



Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente
Universidade do Algarve

PREENCHIMENTO SEDIMENTAR DE DUAS ZONAS DE DINÂMICA DIFERENCIADA NO SAPAL DE CASTRO MARIM



António Santos

Dissertação apresentada à Universidade do Algarve
para a obtenção do grau de mestre em Estudos
Marinhos e Costeiros. Ramo Gestão Costeira.

Faro
2002



Preenchimento Sedimentar de duas Zonas de Dinâmica Diferenciada no Sapal de Castro Marim

António Pato Cardoso dos Santos

**Faro
2002**

3650T.

UNIVERSIDADE DO ALGARVE	
SERVIÇO DE DOCUMENTAÇÃO	
25/01/06	64540
551.468(467.6)	
SAN*Pae	

1

ÍNDICE GERAL

ÍNDICE DE FIGURAS.....	VII
ÍNDICE DE QUADROS.....	X
AGRADECIMENTOS.....	XI
RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	2
1. INTRODUÇÃO.....	3
1.1 – Objectivos.....	3
1.2 – Conceito de sapal.....	3
1.3 – Enquadramento geográfico.....	6
1.3.1 – Zona do canal principal do estuário do Guadiana.....	9
1.3.2 – Zona de sedimentação lagunar.....	12
1.4 – Caracterização hidrodinâmica.....	14
1.5 – Contexto geológico.....	16
1.6 – Evolução histórica da área envolvente.....	18
2. METODOLOGIA.....	24
2.1 – Trabalho de campo.....	24
2.2 – Técnicas Laboratoriais.....	24
2.3 – Datações.....	26
2.4 – Perfis litológicos.....	26
2.5 – Análise morfoscópica.....	26
3. RESULTADOS DO ESTUDO DA ZONA DO CANAL PRINCIPAL DO ESTUÁRIO DO GUADIANA.....	27
3.1 – Granulometria dos sedimentos.....	27
3.2 – Identificação da fauna existente nos sedimentos.....	33
3.3 – Conteúdos percentuais de carbono orgânico.....	33
3.4 – Datações.....	37
3.5 – Análise morfoscópica.....	37
3.6 – Perfis litológicos.....	39
4. AMBIENTE SEDIMENTAR NA ZONA DO CANAL PRINCIPAL DO ESTUÁRIO DO GUADIANA.....	42
4.1 – Evolução da fisiografia da área de referência.....	42
4.2 – Componentes minerais e bioclásticos dos sedimentos.....	43
4.3 – Evolução dos conteúdos de carbono orgânico nos sedimentos.....	47
4.4 – Evolução da sedimentação.....	52
5. RESULTADOS NA ZONA DE SEDIMENTAÇÃO LAGUNAR.....	59
5.1 – Granulometria dos sedimentos.....	59
5.2 – Identificação da fauna existentes nos sedimentos.....	63
5.3 – Conteúdos percentuais de carbono orgânico.....	63
5.4 – Datações.....	69
5.5 – Análise morfoscópica.....	69
5.6 – Perfis litológicos.....	70
6. AMBIENTE SEDIMENTAR DA ZONA DE SEDIMENTAÇÃO LAGUNAR.....	73
6.1 – Evolução da fisiografia da área de referência.....	73
6.2 – Componentes minerais e bioclásticos dos sedimentos.....	74
6.3 – Componente orgânica (carbono orgânico) dos sedimentos.....	81
6.4 – Evolução da sedimentação.....	85
7. CONCLUSÕES.....	87

7.1 – Zona adjacente ao canal principal do estuário do Guadiana.....	87
7.2 – Zona de sedimentação lagunar.....	87
BIBLIOGRAFIA.....	89
ANEXO I.....	96
1 – Análise granulométrica.....	96
1.1 – Eliminação da matéria orgânica.....	96
1.2 – Descarbonatação.....	96
1.3 – Granulometria dos sedimentos.....	96
1.3.1 – Identificação das litologias.....	97
2 – Análise de carbono orgânico e inorgânico.....	97
2.1 – Taxa de sedimentação.....	98
2.2 – Densidade do sedimento.....	99
ANEXO II.....	100
1 – Funcionamento do granulómetro.....	100
2 – Medição da amostra.....	102
3 – Preparação da amostra e do dispersante.....	104
ANEXO III.....	106
1 – Funcionamento do moinho FRITCH Planetary Micro Mill.....	106
2 – Instruções de utilização.....	106
ANEXO IV.....	109
Determinação da densidade real dos sedimentos amostrados pelo método de Keen- Rackzkowski.....	109
1 – Introdução.....	109
2 – Material.....	109
3 – Métodos.....	110
4 – Resultados das pesagens.....	111
5 – Constantes determinadas.....	111
6 – Cálculos.....	112
ANEXO V – A.....	113
Perfis da zona do canal principal do estuário do Guadiana.....	113
Perfil A.....	113
Perfil B.....	113
Perfil C.....	116
Perfil D.....	118
Perfil E.....	120
ANEXO V – B.....	122
Perfis da zona de sedimentação lagunar.....	122
Perfil A.....	122
Perfil B.....	122
Perfil C.....	122
Perfil D.....	123
Perfil E.....	123
Perfil F.....	123
ANEXO VI.....	130

ÍNDICE DE FIGURAS

1. INTRODUÇÃO

Fig. 1	Sapal de Castro Marim (ortofotomapa) com as duas áreas de estudo assinaladas. (Área 1 – Zona do Canal Principal do Estuário do Guadiana; Área 2 – Zona de Sedimentação Lagunar). A – Esteiro da Carrasqueira; B – Cidade de Vila Real de Santo António; C – Vila de Castro Marim; D – Esteiro da Lezíria; E – Ramo Oeste do esteiro da Lezíria; F – Ramo Norte do esteiro da Lezíria; G – Flecha litoral de Monte Gordo com dunas eólicas bem vegetadas; H – Canal estuarino principal do rio Guadiana; I – Desembocadura do rio Guadiana.....	7
Fig. 2	Sapal de Castro Marim (fotografia aérea oblíqua) com as duas áreas de estudo assinaladas. A – Zona do Canal Principal do Estuário do Guadiana; B – Zona de Sedimentação Lagunar; C – Esteiro da Carrasqueira; D – Esteiro da Lezíria; E – Canal Estuarino Principal do Rio Guadiana.....	8
Fig. 3	Secções da carta militar de Portugal (Folha 600, 1980).....	10
Fig. 4	Zona adjacente ao canal principal do estuário do rio Guadiana e respectivas linhas de sondagem, com a localização dos furos efectuados. A – Posto fiscal do Seixo; B – Sede da RSCMVRSA; (A e B – Promontórios rochosos de idade Paleozóica) C - Ponte Internacional do Guadiana; D – Canal estuarino principal do Rio Guadiana; E – Canal de irrigação; F – Planície intertidal. (Sapal de Venta-Moinhos).....	11
Fig. 5	Zona de sedimentação lagunar e respectivas linhas de sondagem, com a localização dos furos efectuados. A – Cerro do Bufo (afloramento do substracto mesozóico de idade Jurássica (?)); B – Esteiro da Carrasqueira; C – Salinas; D – Planície intertidal; E – Canal secundário em comunicação com o esteiro.....	13
Fig. 6	Diagrama frequencial da ondulação anual em frente à desembocadura do rio Guadiana. (Morales, 1994).....	15
Fig. 7	Geologia da bacia hidrográfica do rio Guadiana. (Morales, 1995).....	17
Fig. 8	Evolução esquemática holocénica da desembocadura do estuário do Guadiana, elaborada com base em dados arqueológicos (Ojeda, 1988; Campos <i>et al.</i> , 1991).....	20
Fig. 9	Ilhas-barreira e penínsulas em frente ao canal estuarino do rio Guadiana, de acordo com mapa histórico.(João Teixeira, cosmógrafo do século XVII).	22

2. METODOLOGIA

Fig. 10	Execução do furo com sonda manual com trado equipada com amostrador meia cana.....	25
Fig. 11	Recolha do testemunho de sondagem.....	25

3. RESULTADOS DO ESTUDO DA ZONA DO CANAL PRINCIPAL DO ESTUÁRIO DO GUADIANA

Fig. 12	Histograma de frequências relativas de areia, silte e argila.....	27
Fig. 13	Diagrama ternário de projecção dos conteúdos percentuais de areia, silte e argila.....	29
Fig. 14	Projecção dos valores percentuais de areia em função da profundidade, e delimitação de duas áreas (A, B).....	31

Fig. 15	Projectção dos valores do diâmetro médio das granulometrias em função da profundidade e delimitação de duas áreas (A, B).....	31
Fig. 16	Projectção dos valores do desvio padrão em função da profundidade e delimitação de duas áreas (A,B).....	32
Fig. 17	Projectção dos valores de frequência relativa das classes granulométricas...	33
Fig. 18	Relação do conteúdo percentual de carbono orgânico em função do diâmetro médio das partículas.....	36
Fig. 19	Relação entre o conteúdo percentual de carbono orgânico e a percentagem da fracção inferior a 70 micrómetros.....	36
Fig. 20	Perfil da zona do canal principal do estuário do Guadiana.....	41

4. AMBIENTE SEDIMENTAR NA ZONA DO CANAL PRINCIPAL DO ESTUÁRIO DO GUADIANA

Fig. 21	Projectção dos valores de frequência relativa das classes granulométricas...	52
Fig. 22	Representação esquemática tridimensional da evolução da sedimentação na planície intertidal (1).....	54
Fig. 23	Representação esquemática tridimensional da evolução da sedimentação na planície intertidal (2).....	55
Fig. 24	Representação esquemática tridimensional da evolução da sedimentação na planície intertidal (3).....	56
Fig. 25	Representação esquemática tridimensional da evolução da sedimentação na planície intertidal (4).....	57

5. RESULTADOS NA ZONA DE SEDIMENTAÇÃO LAGUNAR

Fig. 26	Histograma de frequências relativas de areia, silte e argila.....	59
Fig. 27	Diagrama de projectção dos conteúdos percentuais de areia, silte e argila, da zona de sedimentação lagunar.....	61
Fig. 28	Relação entre o diâmetro médio dos grãos e a profundidade e, delimitação de duas áreas (A, B).....	61
Fig. 29	Projectção dos valores de frequência relativa das classes granulométricas...	63
Fig. 30	Relação entre a taxa de acumulação do carbono orgânico carbono e a classe granulométrica inferior a 70 micrómetros. Delimitação de áreas (A,B e C).....	68
Fig. 31	Relação entre a taxa de acumulação do carbono orgânico e a classe inferior a 70 micrómetros, após a exclusão da área C.....	68
Fig. 32	Relação entre a taxa de acumulação do carbono orgânico versus diâmetro médio das partículas e delimitação de duas áreas (A, B).....	69
Fig. 33	Perfil da zona de sedimentação lagunar.....	72

6. AMBIENTE SEDIMENTAR DA ZONA DE SEDIMENTAÇÃO LAGUNAR

Fig. 34	Relação idade <i>versus</i> profundidade dos sedimentos acumulados na zona de sedimentação lagunar, com uma definição mais ou menos linear da taxa de sedimentação em função do tempo. A – Desaparecimento da espécie <i>Mesalia mesal</i> do registo sedimentar para profundidades menores do que 460 cm; B – Ponto de intersecção com a curva linear e não linear; C – Idade acima da qual não ocorre no registo sedimentar a espécie <i>Mesalia mesal</i> ; D – Não ocorrência de material bioclástico, indicadora de uma elevação altimétrica limite e definição de uma profundidade acima da qual não se registam galgamentos oceânicos; E – Idade provável acima da qual não se registam galgamentos oceânicos; F – Relação aproximadamente linear entre a idade e a profundidade (altura de sedimentos acumulados); G – Relação linear (curva linear) entre a idade e a profundidade.....	86
---------	---	----

ANEXOS

Fig. 1	Granulómetro ou "Mastersizer".....	100
Fig. 2	Unidade interna do granulómetro (lado direito) e painel de controle (lado esquerdo).....	101
Fig. 3	Célula de extracção, situada no lado esquerdo granulómetro.....	101
Fig. 4	Célula de medição.....	101
Fig. 5	Painel traseiro do granulómetro.....	102
Fig. 6	Luz dispersa por cada um dos detectores da unidade óptica, representados pelas barras do histograma.....	103
Fig. 7	Gráfico da distribuição granulométrica.....	103
Fig. 9	Moinho FRITCH Planetary Micro Mill.....	106
Fig. 10	Moinho com a tampa aberta.....	107
Fig. 11	Manípulos inferior e superior que fixam as taças entre os suportes.....	107
Fig. 12	Moinho com a tampa aberta após a remoção das taças.....	107
Fig. 13	Placa giratória (fundo negro) sobre a qual se fixam os suportes.....	107
Fig. 14	Taças com as respectivas esferas e vedantes (a branco) inseridos em saliências no interior das tampas.....	108
Fig. 15	Taças com as respectivas esferas e vedantes (a branco) inseridos em saliências no interior das tampas.....	108
Fig. 16	Caixa de Keen montada.....	109
Fig. 17	Caixa de Keen desmontada com o fundo duplo perfurado e pernes de fixação.....	109
Fig. 18	Colocação do papel de filtro circular entre as duas placas perfuradas da caixa de Keen.....	110
Fig. 19	Introdução das caixas de Keen cheias de sedimento no tabuleiro com água.....	111
Fig. 20	Perfil A (zona do canal principal do estuário do Guadiana).....	114
Fig. 21	Perfil B (zona do canal principal do estuário do Guadiana).....	115
Fig. 22	Perfil C (zona do canal principal do estuário do Guadiana).....	117
Fig. 23	Perfil D (zona do canal principal do estuário do Guadiana).....	119
Fig. 24	Perfil E (zona do canal principal do estuário do Guadiana).....	121
Fig. 25	Perfil A (zona de sedimentação lagunar).....	124
Fig. 26	Perfil B (zona de sedimentação lagunar).....	125
Fig. 27	Perfil C (zona de sedimentação lagunar).....	126
Fig. 28	Perfil D (zona de sedimentação lagunar).....	127
Fig. 29	Perfil E (zona de sedimentação lagunar).....	128
Fig. 30	Perfil F (zona de sedimentação lagunar).....	129
Fig. 31	<i>Cerastoderma edule</i>	130
Fig. 32	<i>Tapes decussatus</i>	130
Fig. 33	<i>Mesalia mesal</i>	131
Fig. 34	<i>Ostrea sp</i>	131

ÍNDICE DE QUADROS

1. INTRODUÇÃO

Quadro I	Resumo dos principais eventos históricos ocorridos no troço terminal do estuário do rio Guadiana e sector costeiro adjacente.....	23
----------	---	----

3. RESULTADOS DO ESTUDO DA ZONA DO CANAL PRINCIPAL DO ESTUÁRIO DO GUADIANA

Quadro II	Conteúdos percentuais de areia, silte e argila nas amostras analisadas.....	28
Quadro III	Parâmetros estatísticos (média, desvio padrão e moda) dos sedimentos analisados.....	30
Quadro IV	Frequências relativas para as classes granulométricas.....	33
Quadro V	Conteúdos percentuais de carbono orgânico nas amostras analisadas.....	35
Quadro VI	Datações de material sedimentar amostrado.....	37

4. AMBIENTE SEDIMENTAR NA ZONA DO CANAL PRINCIPAL DO ESTUÁRIO DO GUADIANA

Quadro VII	Classificação qualitativa da calibração em função dos valores do desvio padrão, de acordo com Folk e Ward (1957).....	45
Quadro VIII	Níveis de conchas detectados em diversos furos de sondagem da zona do canal principal do estuário do Guadiana.....	48
Quadro IX	Conteúdos percentuais de carbono orgânico em amostras colhidas nos tarolos de sondagem dos furos efectuados na zona mais próxima ao canal estuarino principal do rio Guadiana.....	50

5. RESULTADOS NA ZONA DE SEDIMENTAÇÃO LAGUNAR

Quadro X	Conteúdos percentuais de areia, silte e argila, nas amostras analisadas.....	60
Quadro XI	Parâmetros estatísticos (média, desvio padrão e moda) dos sedimentos analisados.....	62
Quadro XII	Frequências relativas para as classes granulométricas.....	62
Quadro XIII A	Densidades reais pelo Método de Keen-Rackzkowski.....	65
Quadro XIII B	Densidades reais pelo volume de água deslocado em proveta graduada.....	65
Quadro XIV	Taxa de acumulação do carbono orgânico nos sedimentos da zona de sedimentação lagunar.....	66
Quadro XV	Datações de material sedimentar amostrado na zona de sedimentação lagunar.....	70

6. AMBIENTE SEDIMENTAR DA ZONA DE SEDIMENTAÇÃO LAGUNAR

Quadro XVI	Níveis de conchas em furos de sondagem.....	77
------------	---	----

Agradecimentos

Em primeiro lugar, quero agradecer ao Prof. Doutor Tomasz Boski, meu orientador e amigo, todo o tempo e atenção que me concedeu, para que este modesto trabalho pudesse tornar-se uma realidade.

Desejo igualmente agradecer, ao Prof. Doutor Luís Fonseca que, então, na qualidade de Director do Parque Natural da Ria Formosa, me concedeu as dispensas de serviço, necessárias para que pudesse executar os trabalhos de laboratório.

Agradeço também ao Arq. José Carlos Barros, actual Director do Parque Natural da Ria Formosa, o tempo que me foi concedido para a finalização deste trabalho.

Ao Prof. Doutor João Alveirinho Dias quero agradecer algumas palavras de conforto e de estímulo, sempre necessárias quando somos alvo de desânimo.

Às Profs. Doutora Delminda Moura e Cristina Veiga Pires por toda a ajuda ministrada e pelas valiosas sugestões que me foram dadas. Igualmente, ao Prof. Óscar Ferreira agradeço os esclarecimentos que me prestou.

À Prof. Doutora Conceição Freitas quero agradecer os artigos que me facultou e também, as não raras palavras de encorajamento e apoio.

Ao Prof. Doutor Martin Sprung e Dr. Malaquias pelas interessantes informações que me foram prestadas, relativamente à identificação e distribuição das espécies ocorrentes nos sedimentos.

Ao Doutor Sebastião Teixeira pelo apoio e informações pertinentes relativamente à organização do trabalho.

Ao Dr. Hélio e ao colega Paulo Pedro pelo apoio prestado em laboratório na determinação do carbono orgânico.

Ao Engenheiro Sabino Silvestre e pessoal auxiliar da CCRA Algarve pela ajuda prestada no tratamento cartográfico das áreas estudadas e implantação das respectivas linhas de sondagem.

À Ana Margarida pela ajuda imprescindível nas sondagens efectuadas no Sapal de Venta Moinhos e na elaboração dos perfis litológicos.

Aos Srs. João Pires e Jorge Henriques desejo agradecer pela ajuda prestada nas sondagens efectuadas no Sapal de Cerro do Bufo.

Ao Paulo Santana por toda a ajuda prestada em laboratório e por alguns momentos de descontração que me proporcionou.

Agradeço à minha família e sobretudo à Maria João pelo tempo que lhes tirei e que a eles pertencia. Acima de tudo agradeço a Deus estar vivo, o que tornou possível a elaboração deste trabalho.

A todos os que de uma forma directa ou indirecta facilitaram a execução deste trabalho, muito obrigado.

Resumo

O Sapal de Castro Marim, localizado no troço terminal do estuário do rio Guadiana, representa uma fase avançada de colmatação sedimentar, iniciada com a inundação marinha, que se processou durante o Holocénico. O substrato do estuário do Guadiana é constituído predominantemente por xistos e grauvaques de idade Carbónica, sendo de assinalar, a presença de calcários dolomitizados de idade Jurássica. (?) Sobre estas diferentes litologias assentam sedimentos fluvio-marinhos de idade Holocénica.

O sapal de Castro Marim, encontra-se protegido da acção directa do mar pela península de Monte Gordo, coroada por corpos dunares e com carácter progradante, devido à acumulação sedimentar que caracteriza o sector costeiro adjacente.

A drenagem para o canal estuarino do rio Guadiana, realiza-se através de dois esteiros que, na sua porção distal se ramificam, formando uma rede mais ou menos complexa de drenagem de tipo dendrítico, enquanto que, na parte mais proximal, convergem, desembocando no canal estuarino.

Dois áreas têm sido objecto do presente estudo, com o objectivo de analisar, a sedimentação estuarina no troço terminal do estuário do Guadiana e as condições ambientais que terão estado na base do preenchimento sedimentar da planície intertidal ocupada por sapal, durante o Holocénico.

Foram seleccionados dois ambientes de sedimentação – planície intertidal e lagunar.

O ambiente de sedimentação, de planície intertidal, encontra-se situado na margem direita do canal estuarino principal do rio Guadiana, limitado a poente por pequenos promontórios rochosos, que constituem afloramentos do substrato Paleozóico de idade Carbónica, constituído por xistos e grauvaques.

O ambiente de sedimentação lagunar encontra-se localizado na margem esquerda do esteiro da Carrasqueira, limitado a sul, pelos campos dunares da península litoral de Monte Gordo, constituindo a área mais afastada do canal estuarino principal do rio Guadiana.

Para o estudo dos dois ambientes de sedimentação, efectuaram-se trabalhos de campo e laboratoriais.

Nos trabalhos de campo, executaram-se na totalidade, 52 furos em 11 linhas de sondagem, com recolha de testemunhos, através de uma sonda manual equipada com um amostrador meia-cana e, descrição macroscópica, *in situ*. Dos testemunhos de sondagem, foram seleccionadas amostras.

Os trabalhos laboratoriais consistiram de análises granulométricas e carbono orgânico elemental.

No ambiente de planície intertidal, verificou-se sobretudo a presença de sequências com gradação positiva, em resultado do preenchimento sedimentar de pequenos canais definidos em barras laterais arenosas depositadas na parte convexa do canal meandrante. Assim, o preenchimento sedimentar ocorreu em duas fases distintas. Na primeira fase, o preenchimento ocorreu através de um processo de coalescência ou acreção lateral de barras arenosas, assinalada por um manto arenoso na base da sequência. Numa segunda fase, o preenchimento foi protagonizado pela acreção vertical de sedimentos de natureza silto-argilosa, em resultado das sucessivas fases de

instalação de mantos de vegetação halófitas, típicas de sapal que permitiu por sua vez, a fixação de sedimentos finos.

O ambiente de sedimentação lagunar, de arquitectura menos complexa, caracteriza-se, no essencial, por uma predominância de sedimentos da fracção silto-argilosa com conteúdo variável de areia, o que indicia claramente, dada a sua localização, a existência de uma zona com características lagunares, dominada por uma dinâmica de maré de baixa energia. Assim, o preenchimento sedimentar, ocorreu predominantemente por acreção vertical dos sedimentos, com uma taxa de sedimentação mais ou menos constante.

Abstract

The Castro Marim salt marsh is located in the last portion of Guadiana estuary stretch, and represents an advanced upstream stage of sedimentary infill, occurred during Holocenic. The holocenic sediments were accumulated in some parts of this marsh over substrata composed by schist and grauwacke of Carbonic age and in other parts, for instance a place named Cerro do Bufo, dolomitized limestone of Jurassic age.

Monte Gordo spit giving protection from sea, is crowded by dune bodies where sedimentary accumulation took place, one of the main characteristics of the nearest coastline stretch.

Inside that area (Castro Marim salt marsh) there is a net of tidal channels which are connected to two main channels. Then, these channels are connected to the main estuarine channel of the Guadiana river.

Two different areas were selected and have been studied. These areas are quite different because they represent two sedimentary environments. One can be called tidal flat and the other, a place where there would be a lagoon.

To better understanding the different dynamics of these areas, field and laboratory works were carried out. In field works, samples were collected and at last in laboratory grain size and organic carbon content were analysed.

In tidal flat, sedimentary infill were promoted by lateral accretion of sandy bars caused by migration of meandering channels. The lateral accretion was the first event responsible by filling. At last, vertical accretion was the second event. In this case, finer sediments, silt and clay, were accumulated and its accumulation has been increased by salt marsh plants.

In the other area of study, vertical accretion was the main process of sedimentary infill. The sediments are predominantly silt and clay with small contents of sand which means an environment of lower energy, what is suitable with a lagoon system.

1 – INTRODUÇÃO

1.1 – Objectivos

No estudo do troço terminal do estuário do rio Guadiana, e nomeadamente em duas áreas ocupadas por sapal, representativas de ambientes de sedimentação distintos, (Figs. 1,2) pretendeu-se atingir os seguintes objectivos:

- Caracterizar duas áreas de sedimentação, no troço terminal do estuário do Guadiana, em termos sedimentológicos;
- Analisar as condições paleoambientais que terão estado na base do preenchimento sedimentar das duas áreas ocupadas por sapal, nomeadamente, com especial referência às dinâmicas diferenciadas que estiveram envolvidas na acumulação de sedimentos.

1.2 – Conceito de sapal

Sapais salgados (marítimos ou costeiros) incluem sedimentos, de finas granulometrias, acumulados em ambientes litorais de baixa energia, de salinidade variável, em associação com uma vegetação halófitas específica, dependendo da maior ou menor influência da maré. (Frey e Basan, 1978; Beeftink, 1978)

De acordo com Silva (1966) o termo “ sapal” é usado para designar solos de salinidade elevada que se situam geralmente em zonas de cota baixa ao longo da costa ou nos estuários dos rios, podendo estar sujeitos a inundações mais ou menos frequentes de água salgada durante os períodos de preia-mar. Adam (1990) enfatiza este último aspecto, referindo que as inundações periódicas a que estão sujeitas estas zonas de baixa altimetria, resultam de flutuações ou oscilações da maré em corpos de água adjacente.

Daiber (1986) destaca a característica essencial, do ponto de vista florístico, dos sapais salgados e de água salobra: a existência da vegetação halófitas. De igual modo, Zeff (1988) considera que os sapais salgados são planícies intertidais cobertas de plantas tolerantes ao sal (halófitas). De acordo com Braun-Blanquet (1979) *in* Lousã (1986) a vegetação halófitas necessita, de cloreto de sódio, carbonato de cálcio, sulfato de magnésio ou sulfato de sódio, para que seu desenvolvimento se processe normalmente, podendo suportar soluções salinas muito concentradas.

Quanto à origem dos sedimentos constituintes dos solos dos sapais, Fernandes (1975) aponta para uma origem marinha, fluvial ou mista, isto é, fluviomarinha.

Randerson (1979), Niering e Warren (1980) e Andrade (1990) salientam a importância que três factores conjugados, têm na sedimentação da fracção silto-argilosa laminada típica dos sapais. Esses factores são:

- condições hidrodinâmicas de baixa energia;
- retenção dos sedimentos em suspensão, pela vegetação halófitas;
- baixos gradientes batimétricos.

A estrutura laminada típica do substrato argiloso, onde se desenvolvem os sapais, encontra-se muito bioturvada por raízes. (Franco, 1997)

Relativamente à importância da vegetação halófitas para a gênese de uma sedimentação silto-argilosa laminada nos sapais, Morales (1994) refere dois processos fundamentais:

- o efeito amortecedor exercido pelas plantas na água que inunda o sapal;
- ocorrência de processos de floculação, dominando assim, os sedimentos da fracção silto-argilosa.

Também Williams *et al.*, (1995) referem a importância que a cobertura vegetal dos sapais tem na atenuação energética das correntes de maré.

Ainda Davis (1996) considera que um sapal é a porção vegetada de um ambiente intertidal mais elevado. Abaixo do nível mais elevado das marés mortas o ambiente de baixa energia permite que o substrato sedimentar não seja perturbado, e o sedimento que se acumula tende a ser relativamente fino. Todos estes factores conferem suporte à vegetação, e um local onde o sedimento fino e rico em matéria orgânica não é perturbado.

Segundo Chapman (1960), os sapais têm uma distribuição global e encontram-se sulcados por uma complexa rede de canais de maré que constituem o sistema de drenagem. Podem ocorrer numa ampla variedade de sectores costeiros.

De acordo com Chapman (1974) *in* Newby (1982), foram definidas nove zonas regionais de sapal, com base na localização geográfica e nas espécies vegetais representadas:

- **Grupo do Ártico**, dominado pela *Puccinellia phryganodes*;
- **Grupo do Norte da Europa**, dominado pelas espécies: *Salicornia spp*, *Puccinellia maritima*, *Juncus gerardi*;
- **Grupo do Mediterrâneo**, dominados pelas espécies: *Juncus acutus*, *Arthrocnemum sp.*, e o *Limonium sp.*;
- **Grupo do Atlântico Oeste**, dominado pelas espécies: *Spartina patens*, *Spartina alterniflora*, *Distichlis spicata*, de *Juncus gerardi*;

- **Grupo do Pacífico Americano** é dominado pelas espécies: *Puccinellia phryganodes*, (a altas latitudes), *Salicornia virginica*, e *Spartina foliosa* (em latitudes médias), *Batis maritima*, *Cressa truxillensis*, *Salicornia spp.*, e *Monanthochloe littoralis* (zonas subtropicais);
- **Grupo Sino-japonês** dominado pelas espécies: *Triglochin maritima*, *Salicornia brachystachya* ou *Limonium japonicum*.
- **Grupo da Australásia** caracterizado pelas seguintes espécies: *Salicornia australis*, *Suaeda nova-zelandiae*, *Triglochin striata*, *Samolus repens*, *Arthrocnemum sp.*
- **Grupo da América do Sul** caracterizada pelas seguintes espécies: *Spartina spp.*, *Distichlis sp.*, *Heterostachys sp.*, e *Allenrolfea sp.*
- **Grupo Tropical**, caracterizado pela *Sesuvium portulacastrum* e *Batis maritima*.

Os equivalentes ecológicos dos sapais, em regiões intertidais tropicais e subtropicais, são os mangais. Estes encontram-se localizados, em plataformas arenosas de rios, estuários e ao longo da orla costeira. As planícies vasosas que se desenvolvem nestes locais, caracterizados por níveis de baixa energia, são muitas vezes colonizadas por árvores e arbustos e, vegetação rasteira, cujo sistema de raízes aéreas, retém sedimentos finos. (Reading et al., 1996)

Em termos fisiográficos, as áreas privilegiadas para a implantação de sapais, são as seguintes:

- zonas adjacentes à face interna das ilhas-barreira, que confinam espaços lagunares, dada a sua protecção relativamente à acção do mar (French, 1993);
- porções terminais dos estuários, como é o caso do troço terminal do estuário do rio Guadiana;
- sectores costeiros abertos, separados das áreas ocupadas por sapal, apenas, por extensas planícies vasosas. (Pethick, 1980; Goodbred, 1998)

Por conseguinte, de acordo com os diversos autores referenciados, os sapais são ambientes com as seguintes características:

- condições hidrodinâmicas de baixa energia;
- sedimentação fina, silto-argilosa, laminada;
- existência de vegetação halófitas;

- recortados por uma mais ou menos complexa rede de drenagem constituída por canais de maré em que se verifica uma sedimentação mais grosseira.

1.3 – Enquadramento geográfico

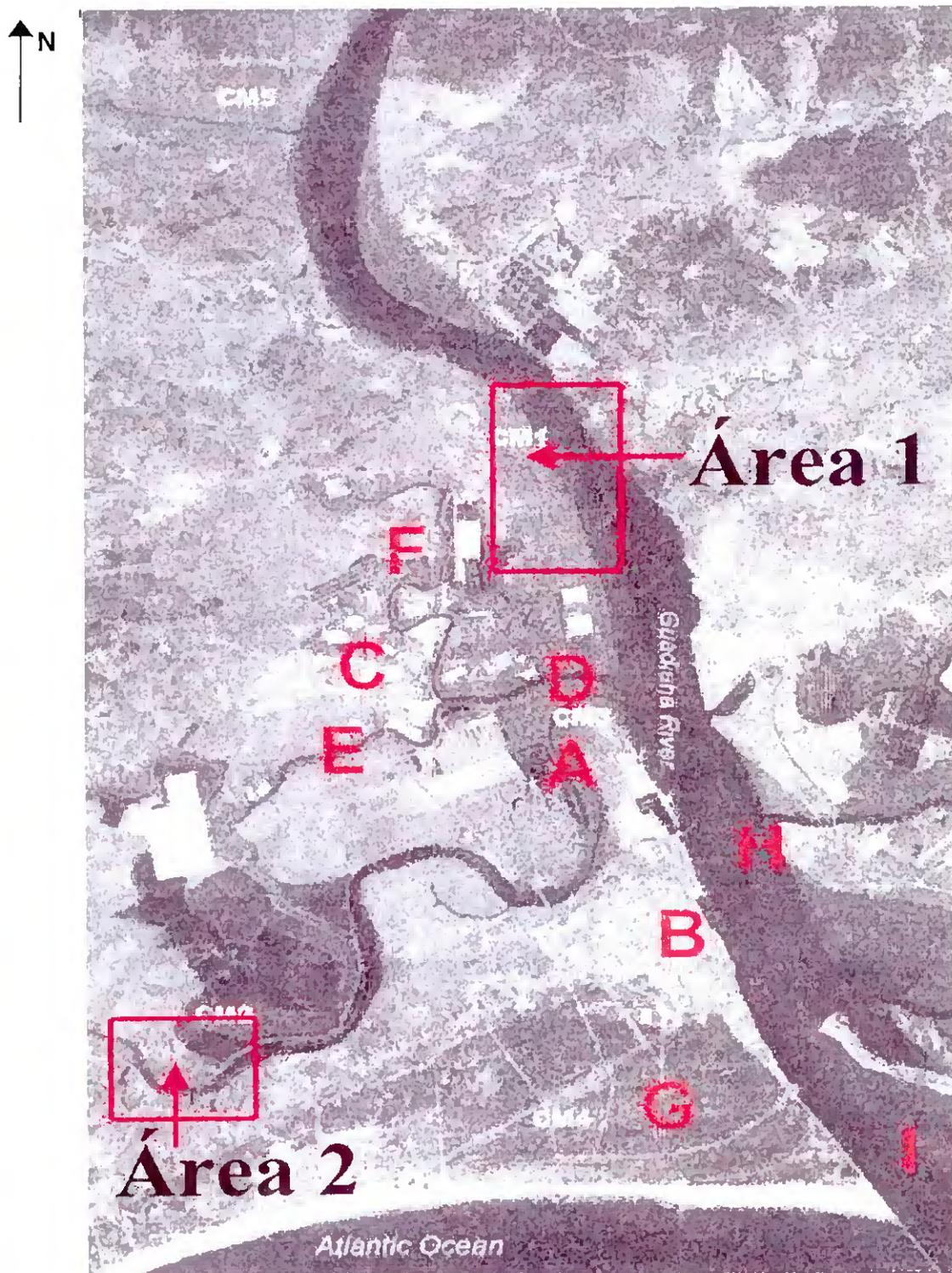
A zona de estudo, analisada neste trabalho, encontra-se situada em Portugal, na costa meridional do Algarve, (Fig. 1) abrangendo duas áreas ocupadas por sapal, no troço terminal do estuário do rio Guadiana. As áreas abrangidas constituem duas zonas: uma zona junto ao canal principal do estuário do rio Guadiana e outra zona, de sedimentação lagunar. Estas zonas são parte integrante de um todo mais vasto denominado sapal de Castro Marim.

O sapal de Castro Marim está situado na margem esquerda do rio Guadiana, no sector nacional, bordejando a vila de Castro Marim e a cidade de Vila Real de Santo António, (Figs. 1,2) não muito longe da sua desembocadura. Encontra-se protegido da acção do mar pela flecha litoral de Monte Gordo, com progradação paralela, relativamente ao troço costeiro adjacente. Na flecha litoral de Monte Gordo desenvolveram-se dunas de natureza eólica, algumas atingindo cotas da ordem dos 20 metros, (Morales, 1994) devido à acumulação sedimentar que caracteriza o sector costeiro adjacente. (Bettencourt,1994) O crescimento da flecha litoral de Monte Gordo está relacionado, por um lado, com a existência de um declive muito suave, que favorece a acumulação sedimentar e, por outro lado, com a agradação de barras submarinas à face externa das dunas.

No interior da área ocupada por sapal, (Sapal de Castro Marim) a circulação mareal realiza-se através de dois esteiros que convergem na sua parte proximal, desembocando no canal estuarino principal do rio Guadiana. Os esteiros são os seguintes:

- o esteiro da Lezíria ou de Castro Marim, (Fig. 1 – D) dada a sua proximidade desta localidade, situado a norte, e que se bifurca na sua parte intermédia, em dois ramos, o ramo Oeste e o ramo Norte. O ramo Norte drena a parte norte do sapal numa zona mais ou menos periférica ao canal estuarino principal e o ramo Oeste drena a parte oeste mais ou menos adjacente à vila de Castro Marim;
- o esteiro da Carrasqueira (Fig. 1 – A) situado mais a sul drena a parte sudoeste do sapal, tendo uma posição mais ou menos periférica à cidade de Vila Real de Santo António na sua parte proximal, enquanto que na sua parte distal, encontra-se numa posição adjacente à península litoral de Monte Gordo.

Os dois esteiros mencionados, de aspecto meandriforme, (Fig. 1) ramificam-se, formando uma rede mais ou menos complexa de drenagem de tipo dendrítico, que percorre toda a superfície do sapal.



Escala 1:8000

Fig . 1 – Sapal de Castro Marim (ortofotomapa) com as duas áreas de estudo assinaladas. (Área 1 – Zona do Canal Principal do Estuário do Guadiana; Área 2 – Zona de Sedimentação Lagunar). A – Esteiro da Carrasqueira; B – Cidade de Vila Real de Santo António; C – Vila de Castro Marim; D – Esteiro da Lezíria; E – Ramo Oeste do esteiro da Lezíria; F – Ramo Norte do esteiro da Lezíria; G – Flecha litoral de Monte Gordo com dunas eólicas bem vegetadas; H – Canal estuarino principal do rio Guadiana; I – Desembocadura do rio Guadiana.

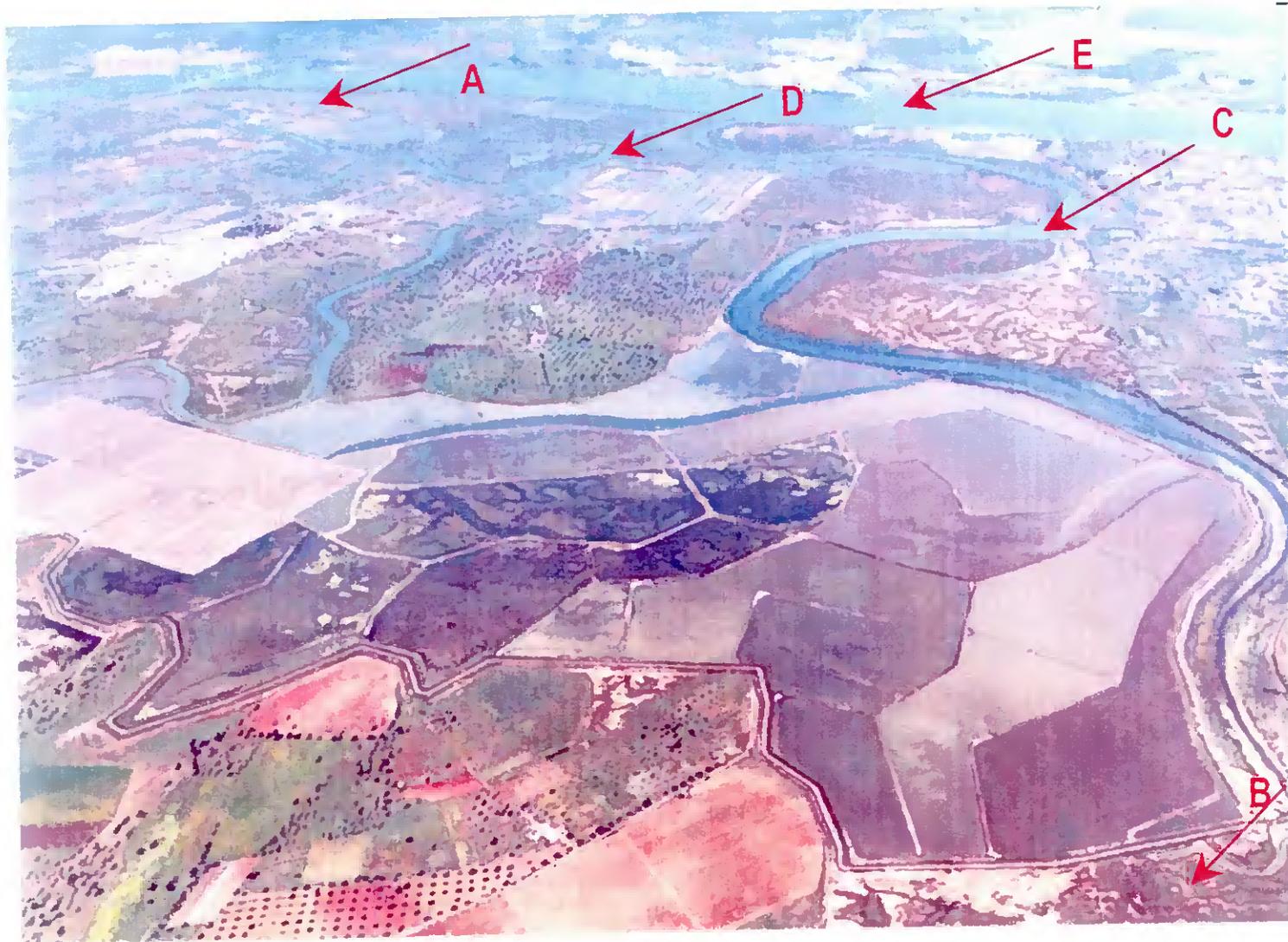


Fig. 2 – Sapal de Castro Marim (fotografia aérea oblíqua) com as duas áreas de estudo assinaladas. A – Zona do Canal Principal do Estuário do Guadiana; B – Zona de Sedimentação Lagunar; C – Esteiro da Carrasqueira; D – Esteiro da Lezíria; E – Canal Estuarino Principal do Rio Guadiana.

As duas zonas que foram objecto de estudo encontram-se localizadas:

- na margem direita do canal estuarino principal do rio Guadiana, (Fig. 4) com uma largura média de 350 a 400 metros, e limitada a poente por dois pequenos promontórios rochosos (onde se situam o Posto Fiscal do Seixo e a sede da Reserva Natural do Sapal de Castro Marim), que constituem afloramentos do substracto rochoso paleozóico de idade Carbónica;
- na margem esquerda do esteiro da Carrasqueira, (Fig. 5) adjacente ao denominado Cerro do Bufo, que constitui um afloramento do substracto mesozóico de idade Jurássica (?) (Boski *et al.*, 1998) e, limitada a sul pelos campos dunares da península litoral de Monte Gordo.

