 4,938 |
| C 1 40 | 0 | 7,66 | 92,34 | 0,41 | 25,99 | -0,75 | -0,603 | 0,299 | 0,035 | 1,107 | -0,612 | 0,336 | 0,028 | 4,105 |
| C 2 15 | 0 | 0 | 100 | 0,28 | 1,8 | 1,25 | 1,429 | 0,473 | 0,042 | 0,951 | 1,421 | 0,502 | -0,057 | 2,971 |
| C 2 26 | 0 | 0,18 | 99,82 | 0,45 | 23,99 | 0,25 | 0,647 | 0,74 | 0,133 | 0,946 | 0,676 | 0,757 | 0,384 | 2,783 |
| C 2 50 | 0,15 | 10,88 | 88,97 | 0,59 | 16,74 | -0,75 | -0,475 | 0,492 | 0,17 | 1,138 | -0,458 | 0,552 | 0,758 | 4,702 |
| C 3 3 | 0 | 0 | 100 | 0,95 | 20,23 | 1,25 | 0,939 | 0,66 | -0,64 | 0,991 | 0 | 0,679 | 0,096 | 2,84 |
| C 3 25 | 0 | 4,9 | 95,1 | 0,56 | 26,47 | 0,25 | 0,236 | 0,863 | 0,17 | 0,892 | 0,236 | 0,865 | 0,391 | 2,683 |
| C 3 60 | 0,61 | 2,95 | 96,44 | 0,5 | 29,04 | -0,25 | 0,048 | 0,733 | 0,268 | 1,038 | 0,034 | 0,77 | 0,559 | 3,507 |
| C 4 4 | 0 | 0 | 100 | 0,85 | 22,25 | 0,25 | 0,855 | 0,759 | 0,092 | 0,952 | 0,866 | 0,77 | 0,321 | 2,553 |
| C 4 35 | 0 | 0,35 | 99,65 | 0,6 | 24,84 | 0,25 | 0,568 | 0,664 | 0,185 | 0,842 | 0,591 | 0,69 | 0,281 | 2,626 |
| C 4 65 | 0 | 14,01 | 85,99 | 0,3 | 26,51 | -0,75 | -0,696 | 0,342 | 0,072 | 1,479 | -0,694 | 0,418 | 1,222 | 9,264 |
| C 5 6 | 0 | 0 | 100 | 0,13 | 19,3 | 1,25 | 1,101 | 0,52 | 0,007 | 1,259 | 1,114 | 0,551 | 0,142 | 3,735 |
| C 5 34 | 0 | 0,94 | 99,06 | 0,06 | 16,47 | 0,25 | 0,27 | 0,595 | 0,153 | 0,948 | 0,26 | 0,616 | 0,372 | 2,975 |
| C 5 65 | 0 | 0,11 | 99,89 | 0,06 | 55,47 | -0,025 | -0,063 | 0,366 | 0,164 | 1,1 | -0,06 | 0,403 | 0,704 | 4,128 |
| C 6 3 | 0 | 0 | 100 | 0,02 | 33,46 | -0,25 | 1,623 | 0,501 | 0,095 | 0,977 | 1,614 | 0,527 | -0,042 | 3,103 |
| C 6 100 | 0 | 0,37 | 99,63 | 0,02 | 22,7 | 1,25 | 1,034 | 0,856 | -0,184 | 0,93 | 1,034 | 0,842 | -0,309 | 2,488 |
| C 6 130 | 0 | 1,65 | 98,35 | 0,22 | 9,89 | 2,25 | 1,595 | 0,944 | -0,51 | 1,266 | 1,579 | 0,992 | -1,22 | 3,793 |

