

1. Introdução:

O sistema de ilhas barreira da Ria Formosa constituiu objecto de estudo de diversos autores, no que respeita à caracterização da evolução costeira e dinâmica litoral, na sua maioria nas décadas de 1980 e 1990, mas também na actualidade como por exemplo os trabalhos de Ana Matias, 2000; Ana Santos, 2000; Luís Rebêlo, 2004; Hélder Pereira, 2004; Sérgio Oliveira 2005, entre outros. Estes estudos englobam a análise da evolução geológica (Andrade *et al.*, 2004) histórica (Oliveira, 1984) e actual (Dias *et al.*, 2000; Dias *et al.*, 2003), teorias sobre a origem do sistema de ilhas barreira, estudos sedimentológicos, quer superficiais quer através de sondagens, cartografia dos ambientes sedimentares, dinâmica sedimentar actual (Matias, 2006), sobretudo das praias, dunas e barras de maré (Matias, 2000), mas também do sistema lagunar, estimativas de transporte longitudinal e transversal do cordão litoral.

O presente estudo baseia-se em algumas das técnicas já utilizadas em trabalhos anteriores como a evolução histórica, estudos sedimentológicos através de sondagens, bem como a análise de fotografia aérea, recurso a software de tratamento de imagem e datação por radiocarbono.

Foi também feito um levantamento das potencialidades educativas da zona de estudo, tendo em conta o programa das disciplinas de Ciências Naturais do 3º ciclo do ensino básico e de Biologia e Geologia do ensino secundário.

Este trabalho tem como objectivo principal reconstituir a evolução recente da zona lagunar adjacente à povoação de Cacela Velha e expor as potencialidades educativas da área em estudo

2. Localização da área de estudo

A área em estudo localiza-se no litoral meridional do Algarve, na zona perto da Península de Cacela, precisamente a península que limita a E o sistema lagunar da Ria Formosa (Fig. 1). Compreende a arribas entre a Ribeira de Cacela a oriente do forte de Cacela Velha, e o enraizamento da península de Cacela próximo da povoação de Manta rota (Concelho de Vila Real de Santo António).

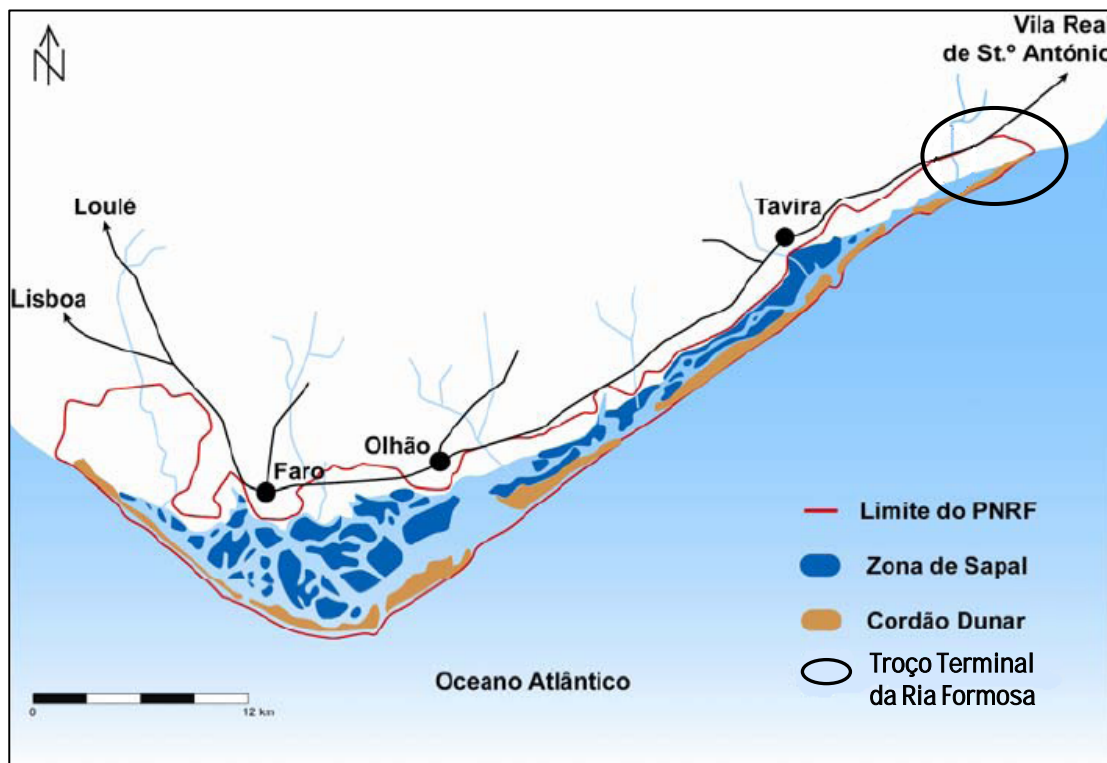


Figura 1 – Localização geográfica da zona de estudo (limitada pelo círculo)

3. Enquadramento geomorfológico

A divisão do Algarve em três regiões naturais individualizadas pela Serra, Barrocal e Beira-mar ou Litoral, foi consagrada por Bonnet (1850).

A unidade designada por Serra é parte integrante do Maciço Hespérico e engloba os dois relevos com maior expressão no sul de Portugal: (a) Serra de Monchique constituída por sienito nefelínico, cujo maciço se instalou no Cretácico superior, durante uma das fases da orogenia Alpina e que vê na Fóia o seu ponto mais elevado a cerca de 902 m de altitude (Oliveira, 2005) e (b) a Serra do Caldeirão cujo topo atinge os 589 m, formada por xistos e grauvaques intensamente dobrados e fracturados (Moura e Boski, 1997). Estas rochas relativamente brandas são bastante impermeáveis e, em grande parte, comportam-se de forma homogénea face à erosão (Feio, 1949). Devido à referida impermeabilidade e aos declives acentuados, as águas escoam-se à superfície causando intensa erosão na maior parte da serra. Assim, formam-se inúmeros barrancos que se ramificam e se encaixam fortemente no substrato, talhando vertentes convexo-rectilíneas muito abruptas (Feio, 1949). Este modelado dá à serra o aspecto característico, de cones de cimos arredondados, próximos e da mesma altura (Feio, 1949). As formações carbonatadas do Mesozóico dão corpo à região denominada de Barrocal, assentando em discordância angular sobre o soco Paleozóico. Entre estas formações do Mesozóico e do Paleozóico, existe portanto, uma lacuna estratigráfica de vários milhões de anos. Predominam, no também chamado Algarve calcário, as paisagens cársicas, com ocorrência de dolinas, algares e campos de lapiás (Moura e Boski, 1997). O Barrocal é um relevo de muitos contrastes, com alternância de superfícies planas e vertentes vigorosas (Matias, 2000). As superfícies planas encontram-se quer em planaltos, quer constituindo o fundo de depressões fechadas ou quase fechadas cujo exemplo mais paradigmático são as naves. As vertentes possuem fortes inclinações e são testemunhos de estruturas mais ou menos desmanteladas (Bettencourt, 1994).