1.3.1 – Zona do canal principal do estuário do rio Guadiana

Esta zona, também denominada Sapal de Venta-Moinhos, é, em termos altimétricos, ocupada por um sapal médio em transição para alto, de acordo com a subdivisão proposta por (Redfield, 1972 e Long, 1983 *in* Thomas *et al.*, 1991), em que os ambientes de sapal são comumente divididos em sapal baixo, médio e alto.

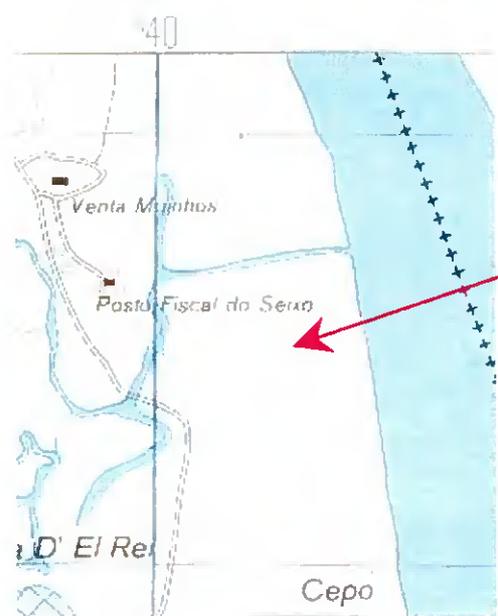
De acordo com a cartografia, (Carta Militar de Portugal, Folha 600, 1980) a área varia entre 1,5 e 2,0 metros acima do nível do mar, ou seja entre 3,5 e 4,0 metros acima do zero hidrográfico. (Fig.3) A zona de menor altimetria, temporariamente alagada, durante as marés vivas, é a área mais próxima ao canal estuarino principal do rio Guadiana e adjacente ao canal artificial de alimentação, (Fig. 4 – E) paralelo àquele. Este foi construído para a irrigação da área que, nos anos 30, 40 e 50, foi utilizada para o cultivo de cereais. (com. pes. residentes) Por sua vez, a zona de maior altimetria, encontra-se situada a poente, na proximidade dos promontórios rochosos, (Fig. 4 – A,B) afloramentos do substracto paleozóico. Isto significa que, de poente para nascente, a área de sapal referenciada, apresenta ligeiro declive.

Em termos de povoamento florístico, a biodiversidade é muito baixa, sendo de assinalar a existência de algumas espécies, como por exemplo: *Arthrocnemum glaucum*, indicadora de sapal alto e a *Suaeda vera* indicadora de sapal médio. (Lousã, 1986)

Esta porção de sapal, encontra-se muito alterada, em virtude de:

- 1) apresentar baixa biodiversidade de plantas características de sapal, não obstante, os sapais tenderem a ser habitats com uma baixa biodiversidade de espécies vegetais, devido às condições extremas de salinidade (Carter, 1989);

Sapal de Castro Marim



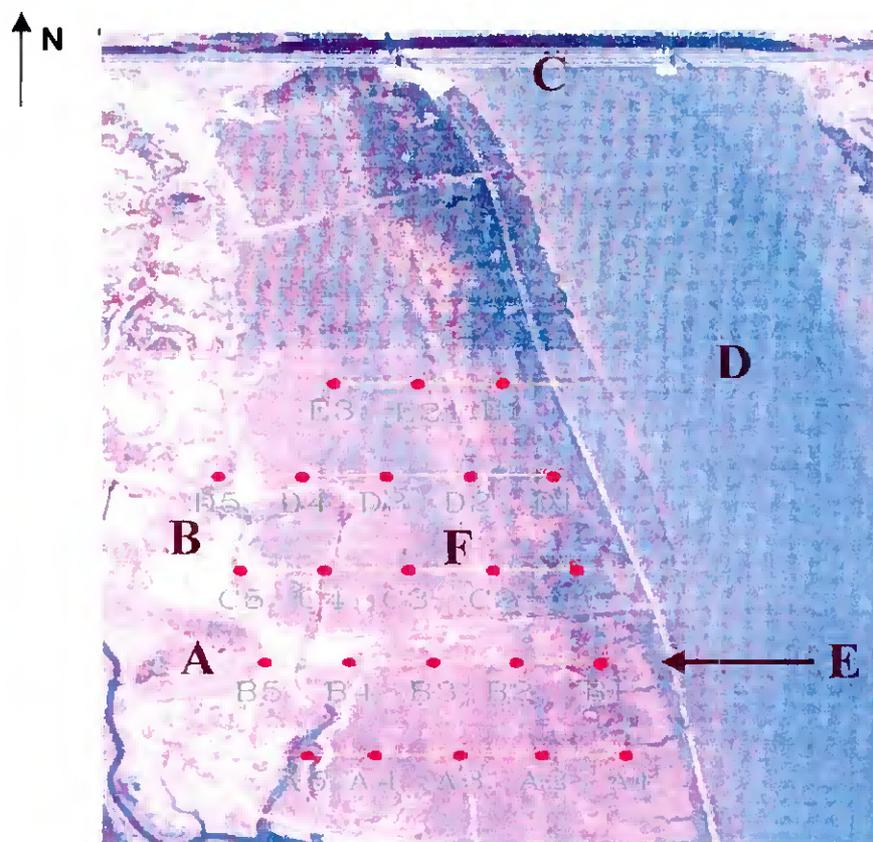
Zona do canal principal
do estuário do Guadiana

Zona de sedimentação
lagunar



Fig. 3 – Secções da carta militar de Portugal (Folha 600, 1980)

- 2) apresentar densidade de cobertura vegetal muito baixa, embora não quantificada, constatável por mera observação visual;
- 3) ter sido utilizada nos anos 30, 40 e 50, como zona agrícola, nomeadamente para o cultivo de cereais;
- 4) ter sido usada, até há poucos anos atrás, como área de pastagem para gado bovino, o que em resultado do pisoteio e dos dejectos animais, tem contribuído para a destruição da flora característica, e fixação da flora não característica;
- 5) povoamento por infestantes, tais como a *Hordeum murinum*, *Parapholis incurva*, *Hainardia cylindrica*, entre outras; (Lousã, 1986)
- 6) remobilização da superfície topográfica, com movimentação de terras, em grandes quantidades volumétricas, como aconteceu no projecto de Regeneração Hídrica do Sapal de Venta Moinhos, com criação de um lago artificial e abertura de canais perpendiculares ao canal estuarino principal do rio Guadiana.



Escala 1:15000

Fig. 4 – Zona adjacente ao canal principal do estuário do rio Guadiana e respectivas linhas de sondagem, com a localização dos furos efectuados. **A** – Posto fiscal do Seixo; **B** – Sede da RSCMVRSA; (**A** e **B** – Promontórios rochosos de idade Paleozóica) **C** - Ponte Internacional do Guadiana; **D** – Canal estuarino principal do Rio Guadiana; **E** – Canal de irrigação; **F** – Planície intertidal. (Sapal de Venta-Moinhos)

1.3.2 – Zona de sedimentação lagunar

Em termos altimétricos, esta zona (Fig. 5) é ocupada por um sapal médio em transição para o alto. Tendo em conta a cartografia, (Carta Militar de Portugal, Folha 600, 1980) (Fig. 3) a zona varia, entre 1,5 e 2,0 metros acima do nível do mar, ou seja, 3,5 a 4,0 metros acima do zero hidrográfico.

É de registar, em posição adjacente ao esteiro da Carrasqueira a existência de pequenas áreas, onde não existe cobertura vegetal. Estas áreas são palco de ressurgências de água salina, cujos limites são assinalados pela presença de *Arthrocnemum spp.* A rodear as zonas sem vegetação e ligeiramente mais elevadas regista-se a presença de um manto monoespecífico de *Atriplex portucaloides*. É ainda de destacar a presença de um canal secundário em comunicação com o esteiro, importante na drenagem desta área, localizado em posição adjacente à linha de sondagem A. (Fig. 5 – E)

A parte distal, altimetricamente mais elevada, recebe água salgada, somente durante as maiores marés vivas, quer através do canal alimentador, quer por meio de ressurgências. Estes espaços marginados por vegetação halófitas, têm fundos caracterizados pela presença de fendas de dissecção. Verificam-se, por vezes, importantes acumulações de sal, durante períodos mais quentes, em resultado da evaporação, o que indicia prolongada emersão. Esta é mais uma evidência de que se está perante áreas de sapal alto, somente inundado durante as mais altas marés vivas. É bordejada por ilhotas de sapal altimetricamente elevado, onde ocorrem plantas características de sapal alto de que são exemplo, o *Limoniastrum monopetalum* e a *Salsola vermiculata*. (Lousã, 1986) O *Limoniastrum monopetalum* ocorre também nos taludes, (Costa, 1981; Lousã, 1986) resultantes da remobilização de terras, promovidas pelos proprietários, provavelmente para a ampliação da zona de salinas.

Duma forma geral encontram-se indícios de elevada alteração. Os indícios são os seguintes:

- 1) de origem antrópica, verifica-se a completa remobilização da superfície topográfica, com formação de montes de terra, onde se destaca a presença de *Echinops strigosum*, (com. pes. Dra. Graça Pinto, PNRF) (planta característica de áreas onde se depositam entulhos) e formação artificial de taludes;
- 2) baixa biodiversidade de vegetação halófitas;
- 3) povoamento da superfície por determinadas plantas tais como: *Frankenia pulverulenta*, *Mesenbryanthemum nodiflorum*, *Hordeum murinum*, *Kickxia sp.*, *Beta vulgaris*. O *Hordeum murinum*, é uma infestante, que comprova plenamente como o sapal se encontra alterado, antropizado; (Lousã, 1986)
- 4) por mera observação visual, densidade de cobertura vegetal baixa.



Escala 1:15000

Fig. 5 – Zona de sedimentação lagunar e respectivas linhas de sondagem, com a localização dos furos efectuados. **A** – Cerro do Bufo (afloramento do substrato mesozóico de idade Jurássica (?)); **B** – Esteiro da Carrasqueira; **C** – Salinas; **D** – Planície intertidal; **E** – Canal secundário em comunicação com o esteiro.

1.4 – Caracterização hidrodinâmica

Os rios são fontes fornecedoras de sedimentos, veiculados para o mar, através dos canais estuarinos, sendo posteriormente retrabalhados pelas ondas e marés e entrando parcialmente no circuito estuarino. No interior do sistema estuarino, os sedimentos são redistribuídos nas áreas ocupadas por sapal, através de um sistema de canais de maré.

Num sistema de maré, a acumulação dos sedimentos e a sua evolução depende de vários factores, tais como:

- 1) disponibilidade de sedimentos detríticos;
- 2) interacção entre os processos hidrodinâmicos (marinhos e fluviais).

O estuário do Guadiana é um exemplo de um estuário em avançado estado de colmatção, principalmente devido a uma interacção dos agentes costeiros que favorecem a sedimentação e uma boa disponibilidade de sedimentos, já que o nível do mar permanece estável na actualidade ou sobe a um ritmo inferior a 1 mm/ano (Zazo et al., 1994 *in* Morales 1997)

A porção terminal do estuário do Guadiana contém sedimentos acumulados de origem fluvial e marinha. (Morales, 1995, 1997) Durante a vazante, as correntes de maré transportam até à desembocadura sedimentos da fracção arenosa que posteriormente sofrem um processo de retrabalhamento pelas ondas que os lançam na praia onde os processos eólicos os mobilizam para a construção de flechas litorais. No entanto, a areia que fica retida no estuário, bem como a areia que já sofreu um processo de retrabalhamento poderá retornar a outras zonas estuarinas devido à actividade das correntes de fluxo durante a enchente. O retorno dos sedimentos ao estuário tem como consequência a progradação lateral do sistema, pela sua deposição em planícies intertidais adjacentes à face interna das flechas litorais. A dinâmica prevalecente no sector costeiro adjacente é uma dinâmica dominada pela onda enquanto que nas planícies intertidais é uma dinâmica dominada pela maré.

O estuário do Guadiana onde se integram as zonas que são objecto de estudo, apresenta um regime de maré mesotidal e semidiurno com uma desigualdade diária de alguns centímetros. A diferença máxima na amplitude de maré entre as marés vivas e mortas é de 2,7 metros (Borrego *et al.*, 1993) No entanto, dados publicados pelo Instituto Hidrográfico (1998) *in* Gonzalez (2000), referem que a amplitude média da maré na embocadura do Guadiana é de cerca de 2 metros, atingindo o máximo de 3,4 metros em marés vivas.

A propagação da onda de maré é de um modo sincrónico, isto é, a amplitude de maré é constante até 50 Km para montante da desembocadura. (Borrego *et al.*, 1995) Mesmo durante as marés vivas a amplitude de maré decresce apenas 10 cm no limite montante da zona estuarina do rio Guadiana.

O comportamento da onda de maré ao longo do canal estuarino principal depende da razão largura/profundidade. Quando a profundidade do canal decresce mais rapidamente em relação à largura, a perda de energia das correntes de maré por atrito com os fundos é maior do que o efeito de convergência. Este domina sobre o atrito com os fundos, quando a profundidade do canal decresce mais gradualmente e a largura do canal estuarino principal decresce rapidamente para montante.

No que diz respeito, ao estuário do Guadiana, este ocupa uma posição intermédia, com uma razão largura/profundidade que se desenvolve de tal maneira que, os efeitos quer da fricção quer da convergência são compensados. (Morales, 1995)

Os ventos predominantes no sector costeiro adjacente do estuário do Guadiana são de sudoeste. Assim, a ondulação procedente de sudoeste actua 20% do tempo, estando associada ao regime de circulação Atlântica. A ondulação de sudeste (Levante) actua 10% do tempo. Não obstante, existir um domínio frequencial da ondulação de sudoeste, é a ondulação de sudeste que apresenta ondas de maiores magnitudes, e portanto com maior capacidade de retrabalhamento do sedimento. (Morales, 1994) (Fig. 6)

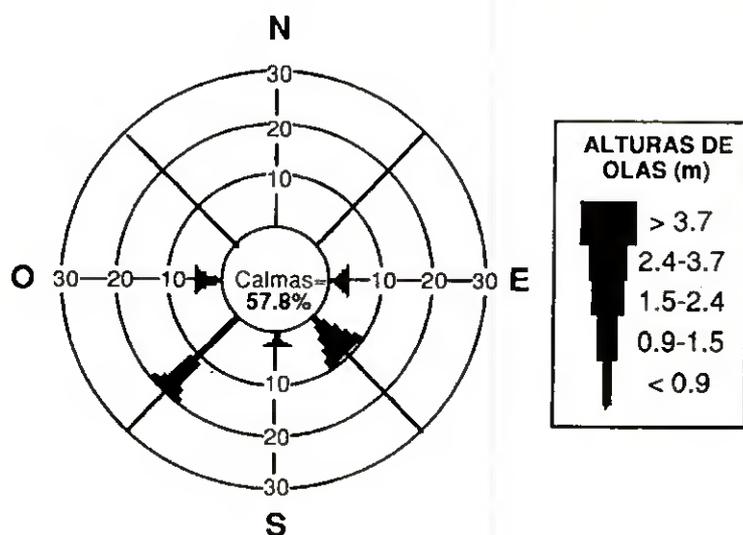


Fig. 6 – Diagrama frequencial da ondulação anual em frente à desembocadura do rio Guadiana. (Morales, 1994)

A resultante do transporte longilitoral é de oeste para leste movimentando 360.000 milhões de m³ de sedimentos anualmente. (Pendon e Morales, 1997)

A descarga fluvial do rio Guadiana é notoriamente sazonal sendo elevada durante o inverno e muito baixa durante o verão. À escala anual esta descarga é muito irregular. O rio Guadiana constitui uma importante fonte de fornecimento de sedimentos ao sector costeiro adjacente, estimando-se que a

sua descarga média anual seja de 144,4 m³/seg. (Ojeda, 1988; Pendon e Morales, 1997)

No entanto, o protagonismo desempenhado pelo rio tem vindo a diminuir já que no rio Guadiana existem mais de 40 barragens que têm como consequência a retenção de sedimentos principalmente os da fracção arenosa. (Morales, 1995) De acordo com o mesmo autor, 70,4% da bacia hidrográfica, ou seja, 47122 Km², encontrava-se afectada pela existência de mais de 40 barragens. Ainda, segundo Loureiro et al., 1986 *in* Gonzalez, (2000) entre os anos de 1946 e 1981 ocorreram mudanças significativas no caudal do Guadiana devido à construção de barragens ao longo do seu curso. O volume de água armazenado nas barragens aumentou de 1.750 × 10⁶ m³, em 1956/57, para 2.650 × 10⁶ m³, em 1962/63, e 4.469 × 10⁶ m³, em 1981.

1.5 – Contexto geológico

O Sapal de Castro Marim, onde se localizam as duas áreas, (zona do canal principal do estuário do Guadiana e zona de sedimentação lagunar), objecto de estudo, situa-se na porção terminal do estuário do rio Guadiana, em posição adjacente ao sector costeiro. (Figs. 1, 2)

O estuário do rio Guadiana encontra-se entrincheirado em material resistente à erosão e geralmente pouco permeável, constituído por xistos, quartzitos e grauvaques, do período Carbónico, frequentemente falhados.

No substrato rochoso de idade Carbónica, foi cavado pela circulação fluvial um vale estreito e profundo, em consequência da baixa permeabilidade, falhamento e resistência do material à erosão, isto é, do forte controlo estrutural, verificando-se, no entanto, a existência de um vale mais amplo e assimétrico, nos últimos quilómetros do seu curso. (Boski *et al.*, 1998 ; Santos, A. *et al.*, 1999)

O vale formado pela erosão do substrato Carbónico, tem uma profundidade de 70 metros abaixo do nível do mar e uma largura próxima dos 600 metros, a 7 Km da Foz. (Boski *et al.*, 1998)

Os xistos, quartzitos e grauvaques, litologias constituintes do substrato Carbónico, integram-se na Zona Sul-Portuguesa, uma das cinco zonas do Maciço Hespérico da Península Ibérica.

Contudo, o rio Guadiana, no seu todo, e respectivos afluentes drenam três zonas do Maciço Hespérico: Zona Centro-Ibérica, Zona de Ossa-Morena e Zona Sul-Portuguesa. (Fig. 7) Para além destas zonas, ainda são drenadas a Bacia Terciária do Rio Guadiana e a Bacia Terciária da Mancha. (Morales, 1995) Isto significa que a bacia hidrográfica do Rio Guadiana se encontra distribuída naquelas áreas. Deste modo, os sedimentos que o rio Guadiana transporta terão que ter a assinatura litológica dos materiais que integram aquelas unidades. Não obstante, uma boa parte dos sedimentos ficarem retidos pelas barragens que existem ao longo do rio, principalmente em

território espanhol, uma boa parte deles, puderam atingir o troço terminal do estuário do rio Guadiana até um passado recente.

Seria então importante descrever as características litológicas destas unidades:

Zona Centro-Ibérica – Corresponde a uma zona de grande heterogeneidade litológica, com a presença de granitóides da série alcalina e calcoalcalina do Ordovícico Superior e Silúrico, reflexo de um magmatismo sinorogénico. (Ribeiro *et al.*, 1979) No sul desta zona encontra-se o batólito de Pedroches, cuja litologia consiste numa associação de granitóides resultantes de intrusões epizonais. (Morales, 1995) Encontram-se também rochas polimetamórficas provavelmente de idade Pré-Câmbrica. (Ribeiro *et al.*, 1979) Para além de um metamorfismo de elevado grau, ocorre também um metamorfismo de baixo grau, cujas rochas resultantes se localizam, principalmente, em áreas drenadas pelo rio Guadiana.

Zona de Ossa-Morena – zona litologicamente diversificada, onde se destacam intrusões de granitos e sienitos alcalinos e calcoalcalinos do Ordovícico Superior, nos limites da Faixa Blastomilonítica de Cordoba-Badajoz-Portalegre-Abrantes. É de destacar também um metamorfismo regional que se encontra restrito a duas faixas paralelas, no centro das quais se situa a Faixa Blastomilonítica. (Ribeiro *et al.*, 1979)

Zona Sul-Portuguesa – as rochas mais antigas são do Devónico Superior. O vulcanismo ácido e máfico assume um papel de grande relevo na Faixa Piritosa, sendo seguido por rochas de idade Carbónica. (Ribeiro *et al.*, 1979)

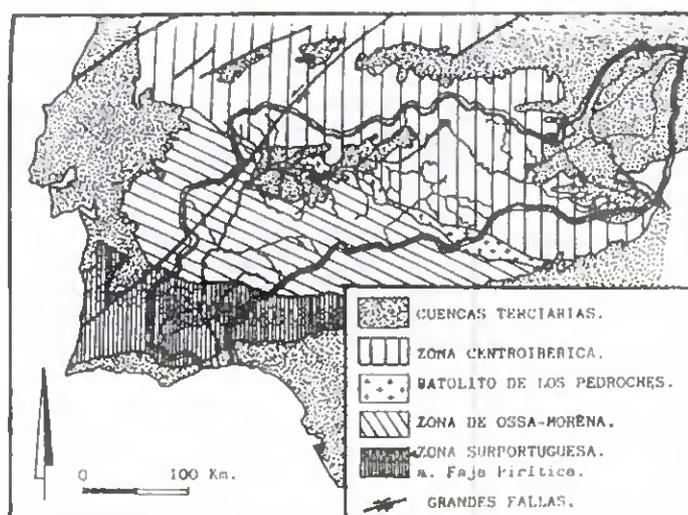


Fig. 7 – Geologia da bacia hidrográfica do rio Guadiana. (Morales, 1995)

Bacia Terciária da Mancha – Trata-se de uma pequena bacia independente da bacia hidrográfica do Tejo no período em que teve lugar a sedimentação de idade Neogénica Superior. Na bacia afloram predominantemente duas fácies, uma detrítica, constituída por argilas e areias vermelhas, e a outra carbonatada, composta por argilas intercaladas com dolomias não coerentes e depósitos vulcano-sedimentares. (Perez *et al.*, 1983 *in* Morales, 1995)

Bacia Terciária do Guadiana – As fácies predominantes são argilosas (arcoses, argilas margosas e argilas arenosas), aparecendo também alguns conglomerados. (Perez *et al.*, 1983 *in* Morales, 1995)

1.6 – Evolução histórica recente da área envolvente.

No troço terminal do estuário do rio Guadiana, ocorreram diversos eventos que alteraram profundamente a sua fisiografia. (Quadro I) Assim, pelo menos, nos últimos 18000 anos, processou-se a acumulação de sedimentos, em resultado da subida do nível do mar, que inundou o vale resultante da incisão fluvial.

Há cerca de 18000 anos, durante o último máximo glacial, o nível do mar encontrar-se-ia então a cerca de 120 a 140 metros abaixo do nível do mar actual. (Hernández-Molina *et al.*, 1994; Dias *et al.*, 1997)

Durante a última deglaciação, a qual terá iniciado por volta dos 15000 a 14500 B.P, no Atlântico Norte, (Dias & Rodrigues, 1993 *in* Dias *et al.*, 1997) processou-se a fusão dos gelos das calotes glaciárias, devido ao aquecimento climático.

Em consequência disso, vastas quantidades de água doce fluíram para os oceanos, contribuindo decisivamente para a subida do nível do mar. Deste modo, na plataforma continental portuguesa o nível do mar terá atingido a cota -100m. Isto significa, que a primeira fase da última deglaciação, foi assinalada por uma transgressão marinha, com um lento e gradual recuo da linha de costa, e posteriormente, uma estabilização ou mesmo uma descida ligeira do nível do mar, que se prolongou até aos 13000 B.P. (Dias *et al.*, 1997)

Uma extensa plataforma emersa, resultante do baixo nível marinho, apresentava-se recortada por sulcos ou incisões cavadas pela circulação fluvial, denominadas paleo-vales. Estes constituem, importantes vias de transferência dos sedimentos para maiores profundidades. Os sedimentos eram transferidos para um domínio que hoje conhecemos como bordo da plataforma, e que, no passado, constituía uma linha de costa de águas profundas e consequentemente muito energética. No que diz respeito ao rio Guadiana, existe um vale fluvial cavado na plataforma continental (Nelson, C. Hans *et al.*, 1998; Pallarés, L. *et al.*, 1999) com uma profundidade de 70 metros abaixo do nível do mar actual, em resultado da erosão fluvial do substracto Carbónico.

A última fase da deglaciação, entre 13000 e 11000 anos B.P., correspondeu a um período de aquecimento climático, e modificação no padrão de circulação

oceânica, uma vez que foi nesta altura que a corrente do golfo penetrou mais para norte, traduzindo-se na fusão dos gelos, com o conseqüente recuo da frente polar. (Ruddiman & McIntyre, 1981 *in* Dias *et al.*, 1997) Verificou-se, nesta fase, na plataforma continental portuguesa uma subida muito rápida do nível do mar, tendo-se atingido a cota de -40 m. (Dias *et al.*, 1997)

Há 11000 anos B.P., verificou-se um arrefecimento generalizado da água do mar, no Atlântico Norte, em resultado do avanço da frente polar para sul, localizando-se à latitude da Galiza. Assim, o interglacial quente é substituído, por condições glaciais bem marcadas. (Duplessy *et al.*, 1981 *in* Dias *et al.*, 1997)

Este período (Dryas recente - 11000 - 10000 BP) é frio e regressivo, tendo o nível do mar na plataforma continental portuguesa descido de -40 para -60m. (Dias *et al.*, 1997)

Existem sinais evidentes desta fase, na plataforma portuguesa, quer através de elementos morfológicos, (plataformas de abrasão marinha, arribas e cordões litorais) quer por extensos depósitos sedimentares de materiais bastante grosseiros e essencialmente terrígenos (Dias *et al.*, 1997) Estes materiais foram mobilizados para a plataforma continental devido à maior competência hidráulica dos rios e ao abaixamento do nível do mar.

Com o início do período Holocénico, passa-se de uma fase fria e regressiva para uma fase caracterizada por um aquecimento climático generalizado e acentuada transgressão. Há 10000 anos terá ocorrido uma elevação muito rápida do nível do mar, que na plataforma continental portuguesa subiu de -60m para -20m em apenas 2000 anos. (Dias *et al.*, 1997) A migração da linha de costa teria sido de tal modo rápida que os processos costeiros não teriam tido o tempo suficiente para destruir as formas sedimentares litorais que se formaram na fase anterior.

Deste modo, a morfologia da zona é o resultado da sua evolução durante o Holocénico. Desde a fase pós-flandriana, com a conseqüente estabilização do nível do mar, acumularam-se $2490 \times 10^6 \text{ m}^3$ de sedimentos na desembocadura do rio Guadiana. (Morales, 1997)

Embora não se saiba com precisão quando é que o nível do mar chegou à cota actual, (Dias, 1997; 2000) alguns autores referem que durante a última fase da transgressão Flandriana Holocénica, o troço terminal do estuário do Guadiana foi invadido pelo mar, o que para este sector litoral ter-se-à verificado há uns 5000 anos. (Morales *et al.*, 1994 ; Morales, 1995)

Após a relativa estabilização do nível do mar, ocorreu um crescimento transversal da flecha litoral de Monte Gordo, no lado oeste da desembocadura do estuário do Guadiana, enquanto que no lado leste, a progradação ocorreu pela formação de ilhas-barreira resultantes de barras submarinas activas. (Morales, 1997) Aquelas confeririam já alguma protecção a uma extensa área de sapal.

Autores espanhóis (Ojeda, 1988; Campos *et al.*, 1991), com base na interpretação de dados arqueológicos, têm sugerido a existência há pelos menos 3000 anos de uma ilha-barreira, que deu origem à actual península de Monte Gordo, presentemente ocupada por dunas. No entanto, dados recentes (Boski *et al.*, 2000) indicam que a barreira pode ter sido formada sobre o substracto gravilhonar dum leque aluvial a partir de cerca de 6500-7000 B.P.

Admitindo como possível, a evolução esquemática holocénica da desembocadura do Guadiana proposta por Ojeda (1988) e Campos *et al.*, (1991) e elaborada com base em dados arqueológicos, (Fig. 8) existiria apenas uma ilha-barreira com zonas de sapal em desenvolvimento, adjacentes à sua face interna.

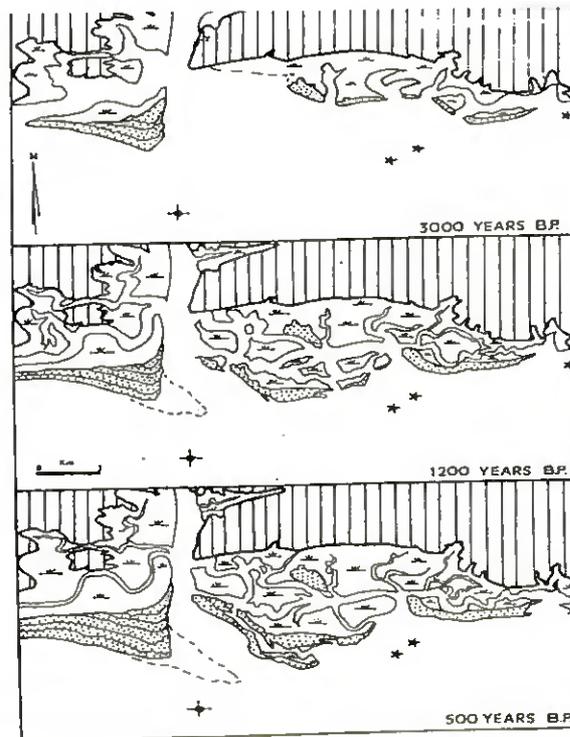


Fig. 8 – Evolução esquemática holocénica da desembocadura do estuário do Guadiana, elaborada com base em dados arqueológicos (Ojeda, 1988; Campos *et al.*, 1991)

A formação de depósitos de sapal depende da alternância de períodos de estabilidade e progradação e, de acentuado hidrodinamismo. (Jennings *et al.*, 1993, 1995) refere que, o hidrodinamismo associado numa fase inicial, às ilhas-barreira, é importante para a instalação de sapais. Assim, durante episódios mais ou menos prolongados de elevada agitação marítima, que afectam o sector costeiro adjacente, geram-se condições para a ruptura da barreira, com a consequente ejeção de materiais sedimentares e formação de depósitos de galgamento. Para além destes depósitos, poder-se-ão formar depósitos associados a deltas de enchente. Alguns autores (Fisher *et al.*, 1979; Andrade, 1990) têm apontado para a importância que estes depósitos podem ter na criação de bases de instalação da flora halófila e consequente enraizamento de sapais na margem lagunar das ilhas-barreira.

O substrato arenoso constituinte destes depósitos actuaria assim, como núcleo de instalação de depósitos de sapal ou rasos de maré em acreção vertical.

Os períodos de estabilidade e progradação associados à ilha-barreira, contribuíram para a criação de prolongados episódios de baixa energia no sistema. Estes períodos prolongados foram importantes contributos por um lado, para a elevação altimétrica da planície intertidal e, por outro lado, para a transição de um sapal essencialmente minerogénico para um sapal organogénico.

Tendo em conta a existência, numa primeira fase, de um cordão dunar bastante estreito conjugado com relevos dunares de cotas mais baixas, é possível admitir a ocorrência de fenómenos de galgamento com deposição de areias por detrás da ilha-barreira. Estas terão constituído provavelmente núcleos topográficos ou substratos de futuras áreas de sapal em expansão.

A acção conjugada dos depósitos de galgamento, do transporte longilitoral de sedimentos e do efeito de retenção da barra do Guadiana relativamente à deriva litoral, terá permitido o alargamento da ilha-barreira, contribuindo assim para a geração de uma zona com características lagunares, (ambiente de baixa energia) onde essencialmente se depositaram sedimentos da fracção silto-argilosa.

A ilha-barreira ao sofrer um processo de crescimento transversal e longitudinal, e posterior enraizamento, passou a constituir uma flecha coroada de sucessivos cordões dunares mais ou menos paralelos ao sector costeiro adjacente. Este já seria, com efeito, uma zona de acumulação, exercendo um efeito dissipador da energia das ondas, muito importante em ocasiões de temporal.

Os mapas históricos (Fig. 9) permitem efectuar a reconstrução detalhada das mais recentes ilhas-barreira e penínsulas, próximas do canal estuarino principal do Guadiana.

Com a progradação da flecha litoral de Monte Gordo, a desembocadura do Guadiana, em comunicação com o canal estuarino, migraria para leste. Contudo, durante eventos de enorme descarga fluvial, novos canais eram abertos conduzindo à separação da plataforma de "swash", (designada, banco d'Obril,) da flecha litoral de Monte Gordo. Isto contribuía para o canal principal se tornar mais perpendicular à linha de costa.

O alargamento da flecha de Monte Gordo, permitia o avanço da linha de costa contribuindo assim, para novos posicionamentos da desembocadura do Guadiana. Esta, ao ficar localizada mais para jusante, tornava as áreas quer a Norte quer a Sudoeste, mais interiores, e deste modo, mais afastadas das correntes de maré.



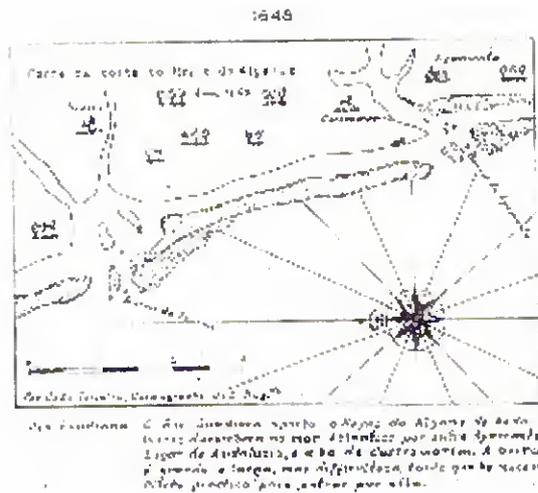


Fig. 9 – Ilhas-barreira e penínsulas em frente ao canal estuarino do rio Guadiana, de acordo com mapa histórico. (João Teixeira, cosmógrafo do século XVII)

Deste modo, a linha de costa estaria mais recuada. De acordo com um documento do século XVIII, posterior ao terramoto de 1755, há referência a Castro Marim como " porto de mar com barra, por onde entram embarcações de toda a qualidade, tanto para esta vila como para a cidade de Ayamonte no reino de Castela". (Moreira, M. C., 1983)

Desde os fins da Idade Média até aos séculos XVI e XVII, esta vila foi um importante porto piscatório e comercial, onde se cobravam muitos direitos de tráfego interno e externo. (Moreira, M.C., 1983)

Para além disso, outra evidência que mostra quão recuada estaria a linha de costa, é que no local onde o Marquês de Pombal fundou a povoação de Vila Real de Santo António, com a intenção de criar aí um importante centro de comércio e industria, existia a povoação de Santo António de Arenilha que foi destruída pelo avanço do mar nos fins do século XVI ou princípios do século XVII. (Moreira, M.C., 1983)

Episódios de progradação, em períodos de menor descarga fluvial (anos de menor pluviosidade) e episódios com caudais fluviais elevados, faziam deste sector costeiro uma zona muito condicionada em termos de navegabilidade das embarcações.(Esaguy, A.S., 1987)

Na verdade, em 1648 já era notícia a dificuldade de acesso aos portos situados na margem do rio Guadiana – Castro Marim e Ayamonte. O cosmógrafo do século XVII, João Teixeira, refere relativamente ao rio Guadiana, o seguinte: "...desemboca no mar Atlântico por entre Ayamonte lugar de Andaluzia e a Villa de Castromarim. A barra é grande e larga, mas difficulzoza, tanto que he necessário Piloto práctico para entrar por ella" (Weinholtz, 1978)

Assim, somente em 1974, (Esaguy, A.S., 1987) a construção de um esporão permitiu estabilizar artificialmente o canal perpendicular relativamente

à linha de costa, contudo, exercendo efeitos erosivos no sector costeiro espanhol, adjacente à desembocadura do rio Guadiana.

Idade	Ocorrências evolutivas no troço terminal do Guadiana.
18.000 anos B.P.	Último máximo glacial. O nível do mar estaria a cerca de 120 a 140 m abaixo do nível actual.
15.000 a 14.500 B.P. / 13.000 anos B.P.	Fusão dos gelos das calotes glaciárias e transgressão marinha com lento e gradual recuo da linha de costa. O nível do mar atinge a cota -100 m.
13.000 /11.000 anos B.P.	Aquecimento climático com a subida muito rápida do nível do mar na plataforma continental portuguesa. O nível do mar atinge a cota - 40 m.
11.000 /10.000 anos B.P.	Período frio e regressivo. (Dryas Recente) Descida do nível do mar, na plataforma continental portuguesa, de - 40 m para a cota - 60 m.
10.000 / 8.000 anos B.P.	Aquecimento climático e acentuada transgressão. Subida do nível do mar, na plataforma continental portuguesa, de - 60 m para a cota - 20 m.
7.000 / 6.500 anos B.P.	Formação de uma ilha-barreira, estrutura-mãe da actual península litoral de Monte Gordo.
5.000 anos B.P.	Última fase da transgressão Flandriana no troço terminal do estuário do Guadiana. Posterior estabilização do nível do mar.
< 5000 anos B.P.	Progressiva progradação paralela e longitudinal da ilha-barreira e posterior enraizamento com formação de um fundo-de-saco lagunar.

Quadro I – Resumo dos principais eventos históricos ocorridos no troço terminal do estuário do rio Guadiana e sector costeiro adjacente.

2 – Metodologia

2.1 – Trabalho de campo

Após a análise de fotografias aéreas e ortofotomapas, procedeu-se no campo à selecção de duas áreas ocupadas por sapal (zona do canal principal do estuário do Guadiana e zona de sedimentação lagunar). Em Outubro de 1997, efectuou-se uma primeira campanha de campo, definindo-se para a zona do canal principal do estuário do Guadiana, (Fig. 3) 5 linhas de sondagem, em que se executaram 23 furos, cuja profundidade média foi da ordem dos 5 metros. Em Outubro e Novembro de 1997, perfuraram-se ao todo nesta área ocupada por sapal, 122 metros. De Maio a Julho de 1998, após definição prévia de 6 linhas de sondagem na zona de sedimentação lagunar, (Fig. 4) foi concretizada uma segunda campanha de campo, em que se executaram 25 furos, com uma profundidade média de cerca de 6 metros. Na totalidade desta área, as perfurações efectuadas foram de 143 metros.

O instrumento mecânico utilizado para a execução dos furos de sondagem foi uma sonda manual “Eijkelkamp” com trado, (Figs. 10, 11) de 2 cm de diâmetro e equipada com um amostrador meia cana. Este permitiu a recolha metro a metro, de testemunhos de sondagem, efectuando-se de imediato a sua descrição macroscópica, tendo em conta os seguintes aspectos:

- cor (determinada com o recurso a uma carta de Munsell);
- textura;
- ausência ou presença de restos vegetais em decomposição;
- conteúdo bioclástico (conchas e fragmentos de conchas) e;
- presença de carbonatos.

Posteriormente, efectuou-se a amostragem, para estudo sedimentológico, tendo sido as amostras colocadas em mala térmica.

Todos os furos de sondagem executados foram localizados geograficamente em coordenadas UTM com o auxílio de um aparelho de GPS.

2.2 – Técnicas laboratoriais

As amostras recolhidas no campo foram colocadas em arca frigorífica.

Após a descrição macroscópica, registada no campo, foram elaboradas colunas de sondagem provisórias, com o auxílio de *software*, *Logger* para Macintosh fornecido pela *RockWare, Inc. (USA)*. Posteriormente, com base nas colunas litológicas foram seleccionadas 70 amostras na zona do canal principal do estuário do Guadiana e 41 na zona de sedimentação lagunar.

As amostras seleccionadas foram sujeitas, na sua totalidade, a um processo de liofilização. (secagem a baixas temperaturas) Este teve como propósito, eliminar a humidade que poderia gerar condições para o desenvolvimento de fungos, que produziriam carbono e conseqüentemente, falseariam os resultados das datações a efectuar.

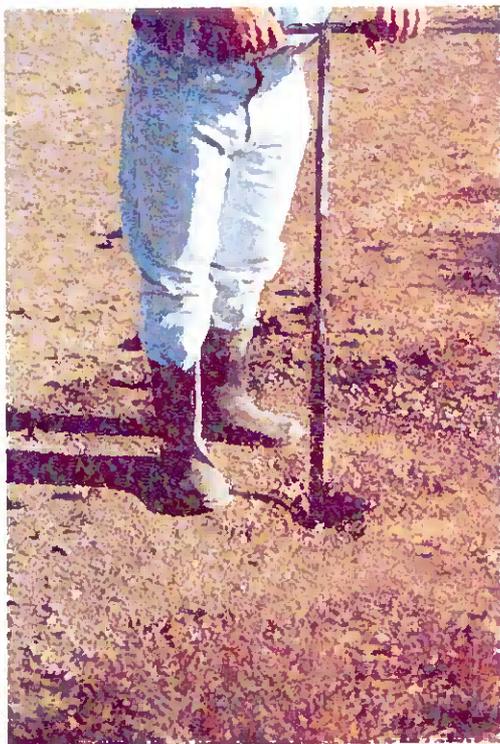


Fig. 10 – Execução do furo com sonda manual com trado equipada com amostrador meia cana.



Fig. 11 – Recolha do testemunho de sondagem.

Depois de liofilizadas, e tendo em conta os objectivos do estudo, as amostras foram sujeitas a diversos procedimentos laboratoriais:

- análise granulométrica dos sedimentos; (Anexo I)
- determinação do carbono total (carbono orgânico e inorgânico). (Anexo I)

2.3 – Datações

As datações foram efectuadas pelo método do ^{14}C , em laboratório especializado – Beta Analytic Inc. (EUA), utilizando métodos convencionais de radiometria β ou espectrometria de massa. Foram escolhidas algumas amostras em ambas as áreas, devidamente referenciadas e arquivadas, e posteriormente liofilizadas, para eliminar a humidade presente e prevenir o desenvolvimento de fungos que ao produzirem carbono iriam naturalmente falsear os resultados. No que diz respeito aos sedimentos amostrados para datação, houve o cuidado, de acordo com as exigências do laboratório, de pesar 200 g de amostra, o que obrigou a que no mesmo local fossem efectuados diversos furos, de forma a retirar com a sonda manual diversos hemicilindros com um comprimento máximo de 10 cm, até perfazer o peso exigido. O objectivo era obter uma idade absoluta e, representativa da profundidade a que foram retirados os sedimentos. Para além de sedimentos, foram igualmente efectuadas datações com base em carbonatos, (conchas) pelo método AMS.