AMOSTRAS DA PRAIA DA FOZ DO ARELHO

| AMOSTRA | BALASTRO | AREÃO | AREIA | ARGILA | CACO3 | MODA | Mz | $\delta 1$ | Sk1 | Kg | X ϕ | δ | 3 ϕ | 4 ϕ |
|------------|----------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|------------|-------|-------|----------|----------|----------|----------|
| FA10 | 3,75 | 0 | 0 | 0,13 | 3,75 | 0,75 | 0,453 | -0,007 | 1,078 | 3,748 | 1,066 | 0,419 | -0,505 | 3,887 |
| FA190 | 29,39 | 20,77 | 28,85 | 0,08 | 2,39 | -2,025 | 1,269 | 0,368 | 0,602 | 0,602 | 1,03 | 0,529 | -0,59 | 3,748 |
| FA2110 I | 3,5 | 0 | 0,04 | 0,43 | 4,47 | 1,25 | 0,493 | -0,14 | 1,155 | 1,115 | -0,204 | 0,818 | 1,124 | 1,679 |
| FA2 topo | 4,47 | 0,51 | 1,25 | 0,18 | 3,5 | 0,75 | 0,647 | -0,076 | 1,15 | 1,15 | -0,204 | 0,818 | 1,124 | 1,679 |
| FA2 p.b. | 23,9 | 2,02 | 22,04 | 0,09 | 2,65 | -2 | 0,69 | -0,24 | 1,28 | 1,28 | 1,604 | 0,735 | -1,268 | 4,742 |
| FA3 701 | 3,3 | 0 | 1,84 | 0,39 | 2,8 | 0,75 | 0,688 | -0,116 | 0,935 | 0,935 | 1,031 | 0,725 | -0,102 | 3,581 |
| FA3 topo | 5,06 | 0,76 | 3,29 | 0,08 | 1,64 | 1,25 | 0,726 | -0,405 | 1,468 | 1,468 | 0,942 | 0,612 | -0,092 | 2,982 |
| FA3 p.b. | 1,64 | 9,38 | 44,22 | 0,17 | 3,3 | -0,75 | 0,863 | 0,014 | 0,926 | 0,926 | 1,002 | 0,81 | -0,698 | 4,251 |
| FA4 p.a | 3,04 | 0 | 0 | 0,19 | 2,65 | 1,25 | 0,372 | 0,096 | 1,207 | 1,207 | -0,221 | 1,003 | 0,812 | 2,941 |
| FA41101 | 3,96 | 0 | 2,9 | 0,03 | 3,01 | 0,75 | 0,747 | -0,232 | 0,961 | 0,961 | 1,105 | 0,425 | -0,087 | 2,528 |
| FA445 p.b. | 5,33 | 0,33 | 0,28 | 0,02 | 5,86 | 1,25 | 0,49 | -0,006 | 1,198 | 1,198 | 0,549 | 0,697 | -0,605 | 3,521 |
| FA412 p.m | 5,86 | 5,33 | 14,07 | 0,04 | 5,33 | 1,25 | 1,22 | -0,257 | 0,828 | 0,828 | 1,133 | 0,728 | -0,015 | 7,121 |
| FA5 p.b. | 3,47 | 1,73 | 5,61 | 0,02 | 3,96 | 1,25 | 0,881 | -0,316 | 1,471 | 1,471 | 0,129 | 1,301 | -0,678 | 2,094 |
| FA5 p.a. | 3,96 | 0 | 0 | | | 1,75 | 0,28 | -0,029 | 0,879 | 0,879 | 0,768 | 0,901 | -0,681 | 4,256 |
| FA5 p.m. | 5,28 | 6,28 | 0,86 | 0,02 | 3,04 | 0,75 | 0,63 | -0,159 | 1,073 | 1,073 | 1,298 | 0,525 | -0,812 | 6,281 |

CACO3- teor em carbonatos

Mz - Média

δ - Desvio padrão gráfico

Sk1 - Assimetria gráfica inclusiva

Kg - Curtose gráfica

Método Gráfico

Método dos momentos

X ϕ - Média como o primeiro momento

δ - Desvio padrão como o valor positivo da raiz quadrada do segundo momento

3 ϕ - Assimetria como a razão entre o terceiro momento e o desvio padrão

4 ϕ - Curtose como o quarto momento