O Litoral propriamente dito, desde a Praia de Odeceixe até à foz do Rio Guadiana com uma extensão de cerca de 210 km de linha de costa, caracteriza-se por uma grande diversidade geomorfológica (Moura, 1998). A riqueza do litoral algarvio encontra-se bem vincada na paisagem (figura nº 2), fruto

dos sucessivos retoques pelos processos continentais e marinhos. Segundo Moura (1998), tendo em conta as cotas médias do aplanamento e o encaixe da rede hidrográfica, a plataforma litoral meridional algarvia divide-se em dois sectores: o planalto litoral que se prolonga desde o Cabo de S. Vicente até à zona do Ancão e a planície litoral que se estende para oriente até Cacela. O planalto litoral, que corta superiormente as formações pós miocénicas (Moura, 1998), no troço entre Cabanas de Tavira e Manta Rota é formada por arribas, actualmente inactivas, onde é possível observar parte da sequência sedimentar da chamada Formação de Cacela cuja idade foi atribuída ao Miocénico superior (Antunes *et al.*, 1981; Pais, 1982,1991).

Observa-se que, de modo geral, a idade das formações do litoral, vai sendo mais recente à medida que se caminha para SE. Assim, a Norte do Cabo de São Vicente, o litoral é talhado em formações paleozóicas e deste cabo para leste surgem sucessivamente formações jurássicas, cretácicas, miocénicas e plio-quadernárias.

As arribas litorais expõem tipos litológicos muito variados, nomeadamente xistos, grauvaques, calcários, dolomitos, calcarenitos, siltitos, arenitos, conglomerados e rochas eruptivas. (Dias, 1988). Este facto é o principal responsável pela grande diversidade paisagística da região costeira.

De uma forma simplificada o litoral algarvio divide-se em dois tipos de costa distinta: um litoral de arribas que se estende desde Odeceixe até ao Ancão e um litoral arenoso com praias extensas, para leste do Ancão até à desembocadura do Guadiana. Foi neste litoral arenoso que se formou o importante sistema de ilhas barreira que dão origem à denominada Ria Formosa (Pilkey *et al.*, 1989). A construção deste sistema de ilhas barreira no litoral meridional coincide grosso modo com o Sotavento algarvio, região mais abrigada dos ventos predominantes de WSW. A génese deste sistema lagunar será desenvolvida no capítulo 5.

Também no que respeita ao clima de agitação marítima que atinge a costa algarvia, se verifica variabilidade. O litoral a Norte de Cabo de São Vicente, aberto à agitação marítima dominante do quadrante de NW, é ventoso e afectado por ondulação altamente energética. O litoral virado a Sul encontra-se abrigado das condições dominantes no Atlântico Norte, sendo a energia associada à ondulação que o atinge, de modo geral, moderada. Com troços virados a SW, a S e mesmo a E, o

litoral meridional algarvio responde de formas diferentes à agitação marítima que o atingem (de SW, o dominante, de S e de SE), pelo que constitui uma região privilegiada para estudos de dinâmica do litoral (Dias, 1988).

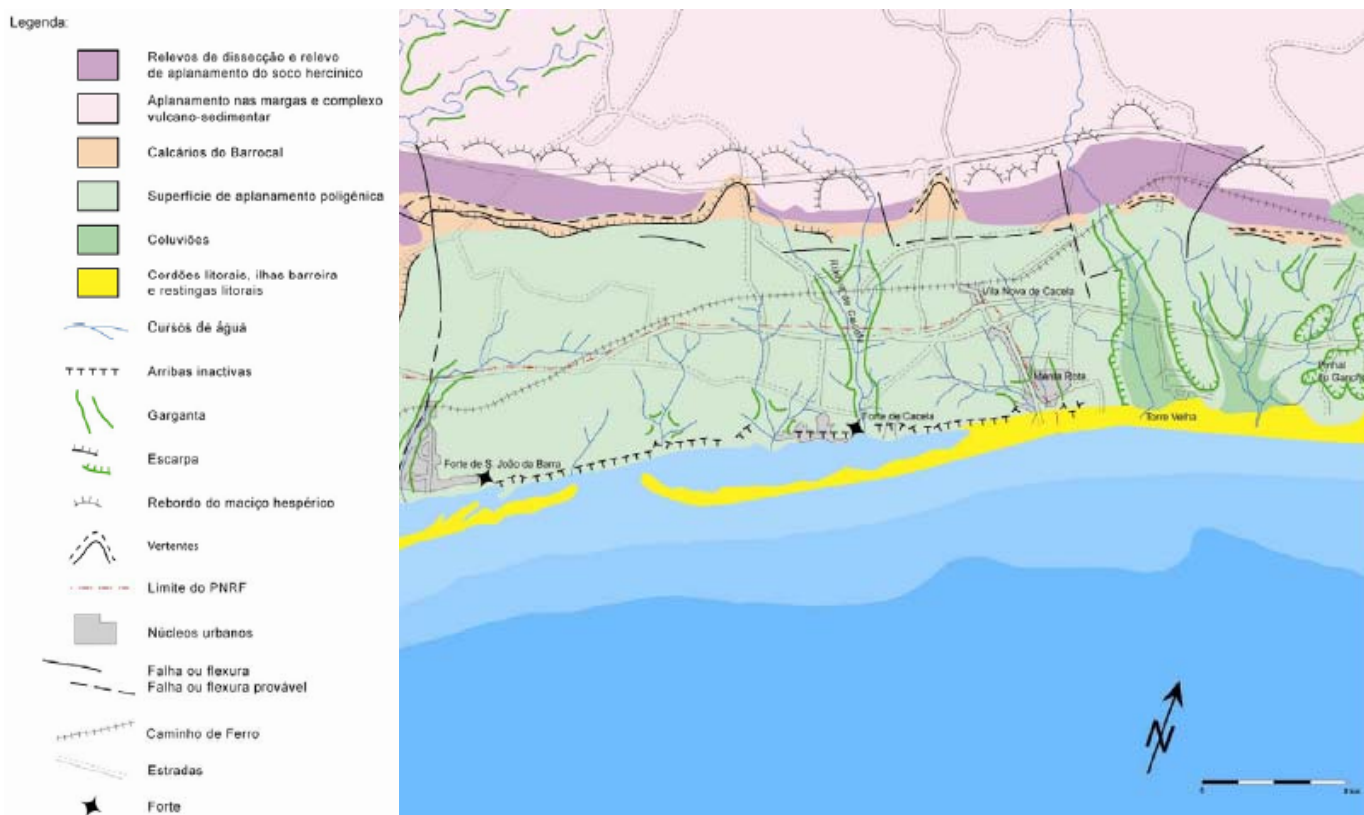


Figura 2 - Aspectos fisiográficos da planície litoral entre Cabanas de Tavira e Manta Rota (adaptado de Ojeda *et al.*, 2001)

3.1 Enquadramento estratigráfico

No Algarve não existem testemunhos aflorantes dos depósitos sedimentares correspondentes a um período de cerca de 70 Milhões de anos (Ma) que tem início no Cretácico superior e abrange todo o Paleogénico. As primeiras camadas terciárias observáveis nesta região são neogénicas, nomeadamente do Miocénico (Ramalho, 1986).