2.4 – Perfis litológicos

Após a medição do conteúdo percentual de cada fracção granulométrica e a consequente identificação das litofácies sedimentares correspondentes às amostras seleccionadas, elaboraram-se novas colunas de sondagem, com o auxílio de um outro programa – o *LogPlot 98* para PC.

Posteriormente, para estabelecer as correlações estratigráficas entre as diferentes colunas de litofácies para cada linha de sondagem, e assim, definir os perfis, (Anexo V-A e V-B) utilizou-se o *software, RockWorks 99* para PC, que permitiu “performances” superiores ao software anteriormente utilizado, o *MacSection* para *Macintosh*.

2.5 – Análise morfoscópica

Com o auxílio de uma lupa binocular *Nikon*, por iluminação sobre fundo negro e despolido, observou-se a fracção granulométrica de sedimentos com dimensão superior a 63 micrómetros (areia). Para poder utilizar esta fracção granulométrica na análise morfoscópica, efectuou-se a separação da fracção superior a 63 micrómetros, por via húmida com o auxílio de um crivo de 4 ϕ (0,0625 mm).

3. Resultados do estudo na zona do canal principal do estuário do Guadiana

3.1 – Granulometria dos sedimentos

Na zona do canal principal do estuário do Guadiana, foram executadas sondagens, com uma profundidade média da ordem dos 5 metros, atingindo-se por vezes, o substrato paleozóico de idade Carbónica. As amostras recolhidas nesta área foram analisadas, permitindo registar uma grande diversidade de litofácies sedimentar, com a ocorrência predominante de siltes argilosos e arenosos, areias siltosas e areia fina, com ou sem conteúdo bioclástico. Devido a esta variação vertical de fácies, em função da profundidade e, tendo em conta, a granulometria, foi definida uma sequência com gradação positiva.

Nas amostras analisadas, registam-se conteúdos percentuais de areia e silte, muito semelhantes. Em resultado dos baixos conteúdos de argila, cujo intervalo de variação se situa entre 1 e 18%, a baixos valores percentuais de areia, correspondem elevados valores percentuais de silte, e vice-versa. Observa-se, para a base da sequência, a tendência, para um acréscimo de areia, onde são de assinalar, valores da ordem dos 70 a 80%. (Quadro II; Fig. 12)

Assim, em termos sedimentológicos, a zona do canal principal do estuário do Guadiana é caracterizada predominantemente pela presença de siltes arenosos e areias siltosas, com baixos conteúdos percentuais de argila. (Fig. 12)

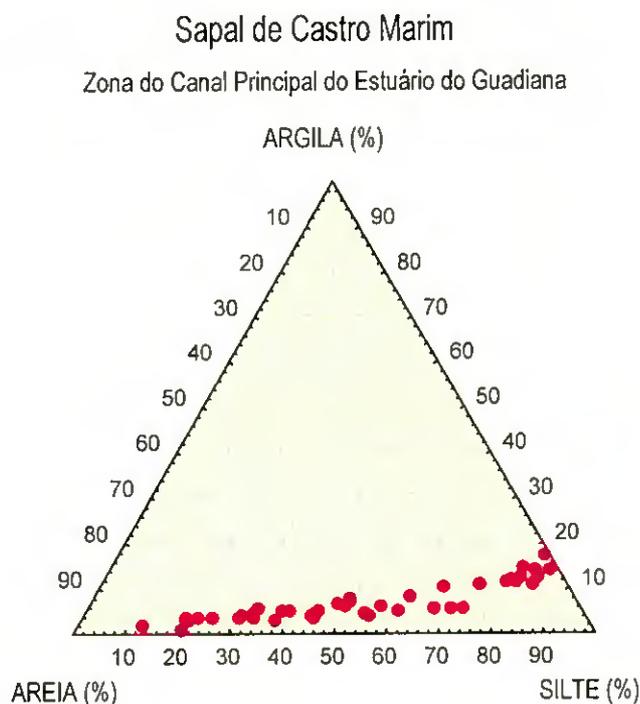


Fig. 12 – Diagrama ternário de projecção dos conteúdos percentuais de areia, silte e argila.

Sapal de Castro Marim

Zona do Canal Principal do Estuário do Guadiana

L. Sond.	Furos	Prof. (cm)	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)
A	A1	100	6.74	82.32	10.94
		205	56	38.65	5.35
		320	66.62	29.91	3.47
		435	63.52	31.7	4.78
	A2	120	8.17	79.27	12.56
		165	11.14	77.15	11.71
		227	77.11	19.95	2.94
		350	50.79	44.02	5.19
	A3	140	10.37	77.67	11.96
		240	45.21	48.47	6.32
		400	86.07	12.17	1.76
	A4	80	1.85	83.88	14.27
		174	46.44	46.96	6.6
		220	43.67	48.89	7.44
		340	76.83	19.4	3.77
	A5	125	4.74	81.29	13.97
165		43.01	48.97	8.02	
245		57.47	37.45	5.08	
B	B1	90	6.7	78.39	14.91
		155	16.99	71.95	11.06
		215	42.21	53.21	4.58
		445	78.79	20.07	1.14

L. Sond.	Furos	Prof. (cm)	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)
	B2	240	66.08	29.76	4.16
	B3	230	61.77	32.45	5.78
	B4	385	51.4	43.73	4.87
C	C1	140	31.47	60.22	8.31
		290	41.54	54.51	3.95
		390	60.11	37.08	2.81
	C2	365	71.49	24.87	3.64
	C3	175	23.66	65.59	10.75
	C5	160	35.17	59.5	5.33
390		37.9	55.7	6.4	
525		63.95	32.35	3.7	
D	D1	100	4.89	82.3	12.81
		475	28.43	66.06	5.51
	D2	245	76.71	20.19	3.1
	D3	215	25.05	69.42	5.53
	D4	265	52.75	43.16	4.09
465		22.73	71.74	5.53	
E	E1	110	9.55	78.89	11.56
		470	52.49	44.02	3.49
	E2	360	74.21	22	3.79
	E3	140	0.94	81.61	17.45

Quadro II - Conteúdos percentuais de areia, silte e argila nas amostras analisadas.

Embora a tendência seja para um acréscimo de areia com a profundidade, é de salientar que, para profundidades menores, ocorrem ocasionalmente, percentagens elevadas de sedimentos da fracção arenosa. A análise do Quadro II permite constatar para os furos: A₂ (227 cm), A₄ (340 cm), B₂ (240 cm), B₃ (230 cm), C₂ (365 cm) e D₂ (245 cm), os valores de : 77,11; 76,83; 66,08; 61,77; 71,49 e 76,71%, respectivamente.

Estes valores percentuais mais elevados de areia, que se registam para menores profundidades, relacionam-se com a existência, embora esporádica, de níveis, com maior ou menor espessura, de sedimentos mais grosseiros. (areia) Constatam-se também, decréscimos pontuais no conteúdo de areia, que traduzem a existência de intercalações centimétricas de material silto-argiloso, que ocorrem no seio de uma fácies mais grosseira.

Assinala-se a tendência para um acentuado acréscimo no diâmetro médio das partículas sedimentares em função da profundidade. O intervalo de variação do diâmetro médio dos grãos situa-se entre 7 e 98 micrómetros e, o intervalo de variação do desvio-padrão está situado entre 12 e 82 micrómetros. (Quadro III)

A distribuição espacial dos pontos representativos de amostras analisadas, permite delimitar (Figs. 13, 14 e 15) duas áreas distintas:

- a **área A**, com maior concentração de pontos, (relacionados com profundidades menores), onde a percentagem de areia apresenta valores percentuais muito baixos, na parte inicial da curva do gráfico. Gradualmente, esses valores aumentam, até uma profundidade da ordem dos 3 metros;
- a **área B**, onde se verifica uma menor concentração de pontos, com valores percentuais de areia que variam entre 22 e 86%, para profundidades superiores a 3 metros.

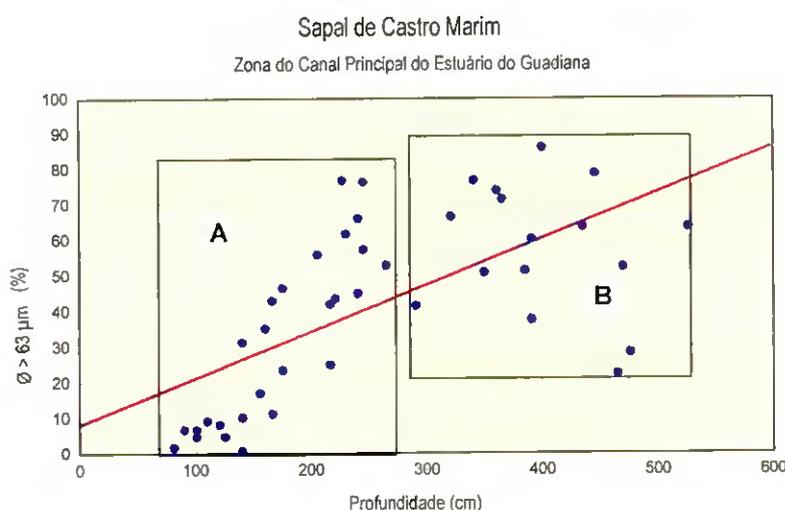


Fig. 13 – Projecção dos valores percentuais de areia em função da profundidade, e delimitação de duas áreas (A, B).

Sapal de Castro Marim
Zona do Canal Principal do Estuário do Guadiana

L. Sond.	Furos	Prof. (cm)	Média (µm)	D. Padrão (µm)	Moda (µm)
A	A1	110	47.51	45.51	2.106
		205	11.57	13.52	93.75
		320	10.07	13.70	187.5
		435	9.48	12.05	187.5
	A2	120	44.05	30.74	2.106
		165	40.06	26.73	2.106
		227	8.09	13.07	187.5
		350	11.49	12.06	187.5
	A3	140	41.70	32.32	2.106
		240	13.89	14.05	93.75
		340	7.29	13.83	187.5
		400	6.75	13.73	187.5
	A4	80	79.43	64.22	2.106
		174	13.45	13.72	187.5
		220	13.22	12.28	187.5
A5	125	64.47	45.51	2.106	
	165	15.67	15.84	93.75	
	245	11.13	12.91	187.5	
B	B1	90	48.17	33.99	2.106
		155	31.67	27.61	2.106
		215	15.58	16.98	93.75
		230	21.96	18.94	187.5
		330	14.96	16.24	187.5
	B2	240	8.88	12.03	187.5
	B3	240	10.00	12.40	187.5
	B4	145	47.84	33.82	2.106
		205	21.86	18.77	93.75
		385	11.47	12.15	187.5
C	C1	140	20.19	18.30	46.9
		290	17.96	21.06	93.75
		390	11.75	16.15	93.75
	C2	120	23.92	18.13	46.9
		200	11.47	12.04	93.75
		365	8.14	12.11	187.5
	C3	175	24.07	17.96	93.75
		160	17.22	15.93	93.75
	C5	390	9.64	11.63	187.5
525		10.00	12.95	187.5	
100		57.08	43.23	2.106	
D	D1	200	24.08	18.00	93.75
		235	17.27	15.89	93.75
		475	20.51	18.34	93.75
		520	11.96	13.55	187.5
		50	79.89	64.45	2.106
	D2	100	64.89	45.89	2.106
		245	8.02	12.93	187.5
	D3	215	22.04	18.06	23.45
	D4	265	11.98	13.56	187.5
		465	24.18	22.06	46.9
	E	E1	110	41.61	30.97
330			24.25	18.13	93.75
393			15.67	17.15	93.75
470			13.50	15.41	93.75
E2		300	8.46	12.95	187.5
		155	31.78	27.86	93.75
E3		370	17.15	15.78	93.75
		440	10.27	12.36	93.75
E4		140	98.23	82.86	2.106

Quadro III - Parâmetros estatísticos (média, desvio padrão e moda) dos sedimentos amostrados

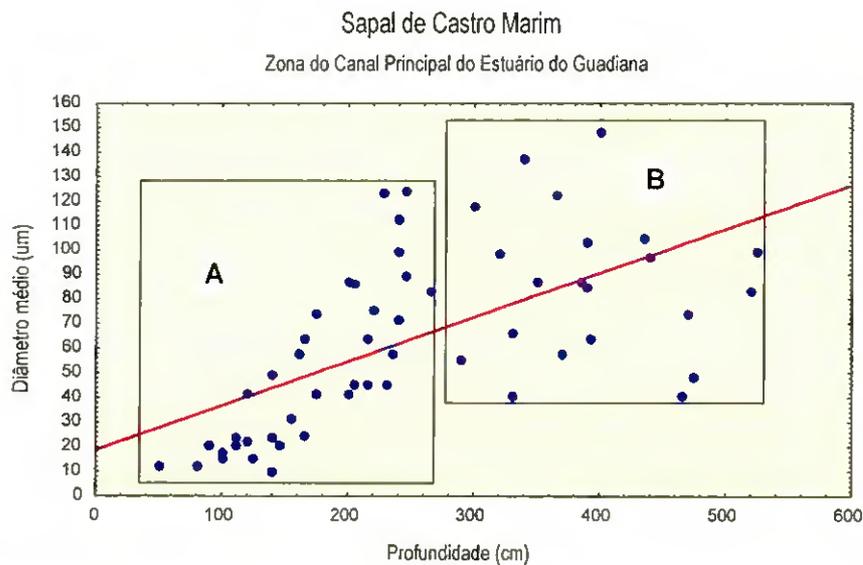


Fig. 14 – Projecção dos valores do diâmetro médio das granulometrias em função da profundidade e delimitação de duas áreas (A, B).

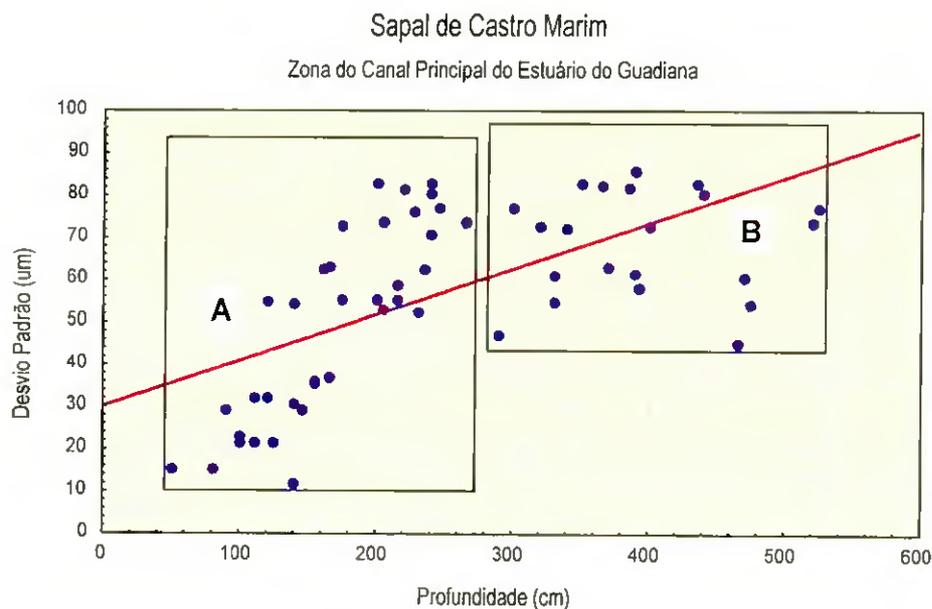


Fig. 15 – Projecção dos valores do desvio padrão em função da profundidade e delimitação de duas áreas (A,B).

Estas duas áreas do gráfico representarão duas zonas paleoambientais distintas, A e B. A zona A, traduz uma fase de maior energia associada ao sistema, com eventos de migração do canal da planície intertidal e conseqüente acreção lateral de barras arenosas. A zona B traduz uma fase de menor energia, com instalação de mantos de vegetação halófitas com o natural incremento da acreção vertical de sedimentos da fracção silto-argilosa.

Procedeu-se ao agrupamento dos dados (granulometrias dos sedimentos amostrados) em estudo, por classes ou intervalos. Foram criadas nove classes. Estas foram as seguintes:

- 0,00 – 0,313 μm ;
- 0,313 – 3,90 μm ;
- 3,90 – 7,80 μm ;
- 7,80 – 15,60 μm ;
- 15,60 – 31,30 μm ;
- 31,30 – 62,50 μm ;
- 62,50 – 125,0 μm ;
- 125,0 – 250,0 μm ;
- 250,0 – 300,0 μm .

Tendo em conta os valores obtidos para a moda, (Quadro III) obtiveram-se frequências relativas para cada classe. (Quadro IV)

Confirma-se através da projecção das frequências relativas que a distribuição dos sedimentos amostrados é bimodal. (Fig. 16)

Classes (μm)	(%)
0,00 – 0,313	0,00
0,313 – 3,90	24,14
3,90 – 7,80	0,00
7,80 – 15,60	0,00
15,60 – 31,30	1,72
31,30 – 62,50	5,17
62,50 – 125,0	32,76
125,0 – 250,0	36,21
250,0 – 300,0	0,00

Quadro IV – Frequências relativas para as classes granulométricas.

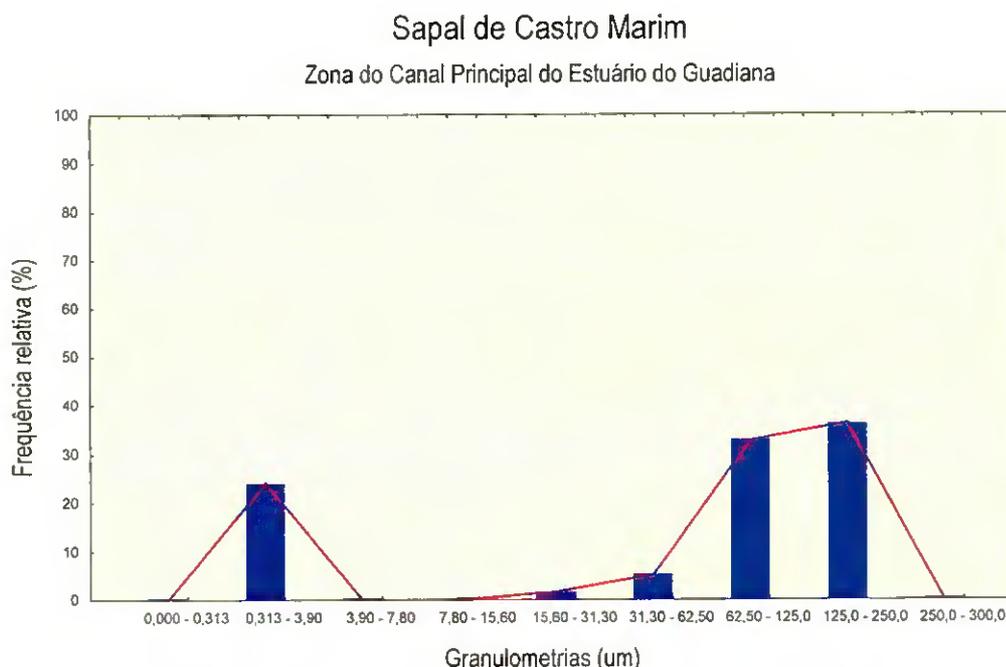


Fig. 16 – Projecção dos valores de frequência relativa das classes granulométricas.

3.2 – Identificação da fauna existente nos sedimentos

Do topo para a base da sequência, é de registar a ocorrência de fragmentos de conchas, dispersos (*Tapes decussatus*, *Cerastoderma edule*) bem como, conchas inteiras, em posição de vida. Ocasionalmente, existem níveis com concentrações mais elevadas de conchas (*Tapes decussatus*, *Cerastoderma edule*) em posição pós-morte, associadas a intercalações de material mais grosseiro (areia fina a média). (Anexo VI)

3.3 – Conteúdos percentuais de carbono orgânico

Na zona do canal principal do estuário do Guadiana, regista-se ao nível da sequência com gradação positiva uma grande variação no conteúdo de matéria orgânica. Assim, o topo da sequência, é caracterizado pela presença inicial de um solo antropizado, em consequência de práticas agrícolas e pastagem. O solo antropizado assenta sobre uma argila de coloração esverdeada onde os restos orgânicos (raízes, caules e rizomas de plantas) em concentrações elevadas, se apresentam num estado de decomposição parcial. Este aumenta com a profundidade. É notoriamente superior na transição para um solo silto-argiloso mais escuro (cinzento escuro a negro) no seio da qual apenas existem restos orgânicos muito oxidados, em que as raízes, caules e rizomas, perderam a sua identidade, com a ocorrência de matéria orgânica humificada, geralmente, de coloração negra. (Santos, A., Boski, T., 1999, 2000)

A zona do canal principal do estuário do Guadiana, representa um ambiente de planície intertidal. De acordo com Reineck *et al.*, 1986, estes ambientes são recortados por canais de maré, com aspecto meandriforme, em cuja parte convexa, se acumulam barras arenosas.

Tendo em conta esta evidência, é de admitir, numa fase inicial, o preenchimento sedimentar da planície intertidal através de um processo de acreção lateral de barras arenosas. Por razões óbvias, é difícil estabelecer uma escala temporal fidedigna para este processo. Assim, não parece apropriado utilizar como parâmetro, a taxa de sedimentação, uma vez que esta pressupõe a ocorrência de uma acreção predominantemente vertical. Não faz igualmente sentido, usar um outro parâmetro, a taxa de acumulação de carbono orgânico, já que este se relaciona com aquele. (Sampei *et al.*, 1997) Optou-se então, pelo parâmetro: carbono orgânico percentual, (Corg. (%)) a fim de registar diferencialmente as variações do carbono orgânico. (Quadro V)

A grande abundância de restos orgânicos vegetais parcialmente decompostos, para o topo da sequência, traduz valores percentuais mais elevados de carbono orgânico, o que pode ser constatado pela análise do Quadro V. Registam-se de igual modo, valores mais elevados de carbono orgânico em amostras que foram recolhidas nos furos: A₁; B₁; C₁; D₁ e E₁.

É de assinalar também, a tendência para uma diminuição do conteúdo percentual de carbono orgânico para médias granulométricas maiores. (Fig. 17) Assim, a correlação entre estes dois parâmetros é negativa.

Estabeleceu-se uma relação entre a dimensão do grão e a retenção de carbono orgânico nos sedimentos, pela projecção gráfica do carbono orgânico percentual em função da granulometria. Confirmou-se que o procedimento a adoptar seria subdividir as populações de grãos em classes granulométricas de 10 micrómetros e proceder a uma série de projecções que permitissem estabelecer a relação entre o conteúdo percentual de sedimentos acumulados dentro dessa classe e o carbono orgânico.

Nas várias projecções obtidas, determinou-se a classe granulométrica correspondente a uma granulometria crítica, a partir da qual, o carbono orgânico, revela uma tendência diferenciada para acréscimo ou decréscimo. A granulometria crítica para o carbono orgânico verificou-se, na classe granulométrica, 0-70 micrómetros. (Fig. 18)

Assim, é de assinalar para percentagens superiores a 60, na fracção inferior a 70 micrómetros, um claro aumento do conteúdo percentual de carbono orgânico.

Sapal de Castro Marim
Zona do Canal Principal do Estuário do Guadiana

L. Sond.	Furos	Prof. (cm)	C. Org. (%)
A	A1	100	1.499
		165	1.764
		210	1.214
		320	0.904
		435	0.845
	A2	120	1.827
		165	1.867
		227	0.535
		350	0.322
	A3	140	0.949
		170	0.678
		240	0.997
		400	0.256
	A4	80	0.441
		174	0.973
		220	0.708
		340	0.207
A5	125	1.199	
	165	1.095	
	205	0.937	
	245	0.775	
B1	90	1.451	
	155	1.507	
	215	2.124	
	445	0.852	

L. Sond.	Furos	Prof. (cm)	C. Org. (%)
B	B2	150	0.452
		240	0.114
	B3	130	0.343
		230	0.393
	B4	145	1.629
205		1.266	
385		0.258	
B5	85	0.549	
C	C1	140	2.408
		290	1.488
		390	1.162
	C2	120	0.527
		200	0.317
		365	0.095
	C3	100	0.365
		175	1.475
		355	0.204
	C4	135	0.356
		230	1.399
		255	0.609
	C5	130	0.845
160		1.422	
390		1.291	
525		3.126	
D1	100	1.294	

L. Sond.	Furos	Prof. (cm)	C. Org. (%)
D	D1	200	1.149
		235	1.454
		475	1.819
		520	2.499
	D2	50	0.698
		100	0.421
		245	0.215
	D3	215	0.27
	D4	90	
		135	0.59
		185	
		265	1.124
		465	
D5	50	0.347	
	145	0.535	
E	E1	110	1.453
		330	1.756
		393	1.862
	E2	470	0.786
		215	0.313
	E3	360	0.263
		155	0.683
		370	2.597
		440	0.238

Quadro V - Conteúdos percentuais de carbono orgânico nas amostras analisadas.

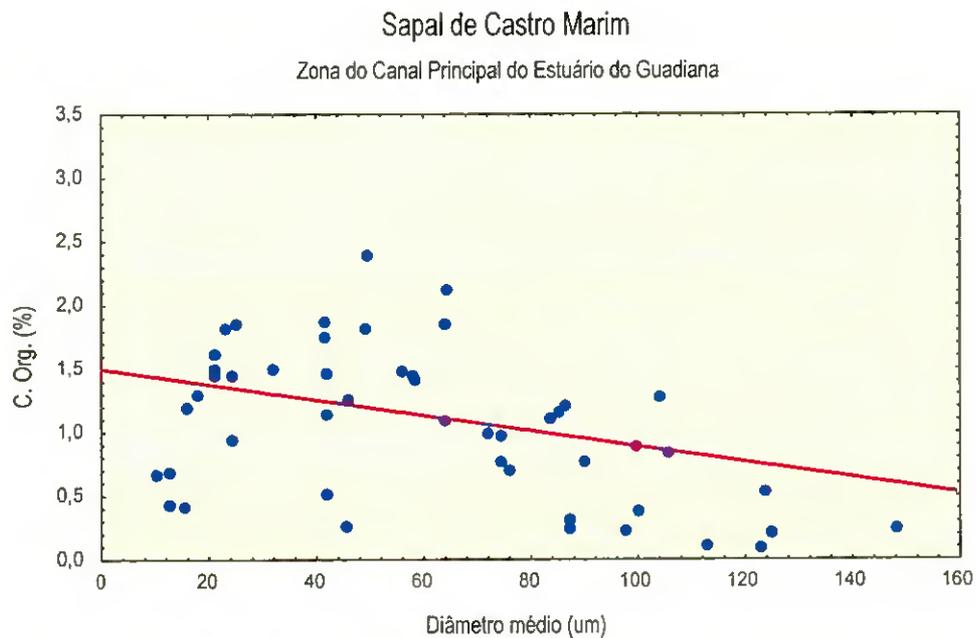


Fig. 17 – Relação do conteúdo percentual de carbono orgânico em função do diâmetro médio das partículas.

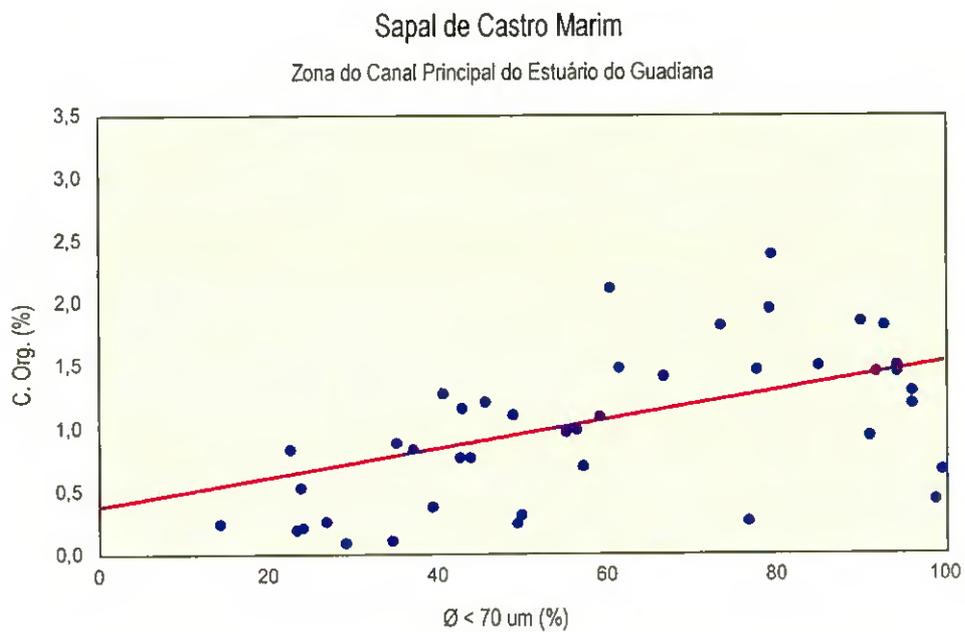


Fig. 18 – Relação entre o conteúdo percentual de carbono orgânico e a percentagem da fracção inferior a 70 micrómetros.

3.4 – Datações

As datações obtidas, (Quadro VI) referem idades de radiocarbono convencionais ou seja “anos antes do presente” (anos BP), considerando o presente 1950 AD (depois de Cristo).

Assim, para a zona do canal principal do estuário do Guadiana, foram recolhidos testemunhos numa mesma linha de sondagem, a D. Aos 520 cm foram amostrados 200 g de sedimentos no furo D₅, mais próximo do canal estuarino principal do rio Guadiana, aos quais se atribuiu a idade de 640 ± 70 anos BP. No entanto, para sedimentos amostrados aos 180 cm, no furo D₁, naturalmente mais afastado do rio Guadiana, atribuiu-se a idade de 590 ± 80 anos BP.

Sapal de Castro Marim	Zona do Canal Principal do Estuário do Guadiana	
Furo (Ref ^a)	CM ₁ D ₁	CM ₁ D ₅
Profundidade (cm)	520	180
Material datado	Sedimentos	Sedimentos
Método de tratamento	Radiometria β	Radiometria β
Idade (anos BP)	640 ± 70	590 ± 80

Quadro VI – Datações de material sedimentar amostrado.

3.5 – Análise morfoscópica

Com o auxílio de uma lupa binocular *Nikon*, por iluminação sobre fundo negro e despolido, observou-se a fracção granulométrica de sedimentos com dimensão superior a 63 micrómetros (areia) constatando-se uma grande abundância de grãos de quartzo com um valor superior a 80%, reflexo de uma elevada maturidade textural do sedimento e também uma forte componente micácea, cerca de 10%, com a presença de uma concentração apreciável de palhetas de moscovite, alguma biotite e clorite .

O quartzo é na sua maioria hialino (85 a 90%) encontrando-se igualmente quartzo leitoso e pequenas percentagens de quartzo citrino e fumado.

Para além do quartzo e micas, detectou-se a presença, em menores percentagens, de feldspato branco e róseo, pequenos fragmentos de xisto moscovítico e de quartzito. Também foram detectados minerais pesados, tais como anfíbulas e piroxenas, em pequenas percentagens, da ordem de 1 a 2%.

Analisando o contexto geológico, em que se integra a bacia hidrográfica do Guadiana, não será muito difícil prever que tipos de minerais e fragmentos rochosos podemos encontrar nesta zona de preenchimento sedimentar no troço terminal do estuário do Guadiana.

O material rochoso no qual o estuário do rio Guadiana se encontra entrincheirado é constituído por xistos, quartzitos e grauvaques. Segundo Costa (1950) os grauvaques são rochas constituídas por quartzo e feldspato, além de pequenos fragmentos arredondados ou angulosos de xistos argilosos, ardósias, sílex, quartzitos, granitos, etc. Os quartzitos são formados essencialmente por grãos finos de quartzo fortemente unidos. Além de quartzo, muitos quartzitos contêm proporção variável de outros minerais que, ou são grãos detríticos (principalmente feldspato), ou novos minerais formados por metamorfização do cimento (argiloso, calcário, etc.) do grés de que derivam. Entre os mais vulgarmente visíveis macroscopicamente contam-se a moscovite e a biotite.

Assim, a presença destas litologias pode naturalmente explicar a existência entre os sedimentos, de minerais tais como: o quartzo, o feldspato, a biotite e a moscovite, para além de fragmentos de quartzito e xisto. No que diz respeito, à moscovite e ao quartzo, a abundância que se regista nos sedimentos, sendo que as palhetas de moscovite são claramente observáveis à vista desarmada quando se procede à recolha de testemunhos com a sonda, fica a dever-se à elevada resistência que estes minerais têm relativamente à meteorização química.

No entanto, há outras fontes prováveis de fornecimento de quartzo, feldspato e micas (moscovite e biotite). A bacia hidrográfica do Guadiana integra-se de igual modo em zonas do maciço hespérico – Zona Centro-Ibérica e Zona de Ossa-Morena – onde são de registar a existência de corpos graníticos. Os granitos são importantes fontes de abastecimento de quartzo, já que os feldspatos e a biotite são facilmente meteorizados por processos de hidrólise, em minerais de argila, enquanto que o quartzo subsiste dada a sua resistência à alteração química.

Há que considerar também o importante contributo que as arcoses, uma das fácies predominantes da Bacia Terciária do Guadiana, (Fig. 7) poderão dar, já que são grés formados por cimentação de areias graníticas ou gnaissicas e compostos essencialmente, por grãos de quartzo, feldspato e mica.

Outro conjunto de rochas ocorrentes na bacia hidrográfica do Guadiana são as metamórficas. Entre os minerais mais importantes destas rochas encontram-se o quartzo, feldspato, micas, anfíbulas e piroxenas. Na realidade, uma das características da Zona Centro-Ibérica e Zona de Ossa-Morena é o

metamorfismo de elevado grau e metamorfismo regional, respectivamente. Ainda outro aspecto a considerar prende-se com o grande relevo que o vulcanismo ácido e máfico assume na Faixa Piritosa (Zona Sul-Portuguesa), (Teixeira, 1981) fonte importante de fornecimento de anfíbulas e piroxenas, o que pode explicar a presença destes minerais nos sedimentos analisados. Contudo, as suas percentagens são muito baixas, tendo em conta a elevada vulnerabilidade daqueles minerais à meteorização química, nomeadamente, a processos de oxidação do ferro e do magnésio.

Ainda, há que considerar no caso, dos minerais ferro-magnesianos (anfíbulas e piroxenas) uma fonte relativamente próxima de abastecimento, já que minerais provenientes de áreas de abastecimento mais afastadas, teriam menor probabilidade de atingir o troço terminal do estuário do Guadiana.

Tendo em conta a tabela de Pettijohn (1975) *in* Friedman e Sanders (1978) os grãos de quartzo foram avaliados quanto às classes, verificando-se que a maior parte dos grãos eram subangulosos (80 a 90%) sendo o restante, grãos arredondados e subarredondados (10 a 20%) e brilhantes.

Este último aspecto, a presença de grãos arredondados e subarredondados de quartzo, em pequena percentagem, realça uma outra importante fonte de fornecimento de sedimentos para o preenchimento do troço terminal do estuário do Guadiana, que se relaciona com a contribuição marinha.

3.5 – Perfis litológicos

Tendo em conta o perfil da zona do canal principal do estuário do Guadiana, (Fig. 19) são de destacar, em resumo, os seguintes aspectos:

- a presença de uma sequência com gradação positiva, isto é, com sedimentos mais grosseiros para a base, e ocasionalmente com material bioclástico (conchas);
- existência de um canal, parcial ou totalmente representado, e colmatado com sedimentos sucessivamente mais finos;
- barra arenosa na parte convexa do canal meandrante, sobre a qual se depositaram sedimentos mais finos, durante a elevação do caudal, em situação de cheia e/ou marés vivas, com mobilização lateral dos sedimentos;
- controlo estrutural a poente, na planície intertidal, exercido pelo substrato rochoso, de idade Carbónica, forçando a migração do canal meandrante para nascente;
- interdigitação dos sedimentos depositados na planície intertidal/sapal, com os sedimentos depositados pelo canal estuarino do rio Guadiana;

- cobertura da planície intertidal por sedimentos finos silto-argilosos, incrementada pela instalação de manchas de vegetação halófitas;
- camada superior de solo silto-argiloso antropizado.

Sapal de Castro Marim – Zona do Canal Principal do Estuário do Guadiana (Linha de sondagem B)

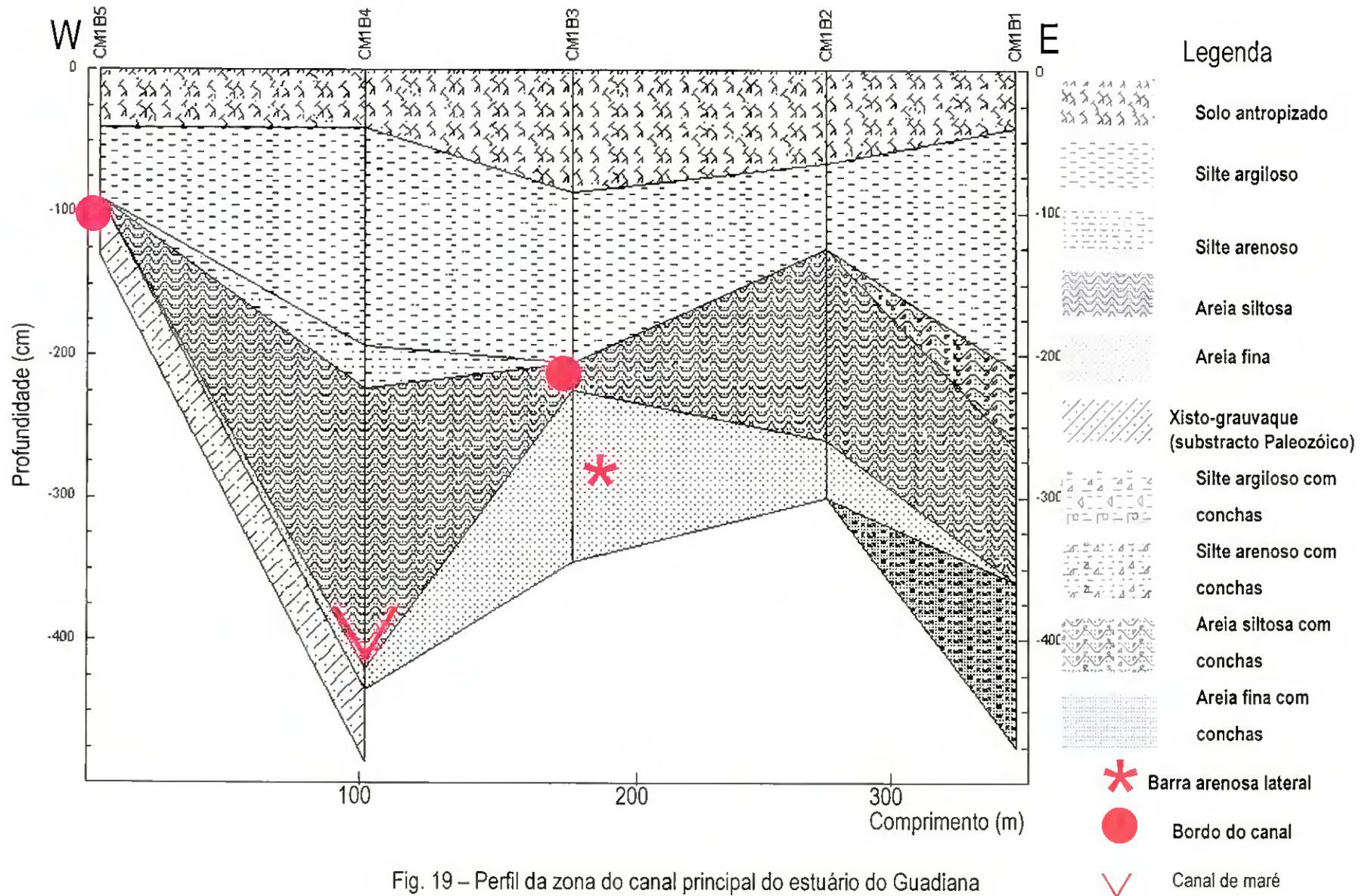


Fig. 19 – Perfil da zona do canal principal do estuário do Guadiana

4 – Ambiente sedimentar na zona do canal principal do estuário do Guadiana

4.1 – Evolução da fisiografia da área de referência

A zona do canal principal do estuário do Guadiana, ocupada por sapal, situada no troço terminal do estuário do Guadiana, apresenta no seu interior um dispositivo de drenagem com muitas semelhanças geométricas relativamente aos sistemas fluviais meandriformes. Frey e Basan, (1978) interpretam esta semelhança como consequência do predomínio de uma das fases de maré, em que a circulação é dominada, a longo prazo, por um carácter unidireccional, à semelhança do que ocorre nas planícies aluviais.

Nos sistemas fluviais meandriformes é comum a existência de “point-bars” ou barras laterais arenosas, que se desenvolvem na parte convexa dos canais em processo de meandrização. As barras arenosas representam eventos de migração do canal. (Boski, *et al*, 1998)

De acordo com os perfis elaborados, (Anexo V-A – Figs. 20-24) registam-se na planície intertidal, adjacente ao troço terminal do canal estuarino principal do rio Guadiana, canais em sobreposição às barras laterais arenosas que, foram posteriormente preenchidos com sedimentos, dando lugar a sequências com gradação positiva.

Mais para jusante, certamente com implicações no preenchimento sedimentar da planície intertidal, temos de considerar a migração da barra do Guadiana. Esta migração resultou da progradação do que outrora era uma simples ilha-barreira e que mais tarde veio a tornar-se a flecha litoral de Monte Gordo. Esta protegia uma área ocupada por sapal, da acção directa das ondas, sendo drenada por canais, cuja dinâmica estava relacionada essencialmente com as marés. Assim, a maior ou menor energia injectada pelas correntes de maré, era o reflexo das condições hidrodinâmicas do sector costeiro adjacente.

Por conseguinte, o conteúdo percentual mais elevado da fracção silto-argilosa e mais baixo da fracção arenosa, que se verifica para o topo da sequência, pode ser interpretado, como consequência de uma maior distância da planície intertidal à barra do Guadiana. (Pejrup, 1988)

O afastamento progressivo para sudeste da barra do Guadiana, contribuiu para uma diminuição da energia associada às correntes de maré, devido ao incremento do atrito com os fundos. Por sua vez, o decréscimo do hidrodinamismo das correntes de maré dificultou a mobilização de sedimentos arenosos acumulados em situações de cheia na porção terminal do estuário do Guadiana, para os canais no interior das áreas ocupadas por sapal.

Com a menor transferência de energia para o interior da zona do canal principal do estuário do Guadiana, por decréscimo na velocidade das correntes

de maré, é natural que se verificasse um acréscimo de sedimentos finos. (Long *et al.*, 1996)

Por conseguinte, regista-se uma variação vertical de fácies com o progressivo decréscimo percentual de sedimentos arenosos, para o topo da sequência. No entanto, regista-se igualmente uma variação lateral de fácies.

Em resultado da análise dos perfis obtidos a partir dos furos efectuados nas diversas linhas de sondagem, (Anexo V-A – Figs. 20-24) a variação lateral de fácies é materializada pela existência de dois ambientes diferenciados de sedimentação, um correspondente ao canal estuarino do rio Guadiana, situado a nascente, e outro, à planície intertidal/sapal sulcada por um canal, a partir do qual, se processou uma sedimentação constituída essencialmente pela acreção lateral de barras arenosas.

Assim, a transição lateral entre os dois ambientes de sedimentação é marcada pela interdigitação dos sedimentos, em consequência do transbordo das margens e mobilização lateral de sedimentos (Santos, A. *et al.*, 1999, 2000), quer do canal activo da planície intertidal, quer do canal estuarino principal do rio Guadiana.

Com a diminuição da profundidade do canal, o padrão de circulação das águas altera-se, passando a existir uma uniformidade lateral no gradiente energético, materializado pela monotonia da fácies sedimentar, traduzida pela presença solitária de um sedimento silto-argiloso.

A acumulação de sedimentos finos (fracção silto-argilosa), em canais definidos em barras arenosas, criou as condições para a instalação de manchas de vegetação halófito pioneira. A implantação da vegetação halófito, ocorreu preferencialmente nos bordos do canal de maré, da planície intertidal, (Anexo V-A) onde se verifica a intersecção dos dois ambientes de sedimentação, marcada pela interdigitação sedimentar.

Os pontos de intersecção, correspondentes à bordadura do canal de maré, terão constituído locais ideais para a instalação de núcleos de vegetação halófito e a consequente irradiação a toda a planície intertidal. Estes locais não eram mais do que zonas de baixa energia e consequentemente, menor mobilidade do sedimento, indispensável à fixação de uma vegetação halófito pioneira. Por sua vez, esta potenciou a deposição de sedimentos finos, adicionando ao substrato, os nutrientes orgânicos indispensáveis à implantação da vegetação halófito secundária. Assim, pequenos relevos onde esta estava instalada, actuaram como pólos preferenciais para a deposição de sedimentos finos. Assim, as barras arenosas, actuaram como importantes núcleos topográficos para a implantação da vegetação halófito.

4.2 – Componentes minerais e bioclásticos dos sedimentos

Os perfis elaborados (Anexo V-A – Figs. 20-24) confirmam a existência de uma sequência com gradação positiva. Assim, os sedimentos são – progressivamente mais finos da base para o topo. Ocorrem para a base, areias

finas, areias siltosas e siltes arenosos, enquanto para o topo, predominam os siltes argilosos.

Não obstante, verificar-se que a tendência é para um decréscimo na granulometria dos sedimentos, da base para o topo da sequência, verificam-se para menores profundidades, valores percentuais mais elevados de areia. (Quadro II) Estes estão relacionados com a existência, embora esporádica, de níveis, com maior ou menor espessura, de sedimentos da fracção arenosa.

Constatam-se também, decréscimos pontuais no conteúdo de areia, para a base da sequência, devido à existência de intercalações milimétricas a centimétricas de material silto-argiloso, que ocorrem no seio de uma fácies arenosa.

A ocorrência ocasional de percentagens mais elevadas em areia, para o topo da sequência e decréscimos pontuais no conteúdo de areia, para a base da sequência, constitui o reflexo de oscilações energéticas. Estas induzem alterações nas condições hidrodinâmicas do meio, no sistema de drenagem da planície intertidal, dependendo do maior ou menor imputo de energia. A presença de intercalações arenosas, a que se associam bioclastos, (em posição pós-morte) por vezes, maioritariamente, materializam episódios energeticamente mais elevados.

As oscilações energéticas, anteriormente referidas, são claramente observáveis, através das curvas dos gráficos onde se estabelecem correlações entre o conteúdo percentual de areia (>63 μ m) / profundidade, diâmetro médio dos grãos / profundidade e desvio padrão / profundidade. (Figs. 13, 14 e 15).

A relação entre os índices energéticos do ambiente deposicional e as dimensões das partículas tem sido referida por diversos autores. Segundo Griffiths (1967) o tamanho do grão e a calibração são hidraulicamente controladas, e podem ser correlacionadas positivamente com a energia do ambiente e o grau de processamento do sedimento. Também, Baeteman, *et al.*, (1998), referem que a diferença no tamanho do grão é o reflexo de uma importante alteração nas condições hidráulicas. Ainda, Morales (1994) refere a relação que a fina textura dos sedimentos tem com os baixos níveis de energia do meio, devido à baixa velocidade com que a água inunda o sapal, tendo em conta o efeito amortecedor que as plantas exercem.

Em termos de calibração, os sedimentos analisados na zona do canal principal do estuário do Guadiana, revelaram ser muito mal calibrados a extremamente mal calibrados, (Quadro VII) de acordo com a classificação de Folk e Ward (1957), que se relaciona com os valores do desvio padrão. Fazendo a conversão dos valores do desvio padrão, (Quadro III) para a escala ϕ , usando a fórmula $\phi = -\log_2 d$, sendo d os valores do desvio padrão em micrómetros, verifica-se que alguns valores do desvio padrão se situam entre 2.0 e 4.0 ϕ e outros valores são superiores a 4.0 ϕ .

Desvio padrão (σ)	Calibração
$\sigma < 0.35$	Muito bem calibrada
$0.35 \leq \sigma < 0.5$	Bem calibrada
$0.5 \leq \sigma < 0.71$	Moderadamente bem calibrada
$0.71 \leq \sigma < 1.0$	Moderadamente calibrada
$1.0 \leq \sigma < 2.0$	Mal calibrada
$2.0 \leq \sigma < 4.0$	Muito mal calibrada
$\sigma \geq 4.0$	Extremamente mal calibrada

Quadro VII – Classificação qualitativa da calibração em função dos valores do desvio padrão, de acordo com Folk e Ward (1957).

A classificação da calibração dos sedimentos, segundo Folk e Ward (1957) indicia as constantes oscilações energéticas que o meio deposicional sofreu.

Tendo em conta, as características decorrentes da análise morfoscóica dos grãos é fundamental considerar duas fontes detríticas, no fornecimento de sedimentos ao troço terminal do estuário do Guadiana, a marinha e fluvial.

A mera observação visual, da componente detrítica mais grosseira (areia) permite constatar uma grande abundância de moscovite, com percentagens da ordem dos 10%, o que naturalmente indica uma origem fluvial.

A análise à lupa binocular, permitiu constatar a presença, ainda que vestigial, de outros minerais, tais como feldspatos, pequenos fragmentos rochosos de xisto moscovítico, quartzito, palhetas de moscovite e, ainda, minerais pesados (anfíbulas e piroxenas) o que mais uma vez indica o transporte de áreas a montante do troço terminal do estuário do Guadiana, para o interior da área ocupada por sapal.

No que diz respeito à contribuição marinha, verifica-se uma presença discreta de grãos bem arredondados e subarredondados, de acordo com a classificação de M.C.Powers (1953) *in* Friedman e Sanders (1978) e, frequentemente brilhantes, o que claramente indica um elevado grau de retrabalhamento pelo mar e posterior transporte pelas correntes de maré, desde o sector costeiro adjacente.

Assim, é de registar uma miscigenação sedimentar, com um predomínio da alimentação fluvial, marcada neste caso, não só pela presença de elementos minerais e rochosos, mas também, pelo baixo grau de arredondamento ou elevada angulosidade dos sedimentos.

As súbitas alterações das condições hidrodinâmicas do meio, materializadas pela alternância de sedimentos mais finos e grosseiros, são o resultado de duas situações:

- alterações energéticas do meio produzidas pela alternância de marés vivas e mortas; (Pendón *et al.*, 1997)

- correntes fracas que ocorrem durante o ciclo de maré, pois o período de enchente é acompanhado de diminuição no hidrodinamismo, uma vez que se está na presença de duas correntes (marinha e fluvial) de sinal contrário que se amortecem mutuamente. Por outro lado, a estagnação da onda de maré no final da enchente e da vazante associam-se a esta situação. (Dinis, 1996)

O preenchimento da planície intertidal, por sedimentos sucessivamente mais finos, da base para o topo da sequência, resulta da conjugação de três factores:

- 1) migração da barra do Guadiana, como local de transferência de energia e da componente detrítica arenosa para o sistema de drenagem no interior das áreas ocupadas por sapal;
- 2) povoamento da planície intertidal, pela flora halófitas, que teria então condições de se fixar a um substrato com menor mobilidade, promovendo por sua vez uma sedimentação silto-argilosa;
- 3) elevação altimétrica da planície intertidal, devido à acreção vertical operada na superfície do sapal e consequente diminuição da diferença de potencial e menor aporte de sedimentos da fracção arenosa.

A sucessiva acumulação de sedimentos finos, contribuiu para a elevação altimétrica da superfície do sapal. Esta e a junção das diversas manchas de sapal, contribuíram para a perda de identidade dos relevos originais.

A acreção vertical, promovida pelas sucessivas fases de instalação da flora halófitas, e a consequente elevação altimétrica do sapal altera inevitavelmente o gradiente energético no sistema incrementando a deposição de sedimentos finos. O canal, observável através dos perfis, (Anexo V-A – Figs. 20-24) sofre então um processo de colmatação sedimentar e inactivação.

Neste processo de colmatação sedimentar, assumem importância não só os sedimentos de diferentes granulometrias, mas também, o material bioclástico, representado por conchas e fragmentos de conchas. (*Tapes decussatus*, *Cerastoderme edule*) Na base da sequência, verifica-se que as barras arenosas, apresentam ocasionalmente, conforme revelado pelos perfis A, D e E, (Figs. 20,23,24) conchas, com predominância da espécie, *Tapes decussatus*. Estas encontram-se distribuídas no seio ou em sobreposição às barras arenosas. Na fracção arenosa, as conchas estão dispersas, em posição de vida, com as duas valvas. Esta situação sugere que o substrato foi colonizado, em períodos de submersão (períodos de cheia e/ou marés vivas) das barras.

Para o topo da sequência e nomeadamente nas fácies silto-argilosa, silto-arenosa e areno-siltosa, as conchas encontram-se dispersas. No entanto,

ocorrem esporadicamente intercalações que são uma amálgama de material arenoso mais grosseiro (areia média) com abundância de material bioclástico (conchas com uma só valva). (Quadro VIII) Estas parecem ser o componente maioritário. Esta situação revela a afectação do local por episódios de elevada energia ou momentos pontuais de elevado hidrodinamismo, associado às correntes de maré, na sequência de temporais no sector costeiro adjacente.

Ainda, para o topo da sequência, assinala-se uma alteração do gradiente energético, marcada pela inexistência de conchas e de material mais grosseiro para profundidades menores, da ordem dos 2 metros. Por último, para profundidades, em média, menores do que 2 metros, verifica-se uma total ausência de material bioclástico, o que indicia claramente a perda da capacidade de transporte das correntes de maré, dado que ao material bioclástico, geralmente se associam sedimentos mais grosseiros (fracção arenosa) na área em consideração.

4.3 – Evolução dos conteúdos de carbono orgânico nos sedimentos

Um solo antropizado com maior ou menor espessura e com grande abundância de restos vegetais em decomposição, é um dos aspectos característicos que resulta da análise dos perfis. (Anexo V-A) Para além do solo antropizado, regista-se a presença de um solo silto-argiloso de coloração esverdeada, com particular abundância de restos orgânicos vegetais incompletamente degradados. A degradação aumenta com a profundidade. É notoriamente superior na transição para um solo silto-argiloso mais escuro (cinzento escuro a negro) no seio do qual apenas existem restos orgânicos muito oxidados, (matéria orgânica humificada) em que as raízes, caules e rizomas, perderam a sua identidade.

Assim, a observação atenta dos testemunhos recolhidos nas sondagens efectuadas, permite assinalar uma diferenciação qualitativa da matéria orgânica existente. Para o topo da sequência, ocorrem concentrações mais elevadas de restos vegetais em decomposição, enquanto que para a base, é notória a presença de matéria orgânica disseminada, geralmente, de coloração negra. (Santos, A. *et al.*, 1999, 2000) Obviamente, a maior ou menor concentração de matéria orgânica, traduz-se na maior ou menor percentagem de carbono orgânico nos sedimentos.

No Quadro V registam-se duas situações:

1 – verifica-se, em alguns furos efectuados, (A₁, A₂, A₃, A₄, A₅, B₁, B₄, C₁, C₂, C₃, C₄, D₂, E₁, E₂ e E₃) um decréscimo gradual do conteúdo percentual de carbono orgânico em função da profundidade;

2 – nos furos, C₅ e D₁, regista-se um acréscimo de carbono orgânico em função da profundidade.

Furos	Profundidade (cm)
A5	335 - 345
	350 - 360
B1	208 - 217
	225 - 232
	420 - 425
C4	264 - 270
C5	265 - 290
	325 - 330
	485 - 495
	550 - 560
E1	245 - 250
	563 - 570
E3	355 - 372
	380 - 385

Quadro VIII – Níveis de conchas detectados em diversos furos de sondagem da zona do canal principal do estuário do Guadiana.

A ocorrência de uma particular abundância de restos vegetais em decomposição, no topo da sequência (até uma profundidade média da ordem dos 200 cm), explica porque o conteúdo percentual de carbono orgânico, regista valores mais elevados.

Tendo em conta, o decréscimo percentual do carbono orgânico, (Quadro V) em função da profundidade, e a definição de uma sequência com gradação positiva (percentagens mais elevadas de sedimentos da fracção arenosa, para a base) confirma-se uma correlação negativa entre as dimensões granulométricas do grão e o teor em carbono orgânico.

Alguns autores (Zeff, 1988; Andrade, 1990; Pendón *et al.*, 1997; Anton *et al.*, 1993) têm referido para as zonas ocupadas por sapal, a íntima associação entre granularidades mais finas e concentrações mais elevadas de matéria orgânica. De facto, verifica-se que, para diâmetros médios menores e

menores conteúdos percentuais da fracção arenosa, o teor em carbono orgânico é mais elevado. (Figs. 17 e 18)

Confirma-se que, para percentagens elevadas dentro da fracção granulométrica inferior a 70 micrómetros as percentagens de carbono orgânico são mais elevadas. (Fig. 18)

Segundo Keil *et al.*, (1998) e Ransom *et al.*, (1998) in Pedro, P *et al.*, (2001) parece haver uma relação íntima entre a quantidade de matéria orgânica (fonte de carbono orgânico) e a quantidade de minerais com elevada superfície específica, como é o caso das argilas. Rosnay (1990) refere o importante papel das argilas no posicionamento das moléculas, cujos grupos funcionais reagindo entre si, permitem a formação de longas cadeias moleculares, associadas à matéria orgânica. Nos sedimentos recolhidos nos testemunhos de sondagem, verificou-se uma elevada percentagem de palhetas de moscovite, (10 a 20%) cuja estrutura foliácea aumenta a superfície de contacto com a matéria orgânica. A adsorção da matéria orgânica a essas superfícies desempenha um efeito estabilizador nas moléculas componentes o que permite retardar o processo de remineralização. Assim, para o topo da sequência onde as percentagens da fracção silto-argilosa são mais elevadas, ocorreu uma retenção maior da matéria orgânica pelos sedimentos. Por isso, os valores percentuais de carbono orgânico são mais elevados.

O decréscimo percentual de carbono orgânico com a profundidade relaciona-se também com o hidrodinamismo, com os índices energéticos que estão associados ao ambiente deposicional. Quando estes são suficientemente elevados, as correntes de maré têm competência para remover os detritos fitogénicos.

Para além das maiores percentagens de carbono orgânico, no topo da sequência, da observação conjunta do Quadro V e dos perfis elaborados (Anexo V – A; Figs. 20,21,22,23 e 24) resulta que os conteúdos mais elevados de carbono orgânico correspondem aos furos que foram executados em posição mais próxima ao canal estuarino principal do rio Guadiana, nomeadamente A₁, B₁, C₁, D₁ e E₁. Não deixa de ser interessante verificar, através dos perfis, (Anexo V – A; Figs. 20,21,22,23 e 24) que os furos efectuados se encontram localizados na bordadura do canal meandrante, ou mais propriamente na zona de interdigitação dos sedimentos do canal estuarino principal do Guadiana, com os sedimentos do canal de maré, da planície intertidal, que sofreram mobilização lateral, em período de cheia e/ou marés vivas. A bordadura do canal meandrante corresponde a uma zona de baixa energia, onde seria mais favorável a acumulação de matéria orgânica.

De acordo com Morales (1994), os sedimentos que constituem o bordo do canal, são arenosiltosos com elevado conteúdo de matéria orgânica, de coloração negra e com intenso odor a ácido sulfídrico. Na verdade, o que se verifica de uma forma geral, é a íntima associação da matéria orgânica humificada aos sedimentos de natureza arenosiltosa e siltoarenosa, recolhidos dos furos indicados no Quadro IX, para além da coloração negra e odor a ácido sulfídrico.

Perfis	Furos	Prof. (cm)	C. Org. (%)
A	A ₁	100	1,499
		165	1,764
		210	1,214
B	B ₁	90	1,451
		155	1,507
		215	2,124
C	C ₁	140	2,408
		290	1,488
		390	1,162
D	D ₁	100	1,294
		200	1,149
		235	1,454
		475	1,819
		520	2,499
E	E ₁	110	1,453
		330	1,756
		393	1,862

Quadro IX – Conteúdos percentuais de carbono orgânico em amostras colhidas nos tarolos de sondagem dos furos efectuados na zona mais próxima ao canal estuarino principal do rio Guadiana.

Tendo em conta que, para a base da sequência com gradação positiva, os sedimentos arenosos são a nota dominante, (maior energia associada ao sistema), a vegetação halófitas não teria condições de se fixar a um substrato com excessiva mobilidade, o que se traduz em concentrações mais baixas de matéria orgânica, reflectidas por percentagens menores de carbono orgânico.

No entanto, o decréscimo no conteúdo percentual de carbono orgânico fica igualmente a dever-se à mineralização a que a matéria orgânica ficou sujeita pela acção das bactérias. Esta mineralização da matéria orgânica resulta de processos aeróbios e anaeróbios. Relativamente a esta área, os sedimentos apresentam um odor, característico da presença de ácido sulfídrico ou sulfureto de hidrogénio, (H_2S) pelo menos, em alguns furos efectuados. Em ambientes anaeróbios, isto é, após a exaustão do oxigénio, a diagénese da matéria orgânica tem lugar, em resultado da actividade das bactérias sulfato-redutoras, dando origem a um subproduto, o ácido sulfídrico. (Dent, 1986; Henrichs, 1991; Lallier-Vergés, 1993 ; Madureira, 1997 ; Petsch, 2000 ; Schubert, 2000)

Assim, os valores mais elevados de carbono orgânico, medidos no topo da sequência, relacionam-se com quatro factores:

- 1) remobilização antrópica, também recente, a que o solo desta área esteve sujeito, para exploração agrícola, nos anos 30 e 40. (com. pes. residentes) É também possível observar ainda hoje a utilização do local como área de pastagem. Brack *et al.*, (2000) referem que o aumento

nas concentrações de carbono orgânico pode dever-se, entre outras coisas, ao impacto antropogénico no uso do solo;

2) instalação recente de mantos de vegetação halófitas, representada por maiores quantidades de matéria orgânica acumulada, não completamente degradada ou mineralizada, para o topo da sequência. Tendo em conta a estreita relação entre a implantação da vegetação halófitas e a elevação altimétrica da planície intertidal, pelo favorecimento da acumulação de sedimentos da fracção silto-argilosa, é correcto afirmar que de acordo com Shaw *et al.*, 1999, há uma tendência para um acréscimo do conteúdo orgânico com a elevação altimétrica da planície intertidal;

3) durante a vazante a matéria orgânica é retida pela vegetação halófitas (efeito de barreira hidrodinâmica), transportada pela maré durante a enchente e pelo sistema fluvial da porção terminal do estuário do rio Guadiana;

4) percentagens mais elevadas de sedimentos da fracção silto-argilosa, para o topo da sequência, onde se fixou a cobertura vegetal.

Relativamente ao ponto 2, é importante referir que, a elevação altimétrica da planície intertidal tem como consequência uma diminuição do hidrodinamismo das correntes de maré, o que favorece a acumulação da matéria orgânica (a não remobilização da matéria orgânica). O que se regista com a elevação altimétrica é na verdade o amortecimento das correntes de maré. Este amortecimento é o resultado não só da elevação da superfície topográfica, mas também do sistema de barreira gerado pela vegetação que gradualmente se vai implantando. A vegetação por sua vez adiciona ao solo a matéria orgânica que dificilmente é remobilizada devido à quebra do hidrodinamismo da água que inunda o sapal.

Por sua vez, os valores mais baixos de carbono orgânico, associados a níveis mais elevados de energia, dependem de dois factores:

- percentagens mais elevadas da fracção arenosa e médias granulométricas maiores, para a base da sequência, onde também se terá processado uma remobilização mais eficaz da matéria orgânica pelas correntes de maré;
- mineralização mais acentuada devido à acção bacteriana, quer por processos aeróbios, quer por processos anaeróbios, estes últimos pela actividade das bactérias redutoras do sulfato orgânico.

Por último, o acréscimo nos valores percentuais de carbono orgânico, que se verifica nos furos C₅ e D₁, em função da profundidade, relacionam-se com o rápido soterramento da matéria orgânica. Os valores elevados que se verificam para as amostras C₅ 525 e D₁ 520, comparativamente com profundidades mais baixas, relacionam-se certamente com o rápido soterramento da matéria orgânica em consequência da rápida acreção lateral

das barras arenosas, em resultado do processo de migração do canal de maré, registado nos perfis elaborados. O soterramento da matéria orgânica é incrementado pela mobilização lateral de sedimentos provenientes do canal estuarino principal do rio Guadiana sobre a planície intertidal.

4.4 – Evolução da sedimentação

Na zona do canal principal do estuário do Guadiana, ambiente de planície intertidal, o preenchimento sedimentar processou-se muito rapidamente, o que pode ser confirmado pelas datações (Quadro VI). Segundo (Reineck *et al.*, 1986; Reading, H. G., 1996), os ambientes de planície intertidal são caracterizados pela existência de canais em processo de meandrização, em cuja parte convexa se acumulam barras arenosas, elevadas acima do caudal. Tendo em conta, a acumulação de barras arenosas na parte convexa dos canais meandrantés, é de admitir, numa fase inicial, o preenchimento sedimentar, através de um processo de acreção lateral de barras arenosas.

Os valores elevados de frequência relativa nas classes: $62,50\mu$ - $125,0\mu$ e $125,0\mu$ - $250,0\mu$; (Fig. 20) da ordem dos 70%, podem ser explicados com base na acreção lateral de barras arenosas, tendo em conta a meandrização que caracterizava a planície intertidal. A percentagem elevada de sedimentos da fracção arenosa está de acordo com a dinâmica sedimentar própria dos canais de maré, com a natural deposição de sedimentos mais grosseiros, estando a deposição de sedimentos finos limitada à zona de bordadura desses canais.

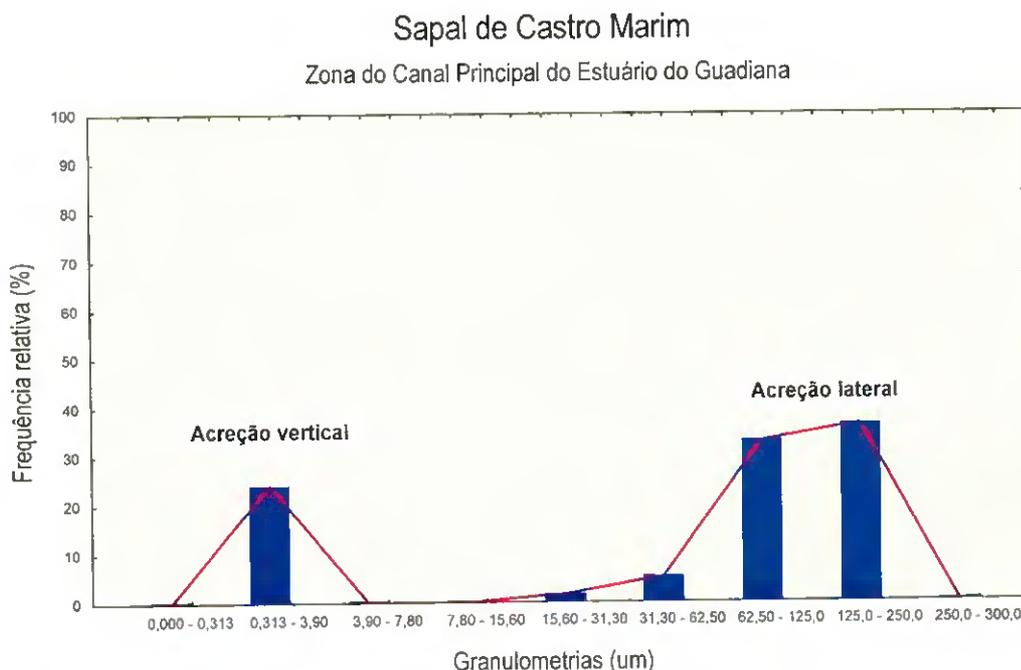


Fig. 20 – Projecção dos valores de frequência relativa das classes granulométricas.

A acumulação de sedimentos durante o processo de acreção lateral de barras arenosas, processou-se de uma forma extremamente rápida, pois de

acordo com os dados obtidos, em 50 anos, ter-se-ão depositado mais de 3 metros de sedimento. Esta acumulação rápida de sedimentos, é coerente com o processo de acreção lateral de barras arenosas, em resultado da migração dos canais de maré em processo de meandrização.

A acreção lateral de barras arenosas é confirmada pela existência de uma barra de grandes dimensões, em toda a extensão dos perfis, (Anexo V-A – Figs. 20-24) que resultou da coalescência de pequenas barras arenosas, em consequência do processo de meandrização e migração do canal de maré que neles está representado. Esta migração do canal de maré só poderia ocorrer de poente para nascente dado o forte controlo estrutural que é exercido pelo substrato rochoso Paleozóico xistograuvauquóide, de idade Carbónica.

A acumulação rápida de sedimentos, anteriormente referida, sugere uma certa instabilidade, um ambiente caracterizado por índices energéticos mais elevados. Assim, corresponderia ou coincidiria com a zona paleoambiental B, (Figs.13,14 e 15) relacionada com a área B do gráfico que exhibe uma dispersão mais aleatória de pontos representativos das amostras analisadas. Por conseguinte, a zona B corresponde a uma primeira fase na evolução da planície intertidal, com acreção lateral de barras arenosas, em canal meandrante.

Após a acumulação extremamente rápida de sedimentos, em resultado da acreção lateral de barras arenosas, a sedimentação processou-se num ambiente mais calmo. Este é materializado pela cobertura silto-argilosa promovida pelas sucessivas fases de instalação da vegetação halófitas. Isto significa que à acreção lateral de barras arenosas, se sucedeu uma acreção vertical da componente silto-argilosa. Esta acreção vertical, foi notoriamente mais lenta, o que é confirmado pelo facto de se terem acumulado cerca de 2 metros de sedimentos num período de cerca de 600 anos B.P. (Quadro VI) Neste caso, já faria sentido falar em taxa de sedimentação, dado que se trata de uma acreção vertical, incrementada pela elevação altimétrica (fruto das sucessivas fases de instalação da vegetação halófitas) responsável pela atenuação energética das correntes de maré e pela instalação de núcleos de vegetação halófitas. A coalescência ou junção dos diversos núcleos de vegetação halófitas deu lugar a uma cobertura uniforme, assinalada nos diferentes perfis, por uma camada de sedimentos da fracção silto-argilosa.

No gráfico que traduz a distribuição bimodal dos sedimentos, (Fig. 20) verifica-se um valor elevado da frequência relativa da classe: $0,313\mu - 3,90\mu$. Isto significa que para além dos valores elevados registados para as classes granulométricas mais grosseiras, também se assinala um valor elevado para a classe granulométrica onde se inserem os siltes muito finos e as argilas. Este pico elevado explica-se com base no processo de acreção vertical de sedimentos, onde obviamente se depositaram sedimentos da fracção silto-argilosa, deposição essa potenciada pela cobertura vegetal halófitas que progressivamente invadia a área ocupada por sapal.

Esta fase posterior de acumulação sedimentar num ambiente deposicional menos energético, mais estável, é representada pela área A do gráfico com

maior densidade de pontos e que se relaciona com uma zona paleoambiental A. Ao ambiente deposicional menos energético, correspondem médias granulométricas menores, em resultado da presença de teores muito baixos de areia, e mais elevados de silte e argila. Os teores elevados de silte e argila, estão relacionados com a colonização da planície intertidal, pela vegetação halófitas, já que esta promove, a acumulação de sedimentos finos, por amortecimento das correntes de maré. A instalação da flora halófitas é assinalada, para o topo da sequência, pela ocorrência generalizada de matéria orgânica representada por restos vegetais em decomposição.

5. Resultados na zona de sedimentação lagunar

5.1 – Granulometria dos sedimentos

A zona de sedimentação lagunar, afastada do canal estuarino principal do rio Guadiana, encontra-se localizada na margem esquerda do esteiro da Carrasqueira, limitada a sul pelos campos dunares da península litoral de Monte Gordo. Naquele local foram executadas sondagens, onde os furos efectuados atingiram uma profundidade média da ordem dos 6 metros, atingindo-se por vezes, o substrato de calcários dolomitizados de idade Jurássica ou eventualmente, uma camada de seixos suprajacente, constituída por calcário, quartzito e grauvaque. (Boski *et al.*, 1998)

As amostras analisadas, representam litofácies sedimentares caracterizadas maioritariamente, pela presença de siltes argilosos, com ou sem conteúdo bioclástico, não ocorrendo uma clara variação vertical de litofácies. Os conteúdos em silte variam entre valores de 65 e 90%, com valores percentuais variáveis de areia e argila. Os limites do intervalo de variação da fracção arenosa e argilosa, são 1,5 e 30% e, 5 e 24%, respectivamente. Verifica-se que, a baixos conteúdos de areia, correspondem conteúdos mais elevados de argila e vice-versa. (Quadro X; Fig. 21)

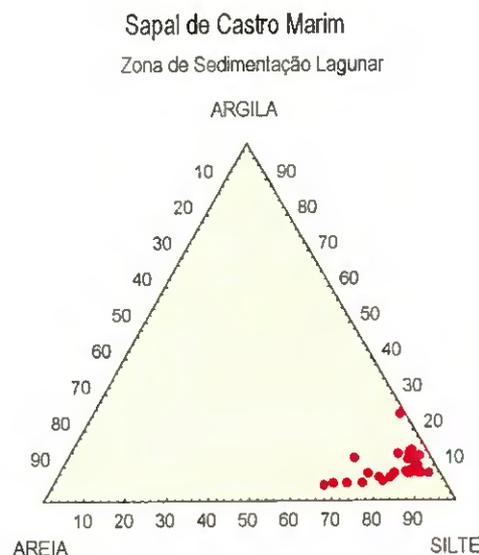


Fig. 21 – Diagrama de projecção dos conteúdos percentuais de areia, silte e argila, da zona de sedimentação lagunar. .

Embora a predominância de siltes, seja a nota dominante na zona de sedimentação lagunar (Fig. 21), em geral, com baixos conteúdos de areia, regista-se a ocorrência esporádica de alguns níveis com valores, entre 20 e 30%. A análise do Quadro X permite constatar para os furos: A₃ (230 cm), C₂ (600 cm), D₂ (330 cm) e F₂ (520 cm) os valores de: 20,14; 26,93; 24,02 e 29,84%, respectivamente.

Sapal de Castro Marim
Zona de Sedimentação Lagunar

L. Sond.	Furos	Prof. (cm)	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)
A	A1	110	7.68	84.65	7.67
		500	5.66	85.87	8.47
		670	18.4	69.35	12.25
	A2	425	11.04	81.22	7.74
	A3	230	20.14	74.74	5.12
B	B1	585	4.91	82.09	13
	B2	100	5.28	87.04	7.68
		400	4.78	86.36	8.86
	B3	580	5.65	85.54	8.81
		725	12.41	80.58	7.01
	B4	120	4.6	81.7	13.7
C	C1	100	1.55	74.28	24.17
		200	7.81	83.89	8.3
	C2	115	3.69	81.91	14.4
		160	7.23	79.51	13.26
		600	26.93	67.8	5.27
	C3	270	4.27	85.87	9.86
		510	5.14	86.61	8.25
	C4	400	4.46	84.02	11.52
		570	4.41	87.02	8.57
	C5	205	2.35	84.77	12.88
D	D1	120	5.97	82.4	11.63
	D2	330	24.02	70.65	5.33
		410	7.28	85.14	7.58
E	E1	430	2.71	89.38	7.91
	E2	230	3.85	84.42	11.73
		330	6.54	84.65	8.81
F	F1	720	17.29	74.68	8.03
	F2	520	29.84	65.4	4.76

Quadro X - Conteúdos percentuais de areia, silte e argila, nas amostras analisadas.

É de registar a tendência para um ligeiro acréscimo no diâmetro médio das partículas sedimentares em função da profundidade. (Fig. 22) O intervalo de variação do diâmetro médio dos grãos situa-se entre 11 e 53 micrómetros e o intervalo de variação do desvio-padrão está situado entre 15 e 56 micrómetros. (Quadro XI)

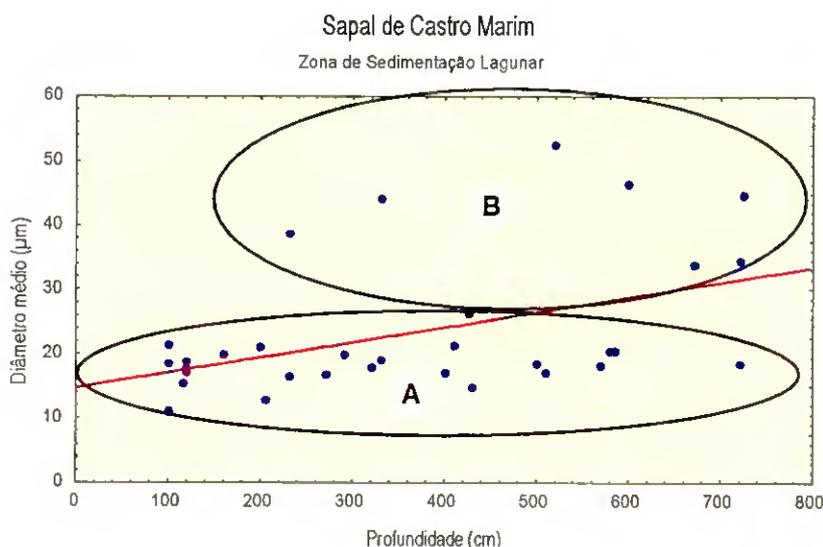


Fig. 22 – Relação entre o diâmetro médio dos grãos e a profundidade e, delimitação de duas áreas (A, B).

Tendo em conta a distribuição espacial dos pontos representativos de amostras analisadas, assinalam-se duas áreas distintas no gráfico:

- a área A, com grande concentração de pontos, relacionados com amostras colhidas em furos, em regra, mais afastados da margem esquerda do esteiro da Carrasqueira;
- a área B, em que os pontos se encontram mais dispersos, relacionados com amostras colhidas em furos mais próximos da margem esquerda do esteiro da Carrasqueira. Os pontos que se encontram mais dispersos, são: A₁ 670; A₂ 425; A₃ 230; B₃ 725; C₂ 600; D₂ 330; F₁ 720 e F₂ 520.

Estas duas áreas do gráfico representarão duas zonas paleoambientais distintas, A e B. A zona A, traduz uma fase de crescente confinamento da zona de sedimentação lagunar e, por sua vez, a zona B traduz uma fase mais aberta, relativamente ao sector costeiro adjacente.

Procedeu-se ao agrupamento dos dados (granulometrias dos sedimentos amostrados) em estudo, por classes ou intervalos. Foram criadas nove classes.

Sapal de Castro Marim

Zona de Sedimentação Lagunar

L. Sond.	Furos	Prof. (cm)	Média (um)	D. Padrão (um)	Moda (um)
A	A1	100	21.45	28.26	2.11
		500	18.47	23.9	2.11
		670	33.93	40.38	11.7
	A2	425	26.24	35.16	11.7
	A3	230	39	45.88	2.11
B	B1	120	17.7	23.36	2.11
		290	19.92	27.78	11.7
		585	20.47	26.28	23.45
		720	18.55	21.08	23.45
	B2	100	18.68	22.59	11.7
		320	17.95	23.85	11.7
		400	17.17	23.46	11.7
	B3	580	20.72	31.25	2.11
		725	44.74	50.11	11.7
	B4	120	17.09	26.18	2.11
C	C1	100	11.23	14.58	2.11
		180	32.14	41.86	2.11
		200	21.19	31.73	11.7
	C2	115	15.33	23.07	2.11
		160	20.04	26.21	2.11
		205	16.97	23	11.7
		600	46.63	50.1	46.9
	C3	270	16.97	21.31	2.11
		510	17.04	24.15	11.7
	C4	395	17.19	21.35	2.11
		565	18.26	20.28	11.7
	C5	205	12.85	16.59	2.11
D	D2	120	18.9	29.35	2.11
	D3	330	44.31	51.98	23.45
		410	21.3	28.75	11.7
E	E2	430	14.73	17.38	11.7
	E3	130	32.68	42.81	2.11
		230	16.49	21.32	11.7
		330	19.29	26.41	11.7
F	F1	720	34.72	53.51	11.7
	F2	520	52.51	56.94	23.45

Quadro XI - Parâmetros estatísticos (média, desvio padrão e moda) dos sedimentos amostrados.

Essas classes foram as seguintes:

- 0,00 – 0,313 μm ;
- 0,313 – 3,90 μm ;
- 3,90 – 7,80 μm ;
- 7,80 – 15,60 μm ;
- 15,60 – 31,30 μm ;
- 31,30 – 62,50 μm ;
- 62,50 – 125,0 μm ;
- 125,0 – 250,0 μm ;
- 250,0 – 300,0 μm .

Tendo em conta os valores obtidos para a moda, (Quadro XI) obtiveram-se frequências relativas para cada classe. (Quadro XII)

Classes (μm)	(%)
0,00 – 0,313	0,00
0,313 – 3,90	41,67
3,90 – 7,80	0,00
7,80 – 15,60	44,44
15,60 – 31,30	11,11
31,30 – 62,50	2,78
62,50 – 125,0	0,00
125,0 – 250,0	0,00
250,0 – 300,0	0,00

Quadro XII – Frequências relativas para as classes granulométricas.

Confirma-se através da projecção das frequências relativas que a distribuição dos sedimentos amostrados é bimodal. (Fig. 23)

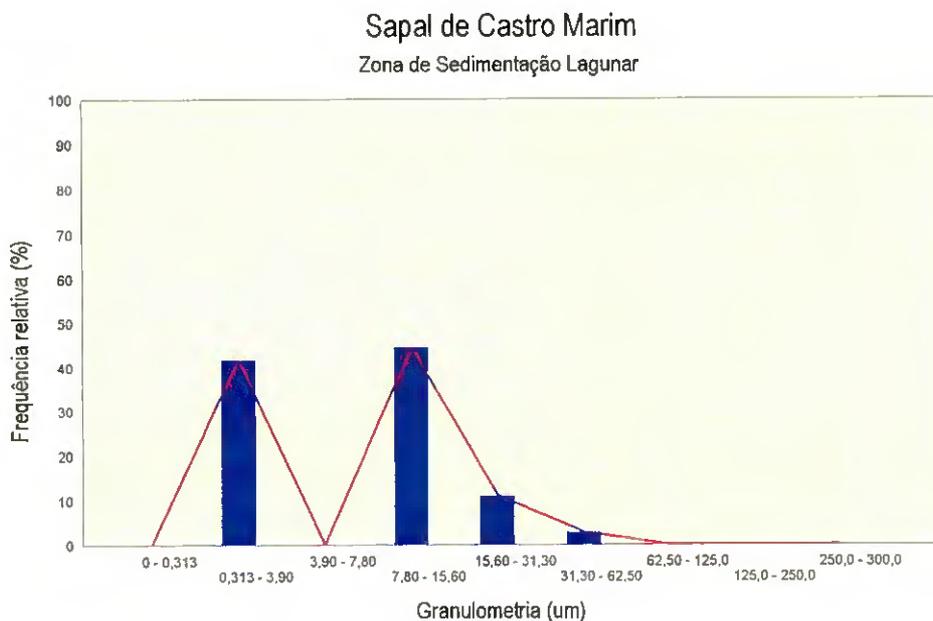


Fig. 23 – Projecção dos valores de frequência relativa das classes granulométricas.

5.2 – Identificação da fauna existente nos sedimentos

Em associação com sedimentos silto-argilosos, ocorrem fragmentos de conchas, dispersos a partir de uma profundidade média de 250 cm e conchas inteiras de bivalves.