O Miocénico divide-se em seis andares, tendo como limite temporal inferior 23,5 Ma e a duração de 18,2 Ma (Cowie & Basset, 1989). Os dois andares mais antigos, incluídos no Miocénico inferior (Aquitânico e Burdigaliano), têm a sua secção tipo em França na bacia aquitaniana (Poignant *et al.*, 1997a). Os dois andares do Miocénico médio (Langhiano e Serravaliano), tal como os dois andares do miocénico superior (Tortoniano e Messiniano), foram definidos na bacia cenozóica do Sul de Itália (Rio *et al.*, 1997).

O Pliocénico divide-se em três andares (Zancliano, Piacenziano e Gelasiano), (Cowie & Basset, 1989). A base, coincidente com o limite inferior do Zancliano, identifica-se com o restabelecimento das condições francamente marinhas no mediterrâneo, após a crise salina do Messiniano (Cita, 1975, Colalongo & Pasini, 1997). Ao Neogénico segue-se o Período Quaternário com início há 1,8 Ma (Cowie & Basset, 1989).

A Formação de Cacela atribuída ao Miocénico superior assenta em disconformidade sobre o Triássico (Fig. 3) ou mesmo sobre o Carbónico (Antunes *et al.*, 1981; Pais, 1982, 1991).

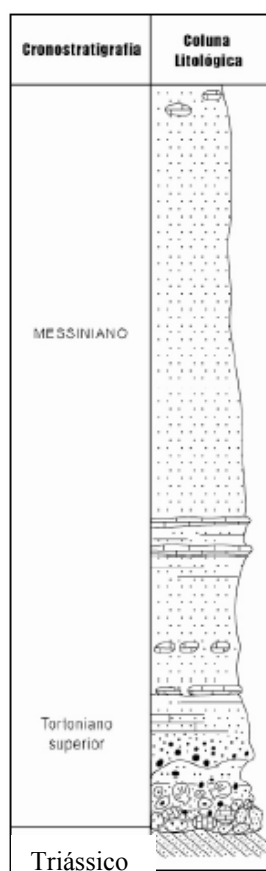


Figura 3 – Coluna litostratigráfica da Formação de Cacela (Adaptado de Pais, 1982)

3.2 Formação de Cacela

Esta formação foi dividida por Cachão (1995) em três membros: Inferior, Médio e Superior.

O Membro Inferior corresponde à diferenciação de níveis grosseiros, conglomeráticos, no seio de areolas muito fossilíferas, aflorantes na base das arribas costeiras, entre outros locais (Cachão, 1995).

O Membro Médio é constituído por um conjunto espesso e monótono de areolas amarelo-alaranjadas, intercaladas por níveis com maior componente pelítica, de tom acinzentado. Este conjunto constitui a maior parte das arribas fósseis em torno da região de Cacula Velha (Cachão, 1995).

No Membro Superior verifica-se um enriquecimento das areolas em seixo de quartzo, bem rolado, quer disperso na matriz arenosa, quer sob a forma de pequenas bolsadas lenticulares ou finos leitos (Cachão, 1995).

4. Processos morfogenéticos

4.1 Deriva litoral e transporte sedimentar

As praias da unidade litoral entre o Cabo de Santa Maria e Manta Rota (Unidade litoral 42 segundo classificação do Sistema Nacional de Informação do Litoral - SNIRLit) são sobretudo formadas por areias médias a finas, na sua parte emersa, e por areias finas na parte submersa. A resultante anual da deriva litoral potencial é moderada e dirigida para este. A fonte sedimentar natural predominante é a deriva litoral, ainda que no início do troço esta seja interrompida pela acção dos molhes do porto de Faro-Olhão. Recentemente, tem sido importante o contributo sedimentar de realimentações efectuadas no sistema (Armona, Tavira, Cabanas e Cacela). É associado à ondulação incidente que os fenómenos de refacção sofridos por esta ao aproximar-se da linha de costa, de forma oblíqua, dão origem à formação de correntes longilitorais com grande capacidade de mobilização de sedimentos. Apesar da configuração da Península de Cacela sugerir uma restinga com desenvolvimento de Este para Oeste, a análise da evolução da Barra de Cacela e uma observação mais pormenorizada da península mostram que o seu crescimento se processou de Oeste para Este (Rebêlo, 2004). Pilkey *et al.* (1989) e Andrade (1990) referem a migração da Barra de Cacela de Oeste para Este como factor indicativo de um desenvolvimento nesse sentido. Também a orientação de antigos “*Spits*” incorporados na ilha, e preservados até à actualidade, sugerem uma deriva sedimentar de Oeste para Este (Pilkey *et al.*, 1989). A explicação para esta deriva baseia-se no regime de ondulação em que são referidos os rumos de SSE e WSW como sendo dominantes. Como a ondulação de SSE é quase perpendicular à costa, geraria muito menor transporte que a ondulação de WSW, praticamente paralela à costa. Verifica-se igualmente que a ocorrência de ondulação de SE é menos frequente que a de SW. Assim sendo, a resultante do transporte litoral terá a orientação W-E.

Os processos sedimentares associados às barras interferem neste transporte longitudinal. O delta da barra de Cabanas-Cacela, barra que separa a ilha de Cabanas da Península de Cacela, é responsável pela captura de sedimentos vindos de Oeste, interferindo com o balanço sedimentar local (Andrade, 1990). O mesmo autor sugere volumes médios de retenção nesta barra de aproximadamente 81000 m³/ano para o intervalo temporal entre 1950-80 (mas com oscilações entre 42000 a 110000 m³/ano).

Independentemente dessa retenção, um caudal sólido anual médio resultante de 100000 m³ passará, no sentido Oeste-Este, pela zona da Manta Rota. Este sedimento contribui para a formação do arco litoral que se estende até ao Guadiana.

Como a barra de Cabanas-Cacela é muito instável, variando frequentemente de local, é provável que a retenção de areia na barra e respectivo caudal sólido da deriva litoral, a jusante, também varie no tempo. Esta variação na resultante do volume de sedimentos transportados terá consequências na largura da Península de Cacela e na largura da praia da Manta Rota (Rebêlo, 2004).

Segundo Matias (2000), a evolução recente da Península de Cacela traduz-se por uma significativa redução da largura da península, desde os anos 40, acompanhada de migração da Barra do Lacém (Cabanas-Cacela) de Oeste para Este. Esta diminuição da largura foi acompanhada pela redução da área ocupada por dunas. Na zona mais próxima da Manta Rota, terá havido um alargamento da península até 1972, período a que se seguiu também um estreitamento. Actualmente, a frente de erosão continua a propagar-se para Este, tendo já atingido o sector ocidental da Praia da Manta Rota.

4.2 Evolução das arribas

A erosão marinha é a principal responsável pelo retrocesso dos litorais rochosos. A ondulação como agente altamente energético que é, associado ao regime de marés e às correntes costeiras, modela indiscriminadamente os diferentes tipos de litologias existentes nas áreas costeiras, incorporando os sedimentos erodidos, primeiro no sistema praia – arriba e posteriormente na deriva litoral (Figura nº4).

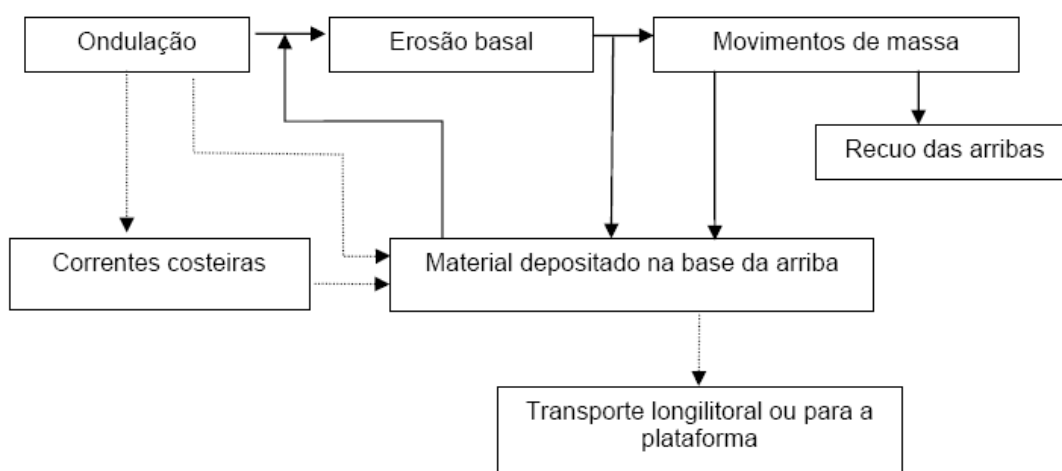


Figura 4 – Processo simplificado da evolução das arribas. Adaptado de Sunamura (1983) in Sunamura (1992).

A concavidade ou convexidade do perfil das arribas é condicionada pela taxa relativa de erosão por processos marinhos e sub-aéreos, bem como pela existência e localização na arriba, das camadas mais resistentes. Em arribas activas de litologia homogénea, sujeitas a intensa erosão marinha, desenvolvem-se perfis com tendência para a verticalidade. Se a erosão marinha diminui de importância relativamente à sub-aérea verifica-se “adoçamento” do perfil, por arredondamento da parte superior e desenvolvimento de talude, na base, com inclinação da ordem dos 30°. Em arribas subtraídas à acção dos processos erosivos marinhos, o “adoçamento” do perfil continua, gerando-se perfis sigmoidais por erosão da parte superior e deposição desses produtos na base da arriba (Dias, 1988).

A arriba existente na zona de estudo apresenta características de arriba fóssil de acordo com Emery e Kuhn (1982), apresentando um topo arredondado e uma base com depósito de sopé (figura 5).



Figura 5 - Local de estudo na zona de praia de lagoa e arriba. A linha representa o perfil aproximado da arriba.

Os principais processos responsáveis pelo recuo das arribas são:

- a) A erosão marinha, relacionada com a ocorrência de temporais, em particular durante o Inverno, através do sapamento da base da arriba, pela ondulação incidente (aumento da pressão provocada pelo choque e consequente descompressão resultante da sucção provocada pelas correntes de refluxo) e

alguma metralhagem na face da arriba, devido aos clastos disponíveis na praia que são mobilizados pelo mar. Verifica-se posteriormente a ocorrência de desabamentos por falta de sustentação do maciço (Oliveira, 2005);

b) A ocorrência de intensos períodos de precipitação, que favorecem uma acentuada erosão sub-aérea dependente do escoamento superficial, de uma forma canalizada, originando sulcagem e ravinamentos (especialmente importantes em rochas pouco coerentes, como é o caso das de Cacela) ou através de escoamento difuso ou em “toalha”.

c) A ocorrência de deslizamentos desencadeados pela precipitação;

d) A existência de árvores no topo da arriba, que através das suas raízes, originam um alargamento das fendas de tracção, uma maior infiltração de água no solo e quando agitadas por ventos fortes um aumento das vibrações (Oliveira, 2005);

e) A Haloclastia, importante quando a arriba é talhada em formações friáveis e constituída por sedimento argiloso e siltoso, tal como as arribas de Cacela.

Numa outra escala de actuação, podemos também considerar a projecção de areias contra a face da arriba pela acção do vento e o papel de alguns seres vivos na desagregação granular destas formações arenosas.

A Figura 6 descreve a complexidade inerente à erosão das arribas e o elevado número de processos que contribuem para a evolução das áreas costeiras e também a relação intrínseca entre a erosividade associada à ondulação e a resistência dos materiais à erosão.