As espécies identificadas, têm uma distribuição diferenciada em função da profundidade. Assim, de acordo com os testemunhos analisados, do topo para a base dos furos efectuados, observam-se as seguintes espécies: *Cerastoderma edule*, *Tapes decussatus*, uma espécie não identificada do género *Ostrea* (*Ostrea sp*) e *Mesalia mesal*. As espécies ocorrem segundo a ordem referida. Assim, abaixo da profundidade média de 240 cm, regista-se a presença de conchas representativas das primeiras duas espécies, referidas anteriormente. Abaixo da profundidade de 260 cm, observam-se conchas de ostraídeos, e para profundidades superiores a 460 cm, assinala-se a ocorrência da espécie *Mesalia mesal*. Em associação com esta espécie, ocorrem ocasionalmente, as outras espécies referidas. (Anexo VI)

5.3 – Conteúdos percentuais de carbono orgânico

Tendo em conta a monotonia sedimentar que se traduz na predominância de uma fácies silto-argilosa, considera-se a zona, uma área com características lagunares, onde a acumulação de sedimentos ocorreu predominantemente por acreção vertical. Assim, considerou-se legítimo determinar uma taxa de sedimentação, a qual foi usada, juntamente com o valor da densidade do sedimento (Quadros XIII A, XIII B) e carbono orgânico percentual, para o cálculo da taxa de acumulação do carbono orgânico. (Quadro XIV) Considerando os parâmetros **idade versus profundidade** (Quadro XV) ou altura do sedimento acumulado, confirma-se a continuidade temporal de um processo de acreção vertical.

Os valores percentuais obtidos para o carbono orgânico variam entre 0,6 a 2,6%. Valores muito semelhantes têm sido obtidos por outros investigadores, nomeadamente, Sampei *et al.*, (1997), em estudos efectuados em sedimentos lagunares, obteve para o carbono orgânico, valores entre 1 e 3%, para os primeiros 4 metros de profundidade, com posterior decréscimo para profundidades maiores. Vaz *et al.*, (1997) também obteve resultados semelhantes, da ordem dos 2 a 3% de carbono orgânico, com base no estudo de sedimentos de um corpo lagunar.

Para o estudo da relação entre a granulometria e a retenção de carbono orgânico nos sedimentos, adoptou-se o mesmo procedimento que já tinha sido adoptado para a zona do canal principal do estuário do Guadiana. Procedeu-se à projecção gráfica da taxa de acumulação do carbono orgânico (TACO) em função da granulometria. Assim, subdividiram-se as populações de grãos em classes granulométricas de 10 micrómetros e procedeu-se a uma série de projecções que, permitissem estabelecer a relação entre o conteúdo percentual

de sedimentos acumulados dentro dessa classe e a taxa de acumulação de carbono orgânico.

Nas várias projecções obtidas, determinou-se a classe granulométrica correspondente a uma granulometria crítica, a partir da qual, a taxa de acumulação do carbono orgânico, revela uma tendência diferenciada para acréscimo ou decréscimo. A granulometria crítica para a taxa de acumulação do carbono orgânico verificou-se, na classe granulométrica, 0-70 micrómetros. Traçando uma curva, após a exclusão da área C, (inserida na área A) com maior concentração de pontos, (Fig. 24) confirma-se que, naquela classe, os valores na taxa de acumulação do carbono orgânico sofrem um aumento significativo, quando os conteúdos percentuais de sedimentos excedem os 90%. (Fig. 25)

Registam-se também, valores significativamente mais elevados para dimensões médias dos grãos da ordem dos 20 micrómetros. (Fig. 26) No entanto, para valores médios da granulometria, superiores a 20 micrómetros, ocorre um decréscimo significativo nas taxas de acumulação do carbono orgânico.

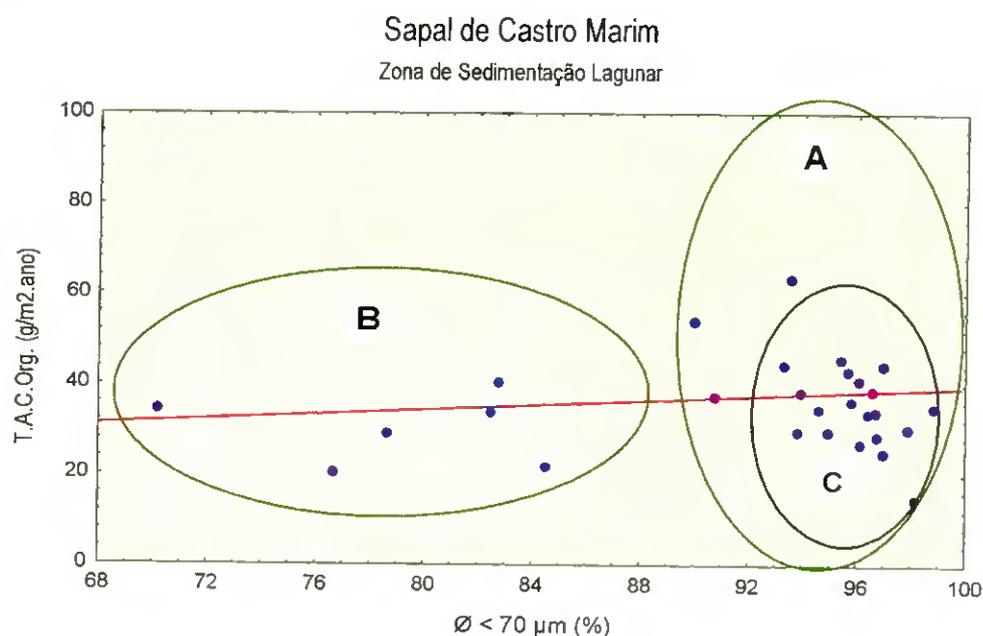


Fig. 24 - Relação entre a taxa de acumulação do carbono orgânico e a classe granulométrica inferior a 70 micrómetros. Delimitação de áreas (A, B e C)

Sapal de Castro Marim

Zona de Sedimentação Lagunar

Furos	Prof.(cm)	Dens. Real	Dens. Média
A1	500	2.95	2.72
A3	230	2.68	
B1	120	2.24	
	390	2.85	
	585	2.78	
B4	120	2.25	
	500	2.88	
C3	510	2.92	
F1	720	2.96	
F2	520	2.67	

Quadro XIII A - Densidades reais pelo Método de Keen-Rackzkowski.

Furos	Prof.(cm)	Dens. Real	Dens. Média
A1	500	2.92	2.71
A3	230	2.7	
B1	120	2.2	
	390	2.82	
	585	2.75	
B4	120	2.32	
	500	2.87	
C3	510	2.93	
F1	720	2.95	
F2	520	2.67	

Quadro XIII B - Densidades reais pelo volume de água deslocado em proveta graduada.

Sapal de Castro Marim
Zona de Sedimentação Lagunar

L. Sond.	Furos	Prof. (cm)	Corg (%)	Dens. (g/cm3)	T.S. (cm/ano)	TACOrg (g/cm2.ano)	TACorg (g/m2.ano)
A	A1	100	1.795	2.72	0.13	0.006347	63.47
		500	1.293	2.72	0.13	0.004572	45.72
		670	0.616	2.72	0.13	0.002178	21.78
	A2	425	1.062	2.72	0.13	0.003755	37.55
	A3	225	0.957	2.72	0.13	0.003384	33.84
B	B1	120	1.655	2.72	0.13	0.005852	58.52
		290	1.66	2.72	0.13	0.005870	58.70
		585	0.958	2.72	0.13	0.003387	33.87
		720	1.738	2.72	0.13	0.006146	61.46
	B2	90	1.031	2.72	0.13	0.003646	36.46
		320	1.969	2.72	0.13	0.006962	69.62
		400	1.168	2.72	0.13	0.004130	41.30
	B3	320	1.447	2.72	0.13	0.005117	51.17
		580	0.838	2.72	0.13	0.002963	29.63
		725	2	2.72	0.13	0.007072	70.72
	B4	120	0.762	2.72	0.13	0.002694	26.94
		500	1.093	2.72	0.13	0.003865	38.65
	C	C1	100	0.997	2.72	0.13	0.003525
200			1.262	2.72	0.13	0.004462	44.62
480			1.377	2.72	0.13	0.004869	48.69
C2		115	1.261	2.72	0.13	0.004459	44.59
		160	2.632	2.72	0.13	0.009307	93.07
		600	0.575	2.72	0.13	0.002033	20.33

Sapal de Castro Marim
Zona de Sedimentação Lagunar

	C3	270	0.962	2.72	0.13	0.003402	34.02
		510	1.218	2.72	0.13	0.004307	43.07
	C4	400	1.101	2.72	0.13	0.003893	38.93
		570	0.811	2.72	0.13	0.002868	28.68
	C5	205	0.416	2.72	0.13	0.001471	14.71
D	D1	120	0.84	2.72	0.13	0.002970	29.70
		420	1.415	2.72	0.13	0.005003	50.03
		630	0.52	2.72	0.13	0.001839	18.39
	D2	330	0.824	2.72	0.13	0.002914	29.14
		410	1.089	2.72	0.13	0.003851	38.51
	D3	410	1.083	2.72	0.13	0.003829	38.29
E	E1	130	1.227	2.72	0.13	0.004339	43.39
		430	0.862	2.72	0.13	0.003048	30.48
	E2	230	0.711	2.72	0.13	0.002514	25.14
		330	0.983	2.72	0.13	0.003476	34.76
	E3	140	0.47	2.72	0.13	0.001662	16.62
F	F1	730	1.144	2.72	0.13	0.004045	40.45
	F2	130	1.596	2.72	0.13	0.005643	56.43
		520	0.972	2.72	0.13	0.003437	34.37
		700	1.658	2.72	0.13	0.005863	58.63
	F3	120	1.478	2.72	0.13	0.005226	52.26
	F4	140	1.312	2.72	0.13	0.004639	46.39

Quadro XIV - Taxa de acumulação de carbono orgânico nos sedimentos da zona de sedimentação lagunar.

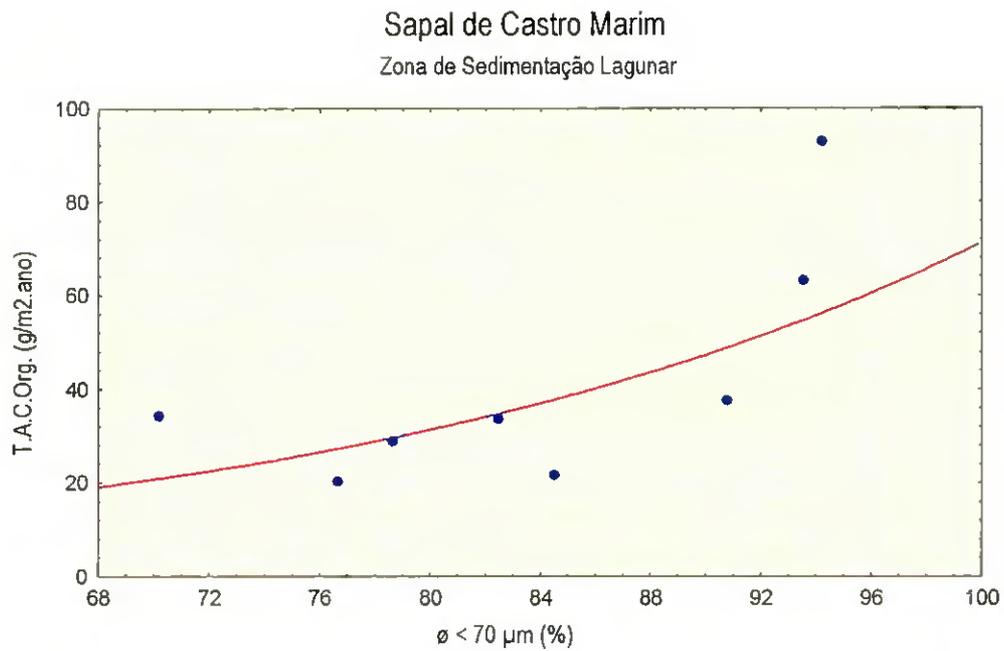


Fig. 25 – Relação entre a taxa de acumulação do carbono orgânico e a classe inferior a 70 micrómetros, após a exclusão da área C.

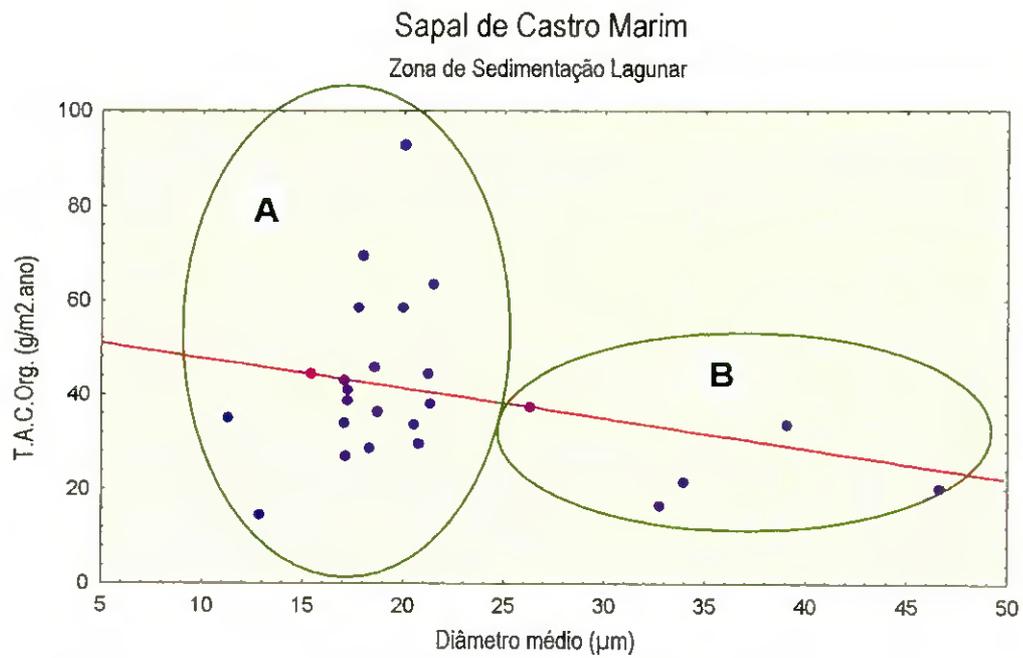


Fig. 26 – Relação entre a taxa de acumulação do carbono orgânico versus diâmetro médio das partículas e delimitação de duas áreas (A, B)

4.5 – Datações

As datações obtidas, (Quadro XV) referem idades de radiocarbono convencionais ou seja “anos antes do presente” (anos BP), considerando o presente 1950 AD (depois de Cristo).

Para a zona de sedimentação lagunar, efectuaram-se datações com base em sedimentos e em carbonatos. Assim, aos 715 cm, para o furo B₃ da linha de sondagem B, relativamente afastado do esteiro da Carrasqueira, foram amostradas 7 g de conchas, posteriormente tratadas pelo método da radiometria β tendo sido obtida a idade de 5950 ± 190 anos BP. Aos 420 cm, no furo F₃ da linha de sondagem F, foram amostradas 3 g de conchas, que foram tratadas pelo método AMS, e para as quais se atribuiu a idade de 2780 ± 40 anos BP. Por último, aos 200 cm, no furo C₃ da linha de sondagem C, foram amostrados 200 g de sedimentos que foram datados, atribuindo-se a idade de 3080 ± 100 anos BP.

4.6 – Análise morfooscópica

Com o auxílio de uma lupa binocular *Nikon*, por iluminação sobre fundo negro e despolido, observou-se a fracção granulométrica de sedimentos com dimensão superior a 63 micrómetros (areia). Constatou-se uma grande monotonia mineralógica traduzida essencialmente pela presença de quartzo, reflexo de uma elevada maturidade textural dos sedimentos da fracção arenosa.

Sapal de Castro Marim	Zona de Sedimentação Lagunar		
	Furo (Ref ^a)	CM ₂ B ₃	CM ₂ C ₃
Furo (Ref ^a)	CM ₂ B ₃	CM ₂ C ₃	CM ₂ F ₃
Profundidade (cm)	715	420	200
Material datado	Conchas	Conchas	Sedimentos
Método de tratamento	Radiometria β	AMS	AMS
Idade (anos BP)	5950 ± 190	2780 ± 40	3080 ± 100

Quadro XV – Datações de material sedimentar amostrado na zona de sedimentação lagunar.

O quartzo existente é na sua maioria hialino (cerca de 70 a 80%), encontrando-se igualmente quartzo leitoso e menores percentagens de quartzo róseo.

Da observação atenta dos grãos de quartzo, e tendo em conta a tabela de Pettijonh (1975) *in* Friedman e Sanders (1978), verificou-se que a maioria dos grãos de quartzo são arredondados a subarredondados (80 a 90%) com menores percentagens de grãos com superfícies angulosas. Para além disso, verificou-se que os grãos de quartzo se apresentavam brilhantes.

Constatando-se que esta zona é caracterizada pela grande abundância de grãos de quartzo, arredondados e subarredondados, há que admitir a elevada importância do sector costeiro adjacente, como fonte de fornecimento de sedimentos para o preenchimento do troço terminal do estuário do Guadiana, nesta zona de sedimentação lagunar.

4.7 – Perfis litológicos

Tendo em conta o perfil para a zona de sedimentação lagunar, (Fig. 27) e os diferentes perfis elaborados, (Anexo V–B) verifica-se de uma forma geral, monotonia em termos de diversidade de fácies. Para o topo, a fácies predominante é silto-argilosa com matéria orgânica em decomposição, passando a matéria orgânica disseminada com ou sem carbonatos. A um nível intermédio e para a base, encontram-se dispersos ao longo das colunas de sondagem fragmentos de conchas e conchas inteiras. Ocorrem ocasionalmente níveis de conchas.

Destacam-se nos diversos perfis (Anexo V–B; perfis A, B, C, D e F) a existência comum de 3 unidades, para além da unidade IV e V, ocorrente apenas no perfil F.

Unidade I – constituída por um solo silto-argiloso antropizado.

Unidade II – caracteriza-se pela presença de uma fácies silto-argilosa. No entanto, com excepção do perfil D (Anexo V–B, Fig. 28) esta unidade, apresenta para o topo, matéria orgânica em decomposição, associada a restos vegetais, (raízes, caules e rizomas) e ocasionalmente níveis com maior densidade de matéria orgânica. Para a base, regista-se a ocorrência de matéria orgânica humificada e carbonatos.

Unidade III – caracterizada por uma fácies silto-argilosa com fragmentos dispersos de conchas e conchas inteiras, representativas das espécies, *Cerastoderma edule*, *Tapes decussatus*, uma espécie não identificada do género *Ostrea* e *Mesalia mesal*. Verifica-se dentro desta unidade, a alternância entre níveis silto-argilosos e níveis centimétricos de conchas, com um acentuado predomínio de *Ostrea sp* e *Mesalia mesal*. Este predomínio é notório para a base da unidade. Relativamente ao perfil A, (Anexo V–B, Fig. 25) é de salientar na base da unidade, a presença de um nível conquífero muito espesso.

Unidade IV – caracterizada por uma fácies silto-arenosa com conchas, predominantemente *Mesalia mesal*.

Unidade V – caracterizada por uma fácies silto-arenosa.

A unidade de base assenta, em alguns perfis, sobre o substracto de calcários dolomitizados de idade Jurássica ou eventualmente, uma camada de seixos suprajacente, constituída por calcário, quartzito e grauvaque. (Boski et al., 1998)

Sapal de Castro Marim – Zona de Sedimentação Lagunar

(Linha de sondagem F)

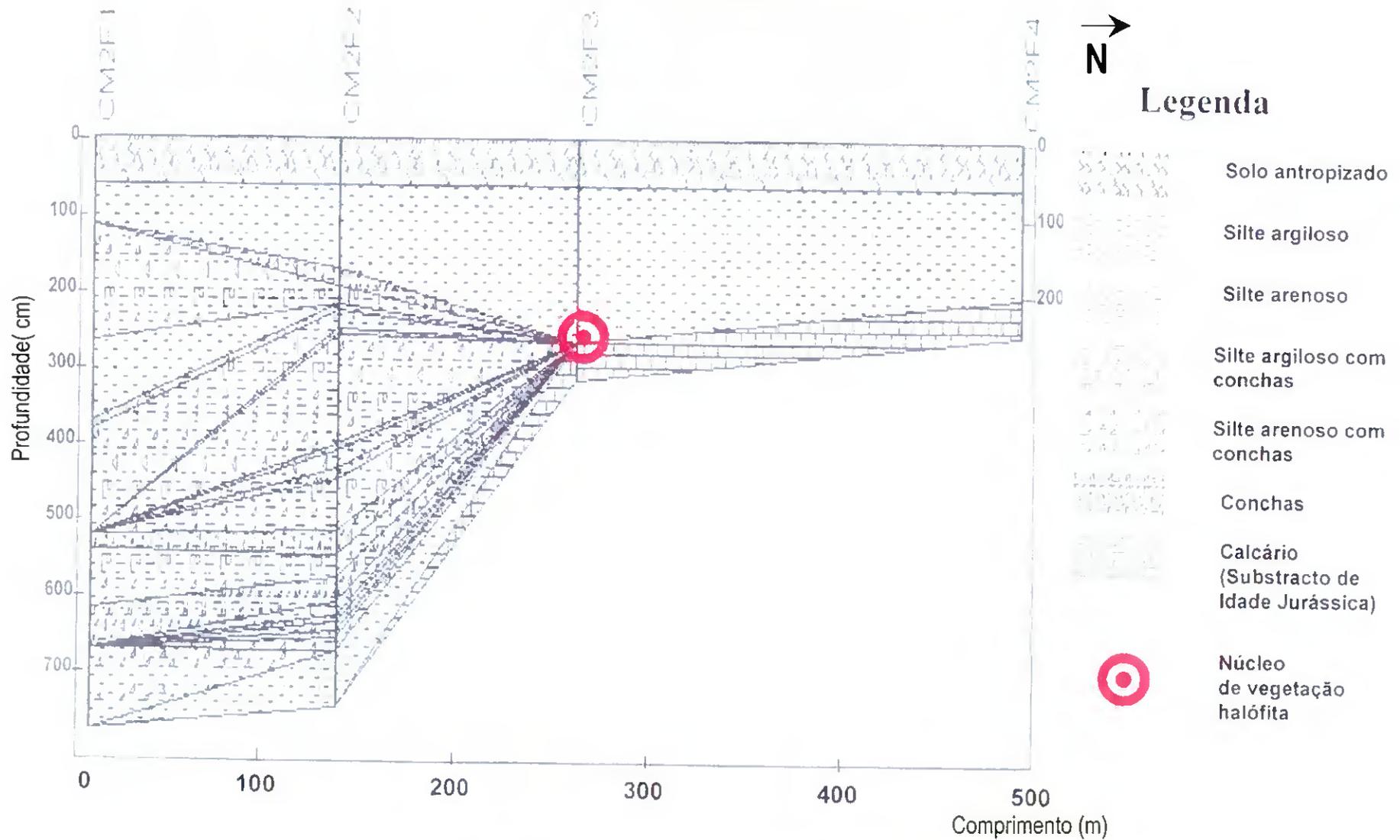


Fig. 27 – Perfil da zona de sedimentação lagunar.

6 – Ambiente sedimentar na zona de sedimentação lagunar

6.1 – Evolução da fisiografia da área de referência

A predominância de sedimentos da fracção silto-argilosa, (Fig. 21; Quadro X) indicia que a área em consideração é uma zona com características lagunares, dominada por uma dinâmica de maré de baixa energia.

Com o intuito de compreender porque se admite a existência de uma zona com características lagunares, é importante considerar a evolução fisiográfica, proposta por alguns autores, para a área envolvente ao local objecto de estudo. Assim, Ojeda (1988) e (Campos *et al.*, 1991) propuseram uma evolução esquemática, protagonizada pela existência de uma ilha-barreira, há pelo menos 3000 anos, (Fig. 8) com base em dados arqueológicos. Dados recentes (Boski *et al.*, 2000) indicam que esta ilha-barreira pode ter sido formada sobre o substrato gravilhonar de um leque aluvial a partir de cerca de 6500 a 7000 B.P..

Se até tempos bem recentes, o ramo oriental do corpo lagunar da Ria Formosa se estendia quase até ao estuário do Guadiana, de acordo com cartografia anterior ao século XVIII, (Fig. 9) não é difícil admitir a provável existência, há alguns milhares de anos, de uma ilha-barreira, a qual estaria na continuidade dos cordões arenosos da Ria Formosa, os quais, entre outros, segundo Freitas (1996) ter-se-ão constituído nos últimos 5000 anos, quando após a Transgressão Flandriana se processou uma relativa estabilização do nível do mar.

A ilha-barreira existente protegia da acção do mar um canal lagunar aberto a poente e a nascente e paralelo ao sector costeiro adjacente. A observação do ortofotomapa e de fotografia aérea oblíqua (Fig. 1,2) permite verificar uma fase evolutiva posterior do canal lagunar, representada pelo esteiro da Carrasqueira, cujo aspecto meandriforme não é mais do que uma característica herdada do espaço lagunar outrora existente. A orientação do eixo longitudinal do esteiro da Carrasqueira, é paralelo ao sector costeiro adjacente, confirmando o que alguns autores tem observado (Oertel, 1985; Nichols *et al.*, 1994 e Reading, 1996) pois, as lagunas costeiras, em contraste com as planícies costeiras estuarinas, são geralmente alongadas com o eixo longitudinal paralelo à linha de costa.

Em resultado de um processo de crescimento transversal e longitudinal, a ilha-barreira terá enraizado, dando lugar à flecha litoral de Monte Gordo. A progradação transversal e longitudinal desta flecha tem ocorrido, pelo menos, desde os últimos séculos, de acordo com o que tem sido revelado por estudos efectuados por Gonzalez (1999) com base em documentação histórica (análise de mapas antigos) e dados mais recentes fornecidos pela fotografia aérea vertical.

O enraizamento da primitiva ilha-barreira criou três situações:

- 1) alteração na fisiografia, contribuindo para o relativo isolamento de uma área, com criação de um fundo de saco;
- 2) menor hidrodinamismo com alteração no padrão de circulação de águas, já que ficou inviabilizado o escoamento para poente;
- 3) acréscimo na distância percorrida pelas correntes de maré, desde a barra do Guadiana, até à zona de cabeceira do esteiro da Carrasqueira, representada parcialmente pela zona de sedimentação lagunar, com a consequente perda de velocidade e energia, devido ao atrito com os fundos.

6.2 – Componentes minerais e bioclásticos dos sedimentos

As condições geradas pelo enraizamento da primitiva ilha-barreira, acima referidas, vieram a favorecer a acumulação de sedimentos com uma componente silto-argilosa, mais elevada, para o topo das sondagens efectuadas. (Quadro X)

De acordo com vários autores (Frey e Howard, 1986; Plater, 1991; Morales; 1994; Pendón, 1997, 1998) esta fina textura do sedimento está relacionada com os baixos níveis de energia do meio.

Estes baixos níveis de energia são claramente assinalados, na curva do gráfico da Fig. 22 onde se estabelece a relação entre o diâmetro médio dos sedimentos e a profundidade.

Assim, tendo em conta a distribuição dos pontos representativos das amostras sedimentares, delimitam-se duas áreas A e B, representativas de duas zonas paleoambientais, respectivamente, a zona A e a zona B. (Fig. 22)

A área A, onde a concentração de pontos é maior, representa uma fase posterior, de crescente confinamento, em resultado do enraizamento da primitiva ilha-barreira e consequente fecho da barra poente, o que veio a traduzir-se numa menor transferência de energia do sector costeiro adjacente, para a zona de sedimentação lagunar. O reflexo, foi o acréscimo na deposição de sedimentos da fracção silto-argilosa, e um decréscimo no conteúdo percentual de areia.

Para além de uma razão de carácter fisiográfico, relacionada com o enraizamento da ilha-barreira e fecho da barra poente frontal a Monte Gordo, teremos ainda que adicionar, o contributo das plantas, no favorecimento de uma sedimentação silto-argilosa.

Com a baixa velocidade com que água inunda o sapal, em consequência do efeito de barreira hidrodinâmica, exercida pela cobertura vegetal halófitas, têm lugar processos de floculação das partículas sedimentares abaixo dos 16 micrómetros (Morales, 1994; Pendón, 1997) graças ao microambiente que as plantas são capazes de criar à sua volta, para manter o balanço osmótico, dominando os sedimentos da fracção silto-argilosa.

Se, por um lado se observa para o topo das sondagens efectuadas um acréscimo na percentagem dos sedimentos da fracção silto-argilosa, por outro lado, para a base das sondagens efectuadas, observa-se, através dos perfis elaborados, (Anexo V-B – (Fig. 30 – Perfil F)) um acréscimo significativo no conteúdo percentual de areia e ocorrências esporádicas de percentagens mais elevadas de areia no seio de uma matriz silto-argilosa. Esta ocorrência esporádica, ou a tendência para um acréscimo no conteúdo de areia, em função da profundidade, (Quadro X) resulta de dois factores:

- 1) maior energia associada ao ambiente deposicional;
- 2) maior proximidade de uma área de abastecimento sedimentar.

A maior energia associada ao ambiente deposicional, encontra-se assinalada (Fig. 22) pela presença de uma zona paleoambiental B, representada pela área B. Nesta, estão projectados alguns pontos representativos de estações de amostragem onde se registam, valores percentuais mais elevados de areia, e que se encontram mais próximas da actual margem esquerda do esteiro da Carrasqueira. Aquela zona, representa assim, uma fase inicial, em que a barra a poente se encontrava aberta, o que se traduzia num padrão de circulação das águas com maior hidrodinamismo, permitindo um aporte de uma percentagem maior de areia, para a zona de sedimentação lagunar.

De acordo com a análise morfoscópica dos sedimentos da fracção arenosa, constatou-se uma grande monotonia mineralógica traduzida pela presença exclusiva de grãos de quartzo, reflectindo uma elevada maturidade textural do sedimento. Verificando-se que a maioria dos grãos de quartzo são arredondados e subarredondados, e se apresentam brilhantes, reflexo de um elevado grau de retrabalhamento, entende-se claramente o papel fundamental do mar, no fornecimento de sedimentos detríticos à zona de sedimentação lagunar do troço terminal do estuário do Guadiana.

O fornecimento de sedimentos para o canal lagunar, aberto a nascente e a poente, resultaria de dois processos:

- galgamentos oceânicos, com injeção de material da fracção arenosa e bioclastos, antes e depois do enraizamento da primitiva ilha barreira;
- transferência de sedimentos do sector costeiro adjacente para o interior do canal lagunar através da barra situada a poente.

Os sedimentos (areia e bioclastos) presentes nos leques de galgamento, na face interna da primitiva ilha-barreira, não se mantiveram no local de acumulação, uma vez que as correntes mareais terão remobilizado e distribuído estes materiais para outros locais. De igual modo, as correntes mareais transportavam e distribuíam materiais sedimentares, para o interior do canal lagunar, provenientes do desmantelamento dos leques de enchente e vazante.

Assim, a ocorrência esporádica de níveis mais ricos em areia e conchas, pode ser interpretada como resultado de:

- transporte por flutuação, (Andrade, 1990) durante a enchente, de areias e material bioclástico, (conchas) provenientes dos depósitos de galgamento, da face interna da ilha-barreira e, dos deltas de vazante e de enchente da barra poente, durante episódios mais ou menos prolongados de elevada agitação marítima, tendo em conta que a ilha-barreira era mais estreita e de cotas dunares mais baixas.

O transporte por flutuação, permite explicar a razão pela qual, apenas algumas estações de amostragem (Quadro X) – A₃ 230; D₂ 330; F₂ 520; C₂ 600; B₃ 725; A₁ 670; F₁ 720 – mais próximas da margem esquerda do esteiro da Carrasqueira, apresentam valores percentuais mais elevados de areia e material bioclástico.

Durante episódios mais energéticos, são transferidos por galgamento oceânico, sedimentos constituídos por elementos detríticos grosseiros, em resultado da interferência das ondas, que os mobilizam dos fundos das praias submarinas e subaéreas. No entanto, os componentes líticos existentes nos níveis mais ricos em areia, da zona de sedimentação lagunar, não são de forma alguma grosseiros mas, de granularidades finas.

Este facto, pode ser entendido com base no seguinte pressuposto:

- Selecção granulométrica promovida pelas correntes de maré - Os materiais sedimentares grosseiros mobilizados dos fundos adjacentes do sector costeiro, para a face interna da ilha-barreira, durante momentos excepcionais de agitação marítima, permaneceriam imobilizados, não sendo assim transportados por processo de flutuação, para as zonas de cabeceira do dispositivo intra-lagunar da zona de sedimentação lagunar. É então compreensível que a amálgama de sedimentos, com maior percentagem de areia, e conchas, presente nas estações de amostragem, anteriormente referidas, não contenha sedimentos muito grosseiros, característicos dos depósitos de galgamento, em associação com o material bioclástico. Portanto, os sedimentos transportados pelas correntes de maré, seriam resultantes do desmonte dos relevos dunares adjacentes, em consequência da dissipação da energia das ondas, geradas em ocasiões de temporal.

Para além dos níveis com conteúdos mais elevados de conchas, (Quadro XVI) encontram-se dispersas ao longo da coluna de sondagem, fragmentos de conchas e por vezes conchas inteiras. Esta situação sugere a justaposição de dois níveis extremos de energia:

- um transporte por suspensão de sedimentos finos (siltes e argilas) numa fase menos energética;
- um transporte activo de conchas e fragmentos de conchas numa fase de mais elevada energia.

Uma possível explicação pode ser dada com base na própria natureza do ciclo de maré, o qual é caracterizado por duas fases de energia consecutivas: correntes fortes no meio do ciclo de maré, com a consequente deposição de

Sapal de Castro Marim
Zona de Sedimentação Lagunar

Linhas de sondagem	Furos	Profundidade (cm)
A	A1	350 - 365
		600 - 615
	A2	260 - 280
		480 - 495
		590 - 610
		625 - 635
		655 - 735
	A3	210 - 215
		310 - 320
		330 - 335
		545 - 550
		560 - 580
		600 - 605
		668 - 750
B	B1	590 - 595
		640 - 645
		700 - 705
	B2	720 - 750
		520 - 542
	B3	590 - 635
		355 - 365
		510 - 528
		580 - 620
		632 - 645
D	D1	655 - 660
		690 - 735
		220 - 245
	D2	582 - 592
		660 - 710
		478 - 496
		520 - 535
		565 - 575
	D3	605 - 648
		680 - 720
		223 - 240
		300 - 323
		335 - 345
365 - 372		
F	F1	412 - 422
		510 - 525
		365 - 375
		510 - 530
	F2	605 - 655
		720 - 730
		165 - 175
		183 - 188
		212 - 217
		392 - 400
		425 - 437
503 - 535		
565 - 595		
613 - 622		
634 - 642		

Quadro XVI - Níveis de conchas em furos de sondagem.

conchas, e a deposição de sedimentos finos durante os períodos de estagnação da maré ou de estofa de maré, correspondentes a fases de baixa energia.

Relativamente, ao material bioclástico depositado, (conchas) verifica-se que, para a profundidade média acima, dos 240 cm, não se regista a presença de conchas, o que significa uma diminuição dos índices energéticos associados à maré, com a consequente perda de competência no transporte de material bioclástico. De acordo, com os perfis elaborados, (Anexo V-B) esta transição brusca entre siltes argilosos com conchas e fragmentos de conchas, para siltes argilosos com uma total ausência de material bioclástico, é um indicador valioso, para o reconhecimento de uma elevação altimétrica limite, a partir da qual, as correntes de maré perdem competência no transporte de bioclastos.

Quanto às espécies ocorrentes nos testemunhos recolhidos identificaram-se as seguintes: *Cerastoderma edule*, *Tapes decussatus*, *Ostrea sp* (espécie não identificada do género *Ostrea*) e *Mesalia mesal*. (Anexo VI) A ocorrência, do topo para a base dos furos efectuados, dá-se segundo a ordem referida. Assim, abaixo da profundidade média de 240 cm, regista-se a presença de conchas representativas das primeiras duas espécies, referidas anteriormente. Abaixo da profundidade de 260 cm, observam-se conchas de ostraideos, e para profundidades superiores a 460 cm, assinala-se a ocorrência da espécie *Mesalia mesal*. Esta é a última espécie a observar-se nos furos de sondagem. Em associação com esta espécie, ocorrem ocasionalmente, as outras espécies referidas.

No que diz respeito, ao meio onde estas espécies ocorrem, há a considerar que:

- a espécie *Cerastoderma edule*, vive à superfície do substrato arenoso ou areno-lodoso, (com. pessoal Martin Sprung) sendo uma espécie estritamente lagunar, (Calvário, 1995) frequente em estuários e rias, no domínio intertidal e em águas superficiais. Em termos dimensionais, as conchas desta espécie ocorrente nas sondagens efectuadas, apresentam pequenas dimensões, da ordem dos 8 mm, o que indica claramente o estado juvenil dos espécimes, já que no estado adulto, podem atingir a dimensão de 56 mm (Macedo *et al.*, 1999)
- a espécie *Tapes decussatus*, tem como habitat o substrato arenoso ou arenolodoso, sendo considerada uma "espécie mista", (Calvário, 1995) pois vive, quer no meio lagunar, quer no meio marinho, em águas superficiais. Na área de referência, raramente aparecem conchas inteiras, verificando-se maioritariamente, a presença de fragmentos, pequenas lascas;
- os bivalves do género *Ostrea*, precisam de estruturas duras, para se poderem fixar e crescer, (com. pessoal Martin Sprung) o que ocorre através de uma valva. Mesmo no substrato arenoso, precisam de um elemento quer litológico, quer de outra natureza, contudo de maiores dimensões, para se fixarem, com uma só valva e se alimentarem com a

outra. As conchas deste género, que ocorrem nos sedimentos da zona de sedimentação lagunar, são muito pequenas, não excedendo os 2 a 3 cm, o que indica o estágio juvenil destes espécimes, já que algumas espécies, no estado adulto, podem atingir, pelo menos, 15 cm; (Macedo *et al.*, 1999)

- a espécie *Mesalia mesal*, necessita de um substrato arenoso ou arenolodoso (Poppe *et al.*, 1983) de águas pouco profundas, para poder sobreviver. Encontra-se frequentemente na Ria Formosa, sendo de registar a sua abundância nas praias lagunares, com evidências de rolamento. (Morenito, P. (1997); Muzavor, S. & Morenito, P. (1999)) No entanto, de acordo com trabalhos efectuados pela equipa de Ecologia da Universidade do Algarve, tem-se verificado a especial abundância desta espécie em zonas de vasa arenosa enriquecida em matéria orgânica no interior da Ria Formosa. Para além disso, verifica-se que esta espécie é relativamente frequente fora da Ria Formosa, uma vez que têm sido detectada nas redes dos pescadores. (com. pes. Manuel Malaquias) Nesta área, as conchas representativas desta espécie, exibem uma heterogeneidade dimensional, desde pequenas dimensões, até às dimensões normais do estado adulto, que segundo Muzavor *et al.*, (1999) podem atingir dimensões da ordem dos 25 mm de comprimento.

Relativamente à espécie *Mesalia mesal*, verifica-se uma maior abundância, para a base dos furos efectuados, confirmada pela mera observação visual, já que não foram obtidos dados quantitativos. Constata-se assim, uma grande abundância daquelas conchas, no substrato de vasa arenosa, pois a fácies predominante é silto-argilosa, com um conteúdo variável em areia, não excedendo, porém, os 30%. Verifica-se de igual modo, que as conchas exibem rolamento, o que constitui evidência de um processo de transporte da zona costeira adjacente para esta área ou dentro da mesma área. O formato cilíndrico destas conchas, facilitaria o seu transporte. A conjugação de dois aspectos – existência de rolamento nas conchas e maiores percentagens de areia que lhes estão associadas – parece indicar uma interferência mais próxima do sector costeiro adjacente. Esta interferência só parece ser possível se admitirmos a existência de uma barra a poente.

Estudos recentes (Sprung *et al.*, 2000) relacionados com o Impacte das Dragagens nas Comunidades Bentónicas da Ria Formosa revelam que em situações de pós-dragagem, se verificou em determinados locais da Ria Formosa, um acréscimo significativo na abundância da espécie *Mesalia mesal*. Este acréscimo, pode eventualmente estar relacionado com um maior hidrodinamismo, tendo em conta o efeito que as dragagens induzem na génese de novos padrões de hidrodinamismo e escoamento. Embora o estudo efectuado não tenha incidido na medição da granulometria dos sedimentos, é correcto afirmar que, um maior hidrodinamismo induzido, é assinalado por um acréscimo da componente arenosa dos sedimentos.

Na verdade, o que se observa em termos da espécie *Mesalia mesal* é uma abundância não quantificada, mas que é significativa, já que nos testemunhos recolhidos a maiores profundidades, constata-se que as conchas

representativas daquele gastrópode, são praticamente o componente maioritário. É interessante verificar que em associação com a espécie referida a fracção arenosa assume valores percentuais significativos, embora não excedendo os 30% da massa sedimentar. (Quadro X)

A fracção arenosa associada parece ser, como já foi referido anteriormente, um valioso indicador da relativa proximidade da barra que outrora existia a poente da primitiva ilha-barreira. Por sua vez, o progressivo afastamento das barras, permite observar um decréscimo gradual da componente arenosa e um enriquecimento na fracção silto-argilosa, com a evidente modificação nas condições texturais do substrato.

A ocorrência da espécie *Mesalia mesal*, da base das sondagens executadas até à profundidade de 460 cm, relativamente à boca dos furos de sondagem efectuados, parece consubstanciar a ideia de uma alteração nas condições ambientais, a nível local, no que diz respeito ao substrato bentónico. De facto, o que se assinala é um decréscimo no conteúdo percentual de sedimentos arenosos para o topo. (Quadro X ; Anexo V-B) A alteração nas condições ambientais pode ter sido induzida por uma mudança na fisiografia do sistema traduzida pelo enraizamento da barra poente e a conseqüente alteração no hidrodinamismo.

No que diz respeito, às espécies *Tapes decussatus*, *Cerastoderma edule* e as conchas do género *Ostrea*, é de registar a necessidade de um substrato arenoso ou arenolodoso, o que não corresponde ao substrato existente na zona de sedimentação lagunar.

Há que salientar relativamente a estas espécies os seguintes aspectos:

1 – exibem rolamento, particularmente as conchas de *Tapes decussatus*, o que significa que sofreram transporte a partir de uma zona com maior hidrodinamismo;

2 – as conchas inteiras com uma só valva apresentam pequenas dimensões estando em posição pós-mortem. A dimensão das conchas sepultadas, já que estamos perante uma área de características lagunares, condicionaria o seu transporte;

3 – os maiores fragmentos de conchas, correspondem à espécie *Tapes decussatus*. A elevada fragmentação, parece indiciar, um processo de transporte desde uma área, onde os níveis de energia, eram suficientemente elevados para promover a fragmentação dessas conchas

Os diferentes aspectos referidos, permitem deduzir duas diferentes situações, em distintos espaços temporais:

- numa primeira fase, a maior ou menor proximidade da barra situada a poente, terá tido um papel muito importante, como meio de escape energético durante a enchente, para o transporte das conchas de *Cerastoderma edule*, *Tapes decussatus*, e *Ostrea sp.* Estas espécies,

dada a sua dependência de um substrato arenoso ou arenolodoso, sofreram transporte a partir de zonas mais próximas da barra, onde o hidrodinamismo era maior. As dimensões modestas das conchas, em comparação com o estado adulto, deixam antever a forte probabilidade, de um hidrodinamismo atenuado, sinal de um relativo afastamento da zona de sedimentação lagunar à barra poente. No entanto, à proximidade relativa da barra temos ainda que adicionar, o retorno do material bioclástico que saindo do sistema durante a vazante, seria introduzido no sistema, a partir do sector costeiro adjacente, por processos de galgamento, sobre uma ilha-barreira que numa fase juvenil, tinha cotas dunares mais baixas. Mais uma vez, a redistribuição exercida pelas correntes de maré desempenhou o seu papel, transportando por flutuação, desde a face interna da ilha-barreira, quer areia, quer material bioclástico, nomeadamente, as conchas mais pequenas, mais leves;

- numa segunda fase, e após o enraizamento da ilha-barreira, ainda com cotas dunares mais baixas, tem lugar o transporte de materiais sedimentares (areia e bioclastos) fornecidos por processos de galgamento, para a área de referência. Teria ainda lugar, o transporte de areia e bioclastos, provenientes da zona costeira adjacente e veiculadas pelas correntes de maré, através da barra do Guadiana, durante a fase da enchente. Contudo, é de antever que, dada a maior interioridade que se estabelece com o fecho da barra poente e conseqüente maior distância a percorrer pelas correntes de maré, desde a barra do Guadiana até à zona de sedimentação lagunar, as percentagens de areia e material bioclástico fossem residuais. É fácil entender esta situação, se se considerar que o amortecimento das correntes de maré, resulta do fluxo fluvial e do fluxo de maré, durante a enchente, terem sentidos opostos. Portanto, é de considerar que os galgamentos oceânicos, assumissem um papel predominante, no fornecimento de materiais sedimentares, ao já existente Esteiro da Carrasqueira. A importância dos galgamentos oceânicos é notória até profundidades médias da ordem dos 240 cm.

6.3 – Componente orgânica dos sedimentos

Desde a constituição de uma primitiva ilha-barreira até ao seu enraizamento e formação da flecha litoral de Monte Gordo, a zona de sedimentação lagunar, esteve relativamente protegida da acção directa do mar. Esta fisiografia favoreceu a existência de condições de baixo hidrodinamismo, dificultando assim, a remobilização da matéria orgânica. Segundo Healy (1994), é possível registar em ambientes fechados ou semi-fechados uma sedimentação rica em matéria orgânica, devido ao isolamento de condições marinhas pela presença de uma estrutura morfosedimentar. (Ex: ilha-barreira) O isolamento de condições marinhas gera ambientes de baixa energia em que as marés depositam materiais silto-argilosos com elevado conteúdo orgânico. (Borrego et al., 1995)

A maior ou menor riqueza dos sedimentos em matéria orgânica, é assinalada pela diferenciação quantitativa na taxa de acumulação do carbono

orgânico. Esta, por sua vez, depende do conteúdo percentual de carbono orgânico. (Simeí *et al.*, 1997) Quanto mais rico for o sedimento em matéria orgânica, maior é o conteúdo percentual de carbono orgânico e maior é a taxa de acumulação de carbono orgânico.

Para o topo das sondagens efectuadas (Quadro XIV) destacam-se valores mais elevados para a Taxa de Acumulação de Carbono Orgânico (TACO) , pela análise das amostras: A₁ 100; B₁ 120; B₁ 290; B₂ 320; C₂ 160; F₂ 130 e F₃ 120. No entanto, podemos dizer que de uma forma geral, os valores mantêm-se praticamente constantes, um aspecto que já havia sido assinalado, para o troço terminal do estuário do Guadiana, por Morales (1995).

A diminuição, não muito significativa, na TACO (Quadro XIV), sugere um ambiente calmo em que se processou a acumulação de sedimentos, potenciada pela vegetação halófitas que se foi implantando. No ambiente calmo que caracteriza esta área, foi-se acumulando a matéria orgânica em resultado das sucessivas fases de instalação de mantos de vegetação halófitas, já que a deposição de sedimentos finos, silto-argilosos, era a nota dominante, permitindo a instalação de uma vegetação halófitas pioneira. Esta, por sua vez, potenciava a deposição de finos e adicionava ao solo da planície intertidal, a matéria orgânica indispensável à nutrição de plantas halófitas secundárias, de maior porte.

Nas amostras, acima referidas, os valores mais elevados na TACO, que se verificam no domínio de um solo silto-argiloso de coloração esverdeada, podem ser interpretados como resultado da conjugação de dois factores:

- colonização pelos últimos mantos de flora halófitas, representada por restos vegetais (raízes, caules, etc.) incompletamente degradados, isto é, em estado de decomposição parcial ou em processo de mineralização. À semelhança do que se passa com a zona do canal principal do estuário do Guadiana, confirma-se para profundidades maiores, na passagem para um solo silto-argiloso mais escuro, (cinzento escuro) a presença de matéria orgânica humificada, de coloração negra, em resultado de um processo de mineralização mais avançado, em que os restos vegetais (raízes, caules e rizomas) perderam claramente a sua identidade;
- menor remobilização da matéria orgânica acumulada, por atenuação energética das correntes de maré, em consequência do enraizamento da Ilha-barreira e criação de um fundo de saco.

O odor característico a ácido sulfídrico, nos sedimentos de algumas estações de amostragem, é um indicador valioso do protagonismo desempenhado pelas bactérias redutoras do sulfato, em condições anaeróbicas, isto é, após o esgotamento do oxigénio, indispensável à actividade das bactérias aeróbicas. Sendo assim, compreende-se porque motivo a taxa de acumulação do carbono orgânico sofre um ligeiro decréscimo, em função da profundidade. (Quadro XIV)

Um aspecto interessante a salientar, relaciona-se com a correlação positiva entre a taxa de acumulação do carbono orgânico e o conteúdo percentual de

sedimentos finos. (Figs. 24 e 25) A íntima associação entre as granularidades finas e as concentrações mais elevadas de matéria orgânica, têm sido referidas por diversos autores, (Zeff, 1988; Anton *et al.*, 1993; Routh *et al.*, 1999) relativamente às áreas intertidais ocupadas por sapal.

Neste trabalho, considerou-se apenas uma classe granulométrica, a inferior a 70 micrómetros. Confirmando o que autores, acima citados, têm referido, verifica-se na classe inferior a 70 micrómetros que, a TACO sofre um acréscimo para percentagens, superiores a 90% . (Figs. 24 e 25) Isto significa que quando a percentagem de finos é elevada, registam-se valores mais elevados para o carbono orgânico acumulado.

Assim, para percentagens superiores a 90% verifica-se uma maior retenção de carbono orgânico nos sedimentos, traduzida por taxas mais elevadas de acumulação do carbono orgânico. Esta retenção maior de carbono orgânico nos sedimentos, relaciona-se com dois factores de natureza estrutural:

- segundo Rosnay, (1990) devido à existência de elevada quantidade de minerais com elevada superfície, como é o caso das argilas, permitindo assim, a formação de longas cadeias moleculares, nomeadamente associadas à matéria orgânica. A adsorção da matéria orgânica a essas superfícies desempenha um efeito estabilizador nas moléculas componentes. Este efeito estabilizador inibe a degradação bacteriana dos compostos orgânicos, retardando assim o processo de remineralização (Keill *et. al.* 1999);
- devido aos microporos existentes no sedimentos da fracção silto-argilosa, as enzimas produzidas pelas bactérias, não penetram, o que impede a degradação da matéria orgânica. (Keill *et. al.* 1999)

Tal como se verificou um acréscimo na TACO, para a classe granulométrica inferior a 70 micrómetros (Figs. 30 e 31) também se observa para a relação entre a TACO e o diâmetro médio das partículas sedimentares uma situação semelhante. (Fig. 26)

Morales (1995) refere a existência de uma relação entre níveis mais elevados de matéria orgânica e a diminuição do tamanho médio do grão, para o troço terminal do estuário do Guadiana. Ainda, Pendón *et al.*, (1997), com base em estudos efectuados nos sedimentos estuarinos dos rios Tinto e Odiel, na província de Huelva, destaca a relação inversa entre o aumento da granulometria e a diminuição do conteúdo de matéria orgânica.

Assim, para valores sucessivamente maiores no diâmetro médio das partículas e percentagens mais elevadas da fracção arenosa, registam-se valores mais baixos na taxa de acumulação de carbono orgânico, como é possível observar através da linha de tendência. (Fig. 26) Para médias granulométricas até aos 20 μm , verifica-se uma elevada retenção do carbono orgânico. Estes dados, vem reforçar mais uma vez a correlação negativa entre as granularidades dos sedimentos e o carbono orgânico retido, relativamente às áreas ocupadas por sapal.

Em harmonia com o que foi referido anteriormente, assinalam-se duas áreas (A,B) nos gráficos, em função da distribuição espacial dos pontos representativos das amostras. (Figs. 22, 24 e 26)

Assim, a área A do gráfico, onde se encontra uma maior concentração de pontos, representa uma zona paleoambiental A, que por sua vez, reflecte uma fase evolutiva posterior da zona de sedimentação lagunar, em que os níveis de energia eram mais baixos, contribuindo assim, para uma menor remobilização da matéria orgânica.

O menor hidrodinamismo, resulta da criação de um fundo de saco, pelo enraizamento da primitiva ilha-barreira. Com o enraizamento da ilha-barreira, a poente, e conseqüente estabelecimento de um novo regime hidrodinâmico, adicionado ao posicionamento da zona de sedimentação lagunar, na porção terminal do fundo de saco, e portanto, mais afastada do sector costeiro adjacente, decrescem os conteúdos percentuais de areia e aumentam os siltes e argilas. Este aumento propiciaria a instalação da vegetação halófitas secundária. Assim, taxas de acumulação do carbono orgânico mais elevadas, seriam o resultado das últimas fases de instalação da vegetação halófitas e da matéria orgânica transportada durante a enchente e aprisionada ou retida durante a vazante, (detritos fitogénicos) pelo emaranhado vegetal.

Os baixos níveis de energia, associados à zona A, representativa de uma fase de maior confinamento da zona de sedimentação lagunar, repercutem-se numa TACO ligeiramente mais elevada, uma vez que seriam necessários níveis de energia mais elevados, para que se operasse, uma maior remobilização da matéria orgânica, durante o período vazante da maré.

A zona B, representa uma fase anterior de maior abertura da zona de sedimentação lagunar, relativamente ao sector costeiro adjacente, a que naturalmente se associam índices energéticos mais elevados. Estes seriam a consequência de:

- maior hidrodinamismo, promovido pela existência de condições de escoamento a poente e nascente da ilha-barreira primitiva, promovendo-se assim, uma remobilização mais eficaz da matéria orgânica;
- remineralização da matéria orgânica, inicialmente através de um processo aeróbico e posteriormente, após esgotamento do oxigénio, por um processo anaeróbico, denominado sulfato-redução;
- acréscimo no conteúdo percentual de areia e médias granulométricas maiores.

Relativamente a este último ponto, a consequência é: valores mais baixos na taxa de acumulação do carbono orgânico. (Figs. 26) No entanto, convém acentuar que na zona de sedimentação lagunar, a remobilização da matéria orgânica nunca seria muito significativa. Dada a relativa proximidade da zona de sedimentação lagunar, relativamente à barra poente, antes do enraizamento,

é natural que o ambiente deposicional fosse mais energético. De qualquer modo, não podemos esquecer que, para além da protecção conferida pela ilha-barreira, quaisquer injeções de energia no interior do canal lagunar, proveniente do sector costeiro, seriam inicialmente minimizadas pelo amortecimento das correntes de maré, nos leques de enchente e vazante. Assim, a zona de sedimentação lagunar seria uma zona predominantemente de deposição calma, com baixa remobilização da matéria orgânica.

6.4 – Evolução da sedimentação

A zona de sedimentação lagunar é caracterizada predominantemente por uma acreção vertical de sedimentos, traduzida pela relação aproximadamente linear entre a idade dos sedimentos e a profundidade (altura dos sedimentos acumulados), o que permite definir uma taxa de sedimentação mais ou menos constante. O material bioclástico, (conchas) constituinte da massa sedimentar depositada, desaparece no registo sedimentar, acima de uma profundidade média de 240 cm, o que significa uma diminuição dos índices energéticos associados à maré, com a consequente perda de competência no transporte de material bioclástico.

Um aspecto interessante a salientar relaciona-se com o desaparecimento da espécie *Mesalia mesal* do registo sedimentar, para profundidades menores que 460 cm, (relativamente à boca dos furos de sondagem) que terá ocorrido há cerca de 3200 anos B.P.. (Fig. 28) Este desaparecimento, parece consubstanciar a ideia de uma profunda alteração das condições ambientais, a nível local, relacionadas com novos padrões de escoamento hidrodinâmico e resultante modificação no substrato bentónico. De facto, o que se assinala é um decréscimo no conteúdo percentual de sedimentos arenosos para o topo. (Quadro X; Anexo V-B – perfis) As alterações referidas terão sido induzidas por mudanças na fisiografia, nomeadamente o enraizamento da ilha-barreira. Tendo em conta que o desaparecimento da espécie, estará relacionado com o enraizamento da primitiva ilha-barreira e consequente criação de um fundo de saco, então é possível datar a transição da ilha-barreira para uma flecha litoral. Esta transição terá ocorrido, de acordo com a idade atribuída ao desaparecimento da espécie *Mesalia mesal*, há cerca de 3200 anos B.P.. (Fig. 28) De qualquer modo, esta data não parece estar em harmonia com os resultados obtidos por Ojeda (1988) e Campos *et al.*, 1991, pois, estes autores referem esquematicamente, com base em dados arqueológicos que, há 3000 anos esta ilha-barreira ainda não havia enraizado.

Após o enraizamento, a flecha litoral permaneceu, certamente, susceptível aos galgamentos oceânicos, devido à existência de, numa fase inicial, cotas dunares mais baixas. Ao longo do registo sedimentar é de destacar a presença de níveis de conchas (Anexo V-B, Figs. 25-30) de maior ou menor espessura, que são indícios fidedignos da redistribuição dos sedimentos da fracção arenosa e material bioclástico associado, pelas correntes de maré, desde a face interna da flecha litoral até zonas de cabeceira do Esteiro da Carrasqueira, de que a zona de sedimentação lagunar é um exemplo. Os últimos níveis de conchas ocorrem a uma profundidade média de 240 cm indicando ainda, nesta fase, a presença de uma flecha litoral, com relevos dunares mais baixos e

também mais estreita, e assim, caracterizada pela sua elevada susceptibilidade aos galgamentos oceânicos, particularmente agressivos durante períodos de maior agitação marítima. De acordo com a curva linear, da Fig. 28, isso indicaria para a flecha litoral uma idade da ordem dos 1700 anos B.P., momento temporal em que se terão verificado os últimos galgamentos. Após isso, e mais recentemente a ilha-barreira evoluiu, tornando-se progressivamente mais larga e com cotas dunares mais elevadas. (Fig. 28)

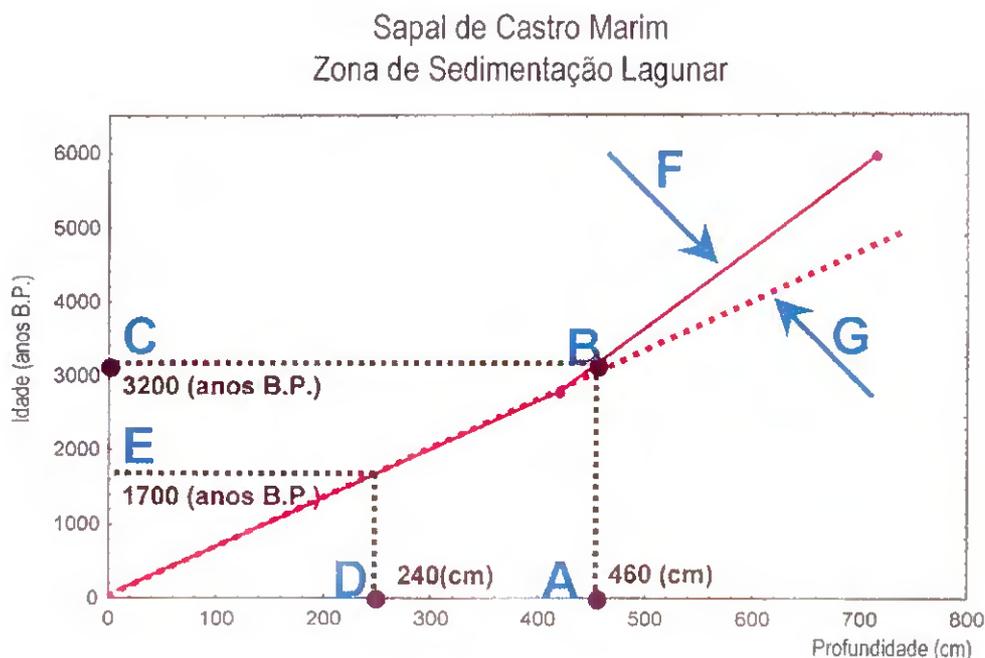


Fig.28 – Relação idade *versus* profundidade dos sedimentos acumulados na zona de sedimentação lagunar, com uma definição mais ou menos linear da taxa de sedimentação em função do tempo. **A** – Desaparecimento da espécie *Mesalia mesal* do registo sedimentar para profundidades menores do que 460 cm; **B** – Ponto de intersecção com a curva linear e não linear; **C** – Idade acima da qual não ocorre no registo sedimentar a espécie *Mesalia mesal*; **D** – Não ocorrência de material bioclástico, indicadora de uma elevação altimétrica limite e definição de uma profundidade acima da qual não se registam galgamentos oceânicos; **E** – Idade provável acima da qual não se registam galgamentos oceânicos; **F** – Relação aproximadamente linear entre a idade e a profundidade (altura de sedimentos acumulados); **G** – Relação linear (curva linear) entre a idade e a profundidade.

7 – Conclusões

7.1 – Zona adjacente ao canal principal do estuário do Guadiana

Esta zona ocupada por sapal e sulcada por um canal de maré, representa um ambiente de planície intertidal/sapal.

Numa primeira fase, em consequência da meandrização e migração do canal, a planície intertidal foi preenchida por sedimentos mais grosseiros, em resultado da acreção lateral de barras arenosas.

Numa segunda fase, tendo em conta a importância das barras arenosas como núcleos topográficos para a implantação da vegetação halófitas, o preenchimento é protagonizado pela acreção vertical de sedimentos de natureza silto-argilosa. Aquela fase é representada pela presença de restos orgânicos, em processo de mineralização, evidenciado por valores percentuais mais elevados de carbono orgânico.

Define-se na planície intertidal desta zona, uma sequência com gradação positiva. O preenchimento da planície intertidal, por sedimentos sucessivamente mais finos, da base para o topo da sequência, resultou da conjugação de três factores:

- 1) afastamento da barra do Guadiana, como local de transferência de energia e da componente detrítica arenosa para o sistema de drenagem no interior das áreas ocupadas por sapal;
- 2) povoamento da planície intertidal, pela flora halófitas, que teria então condições de se fixar a um substrato com menor mobilidade, promovendo por sua vez uma sedimentação silto-argilosa;
- 3) elevação altimétrica da planície intertidal, devido à acreção vertical operada na superfície do sapal e consequente diminuição da diferença de potencial e menor aporte de sedimentos da fracção arenosa.

7.2 – Zona de sedimentação lagunar

Esta zona, caracteriza-se no essencial, por uma predominância de sedimentos da fracção silto-argilosa, o que lhe confere características lagunares, dominada por uma dinâmica de maré de baixa energia. Predomina uma acreção vertical de sedimentos.

O Esteiro da Carrasqueira, adjacente à zona de sedimentação lagunar, desempenharia, outrora, o papel de canal lagunar, aberto a poente e a nascente, protegido da acção directa do mar por uma ilha-barreira primitiva.

O enraizamento desta ilha-barreira, contribuiu para o relativo isolamento da zona de sedimentação lagunar, com a criação de um fundo de saco, tornando inviável o escoamento para poente e criando um novo padrão de hidrodinamismo. A génese de condições de menor energia, favoreceu assim a

deposição de uma fácies silto-argilosa e também uma menor remobilização da matéria orgânica.

Após o enraizamento, a península litoral permaneceu temporariamente susceptível aos galgamentos oceânicos. Os últimos níveis de conchas são reveladores, da presença de uma estrutura morfosedimentar, com relevos dunares mais baixos e também mais estreita, tendo ocorrido até há 1700 anos B.P. os últimos galgamentos, com ejeção de sedimentos para a sua face interna e posterior remobilização pelas correntes de maré para as zonas de cabeceira, nomeadamente, para a zona de sedimentação lagunar.

Bibliografia

Adam, P. (1990) – *Saltmarsh ecology*. Cambridge: Cambridge University Press, 461p.

Andrade, C. (1990) – O ambiente de barreira da Ria Formosa. *Dissertação de Doutouramento. Universidade de Lisboa*.

Anton, K. K.; Liebezeit, G.; Rudolph, C.; Wirth, H. (1993) – Origin, distribution and accumulation of organic carbon in the Skagerrak. *Marine Geology, 111, p. 287-297*

Antunes da Silva, A. (1957) – Caracterização física do solo. Modificação do método de Keen-Rackzkowski. *Congresso Luso-espanhol para o progresso das ciências. Vol. 5, 479-487. Lisboa*.

Antunes da Silva, A. (1966). Pedologia. Oeiras.

Baeteman, C.; Beets, Dirk J.; Strydonck, M. (1998) – Tidal crevasse splays as the cause of rapid changes in the rate of aggradation in the Holocene tidal deposits of the Belgian Coastal Plain. *Journal of Quaternary International*.

Beetfink, W.G. (1977) – The Coastal saltmarshes of western and northern Europe: an ecological and phytosociological approach in *Wet Coastal Ecosystems*. Ed. V.J. Chapman.

Bettencourt, P. (1994) – Les environnements sédimentaires de la côte sotavento (Algarve, Sud Portugal) et leur évolution holocène et actuelle. *Université de Bordeaux I*

Borrego, J.; Morales, J.A.; Pendón, J.G. (1993) – Holocene filling of na estuarine lagoon along the mesotidal coast of Huelva: the Piedras river mouth, SW Spain. *Journal of Coastal Research, p. 242-254*.

Borrego, J.; Morales, J.A.; Pendón, J.G. (1995) – Holocene estuarine facies along the mesotidal coast of Huelva, SW Spain. *Spec. Publs int. Ass. Sediment. 24, p. 151-170*.

Boski, T.; Moura, D.; Duarte, R.D.N.; Pedro P.; Silva, P.C.M.S.; Santana, P. (1998) – Preenchimento sedimentar do estuário do Guadiana a partir do final do último máximo glaciário – resultados preliminares. *SIPRES – 1º Simpósio Interdisciplinar sobre Processos Estuarinos. Universidade do Algarve*.

Boski, T.; Moura, D.; Camacho, S.; Veiga-Pires, C.; Duarte, D.; Scott, D.B.; Pedro, P.; Fernandes, S.G. (2000) – The record of post-glacial sea-level rise within the sedimentary infilling of the Guadiana Estuary. *Sedimentary Geology(in press*

Brack, K; Stevens, R.L.; Paetzel, M. (2000) – Holocene environmental change and the accumulation-erosion balance of sheltered river-mouth sediments, Goteborg. SW Sweden. *Marine Geology* 170, p. 347-362.

Calvário, J. R.O. (1995) – Estrutura e Dinâmica das Comunidades Macrobênticas da Ria Formosa (Ria Faro-Olhão). *Dissertação de Doutoramento. Universidade do Algarve.*

Campos, J.; Borja, F.; Gómez, F.; Castiñeira, J. e García, J. M., 1991. – Dinâmica de assentamientos y evolucion de sistemas naturales: la secuencia holocena en el litoral y prelitoral entre el Guadiana y el Guadalquivir. *Informe de actividades. 147 pp.*

Carta Militar de Portugal (1980) – Edição do Serviço Cartográfico do Exército. Folha 600.

Carter, R.W.G.(1989) Coastal Environments: an Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines. *Academic Press, London.*

Chapman, V.J., (1960) – Salt marshes and salt deserts of the world. *Interscience, New York, 392 pp.*

Costa, J.B. (1950) – Estudo e Classificação das Rochas por Exame Macroscópico. (5ª edição) *Fundação Calouste Gulbenkian.*

Costa, J.V.B.; Macedo, J.M.P. (1955) – Expansibilidade de alguns solos de Angola. *Ed. Garcia de Horta, 3: 33-37.*

Costa, M. & Boira, H. (1981) La vegetacion costera valenciana: Los saladares. *Anal. Bot. Madrid* 38: 233-244.

Daiber, F.C. (1986) – Conservation of Tidal Marshes. New York: van Nostrand Reinhold, 341 p.

Davis, R. A. (1996) – Coasts. *Prentice-Hall, Inc. New Jersey. 274 p*

Dent, D. (1986) – Acid Sulphate soils: a baseline for research and development. *International Institute for Land Reclamation and Improvement ILRI, Wageningen, The Netherlands. Publication 39*

Dias, J.M.A.; Rodrigues, A.; Magalhães, F. (1997) – Evolução da linha de costa em Portugal, desde o último máximo glaciário até à actualidade: síntese de conhecimentos. *Revista da Associação Portuguesa do Quaternário, nº1, p. 53-66.*

Dias, J.M.A.; Bosbi, T.; Rodrigues, A.; Magalhães, F. (2000) – Coastline evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present – a synthesis. *Marine Geology p. 177-186.*

Dinis, P.A.H.D.M.; Dinâmica sedimentar e evolução do estuário do Lis. *Dissertação de Mestrado. Universidade de Coimbra.*

Esaguy, A.S. (1987) – Barra do Guadiana. Evolução (1964 – 1987) *Direcção Geral de Portos e Navegação e Transportes Marítimos.*

Fernandes, J.F. (1975) – Reconhecimento dos sapais de Portugal – Baixas de Alvor. *Pedologia* 10(2) p.151. Oeiras.

Folk, R. L.; Ward, W. C. (1957). Brazos river bay a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology.*, 27, pp.3-26.

Franco, M.A.G. (1997) – Sedimentología y morfología del canal mareal de Mira. Dominio interno del sistema isla-barrera de Aveiro, Portugal. *Dissertação de Mestrado. Universidade de Salamanca.*

Freitas, M.C. (1996) – Lagunas costeiras: ambientes em evolução. Seminário sobre Lagunas Costeiras e Ilhas-barreira da Zona Costeira de Portugal. *Associação Eurocoast-Portugal. Universidade de Aveiro.*

French, J.R.; Spencer, T. (1993) – Dynamics of sedimentation in a tide-dominated backbarrier salt marsh, Norfolk, UK. *Marine Geology*, p. 315-331.

Frey, R.; Basan, P. (1978) Coastal Salt Marshes. Coastal Sedimentary Environments. *Springer Verlag*, p. 101 – 169.

Frey, R. W. & Howard, J.D. (1986). Mesotidal estuarine sequences: a perspective from the Georgia Bight. *Journal of Sed. Petrol.* 56. 911-924.

Friedman, G.M.;Sanders, J. E. (1978). Principles of Sedimentology. *Ed John Wiley & Sons, New York*, 792 p.

Fisher, J.; Simpson, E. (1979) – Washover and tidal sedimentation rates. Leatherman (Ed.) Barrier Islands, *Academic Press*, p. 127-148.

Gonzalez, R.; Dias, J.M.A.; Ferreira, Ó. (2000) – Evolução recente da margem oeste do estuário do Guadiana. *Seminário: Estuários de Portugal e os Planos de Bacia Hidrográfica. Associação Eurocoast-Portugal.*

Goodbred, S.L.; Wright, E.E.; Hine, A.C. (1998) – Sea-level change and storm-surge deposition in a late Holocene Florida salt marsh. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 68, Nº2, p.240-252.

Griffiths, J. C., 1967. Scientific method in analysis of sedimentary environments. McGraw-Hill, New York.

Healy, Michael G. (1995) – The lithostratigraphy and biostratigraphy of a Holocene coastal sediment sequence in Marazion Marsh, west Cornwall, UK, with reference to relative sea-level movements. *Marine Geology*, p. 237-252

Henrichs, S.M. (1992) – Early diagenesis of organic matter in marine sediments: progress and perplexity. *Marine Geology*, 39, 119-149

Hernandez-Molina, F.J., Somoza, L., Rey, J., Pomar, L. (1994) – Late Pleistocene-Holocene sediments on the Spanish continental shelves: a model for very high-resolution sequence stratigraphy. *Marine Geology*, 120, 129-174

Weinholtz, M.B. (1978). Rio Guadiana: Elementos para o estudo da sua embocadura. (1964-1978) *Direcção Geral de Portos*.

Williams, H.F.L.; Hamilton, T.S. (1995) – Sedimentary Dynamics of an Eroding Tidal Marsh Derived from Stratigraphic Records of ¹³⁷Cs Fallout, Fraser Delta, British Columbia, Canada. *Journal of Coastal Research*, 11, 1145-1156.

Jennings, S.C.; Carter, R.W.G.; Orford, J.D. (1993) – Late-Holocene salt-marsh development under a regime of rapid relative sea-level rise: Chezzetcook Inlet, Nova Scotia. Implications for the interpretation of palaeo-marsh sequences. *Can. J. Earth Sciences*, 30: 1374-1384.

Jennings, S.C.; Carter, R.W.G.; Orford, J.D. (1995) – Implications for sea-level research of salt marsh and mudflat accretionary processes along paraglacial barrier coasts. *Marine Geology*, 124, 129-136

Lallier-Vergès, E.; Bertrand, P.; Desprairies, A. (1993) – Organic matter composition and sulphate reduction intensity in Oman Margin sediments. *Marine Geology*, 112, 57-69

Lousã, M. F. (1986) – Comunidades Halofílicas da Reserva de Castro Marim. *Dissertação de Doutoramento. Universidade Técnica de Lisboa*.

Long, A.J.; Platter, A.J.; Waller, Martyn P.; Innes, James B. (1996) – Holocene coastal sedimentation in the Eastern English Channel: New data from the Romney Marsh region, United Kingdom. *Marine Geology*, p.97-120

Macedo, M.C.C.; Macedo, M.T.C. & Borges J.P.P. (1999) Conchas Marinhas de Portugal. *Editores Verbo*. 516 p.

Madureira, M.J.; Vale, C.; Gonçalves, M.L.S. (1997) – Effect of plants on sulphur geochemistry in the Tagus salt-marsh sediments. *Marine Chemistry*, 58, 27-37

Morales, J.A.; Pendon, J.G.; Borrego, J. (1994) – Origen y evolución de flechas litorales recientes en la desembocadura del estuario mesomareal del río Guadiana (Huelva, SO de España) *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (1-2)

Morales, J. A. (1995) – Sedimentología del Estuario del Río Guadiana (S.O. España-Portugal). *Dissertação de Doutoramento. Universidade de Huelva*.

Morales, J. A. (1997) – La desembocadura mesomareal del río Guadiana (S. O. España- Portugal): um exemplo de transformación de estuario en delta. *Publicaciones de la Universidade de Huelva*, 229 pp.

Morales, J.A. (1997) – Evolution and facies architecture of the mesotidal Guadiana River delta (S.W. Spain – Portugal). *Marine Geology (First Proofs)*

Morenito, P. (1997) – Prosobrânquios (Mollusca: Gastropoda) do Sistema Lagunar da Ria Formosa. *Relatório de estágio do curso de licenciatura em Biologia Marinha e Pescas. Universidade do Algarve.*

Moreira, M. C. (1983) – Apontamentos históricos sobre Castro Marim. *Serviço Nacional de Parques, Reservas e Património Paisagístico. Secretaria de Estado do Ordenamento e Ambiente.*

Muzavor, S; Morenito, P. (1999) – Roteiro Ecológico da Ria Formosa (Moluscos Gastrópodos). *Universidade do Algarve.*

Nelson, C. Hans; Baraza, J.; Maldonado, A.; Roder, J.; Escutia, C.; Barber, J. (1999) – Influence of the Atlantic inflow and Mediterranean outflow currents on Late Quaternary sedimentary facies of the Gulf of Cadiz continental margin. *Marine Geology* , 155, 99-129

Newby, L.C. (1982) – Salt marsh coasts in Beaches and coastal environments. *Maurice L. Schwartz (Ed.) 940 p. Department of Geology Western Washington University.*

Nichols, M.M.; Boon, J.D. (1994) Sediment transport processes in coastal lagoons. *Elsevier Science Publishers*

Niering, W.A.; Warren, R.S. (1980) – Vegetation patterns and processes in New England salt marshes. *Bioscience*, 30, 301-307.

Ojeda, J., (1988) – Aplicaciones de la teledetección espacial a la dinámica litoral (Huelva), Geomorfología y Ordenación del Territorio. *Dissertação de Doutouramento. Universidade de Sevilla.*

Oertel, G.F. (1985) – The barrier island system. *Marine Geology*, 63, 1 –18.

Keen, B.A. and Rackzowski, H. (1921) – The relationship between the clay content and certain physical properties of the soil, 11: 441-449.

Keil, R.; Montiuçon, D; Prah, F. & Hedges, J. (1999) Sorptive preservation of labile organic matter in marine sediments. *Nature*, 370; 549-552.

Pedro, P.; Boski, T.; Pessoa, J. & Thorez, J. (2000) – Presevação da matéria orgânica em sedimentos marinhos da margem NW ibérica. 3º *Simpósio sobre a Margem Ibérica Atlântica. Universidade do Algarve.*

Pedro, P.; Boski, T.; Pessoa, J. & Thorez, J. (2001) – Associação da matéria orgânica a superfícies minerais em sedimentos marinhos: preservação de aminoácidos na margem ibérica. *VI Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa. Universidade do Algarve.*

Pejrup, M. (1986) The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: A new approach. In the Boer Van gelder (Ed) tide influenced sedimentary environments and facies, pp. 289-300.

Pendón, J. Gabriel; Morales, Juan A. (1997) – Fácies deposicionales Holocenas de la Costa de Huelva: propuesta de nomenclatura para litofacies estuarinas. *Cuadernos de Geología Ibérica, nº 22, 165-190. Universidad Complutense, Madrid.*

Pendón, J. Gabriel; Morales, Juan A.; Borrego, José; Jiménez, I.; Lopez, M. (1998) – Evolution of estuarine facies in a tidal channel environment, SW Spain: evidence for change from tide to wave-domination. *Marine Geology p. 43-62.*

Pethick, J. S., (1980) – Velocity surges and asymmetry in tidal channels. *Estuarine Coastal Marine Science., 11 : 331-345*

Petsch, S.T.; Berner, R. A.; Eglinton, T.I. (2000) – A field study of the Chemical weathering of ancient sedimentary organic matter. *Organic Geochemistry, 31. 475-487.*

Plater, A. J. (1992) – The late Holocene evolution of Denge Marsh, southeast England: a stratigraphic, sedimentological and micropalaentological approach. *The Holocene 2,1 pp. 63-70.*

Poppe, G.T.; Goto, Y. (1991) – European Sea Shells , Vol I (Colyplacophora, Caudofoveata, Folenogastra, Gastropoda) Ed. *Verlag Christa Hemmen. 352 p.*

Randerson, P.F. (1979). A simulation model of salt-marsh development and plant ecology. *Estuarine and Coastal Land Reclamation and Water Storage.* Farnborough: Saxon House, pp.48-67.

Reading, H.G.; Collinson, J. D. (1996) – Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. *Edited by F.G.reading. University of Oxford.*

Reineck, H.E.; Singh, I.B. (1980) – Depositional Sedimentary Environments. *Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 551 p.*

Ribeiro, A.; Antunes, M.T.; Ferreira, M.P.; Rocha, R.B.; Soares, A. F.; Zbyszewski, G.; Moitinho de Almeida, F.; Carvalho, D.; Monteiro, J. H. (1979) – Introduction à la Geologie Générale du Portugal. *Serviços Geológicos de Portugal.*

Rosnay, J. (1990) – A aventura da vida : Edição da Livraria Almedina, Coimbra.

Routh, J; McDonald, T. J.; Grossman, E. L. (1999) – Sedimentary organic matter sources and depositional environment in the Yegua formation (Brazos County, Texas). *Organic Geochemistry*, 30, 1437 – 1453.

Sampei, Y.; Matsumoto, E.; Tokuoka, T.; Inuoe, D. (1997) – Changes in accumulation rate of organic carbon during the last 8000 years of Nakaumi, Lagoon, Japan. *Marine Chemistry* 58, p. 39-50

Santos, A; Boski, T. (1999) – Comparação do preenchimento sedimentar Holocénico em duas áreas de dinâmica contrastada no estuário do Guadiana. *Seminário: Os Estuários de Portugal e os Planos de Bacia Hidrográfica*. Associação Eurocoast-Portugal.

Santos, A; Boski, T. (2000) – Comparação do preenchimento sedimentar Holocénico em duas áreas de dinâmica contrastada no estuário do Guadiana. *3º Simpósio sobre a Margem Ibérica Atlântica. Universidade do Algarve*.

Schubert, C.J.; Ferdelman, T.G.; Strotmann, B. (2000) – Organic matter composition and sulphate reduction rates in sediments off Chile. *Organic Geochemistry*, 31. 351-361

Shaw, J.; Ceman, J. (1999) – Salt-marsh aggradation in response to late-Holocene sea-level rise at amhersty Point, Nova Scotia, Canada. *The Holocene* 9,4 pp. 439-451.

Sprung, M.; Machado, M.; Malaquias, M; Morenito, P. (2000) – Impacte das Dragagens nas Comunidades Bentónicas da Ria Formosa. *Projecto IMAR/CCMAR. Universidade do Algarve*.

Teixeira, C. (1981) – Geologia de Portugal. Vol.I – Pré-Câmbrico, Paleozóico. *Fundação Calouste Gulbenkian*.

Teixeira, S. B. (1994) – Dinâmica Morfossedimentar da Ria de Aveiro. *Dissertação de Doutoramento. Universidade de Lisboa*.

Thomas, E.; Varekamp, J.C. (1991) – Paleo-Environmental Analyses of Marsh Sequences (Clinton, Connecticut): Evidence During the Latest Holocene. *Journal of Coastal Research*, 11. 125-158

Vaz, G.G.; Banerjee, P.K.(1997) – Middle and late Holocene sea level changes in and around Publicat Lagoon, Bay of Bengal, Índia. *Marine Geology* 138, 261-271

Zeff, M. J. (1988) – Sedimentation in a salt marsh-tidal channel system, southern New Jersey. *Marine Geology*, p. 33-48

Anexo I

1 – Análise granulométrica

Antes de se proceder à análise granulométrica dos sedimentos, adoptaram-se os seguintes procedimentos:

- eliminação da matéria orgânica ;
- descarbonatação;
- medição das granulometrias das partículas sedimentares.

1.1 – Eliminação da matéria orgânica

Na destruição da matéria orgânica, contida em cada sub-amostra, utilizou-se peróxido de hidrogénio, (H_2O_2) em duas fases distintas:

- uma primeira fase, com **reacção a frio**, em que se colocou o peróxido de hidrogénio em contacto com as sub-amostras, ocorrendo inicialmente uma reacção muito intensa, com elevada efervescência, diminuindo progressivamente de intensidade;
- uma segunda fase e última com **reacção a quente**, em que as sub-amostras com peróxido de hidrogénio (H_2O_2), foram submetidas a uma temperatura, mais ou menos constante, da ordem dos $40^\circ C$, para completar a degradação da matéria orgânica, iniciada com a reacção a frio.

1.2 – Descarbonatação

Na descarbonatação, (eliminação dos carbonatos e/ou conchas carbonatadas), foi utilizada uma solução de ácido clorídrico a 10%. Tendo-se completado a degradação da matéria orgânica e a descarbonatação, as sub-amostras foram lavadas, em centrífugadora, de forma a maximizar a remoção tanto do peróxido de hidrogénio, como do ácido clorídrico. Em cada lavagem efectuada, retirou-se o sobrenadante, medindo-se em seguida o pH. O resíduo sólido foi sucessivamente lavado até à neutralização.

1.3 – Granulometria dos sedimentos

Para efeitos de análise granulométrica dos sedimentos, foi usado um granulómetro, *Malvern Mastersizer Micro*, (**Anexo II**) com a capacidade de medir partículas com dimensões granulométricas situadas entre 0,5 e 300 micrómetros.

1.3.1 – Identificação das litologias

Após a quantificação percentual das diferentes fracções granulométricas, recorreu-se ao diagrama de Sheppard (1954) para identificar as litologias. Os termos litológicos utilizados para a descrição dos sedimentos foram os seguintes:

Na zona adjacente ao canal principal do estuário do Guadiana:

- silte argiloso;
- silte argiloso com conchas;
- silte arenoso;
- silte arenoso com conchas;
- areia siltosa;
- areia siltosa com conchas;
- areia fina;
- areia fina com conchas.

Na zona de sedimentação lagunar:

- silte argiloso;
- silte argiloso com conchas;
- silte arenoso;
- silte arenoso com conchas.

2 – Análise de carbono orgânico e inorgânico

Após moagem, de uma pequena quantidade de cada amostra ($\cong 4$ g), em moinho *FRITCH Planetary Micro Mill*, (**Anexo II**) de maneira a se poder obter um pó muito fino, as sub-amostras foram usadas na medição dos conteúdos percentuais do carbono total (orgânico e inorgânico).