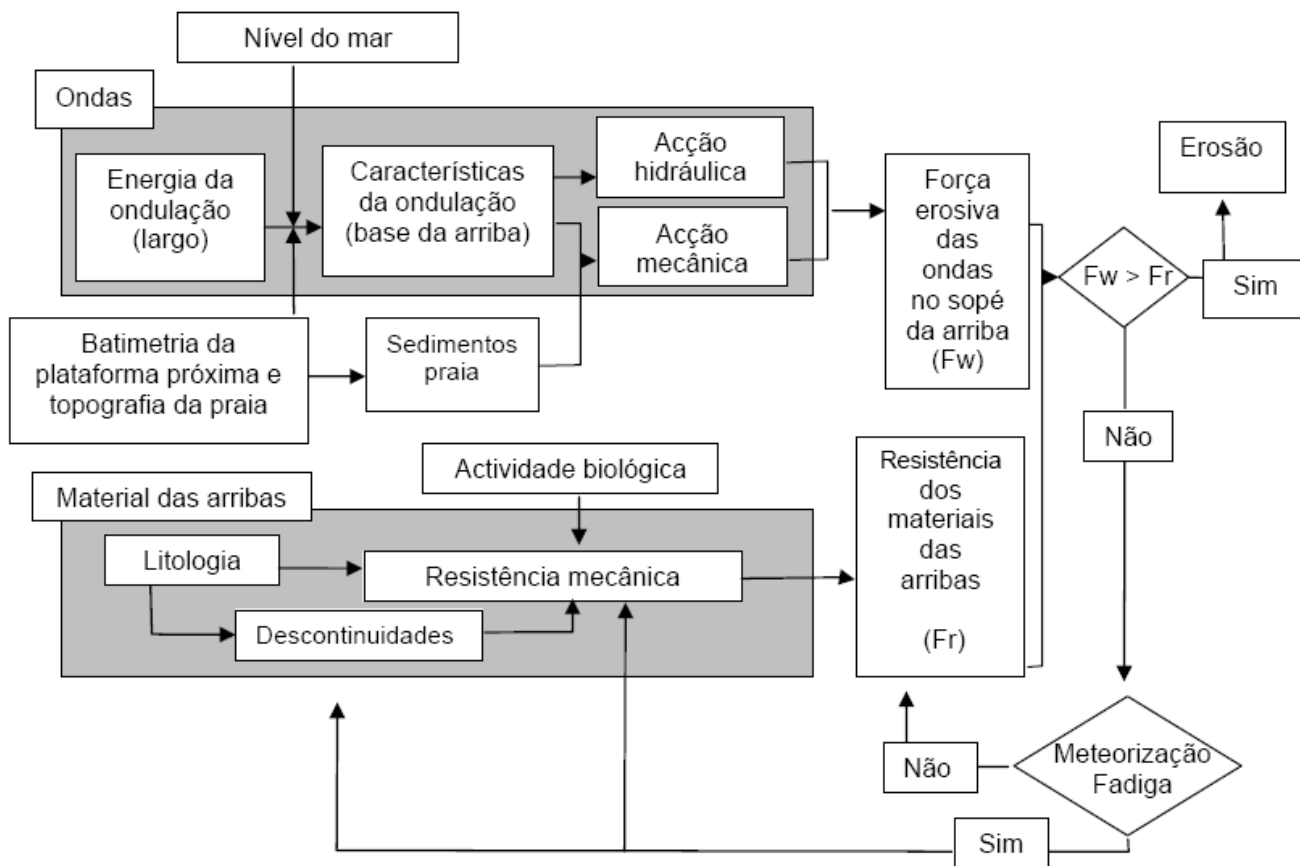


Figura 6 – Processos que contribuem para a erosão das arribas. Adaptado de Sunamura (1983) in Sunamura (1992).

5. Origem e evolução do sistema lagunar da Ria Formosa

5.1 Evolução geológica

O sistema de ilhas barreira da Ria Formosa apresenta características particulares que lhe conferem especial interesse (Dias, 1988; Pilkey *et al.*, 1989). A maior parte dos sistemas deste tipo ocorrem em adjacência a vastas planícies costeiras, associados a regime de marés do tipo micro-maré (0 a 2 m) mais raramente mesomareais (2 a 4 m), situando-se, frequentemente, na dependência da desembocadura de rios importantes que alimentam o sistema com sedimento (Leatherman, 1979). As ilhas barreira da Ria Formosa ocorrem em condições limite pois que, em período de marés-vivas, estas atingem quase 4 m de amplitude. Encontram-se conseqüentemente, no limite acima do qual não se desenvolvem habitualmente sistemas deste tipo (Hayes, 1979). Por outro lado, não se verifica a existência na região, de planície costeira desenvolvida, nem qualquer rio importante (Dias, 1988). A rede litoral fluvial tem uma direcção predominante de W para E com volumes de sedimento que variam entre $9,0 \times 10^4$ (Andrade, 1990) e $2,0 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{ano}$ (Bettencourt, 1994).

A evolução geomorfológica do troço terminal Este do litoral Algarvio está intimamente ligada à evolução do sistema de ilhas barreira do Algarve (Rebêlo, 2004). Segundo Monteiro (1984), a geometria peculiar deste sistema deve-se à morfologia particular da Plataforma Continental Adjacente (figura 7). O mesmo autor refere que a muito maior inclinação da Plataforma Continental em frente do Cabo de Santa Maria, relativamente às zonas adjacentes a este e a oeste, é responsável pela diferente velocidade de migração das ilhas para o interior, quando da subida do nível do mar nos últimos 17 a 18 mil anos.

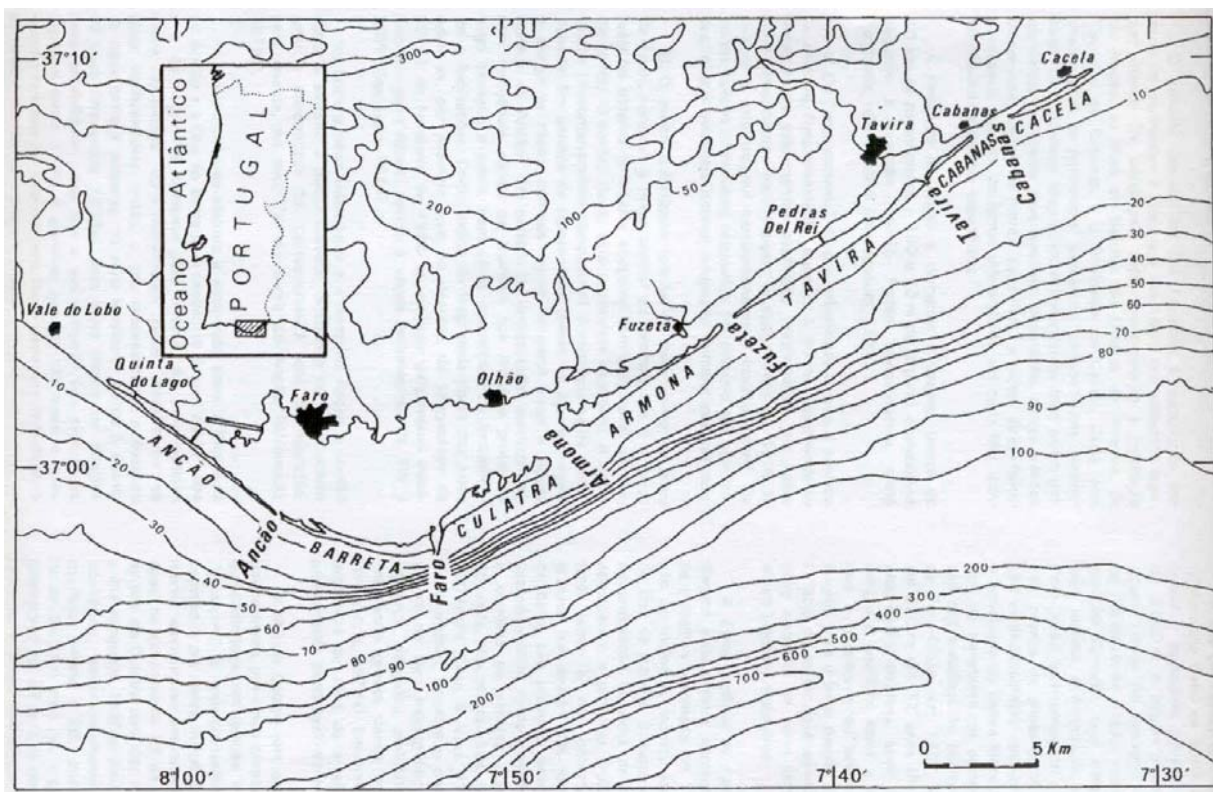


Figura 7 – A Ria Formosa com indicação das barras e das ilhas e penínsulas do cordão externo, bem como a batimetria (em metros) da Plataforma Adjacente (Dias, 1988)

As Ilhas barreira teriam assim progredido mais lentamente na parte central e mais rapidamente nos lados este e oeste, razão pela qual o sistema se encontra soldado ao continente nos seus extremos (Ancão e Cacela) (Rebêlo, 2004).

As variações relativas do nível do mar resultam da quantidade de água nas bacias, variável por acção do clima e da capacidade das bacias, variável por acção de forças tectónicas. Segundo Hoyt (1967), quando o nível do mar estava próximo do bordo da plataforma (há cerca de 18 000 anos) formaram-se cordões arenosos paralelos à costa. Com a posterior subida do nível do mar, estes cordões arenosos foram inundados pelo lado do continente, formando ilhas paralelas à costa. Depois de formadas, as ilhas responderam à progressiva subida do nível marinho com um conjunto de processos de que resultou a sua migração transversal através da plataforma continental. Simultaneamente os cursos de água depositaram na laguna grandes quantidades de material aluvionar, que está na origem das extensões de sapais e ilhotas que hoje podem ser observados.

O sistema barreira da Ria Formosa é constituído por uma série de penínsulas e ilhas que delimitam um ambiente lagunar interior. De oeste para leste encontram-se a Península do Ancão, as ilhas da Barreta,

da Culatra, da Armona, de Tavira e de Cabanas e a Península de Cacela. Esta península constitui o extremo oriental do sistema. Tem cerca de 5 km de comprimento e largura de cerca de 250 m (Bettencourt, 1985). É constituída por um único cordão dunar, o qual é frequentemente sujeito a galgamentos oceânicos. Esta Península está sujeita a erosão acelerada devido à migração da Barra de Cabanas. A parte continental face a esta Península exhibe arribas, em estado de inactividade ou fossilização, as quais atingem altura máxima (25 m) junto a Cacela (Dias, 1988).

5.2 Variações recentes do nível médio relativo do mar

A variação do nível médio global do mar relaciona-se com a variabilidade da quantidade de água nas bacias sedimentares e com a capacidade de armazenamento dessas mesmas bacias.

A última oscilação climática importante com expressão global foi a denominada “Pequena Idade do Gelo” (Lamb, 1977) que, na Península Ibérica se iniciou no século XVI e terminou no final do século XVIII (Tullot, 1986). Na sequência deste período mais frio, de chuvas intensas, ocorreu intensa sedimentogénese e o mar apresentou comportamento regressivo.

Assim, no decurso da Pequena Idade do Gelo ter-se-ia verificado aumento substancial do transporte sedimentar por via fluvial, o que parece ser confirmado por vários estudos sedimentológicos realizados em Espanha. A transferência destes materiais para o litoral e para a plataforma continental era favorecido pelas grandes cheias e pelo presumível abaixamento relativo do nível marinho.

Quando se verificou a transição para a fase climática actual, mais quente, a qual tem vindo a ser progressivamente intensificada pela ampliação do chamado “efeito de estufa”, o nível médio do mar começou a elevar-se de forma sensível. Segundo Dias e Taborda (1988), esta elevação do nível médio de mar varia entre $1,3 \pm 0,1$ mm/ano determinada na estação maregráfica de Cascais e $1,5 \pm 0,2$ mm/ano na estação maregráfica de Lagos. Os estuários respondem à subida do nível do mar reduzindo as exportações de materiais para a plataforma, de modo a adaptarem-se ao novo nível de base.

Convertem-se, assim, preferencialmente, em locais de recepção e deposição de sedimentos (nomeadamente de materiais provenientes da deriva litoral), em vez de fornecedores, como se verifica em períodos de abaixamento do nível do mar.

5.3 Evolução Histórica

A mais antiga descrição da “Ria de Faro” segundo Lemos (1955) é atribuída a Rasis, escritor árabe do século X. Este escritor relata que a cidade de Faro é banhada pelo mar onde se vêm pequenas ilhas.

Segundo Neves (1974), a costa sul do Algarve sofreu importantes influências das regressões e transgressões que o mar sofreu em tempos históricos de que é exemplo a descrição feita por este autor, referente a Faro. “já nos princípios da era cristã, as águas oceânicas inundavam vastas áreas situadas entre aqueles restos de antigos níveis de praia quaternárias (Neves, referia-se, segundo Oliveira (1984), à colina da Sé de Faro, alto de Santo António, Alto de Rodes e Montenegro) estendendo-se as rias profundamente no território de hoje, em grande parte assoreado”. Segundo Oliveira, (1984), num documento de 1441 indica-se que “a barra de Tavira era muito baixa e perigosa, não medindo a água, na baixa-mar mais de um covado de profundidade, pelo que os navios de maior porte, que ali iam buscar fruta deviam ancorar em Faro”.

Oliveira, 1984, descreve o contorno marítimo do sotavento algarvio em 1570 com base em relatos de Abraão Orteius, do seguinte modo: “Para o lado do Guadiana ocorrem pequenas ilhas que acabam por alturas de Tavira”. Oliveira continua a descrição referindo-se a um manuscrito de 1571 onde se dá conta que defronte de Tavira, apareceu no mar um banco de ostras, tão considerável, que os pescadores o compararam a uma montanha. Passado um ano, uma tempestade cobriu de areia o referido banco e ele tem continuado a crescer, parecendo ser o banco de areia que ainda hoje se encontra entre Tavira e Cacela.

Este banco de areia poderia ser uma das ilhas representadas no mapa de Álvaro Secco de 1579 (Fig. 8)

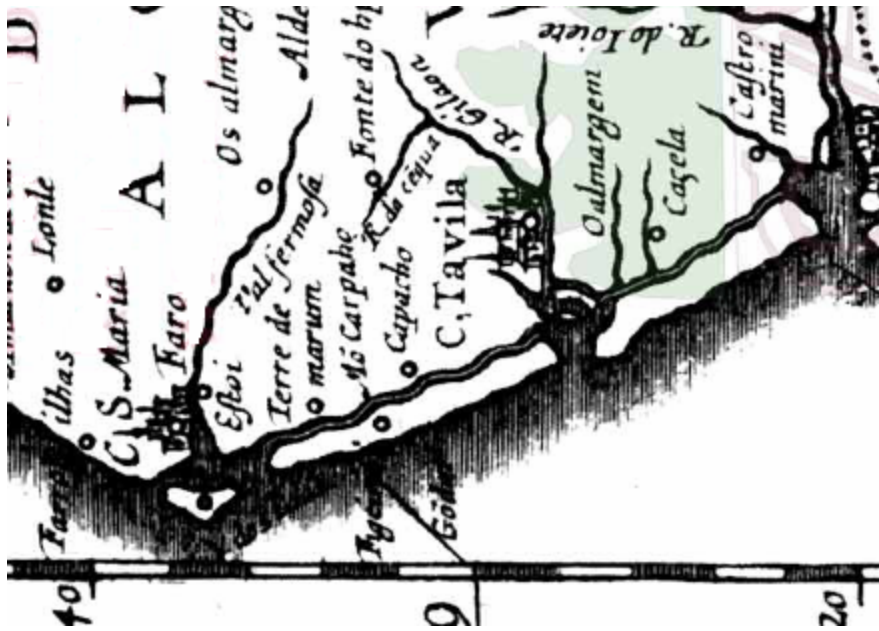


Figura 8 – Mapa do sul de Portugal de Álvaro Secco, de 1579. Cedido por *ArqueoTavira.com* Campo Arqueológico de Tavira, Algarve, Portugal