A metodologia adoptada foi a seguinte:

1 – na medição do carbono orgânico e inorgânico o sedimento foi introduzido, em pequenas cápsulas ou invólucros de prata e estanho, respectivamente;

2 – procedeu-se à pesagem da amostra em microbalança previamente tarada;

3 – realizou-se o tratamento das amostras contidas nas cápsulas de prata, com ácido clorídrico, no intuito de eliminar os carbonatos e assim quantificar correctamente o carbono orgânico;

4 – retirou-se, tanto quanto possível, o ar contido nas cápsulas, fechando-as mais ou menos hermeticamente, de modo a evitar contaminações resultantes da exposição ao carbono atmosférico;

5 – por último, foram feitas as análises do carbono orgânico e inorgânico, através do processo de cromatografia gasosa, com o instrumento *Carlo Erba Elemental Analyser EA 1108*, um analisador elemental de CN (carbono, azoto). As cápsulas de prata foram submetidas a um processo de combustão no analisador. Os gases libertados nesse processo de combustão, passam por um detector de condutividade que os analisa sendo posteriormente definidos os conteúdos percentuais existentes.

Relativamente ao processo de cromatografia gasosa, há que referir, de uma forma simplista, que se trata de uma técnica para separação e análise de misturas de substâncias voláteis. Assim, a amostra (cápsulas de prata) é vaporizada (através de um processo de combustão) e introduzida num fluxo de um gás adequado denominado de fase móvel ou gás de arraste. Este fluxo de gás com a amostra vaporizada passa por um tubo que contém a fase estacionária (coluna cromatográfica), onde ocorre a separação da mistura. As substâncias separadas saem da coluna dissolvidas no gás de arraste e passam por um detector de condutividade; dispositivo que gera um sinal eléctrico proporcional à quantidade de material eluido. O registo deste sinal em função do tempo é o cromatograma, sendo que as substâncias aparecem sob a forma de picos cuja área é proporcional à sua massa, o que possibilita, posteriormente, a análise quantitativa.

No que diz respeito ao carbono orgânico, foram usados como parâmetros o conteúdo percentual para a zona do canal principal do estuário do Guadiana e zona de sedimentação lagunar, e também a taxa de acumulação do carbono orgânico para a zona de sedimentação lagunar.

De acordo com *Sampei et al.*, 1997, na determinação da taxa de acumulação do carbono orgânico consideram-se os seguintes parâmetros:

- Taxa de sedimentação (T.S.);
- A densidade ou peso específico do sedimento (D);
- A percentagem de carbono orgânico (%Corg).

Assim, a taxa de acumulação do carbono orgânico (TACorg) é estimada de acordo com a fórmula:

$$T.A.Corg = T.S. \times D \times \%Corg \times 10^{-2}$$

2.1 – Taxa de sedimentação

A taxa de sedimentação na área 2 foi calculada, tendo em conta a espessura de sedimentos acumulados e a idade atribuída, neste caso, não aos sedimentos, mas a conchas. Deste modo, às conchas amostradas a profundidades de 715 cm e 420 cm, atribuíram-se as idades de 5950 ± 190 anos BP e 2780 ± 40 anos BP, respectivamente. Considerando que a espessura de sedimento acumulado foi de 715 cm e a idade máxima atribuída,

5950 anos, o quociente, idade/altura de sedimento acumulado, deu lugar a uma taxa de sedimentação.

Assim, no caso específico, da área 2, obteve-se o seguinte resultado:

Taxa de sedimentação (T.S) = 715 cm / 5950 anos

T.S. = 0,13 cm/ano

2.2 – Densidade do sedimento

A densidade ou peso específico, do sedimento descarbonatado e desprovido de matéria orgânica, foi calculada, com base na massa e volume da amostra. Foram utilizados dois métodos diferentes:

- o método de KEEN-RACKZKOWSKI (Keen et al., 1921; Costa et al., 1955; Silva, A., 1957, 1966); (**Anexo IV**)
- o método tradicional em que se introduziu uma pequena quantidade de amostra num tubo de ensaio com um volume específico de água, verificando-se posteriormente, qual o volume de água deslocado.

Mediante a massa e o volume de diferentes amostras, obtiveram-se valores de densidade média para as duas áreas. Assim, para a zona do canal principal do estuário do Guadiana o valor obtido foi de 2,24, e para a zona de sedimentação lagunar, 2,72.

Anexo II

1 - Funcionamento do granulómetro

O *Mastersizer* ou granulómetro (Fig. 1) é um instrumento utilizado para a medição das dimensões granulométricas dos sedimentos tendo para isso um computador acoplado. Os aspectos fundamentais deste sistema são a **unidade óptica** e o **computador** acoplado que, usa o *software* fornecido pela *Malvern Instruments* para determinar o tamanho das partículas sedimentares, representando-o através de gráficos e, procedendo ao respectivo tratamento estatístico.



Fig. 1 – Granulómetro ou "Mastersizer".

A **unidade óptica**, parte fundamental do granulómetro recolhe os dados que serão utilizados para medir as dimensões das partículas. Os dados são o resultado da informação proveniente da dispersão da luz pelas partículas constituintes da amostra, quando um raio de luz passa através desta.

A unidade óptica tem como componentes:

- a unidade interna;
- o painel de controle;
- a célula de extracção. (cell drawer)
- painel traseiro

A **unidade interna** (Fig.2) tem como propósito misturar a amostra com o líquido (dispersante) que a porá em suspensão e então, bombear a mistura para a área de medição onde ela passará através da célula de medição.

A mistura da amostra com o dispersante, é facilitada pela bomba em si mesma, pela hélice do sistema de bombagem e ainda pela acção da sonda ultrasónica, que torna mais fácil a desagregação dos aglomerados de partículas adsorvidas.

O **painel de controle**, (Fig.2) controla o ritmo ou velocidade de bombagem e a sonda ultrasónica.



Fig. 2 – Unidade interna do granulômetro (lado direito) e painel de controle (lado esquerdo).

A **célula de extracção** (Fig. 3; 4) tem como componente fundamental a célula de medição. O propósito da célula de medição é permitir a passagem do laser através da amostra e do dispersante.

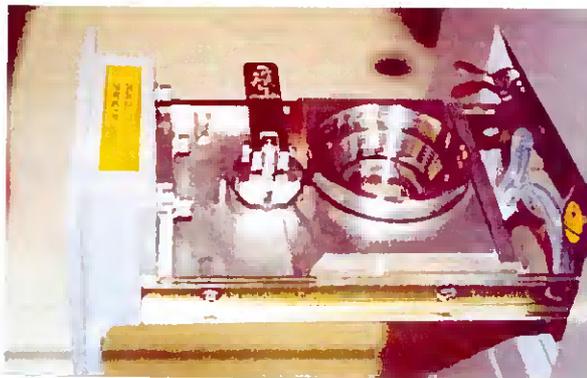


Fig. 3 – Célula de extracção, situada no lado esquerdo do granulômetro.



Fig. 4 – Célula de medição.

O computador usa o *software* da *Malvern Instruments*, que analisa os dados recolhidos pela unidade óptica para fornecer o tamanho das partículas.

O **painel traseiro** (Fig.5) contém interruptor que liga ou desliga o granulômetro ou *Mastersizer* e as portas de comunicação com o computador.



Fig. 5 – Painel traseiro do granulômetro.

2 – Medição da amostra

Conhecendo o tamanho das partículas e outros detalhes da sua estrutura podemos com rigor prever o modo ou forma como ela dispersa a luz.

Diferentes tamanhos de partículas têm diferentes padrões de dispersão da luz, como se fosse uma impressão digital.

O granulômetro usa a unidade óptica para capturar o padrão de dispersão da luz de um campo de partículas. Posteriormente, prediz o tamanho das partículas que criam aquele padrão de dispersão da luz.

Há dois procedimentos distintos envolvidos na medição da amostra no granulômetro:

- 1) É capturado pela unidade óptica o padrão de dispersão da luz, a partir da amostra, o que é conhecido por medição. O detector dentro da unidade óptica é constituído por muitos detectores individuais. Cada detector capta a luz dispersa num intervalo de ângulos. Cada barra no histograma representa a luz dispersa de cada um dos detectores. (Fig. 6)

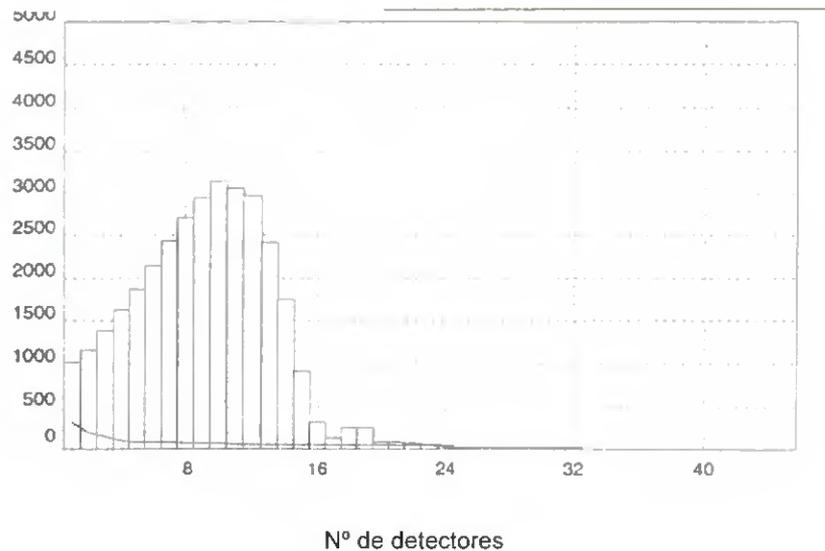


Fig. 6 – Luz dispersa por cada um dos detectores da unidade óptica, representados pelas barras do histograma.

- 2) Assim que se complete a medição, os dados recolhidos serão tratados pelo *software* que os apresentará de várias maneiras. A forma mais usual de apresentação dos resultados é através de um gráfico e de uma tabela. A figura abaixo mostra quatro dos mais comuns tipos de gráficos. (Fig. 7)

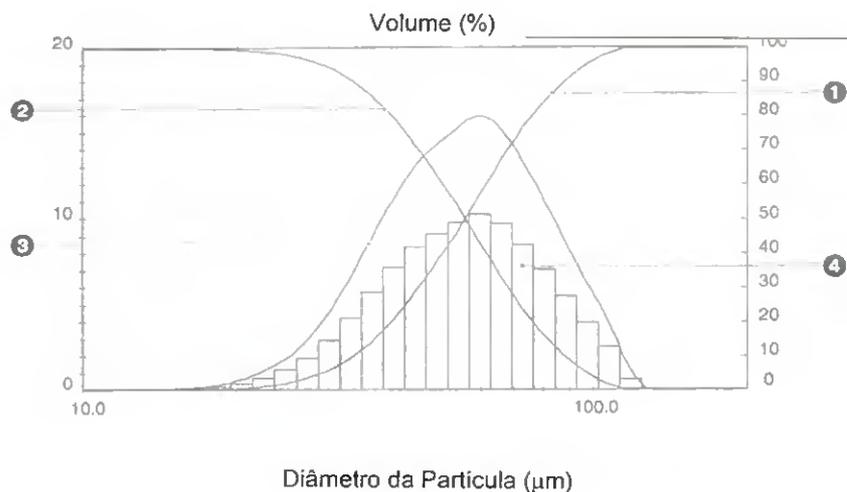


Fig. 7 – Gráfico da distribuição granulométrica

As curvas 1 e 2 são cumulativas. A curva 1 ou “undersize plot” representa a percentagem abaixo de um determinado tamanho de partícula. Por exemplo: 10 % da amostra está abaixo dos 23 micrómetros. A curva 2 ou “oversize plot”, simétrica em relação à curva 1, a percentagem acima de um determinado tamanho da partícula. Por exemplo: 90% da amostra está acima dos 23 micrómetros.

A curva 3 é a curva de frequência que é particularmente útil para mostrar vários picos no gráfico, indicando que há tamanhos distintos de partículas na amostra. Um outro uso para a curva de frequência é comparar resultados de diferentes medições.

Por último, no histograma (4) cada barra representa um intervalo de dimensões das partículas (52 a 59 micrómetros) e a altura da barra representa a percentagem da amostra que se encontra dentro desse intervalo. O gráfico do histograma usa a escala do lado esquerdo.

Na interpretação dos resultados obtidos, é importante não esquecer que a distribuição do tamanho das partículas é baseada no volume. Quando os resultados mostram que, por exemplo, 11% da distribuição verifica-se no intervalo de 6,97 a 7,75 micrómetros, isto significa que o volume total de todas as partículas neste intervalo, representa 11% do volume total de todas as partículas na distribuição.

O *software* presume que todas as partículas que se estão a medir são esferas perfeitas. No entanto, na prática isto não acontece. As partículas têm uma forma muito irregular. Deste modo, é impossível descrevê-las com uma única dimensão. O ideal seria descrever as partículas de sedimento apenas com um único número, considerando que têm apenas uma dimensão. Assim, o *software* usa o volume da partícula para medir o diâmetro de uma partícula imaginária que seja uma esfera e equivalente em volume.

3 – Preparação da amostra e do dispersante

Na preparação da amostra e do dispersante, há que ter em conta os seguintes procedimentos:

1 – As partículas mais finas (siltes e argilas) tendem a flocular. Assim, foi usado por cada litro de dispersante (água) 1 grama de Calgon. O objectivo é impedir a floculação dos siltes e argilas.

2 – Efectuar a filtração da água, contendo Calgon. A filtração é necessária para remover impurezas existentes no dispersante e que, poderiam contaminar o padrão de dispersão da luz a partir da amostra.

3 – Remoção dos carbonatos existentes através da acidificação da amostra, colocando-a num recipiente com ácido clorídrico.

4 – Efectuar a lavagem da amostra com água destilada. Para remover a água, pode submeter-se a amostra a várias centrifugações, retirando o sobrenadante e medindo o pH. Devem efectuar-se tantas centrifugações quantas as necessárias para atingir a neutralização.

5 – Proceder ao alinhamento do laser centralmente no detector.

6 – Efectuar o “background” para medir o padrão de dispersão da luz sem amostra. Esta medição do “background” é então subtraída do padrão de dispersão da luz resultante da presença da amostra para que se obtenha apenas a informação das partículas.

7 – Adicionar uma determinada quantidade de amostra ao sistema. Quando se faz a medição da amostra é muito importante assegurar que a sub-amostra seja representativa de toda a amostra. Visto que as partículas mais grosseiras depositam no fundo do recipiente, não teríamos uma amostragem representativa se a amostra não fosse homogeneizada. Assim, todas as partículas sedimentares tem que ser bem misturadas. A amostra a adicionar ao recipiente com dispersante não deve ser de menos, porque não haveria suficiente luz dispersa pela amostra, para ser detectada. Se for amostra de mais, gera-se aquilo que se denomina de dispersão múltipla, em que a luz dispersa por cada partícula individual será por sua vez dispersa por outras partículas. O programa mede a concentração correcta de amostra pela medição da quantidade de luz que se perde ao passar através da amostra. A fracção de luz que se perde é interceptada quando é colocada dentro do dispersante, denomina-se obscuração. O ideal para a medição é termos intervalos de obscuração entre os 10 e 30%.

Anexo III

1 – Funcionamento do Moinho “FRITCH Planetary Micro Mill”

Este moinho (Fig. 1) é constituído essencialmente por duas estruturas fixas sobre uma placa giratória. (Figs. 2,3) As estruturas não são mais do que suportes que fixam as taças onde uma determinada quantidade de sedimento é colocada, juntamente com esferas de ágata. Àqueles suportes imprime-se um movimento de rotação que adicionado ao movimento da placa giratória, sobre a qual assentam, facilita a moagem do sedimento pelas esferas.

2 – Instruções de utilização

1 – Verificar se o moinho (Fig. 9) se encontra ligado à corrente e se o botão que se encontra no topo está na posição “on”. (Este moinho possui um sistema de segurança que não permite o início do seu funcionamento enquanto a tampa estiver aberta. Quando o moinho está desligado da corrente ou o botão on/off se encontra na posição off, não é possível abrir a tampa).



Fig. 9 – Moinho FRITCH Planetary Micro Mill

2 – Abrir a tampa e desapertar os manípulos que seguram as taças começando pelo inferior. (Figs. 10,11)



Fig. 10 – Moinho com a tampa aberta.



Fig. 11 – Manípulos inferior e superior que fixam as taças entre os suportes.

3 – Retirar as taças dos respectivos suportes e retirar as tampas das taças. (Fig. 12,13)



Fig. 12 – Moinho com a tampa aberta após a remoção das taças.

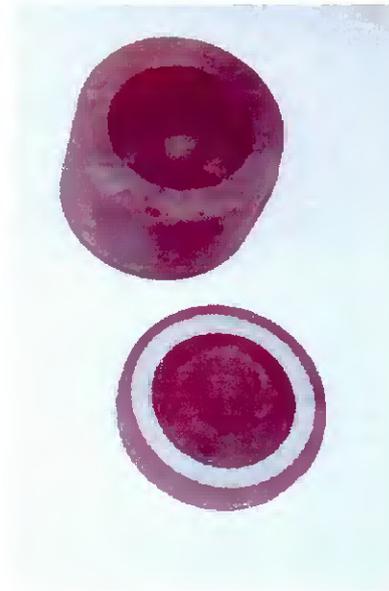
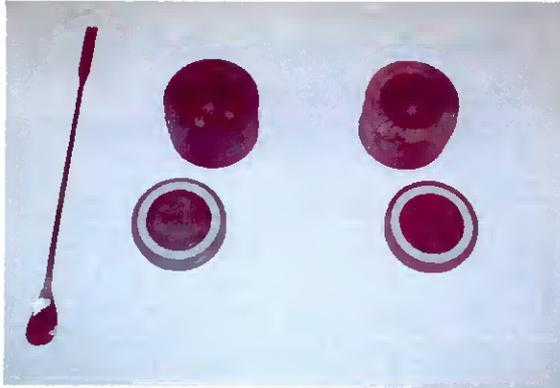


Fig. 13 – Placa giratória (fundo negro) sobre a qual se fixam os suportes.

4 – Introduzir as esferas no interior das taças. (Figs. 14,15) (o número de esferas de ágata de 15 mm deve ser no máximo 7 por taça)

5 – Introduzir a amostra deixando sempre 1/3 do volume da taça livre.

6 – Tentar uniformizar o peso da amostra pelas duas taças. (variação máxima de peso < 70 g)



Figs. 14,15 – Taças com as respectivas esferas e vedantes (a branco) inseridos em saliências no interior das tampas.

7 – Colocar a tampa com o respectivo vedante (Fig. 15) verificando-se se estes se encontram devidamente limpos.

8 – Colocar as taças nos suportes apertando primeiro no manípulo superior e de seguida no inferior.

9 – Fechar a tampa.

10 – Ajustar a velocidade.

11 – Escolher o tempo ou a posição “on” e o moinho entrará em funcionamento de imediato.

12 – Após a primeira utilização, é necessário proceder à limpeza das taças, vedantes e esferas, para que, por um lado, não haja contaminação da amostra que vai ser moída, e por outro lado, não ocorra, durante o processo de moagem, saída de sedimento das taças para o exterior.

Anexo IV

Determinação da densidade real dos sedimentos amostrados pelo método de Keen – Rackzkowski

1 – Introdução

É frequente nos laboratórios de análise de solos recorrer-se a um dispositivo correntemente designado **CAIXA DE KEEN** (Fig. 16) para, se proceder a determinações de porosidade total, densidade real, densidade aparente, capacidade máxima para a água e expansibilidade do solo. Neste caso, e atendendo aos objectivos do trabalho foi determinada, apenas, a densidade real dos sedimentos amostrados.

A caixa de Keen consta de uma pequena caixa metálica de secção circular e fundo duplo perfurado, sendo a parte inferior móvel e susceptível de fixação por intermédio de quatro pequenos pernes. (Fig. 17) Tem, aproximadamente 5 cm de diâmetro, 1,5 cm de altura e 30 cm³ de volume interno.



Fig.16 – Caixa de Keen montada.

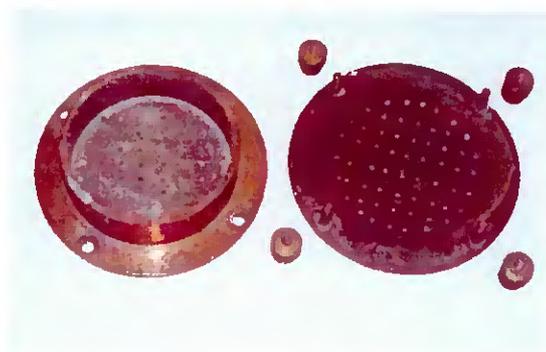


Fig. 17 – Caixa de Keen desmontada com o fundo duplo perfurado e pernes de fixação.

Como é óbvio, a **densidade real** implica apenas o conhecimento da massa da fase sólida e o volume real ocupado por esta, podendo determinar-se pela caixa de Keen com bastante aproximação do verdadeiro valor do respectivo horizonte sedimentar.

Os resultados obtidos pela caixa de Keen têm, inestimável valor para efeitos comparativos, pois põem em evidência diferenças entre sedimentos.

2 – Material:

- Caixa de Keen
- Papel de filtro
- Espátula
- Tabuleiro
- Pincel

- Caixa de Petri

3 – Métodos:

- Colocar um círculo de papel de filtro (Fig. 18) entre as duas placas perfuradas da caixa e pesar seguidamente **(a)**.
- Encher a caixa com sedimento, juntando pequenas porções de cada vez. Bater sucessivamente com a caixa para compactar os sedimentos, até perfazer o volume da caixa. Quando esta estiver quase cheia juntar um excesso de sedimento, compactando-o novamente. Posteriormente, nivelar o sedimento, em função da altura da caixa, retirando a quantidade em excesso, com uma espátula.
- Pesiar a caixa cheia de sedimento. **(b)**
- Colocar a caixa num tabuleiro, (Fig. 19) com água até cerca de 0,5 cm de altura. A água irá efectuar um percurso ascendente através do duplo fundo perfurado, preenchendo com água os poros ou vazios do sedimento.
- Retirar as caixas do tabuleiro enxugando a parte de fora com papel e proceder à pesagem. **(c)**
- Colocar novamente as caixas dentro do tabuleiro durante 5 minutos.
- Rasar com a espátula e retirar os sedimentos que se elevaram acima do rebordo (sedimento expandido) para uma caixa de Petri previamente tarada **(f)** e pesar novamente. **(g)**
- Secar a 105 °C até peso constante. **(h)**
- Pesiar a caixa com o restante sedimento (sedimento residual) **(d)**, secar a 105 °C e pesar novamente. **(e)**
- Determinar a percentagem de humidade de terra seca ao ar **(i)**, a humidade absorvida pelo papel de filtro **(j)** e o volume da caixa. **(v)**



Fig. 18 – Colocação do papel de filtro circular entre as duas placas perfuradas da caixa de Keen.



Fig. 19 – Introdução das caixas de Keen cheias de sedimento no tabuleiro com água.

4 – Resultado das pesagens:

		Peso (g)
a	Caixa + papel de filtro seco	
b	Caixa + papel de filtro + sedimento seco ao ar	
c	Caixa + papel de filtro + sedimento total saturado	
d	Caixa + papel de filtro + sedimento residual saturado	
e	Caixa + papel de filtro seco + sedimento residual seco	
f	Caixa de Petri	
g	Caixa de Petri + sedimento expandido húmido	
h	Caixa de Petri + sedimento expandido seco	
i	% de humidade de sedimento seco ao ar	
j	Humidade absorvida pelo papel de filtro	
v	Volume da caixa	

5 – Constantes determinadas:

Densidade real (D_r)	
Densidade aparente (D_{ap})	
Porosidade (P)	
Capacidade máxima para água	
Expansibilidade (E)	
Índice de expansibilidade ($I.E.$)	

6 – Cálculos:

$$\text{Densidade real} = \frac{e-a}{v-[d-(e+j)]}$$

$$\text{Densidade aparente} = \frac{b-\left(a+i\cdot\frac{b-a}{100+i}\right)}{v}$$

$$\text{Porosidade total} = \frac{d-(e+j)}{v} \cdot 100$$

$$\text{Capacidade máxima para a água} = \frac{c-\left[(a+j)+\left[b-\left(a+i\cdot\frac{b-a}{100+i}\right)\right]\right]}{b-\left(a+i\cdot\frac{b-a}{100+i}\right)} \cdot 100$$

$$\text{Expansibilidade} = \frac{(g-h)+(h-f)\cdot\frac{v-[d-(e+j)]}{e-a}}{v} \cdot 100$$

Anexo V – A

Perfis da zona do canal principal do estuário do Guadiana

Perfil A

Os perfis da zona referida, apresentam no geral, um aumento progressivo da granulometria dos sedimentos (sequência com gradação positiva) Regista-se também, a presença de um canal, sobreposto às barras arenosas, parcial ou totalmente representado. No perfil A, (Fig. 20) o canal encontra-se parcialmente representado, e materializado pela presença de uma barra arenosa e de um substrato arenoso conquífero na base. A barra arenosa lateral, constituída por areia fina, sobre a qual se define o canal, é sobreposta por uma areia siltosa, desprovida de conchas e conectada a uma areia siltosa resultante da elevação do caudal acima da barra arenosa e conseqüente mobilização lateral de sedimentos. A areia siltosa é por sua vez sobreposta parcialmente por um silte arenoso e um silte argiloso.

A progressiva colmatação do canal e conseqüente diminuição da sua profundidade, (Zeff, 1988) criou as condições necessárias à deposição de sedimentos mais finos, e deste modo, à implantação da vegetação halófitas.

O ponto de transição brusco entre a areia fina constituinte da barra lateral e o nível silto-argiloso da sequência sedimentar, revelada pelo furo CM₁A₂, e que coincide com o bordo do canal, terá constituído um núcleo importante de instalação da vegetação halófitas pioneira. Esta permitiu posteriormente, a instalação da vegetação halófitas secundária pelo incremento promovido na sedimentação fina e pelos nutrientes orgânicos adicionados ao substrato.

A expansão lateral e radial desta pequena mancha de sapal contribuiu para a propagação da vegetação característica do sapal por toda a área envolvente. Sucessivas fases de instalação contribuíram para o processo de acreção vertical da planície intertidal. Para o topo da sequência, encontra-se representada a última fase de instalação da vegetação halófitas com os restos orgânicos num estado de decomposição parcial.

Perfil B

Neste perfil, (Fig. 21) é de salientar a presença do canal de maré, anteriormente referido, com uma largura da ordem dos 200 metros, e em posição suprajacente à barra arenosa. A margem direita do canal é controlada, morfológica e estruturalmente pelo substrato paleozóico, que se apresenta em ligeiro declive. A colmatação do canal é materializada pela presença de areia siltosa depositada sobre barra arenosa que se acumulou na parte convexa do canal meandrante.

Sapal de Castro Marim – Zona do Canal Principal do Estuário do Guadiana

(Linha de sondagem A)

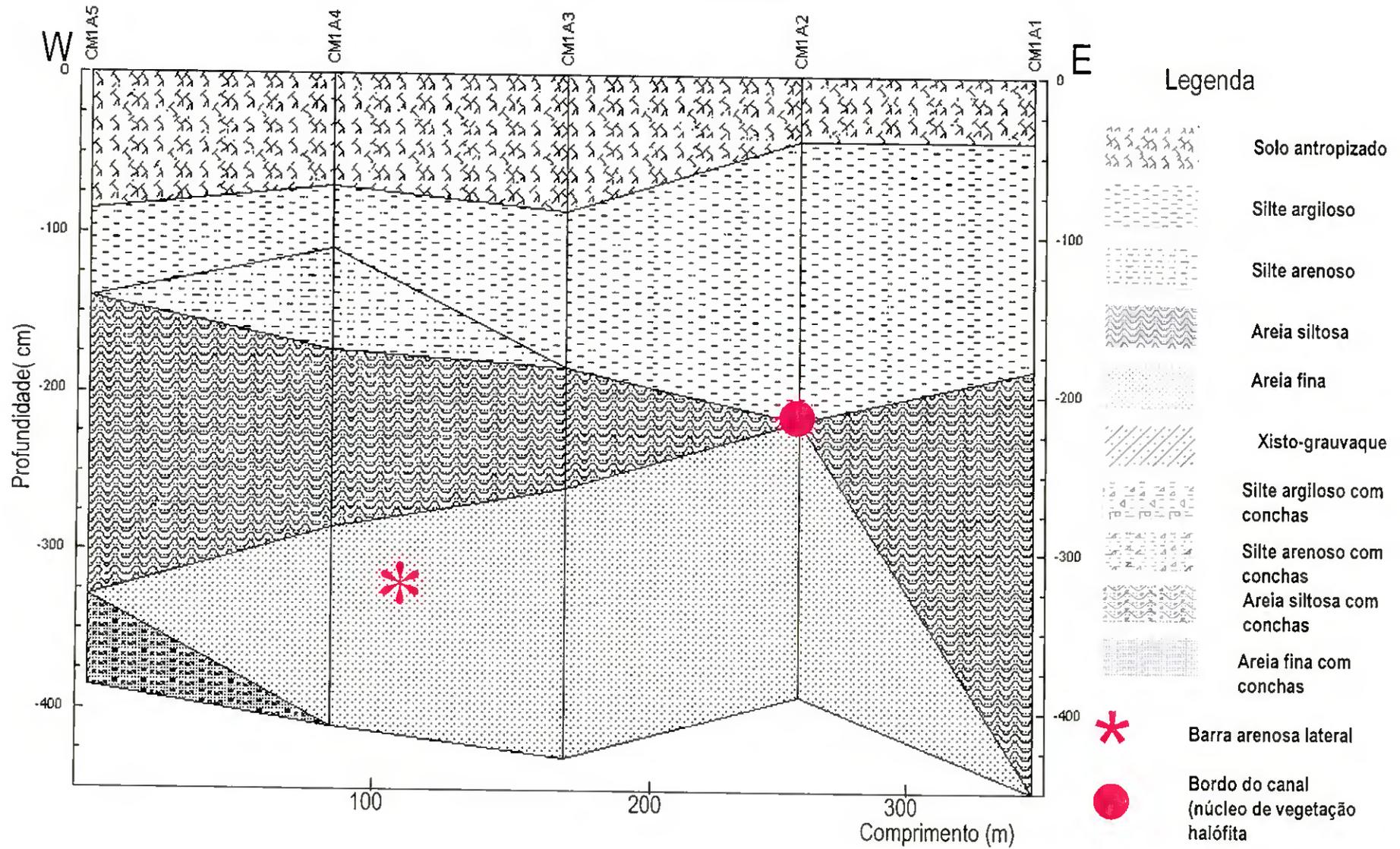


Fig. 20 – Perfil A.

Sapal de Castro Marim – Zona do Canal Principal do Estuário do Guadiana (Linha de sondagem B)

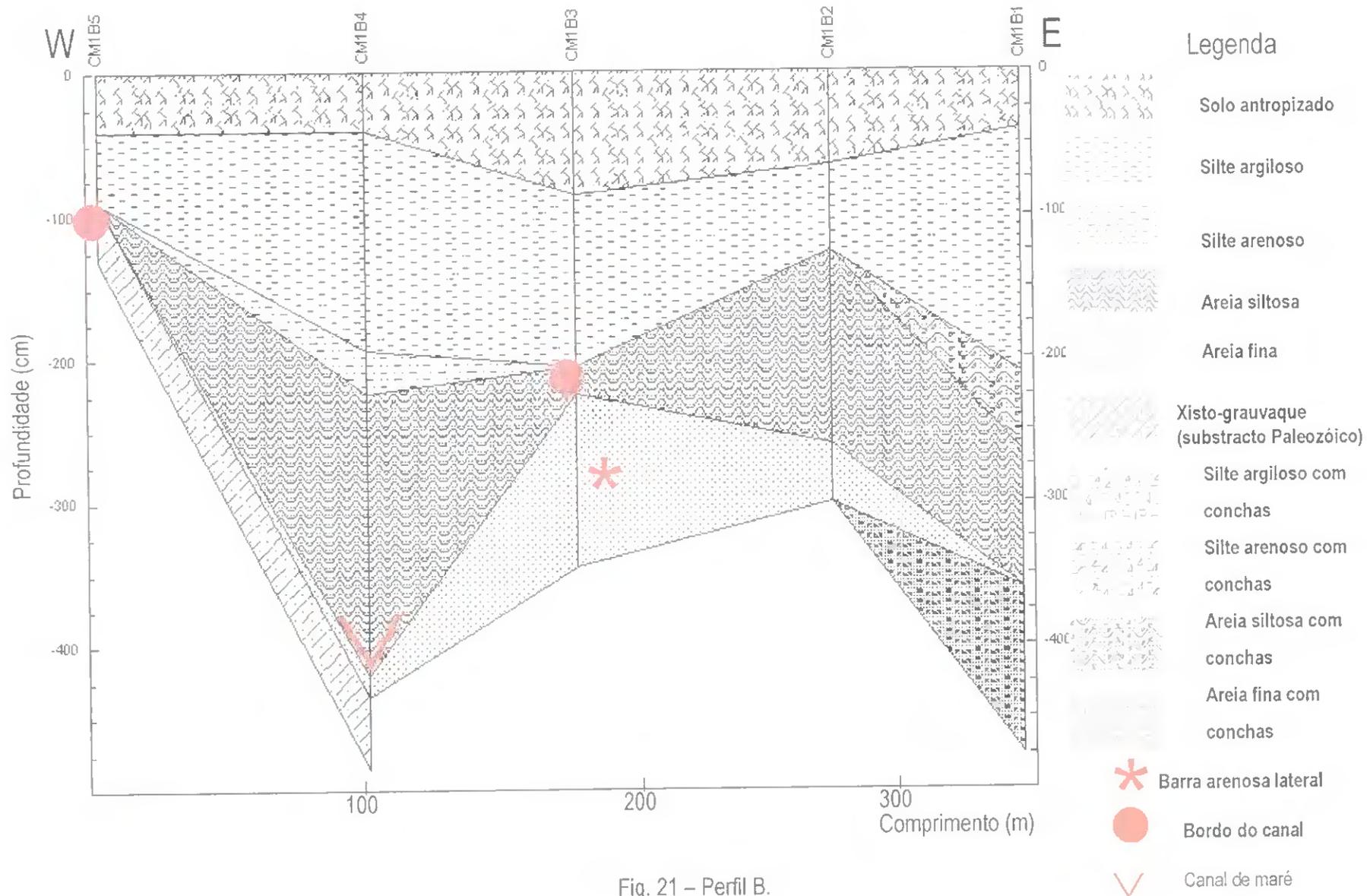


Fig. 21 – Perfil B.

Para além da colmatação do canal, verificou-se de igual modo, a deposição de areia siltosa, fora do canal em situação de transbordo do mesmo, durante períodos de cheia e/ou marés vivas. À medida que a colmatação prosseguia, o canal, gradualmente, tornava-se menos profundo, dando lugar a uma sedimentação mais fina, com predominância da fracção siltosa. Na verdade, pela observação do perfil, verifica-se a presença de uma fácies silto-arenosa depositada em canal apenas inundado durante as maiores marés vivas.

Os bordos deste canal, com uma configuração lenticular, (situado entre os furos CM_1B_3 e CM_1B_5), terão actuado como pólos preferenciais de expansão radial da vegetação halófitas – favorecida por sedimentos finos e ao mesmo tempo favorecendo a deposição da fracção silto-argilosa – cujas manchas cobriram este canal e concederam à planície intertidal um rosto mais ou menos uniforme.

Constata-se ainda a presença de um depósito de areia siltosa conquífera proveniente do canal estuarino e interdigitado com material sedimentar depositado fora do canal de maré.

Verifica-se em determinados furos nesta linha de sondagem, uma transição brusca de sedimentos areno-siltosos para silto-argilosos, o que indicia uma menor energia em jogo no sistema.

Perfil C

No perfil C, (Fig. 22) visualizam-se dois canais. Estes encontram-se separados entre si pelo substrato rochoso, evidenciando-se mais uma vez o controlo estrutural. O canal poente em posição adjacente ao canal nascente, encontra-se parcialmente representado. Apenas visualizamos a sua margem esquerda. O canal nascente está bem representado, e evidencia, pelos sedimentos nele depositados, índices energéticos mais elevados.

O substrato rochoso separa dois ambientes de sedimentação marcadamente distintos.

O canal poente, foi preenchido por sedimentos da fácies silto-argilosa com fragmentos de conchas, dispersos ao longo da coluna de sondagem (CM_1C_5). Ocasionalmente, ocorrem níveis de conchas (*Tapes decussatus*, *Cerastoderma edule*) associados a uma fácies silto-arenosa. De uma forma geral, a sedimentação característica deste canal, processou-se em ambiente calmo.

Para além dos níveis de conchas, ocorrem níveis de matéria orgânica, o que indica igualmente, um canal sujeito a um baixo hidrodinamismo, onde se manteve a matéria orgânica, por impossibilidade de remobilização.

O canal nascente definido em barra arenosa, encontra-se morfológica e estruturalmente controlado pelo substrato paleozóico. A colmatação é materializada pela presença de um depósito de areia siltosa suprajacente à

Sapal de Castro Marim – Zona do Canal Principal do Estuário do Guadiana (Linha de sondagem C)

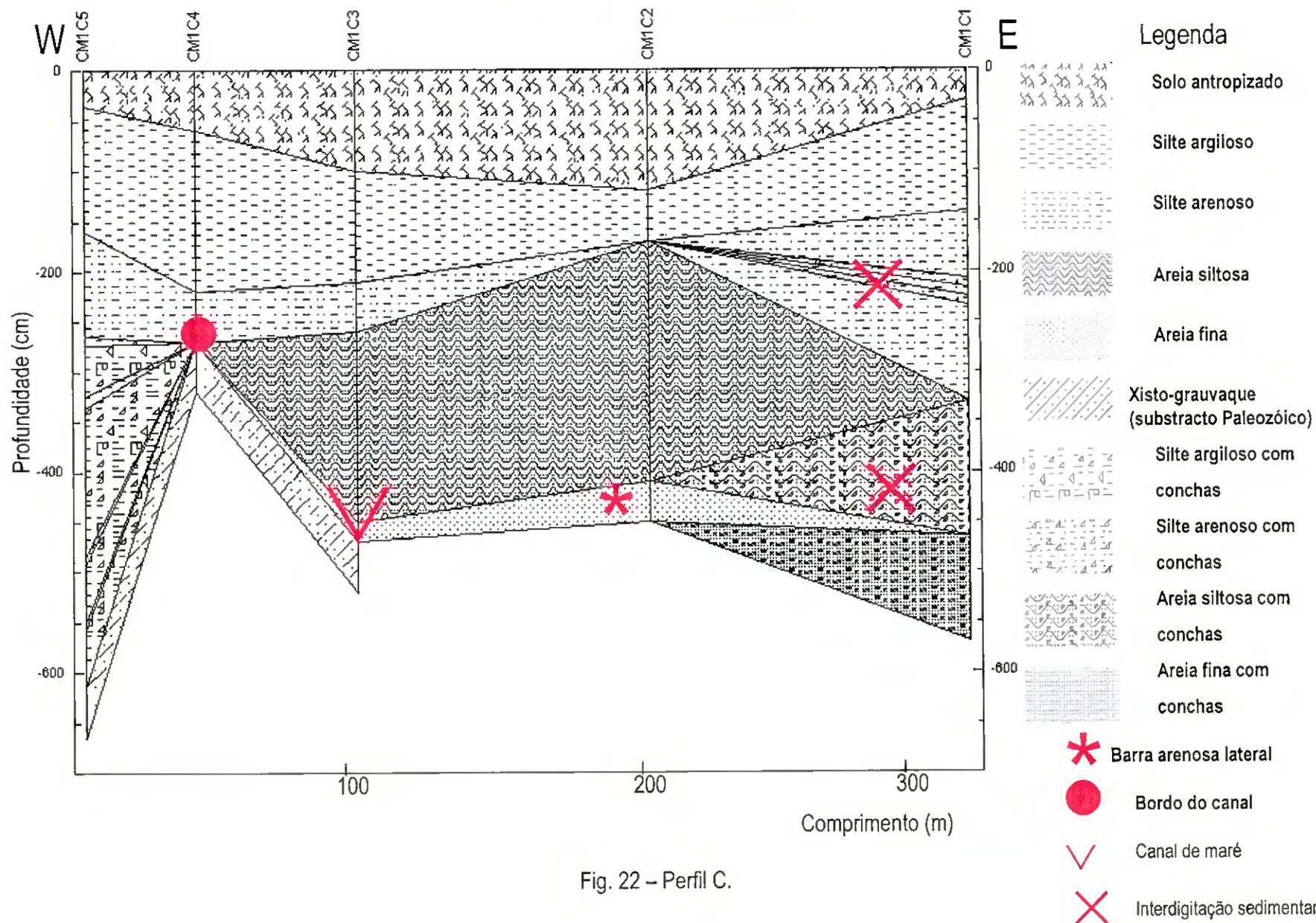


Fig. 22 – Perfil C.

barra arenosa, e que interdige com os depósitos areno-siltosos e silto-arenosos do canal estuarino do rio Guadiana. Alguns desses depósitos contêm conchas e fragmentos de conchas dispersos ao longo da coluna de sondagem. Ocorrem igualmente alguns níveis ou laminações centimétricas de conchas no seio de uma fácies silto-arenosa.

Ainda, em termos de depósitos fornecidos e acumulados pelo canal estuarino, na planície intertidal, verifica-se a presença de uma areia fina com conchas, em posição estratigráfica anterior. Isto significa que o rio terá acumulado sedimentos na planície intertidal antes da formação da barra arenosa de origem fluvial. Esta situação provavelmente indicia uma fase mais jovem no processo de meandrização do canal, insuficiente para a deposição de uma barra na parte convexa do canal meandrante.

Comparativamente ao perfil anterior, parece haver um alargamento do canal para norte, com deposição de termos mais finos – silto-arenosos e silto-argilosos – com a definição de um núcleo de instalação da vegetação halófitas, que coincide com a transição brusca entre uma areia siltosa e um silte argiloso no bordo do canal, e revelado pelo furo CM₁C₂. Este terá sido um local de instalação de uma pequena mancha de sapal e um polo de expansão radial, com a consequente cobertura dos depósitos acumulados na planície intertidal.

No entanto, com o alargamento do canal para norte, e com o deslocamento do gradiente energético para nascente, parece que os primeiros núcleos de implantação da flora halófitas, terão aparecido a poente, nomeadamente com a deposição de sedimentos mais ricos na fracção silto-argilosa. Estes núcleos são revelados pelos furos CM₁C₄ e CM₁C₂.