Neste mapa é visível que a ilha barreira à frente de Cacela se desenvolvia até perto do rio Guadiana (r Rebelo, 2004). De referir a rápida evolução desta Ilha frente a Cacela, uma vez que Álvaro Secco em mapa de 1561 representa a ilha apenas até ao Rio Gilão, em 1570 parece ter evoluído mais para nascente e no mapa de 1579 a ilha está amplamente para leste de Cacela. Nesta altura Castro Marim era porto de mar. No estuário do Gilão encontram-se duas ilhas. A barra de Tavira abre-se em frente e para sul do rio.

cordão arenoso da parte oriental da Ria Formosa ao ponto de, em muitas das cartas ter desaparecido por completo (fig. 10, 11, 12, e 13).



Figura 10 – Pormenor da Carta Topographica dos baldios e terras incultas do termo da villa de casella, de José Sande Vasconcelos, 1775. Cedido por *ArqueoTavira.com* Campo Arqueológico de Tavira, Algarve, Portugal

Da observação desta carta topographica, da qual se expõe apenas um extracto, conclui-se que de Cacela para oriente não existe qualquer cordão arenoso. Retira-se também desta carta que o areal em frente de Cacela tinha então cerca de 1,4 quilómetros de largura; em frente da Manta Rota o areal media cerca de 3,4 quilómetros.

Em 1797, William Faden apresenta um mapa do Algarve (fig. 11) onde se observa um cordão arenoso que chega até Cacela. A evolução da costa do sotavento algarvio e a formação da Ria Formosa, não deixa de sofrer ao longo dos tempos avanços e recuos. O mar é umas vezes um construtor solícito, ou então torna-se, frequentemente, agente destruidor (Oliveira, 1984).

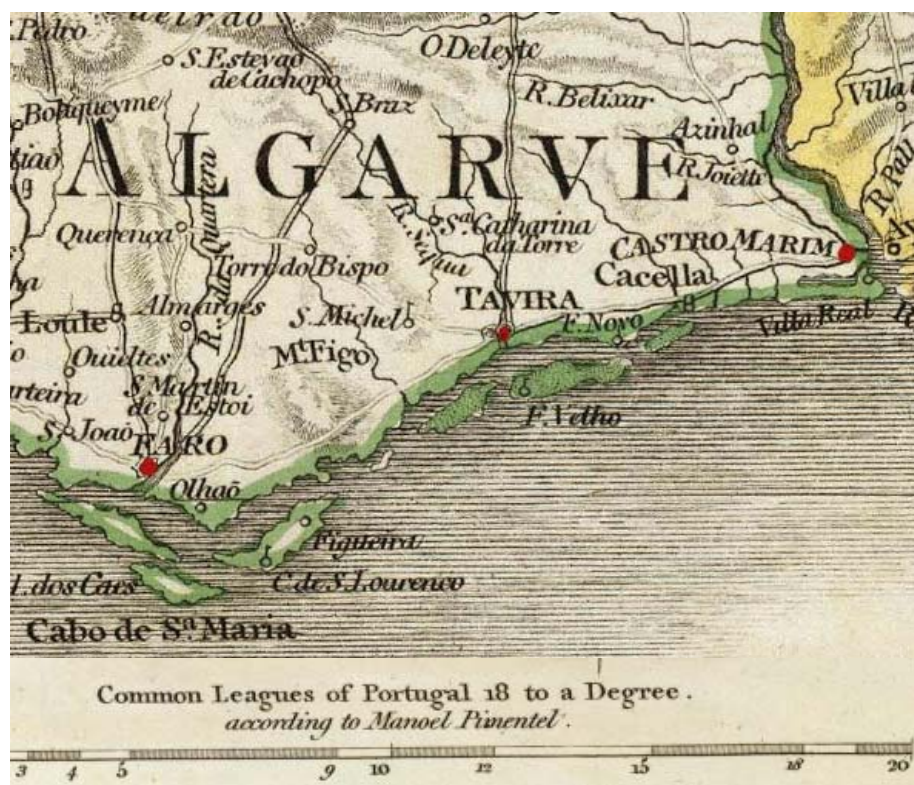


Figura 11 - Mapa do sul de Portugal de William Faden, de 1797. Cedido por ArqueoTavira.com Campo Arqueológico de Tavira, Algarve, Portugal

Em 1829, observa-se que da Fuzeta até perto de Tavira se estende uma alongada ilha e daqui até Vila Real de Santo António, não está desenhada qualquer ilha ou cordão arenoso (fig. 12). Tavira está completamente aberta ao mar e o estuário do Guadiana está assoreado.



Figura 12 - Mapa do sul de Portugal de Sidney Hall, de 1829. Cedido por ArqueoTavira.com Campo Arqueológico de Tavira, Algarve, Portugal

Na carta de Silva Lopes datada de 1842 (Fig. 13), pode verificar-se que de Cacela até ao Guadiana se estende uma vasta praia sem cordão arenoso. Nesta zona do litoral algarvio existe um cordão arenoso que se estende desde a larga Barra de Olhão e que só é interrompido pela Barra da Fuzeta, passando por Tavira até Cacela. Entre Tavira e Cacela, existia uma barra (Barra do Forte de S. João) que estaria assoreada nesta altura.

Assume portanto, protagonismo a Barra de Cacela formada pela extremidade nascente do cordão arenoso e a terra firme.