Perfil D

Atingiu-se o substrato rochoso paleozóico em que assentam os sedimentos de idade holocénica (Fig. 23) Isto significa que a margem direita do canal, é controlada estruturalmente pelo substrato.

Neste perfil, encontra-se na base da barra arenosa e no seio da mesma, uma areia fina com conchas. Estas apresentam-se em posição de vida, resultante da colonização do substrato e posterior exposição subaérea. O canal definido na barra arenosa, está preenchido por sedimentos em que a fracção siltosa aumenta da base para o topo. Na base, ocorre uma areia siltosa, depositada preferencialmente na margem esquerda do canal, e para o topo do canal, um silte arenoso. Mais uma vez se verifica, o que foi referido para os perfis anteriores, em que, devido ao transbordo das margens, se processou uma movimentação lateral de sedimentos, que interdige com sedimentos fornecidos e depositados pelo canal estuarino.

Constata-se um desvio do canal para nascente, comparativamente com os perfis anteriores. A areia siltosa depositada no canal representado no perfil C, depositou-se mais ou menos uniformemente, a toda a largura do canal. No entanto, verifica-se que, no canal representado no perfil D, há uma variação lateral mais expressiva na fácies sedimentar, com transição de siltes arenosos

Sapal de Castro Marim – Zona do Canal Principal do Estuário do Guadiana

(Linha de sondagem D)

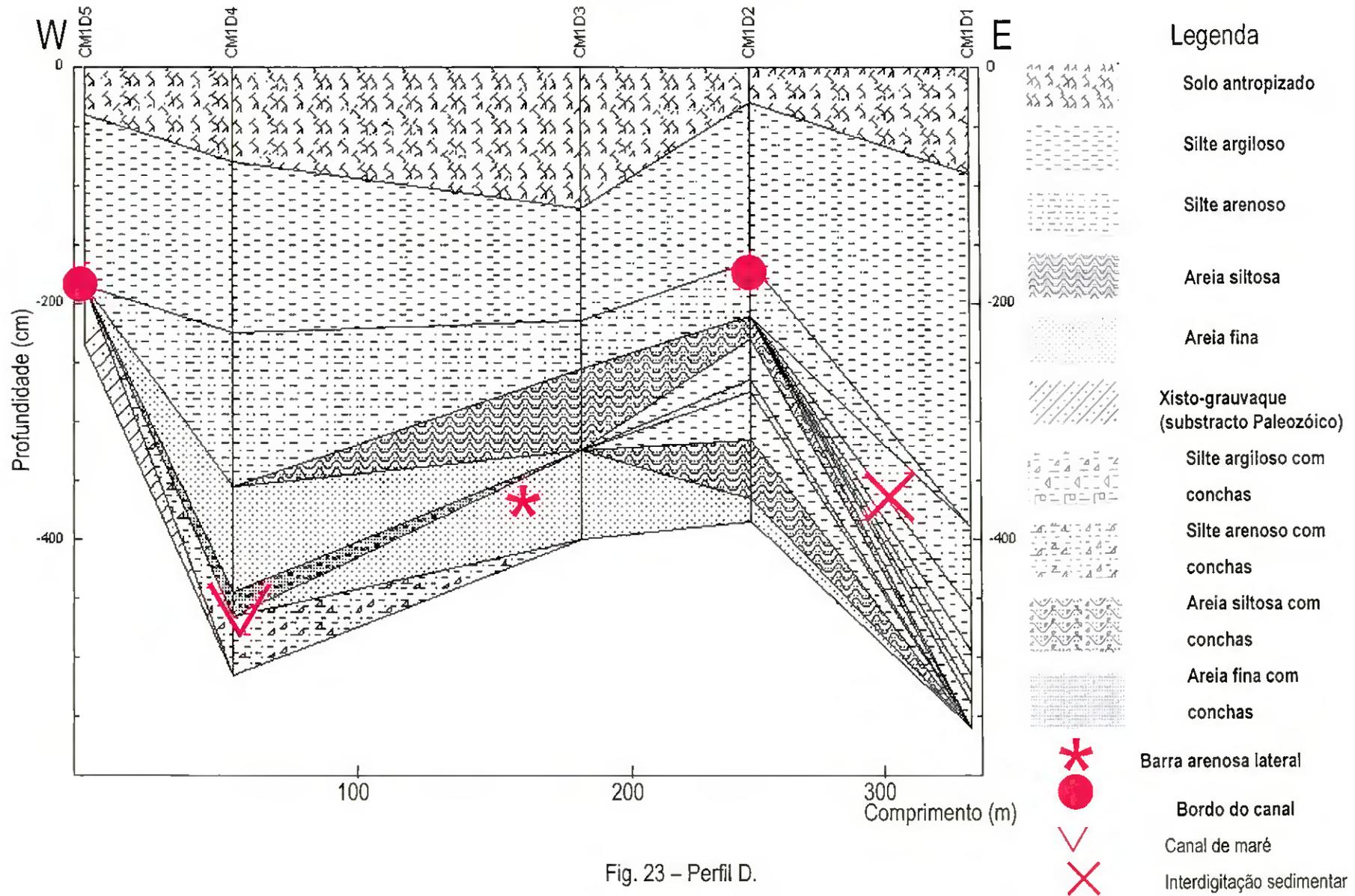


Fig. 23 – Perfil D.

para areias siltosas, facto que constitui o reflexo de uma variação lateral do gradiente energético no interior do canal. É notório o transbordo do canal em períodos de cheia ou marés vivas, com a consequente deposição de areia siltosa fora do canal. O mesmo se verifica para os sedimentos mais finos.

Momentos episódicos de menor energia, encontram-se materializados na margem esquerda do canal pela presença de lenticulas de silte argiloso, em que igualmente se verifica transbordo e mobilização lateral de sedimentos. Com a diminuição da profundidade do canal, o padrão de circulação das águas altera-se passando a existir uma maior ou menor uniformidade lateral no gradiente energético, materializado pela monotonia da fácies sedimentar, traduzida pela presença solitária de um sedimento silto-arenoso. Este entra igualmente em processo de interdigitação com sedimentos depositados pelo canal estuarino na planície intertidal. A interdigitação dos sedimentos é mais expressiva neste perfil.

Os bordos do canal terão sido locais ideais para a implantação de pequenas manchas de sapal que se propagaram gradualmente a toda a área. Contudo, a margem direita, porque menos energética, terá sido provavelmente o local mais precoce para a instalação de um núcleo de flora halófitas, a partir do qual se operou a dispersão lateral da vegetação. Outros núcleos ter-se-ão instalado, particularmente, em locais onde ocorreu um aumento significativo na relação silte/argila.

Perfil E

No perfil E, (Fig. 24) tal e qual como acontece para o perfil A, o canal só aparece representado parcialmente, também com substrato arenoso conífero na base. Regista-se igualmente interdigitação dos materiais sedimentares fornecidos e depositados pelo canal estuarino e pelo canal de maré da planície intertidal.

Constata-se um desvio do canal para poente, uma vez que apenas se observa a margem esquerda do mesmo. Esta é notória pela observação da areia siltosa que transborda o canal.

Verifica-se de igual modo, uma transição brusca entre a areia siltosa depositada no canal e a fácies silto-argilosa.

Sapal de Castro Marim – Zona do Canal Principal do Estuário do Guadiana (Linha de sondagem E)

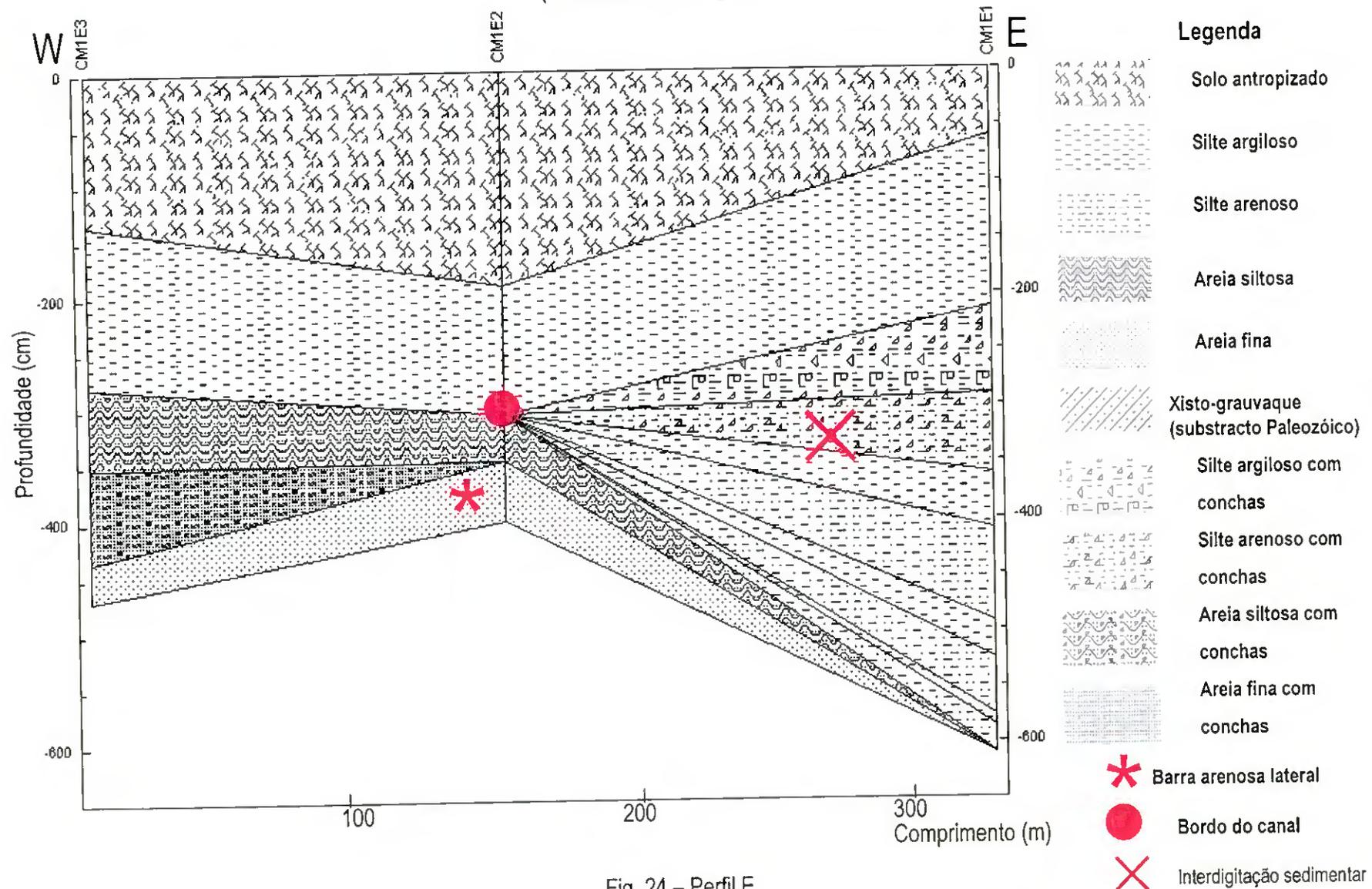


Fig. 24 – Perfil E.

Anexo V – B

Perfis da zona de sedimentação lagunar

Perfil A

Neste perfil estão presentes apenas as unidades, I, II e III. Este perfil destaca-se essencialmente pela presença de sedimentos silto-argilosos, com ou sem conteúdo bioclástico, e ainda, a presença ocasional de níveis de conchas, com maiores ou menores espessuras.

Na unidade II do perfil A, (Fig. 25), numa posição intermédia, destacam-se dois níveis centimétricos. O primeiro é constituído por um silte argiloso com conchas inteiras, contudo, de pequenas dimensões e, em sobreposição, o segundo, com fragmentos de conchas.

A transição entre a unidade III e a unidade II foi assinalada pela existência de núcleos de instalação de vegetação halófito. Provavelmente a mancha de vegetação halófito mais primitiva que se terá implantado, na zona de sedimentação lagunar, e que actuou como local de difusão do coberto vegetal halófito, foi revelada pelo furo CM₂A₁. Considera-se a mais primitiva, tendo em consideração que é local de cota mais baixa, na zona de transição entre a unidade III e a unidade II.

Perfil B

No perfil B só se registam as unidades I, II, III e IV. (Fig. 26) Observa-se também a presença ocasional de níveis de conchas

A transição entre a unidade III e a unidade II foi assinalada pela existência de núcleos de instalação de vegetação halófito. Um núcleo está referenciado, como provável local de irradiação de uma primitiva mancha de sapal, embora qualquer ponto da zona de transição pudesse ser assinalado, como núcleo de vegetação halófito, tendo em conta que a cota a que se situa a zona de transição é semelhante em toda a extensão do perfil.

Perfil C

Neste perfil, ocorrem apenas as unidades I, II e III. Na unidade III, no domínio situado entre os furos CM₂C₁ e CM₂C₃, (Fig. 27) regista-se a presença de um canal, com uma fácies silto-argilosa na base e uma fácies silto-arenosa conquífera no topo.

Atinge-se o substrato rochoso de idade Jurássica, constituído por calcários dolomitizados ou eventualmente uma camada de seixos suprajacente, constituída por calcário, quartzito e grauvaque. Sobre o substrato rochoso assenta a unidade III silto-argilosa com conteúdo bioclástico. Assim, se destaca o controlo estrutural exercido pelo substrato rochoso, na acumulação de sedimentos, nesta área, durante o holocénico.

A uma cota de - 500 cm, relativamente à boca do furo de sondagem, é possível estabelecer, em harmonia com o que foi revelado pelo furo CM₂C₅, um polo de instalação de uma mancha de sapal, a partir da qual terá ocorrido a difusão da vegetação halófitas a toda a área, com a posterior cobertura da unidade III. Este polo de difusão vegetal é demasiado evidente se considerarmos a cota da zona de transição entre a unidade III e a unidade II, no ponto em que se efectuou a sondagem.

Perfil D

No perfil D, tal como se verifica no anterior, é de destacar o controlo estrutural exercido pelo substrato rochoso, (Fig. 28) assentando sobre este a unidade III, constituída por fácies silto-argilosa conquífera.

Na unidade III, verifica-se a presença de níveis de conchas de espessura variável, por vezes em alternância com os níveis silto-argilosos. A transição para a unidade II é brusca, o que é comum a todos os perfis. Na zona de transição, no ponto referenciado no furo CM₂D₂, terá existido um núcleo de instalação de vegetação halófitas secundária, embora sejam de admitir outros locais dado que a cota a que se situa a zona de transição é semelhante em toda a extensão do perfil.

Perfil E

A unidade II e III assentam sobre o substrato rochoso.

O furo CM₂E₂ (Fig. 29) revela a cota mais baixa para unidade II, o que significa que, este ponto terá sido o local de irradiação de uma pequena mancha de sapal, com a conseqüente cobertura da unidade III e parcialmente do substrato rochoso.

Perfil F

À semelhança do que acontece para os perfis C, D e E, mais uma vez se verifica o controlo estrutural, (Fig. 30) exercido pelo substrato calcário. De igual modo, a inclinação dos leitos conquíferos e silto-argilosos com fragmentos de conchas, indicia igualmente um controlo estrutural, pelo substrato.

Registam-se neste perfil, no furo CM₂F₁, depósitos sedimentares interdigitados, (silto-arenosos com conchas a uma profundidade da ordem dos 7 metros e silto-argilosos a uma profundidade da ordem dos 3 metros) o que parece indicar a provável migração do esteiro da Carrasqueira para sul, no sentido da península litoral de Monte Gordo que lhe é adjacente. Aquela situação é facilmente entendida se se considerar a morfologia meandriforme que é característica do esteiro.

É de assinalar, também um provável foco de dispersão da vegetação halófitas, registado no furo de sondagem CM₂F₃.

Sapal de Castro Marim – Zona de Sedimentação Lagunar (Linha de sondagem A)

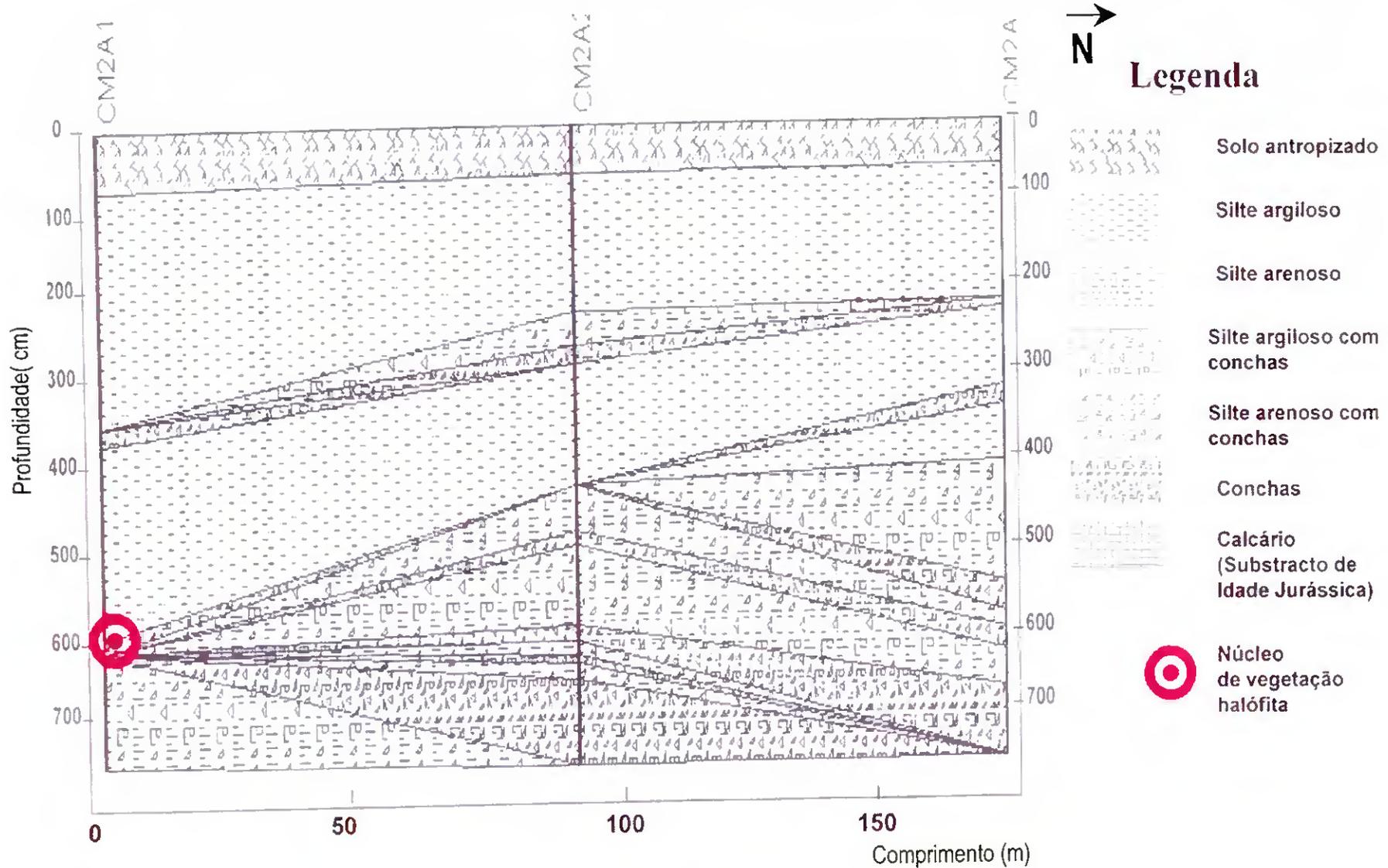


Fig. 25 – Perfil A.

Sapal de Castro Marim – Zona de Sedimentação Lagunar (Linha de sondagem B)

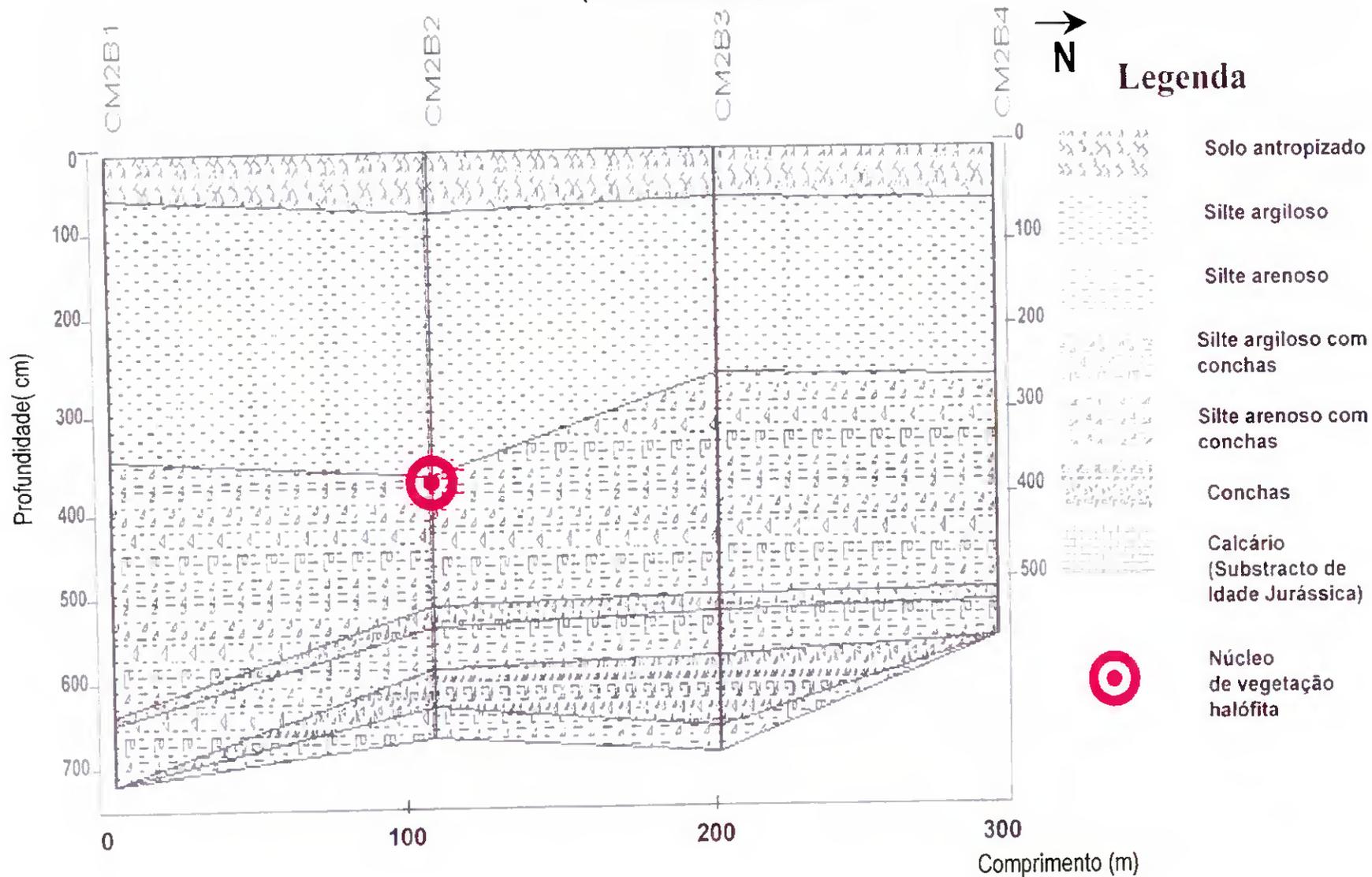


Fig. 26 – Perfil B.

Sapal de Castro Marim – Zona de Sedimentação Lagunar

(Linha de sondagem C)

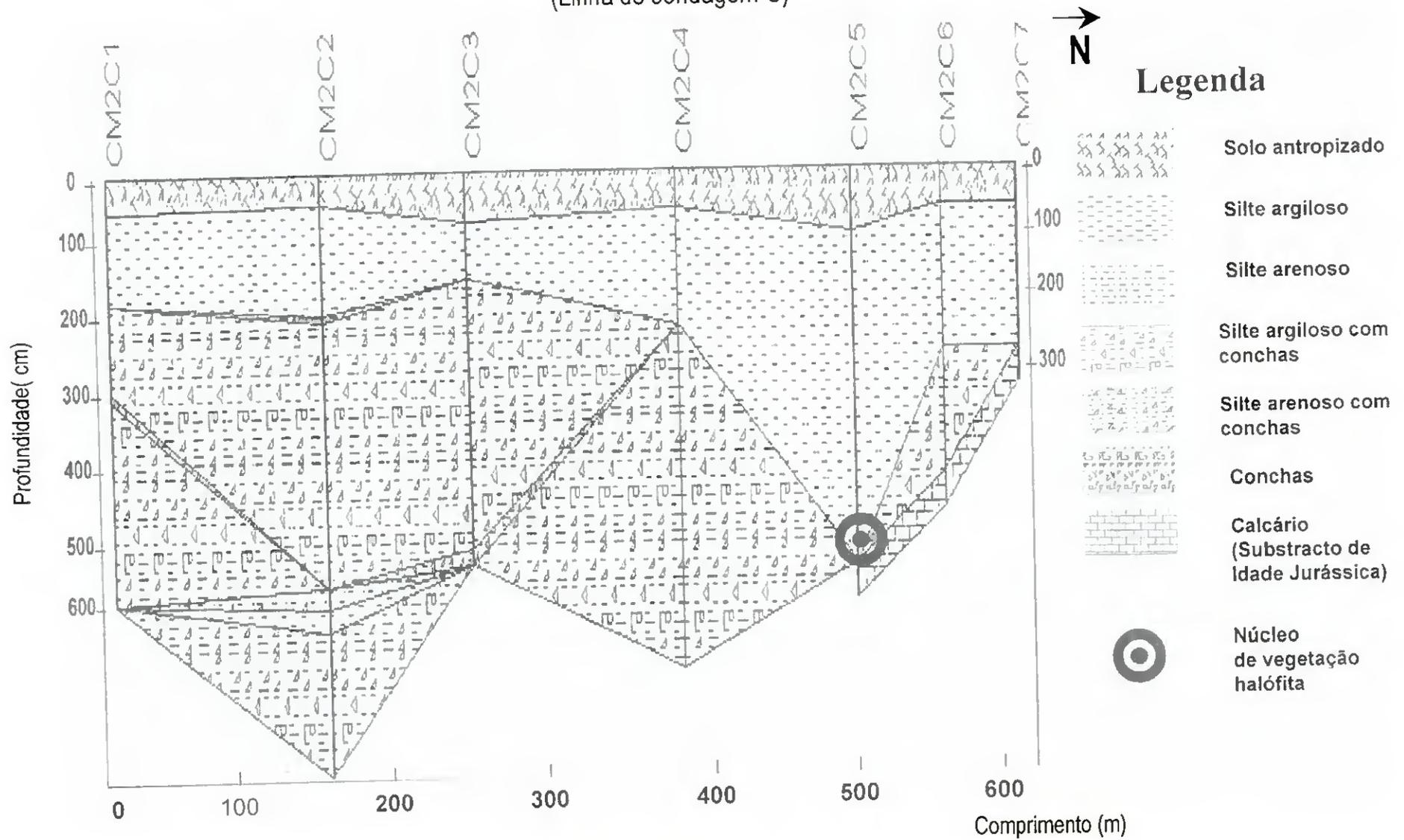


Fig. 27 – Perfil C.

Sapal de Castro Marim – Zona de Sedimentação Lagunar (Linha de sondagem D)

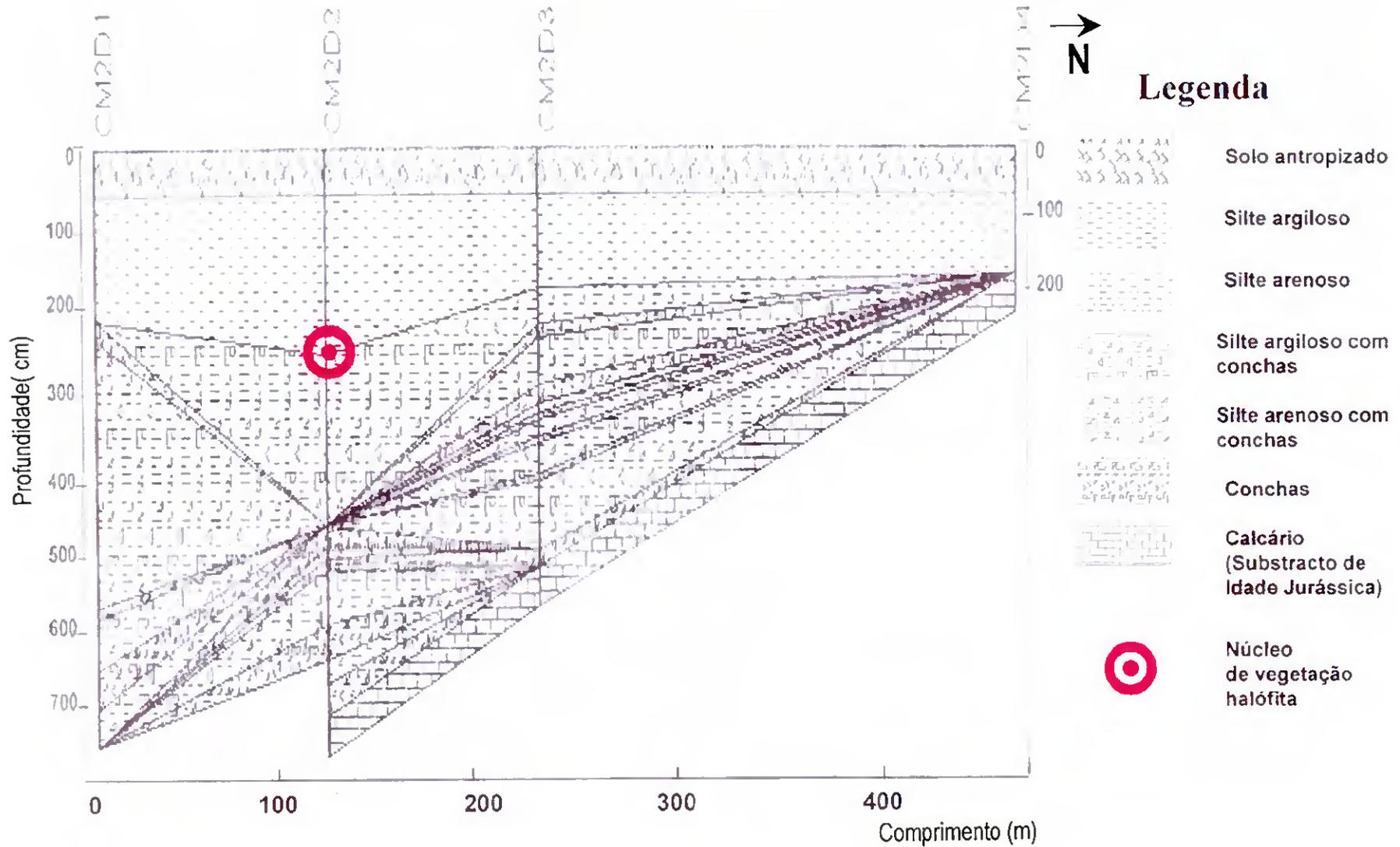


Fig. 28 – Perfil D.

Sapal de Castro Marim – Zona de Sedimentação Lagunar (Linha de sondagem E)

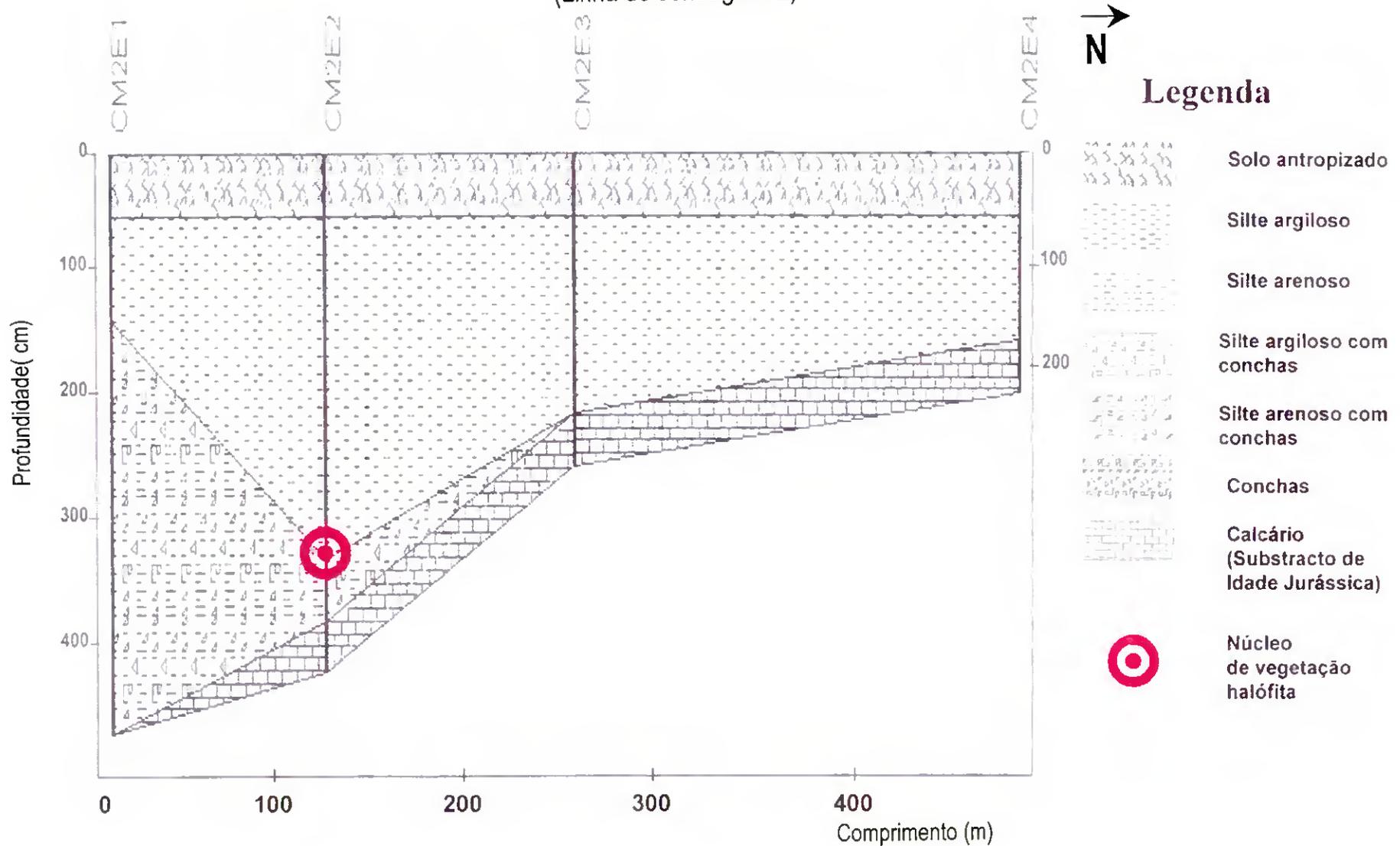


Fig. 29 – Perfil E.

Sapal de Castro Marim – Zona de Sedimentação Lagunar (Linha de sondagem F)

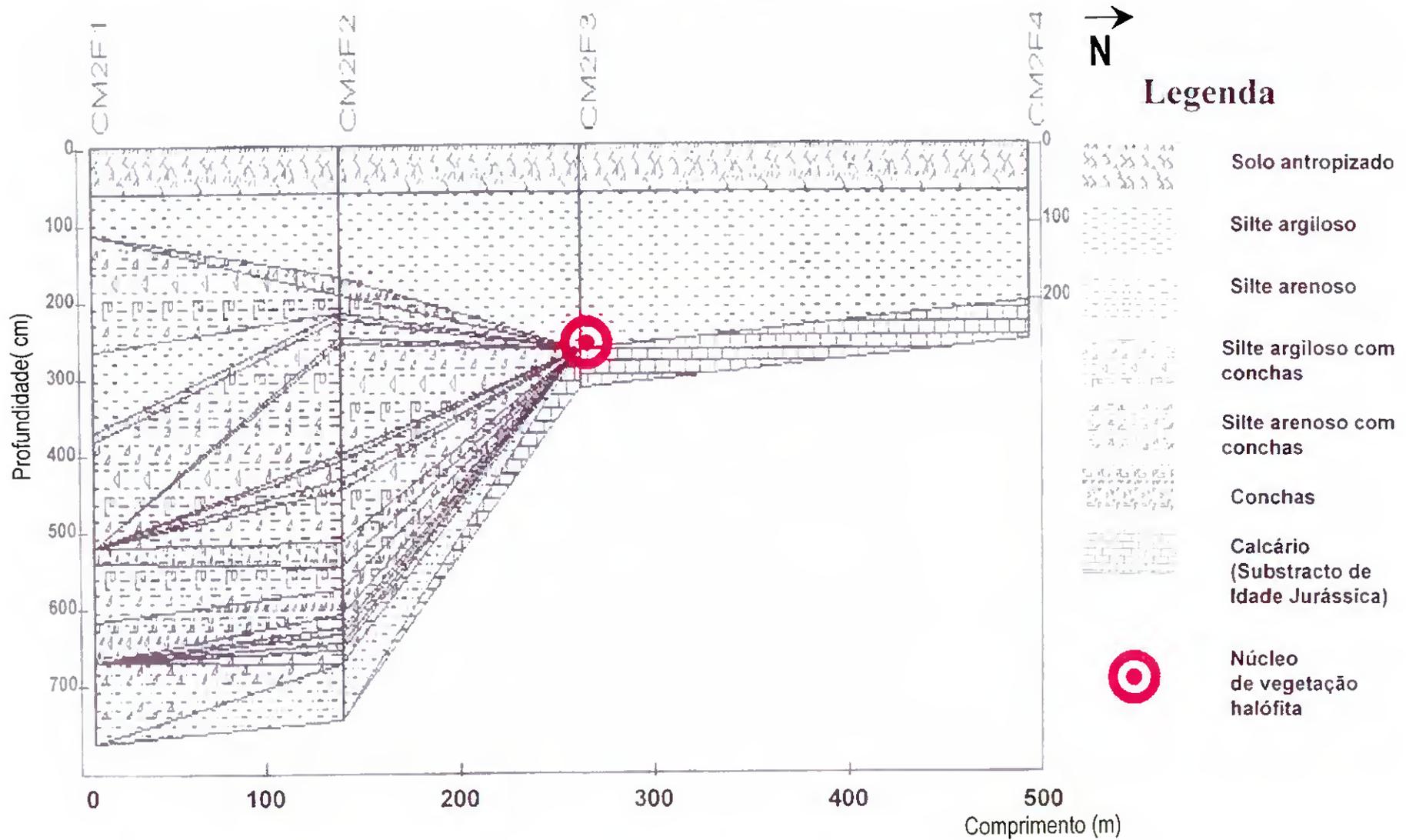


Fig. 30 – Perfil F.

Anexo VI

Fauna da zona do canal principal do estuário do Guadiana e da zona de sedimentação lagunar

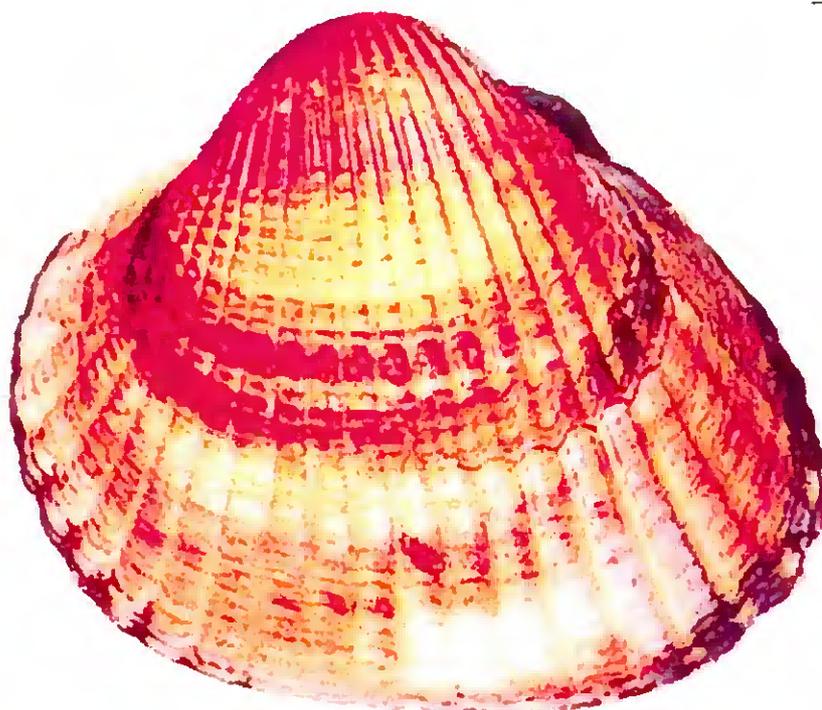


Fig. 31 – *Cerastoderma edule*



Fig. 32 – *Tapes decussatus*

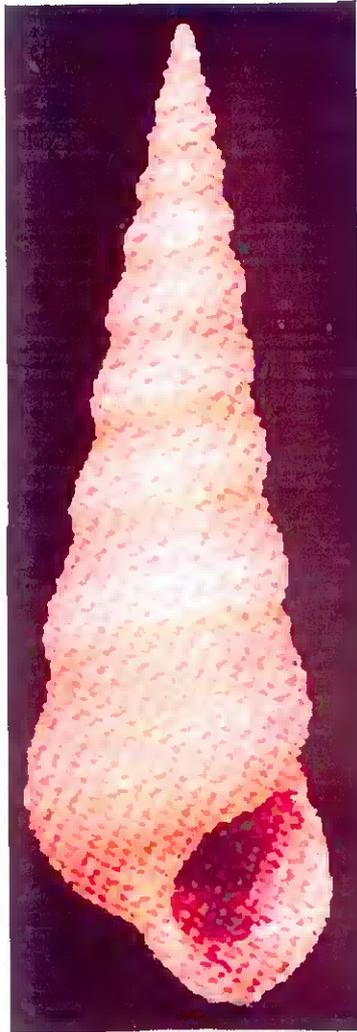


Fig. 33 – *Mesalia mesal*



Fig. 34 – *Ostrea sp.*