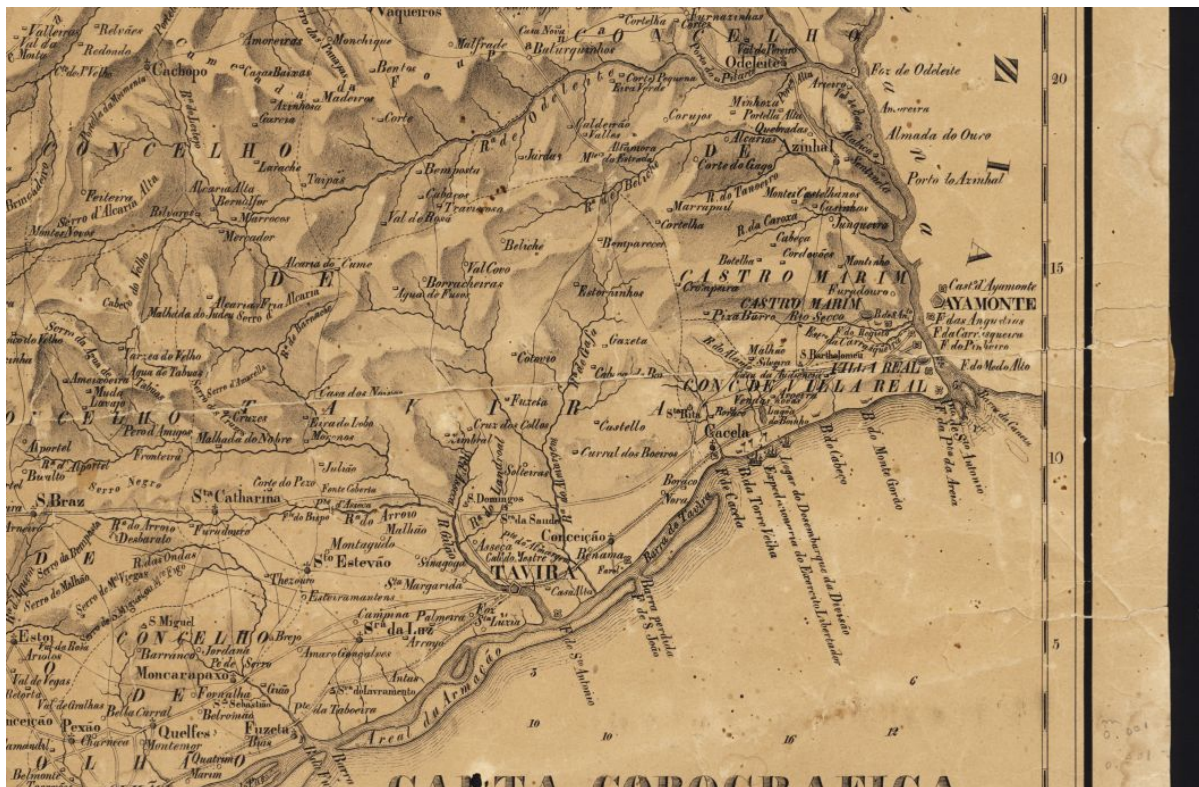


Figura 13 – Parte da Carta Corográfica do Reino do Algarve, de Silva Lopes, 1842. Cedido por ArqueoTavira.com Campo Arqueológico de Tavira, Algarve, Portugal

Poucos anos após a realização deste mapa, verifica-se o começo do assoreamento da Barra de Cacela, prenúncio da evolução que se havia de registar no início do séc. XX, com a ligação do cordão arenoso ao continente, formando a Península de Cacela. Corroborando esta afirmação transcreve-se o relato de Pacheco (1855), sobre o Estado do Algarve. “Os barcos que conduzem da costa este peixe”(atum) “ e que entram na barra de Tavira, quando chegam em frente da lota, têm já tido grande demora no seu transito, o que bem nocivo se torna à boa conservação do peixe, por causa da barra ficar hoje mais de duas léguas de distância da cidade, em frente da igreja da freguesia de Cacela, e quasi, pode-se dizer,

que fechada, infelizmente quando antes ficava mesmo em frente da cidade”. Apesar do exposto existem relatos de 1909 onde se dá conta que desde Cacela até a barra da Fuzeta corre interiormente um canal, a que chamam canal de Tavira, ou Rio Largo, que pode quase sempre navegar-se na extensão de 18 km (Oliveira, 1984).

Deste modo, a união da parte oriental do sistema lagunar da Ria Formosa, ao continente parece ser bastante recente.

6. Variáveis oceanográficas e meteorológicas na área de estudo

6.1 Clima de agitação marítima

O conhecimento do clima de agitação marítima é fundamental para a compreensão dos processos morfológicos e sedimentares que ocorrem na zona costeira. As ondas são o principal meio de transferência de energia para o litoral e, como tal, responsáveis pela maior parte das alterações nele verificadas (Matias, 2000). De acordo com Davies (1964), o tipo de maré e a sua amplitude são muito importantes do ponto de vista da dinâmica costeira, uma vez que controlam a amplitude da variação diária do nível do mar, bem como a eficiência das correntes de maré. Esta variação do nível do mar determina por sua vez o grau de concentração do ataque da ondulação num plano particular e também os limites altitudinais, nos quais alguns tipos de ambientes costeiros encontram o seu limite de permanência.

O clima de agitação marítima é dominado pela ondulação de W e SW (68% das ocorrências), sendo o rumo médio de 227°. A ondulação de SE é menos frequente, com 25% das ocorrências (Costa, 1994). Estas condições estão associadas ao Levante, vento Mediterrânico de Leste, de impacto limitado (Pires, 1998). A ondulação de SW tem, em média, H_{so} de 1,0 m e a de W, H_{so} de 0,8 m, com períodos médios de 4,9 s e 4,5 s, respectivamente. A vaga de SE apresenta H_{so} ligeiramente superior (1,2 m) e período médio de 4,9 s. Embora se verifique que a vaga de SE é ligeiramente mais frequente no Inverno (27%) que no verão (24%), é nos meses de Julho e Outubro que apresenta uma maior importância com 39% e 36% das ocorrências mensais, respectivamente (Matias, 2000). Estes dados foram baseados no estudo de Costa (1994) referentes à bóia ondógrafo localizada ao largo do Cabo de Santa Maria, na posição lat. = 36°54'17''N e long. = 07°53'54''W, numa profundidade de 93 m e baseiam-se nos valores médios referentes ao período de 1986 a 1993.

As marés em Portugal e no Algarve em particular são semidiurnas, com valores médios de amplitude de 2,8 m nas marés vivas e 1,3 m nas chamadas águas mortas. No entanto, como foi referido antes, podem ser registados valores médios de marés de 3,5 m (Pacheco *et al.* 2007).

6.2 Regime de marés

O regime de marés afecto à área de estudo apresenta uma periodicidade semidiurna, (característica da maré em Portugal Continental), ou seja com a existência de dois ciclos preia-mar/baixa-mar diários e uma amplitude de 2,8 metros em situações de águas-vivas e de cerca 1,3 m em situações de águas-mortas. De acordo com a classificação morfodinâmica definida por Davies (1964) encontra-se em pleno domínio mesomareal. Ocasionalmente poder-se-á ainda verificar uma subida temporária do nível do mar, originada pela existência de condições meteorológicas anómalas, nomeadamente variações do campo de pressão atmosférica ou devido à acção de ventos fortes e prolongados (Dias e Taborda, 1992). A Ria Formosa encontra-se portanto, no limite acima do qual não se desenvolvem sistemas deste tipo (Hayes, 1979).

6.3 Temporais

Considera-se a ocorrência de condições de temporal quando a altura significativa da onda ultrapassa os 3 m (Costa, 1994; Pires, 1998; Pessanha e Pires, 1981). E acordo com Pessanha e Pires (1981), entre 1976 e 1980, estas condições corresponderam a apenas 0,87% do total de ocorrências. Estes valores confirmam que a ocorrência de temporais na costa sul, é muito inferior aos registados na costa oeste. Por exemplo, a percentagem de ocorrência de alturas significativas superiores a 3 m durante os meses de Inverno é de 28% na Figueira da Foz, 18% em Sines e apenas 4% em Faro (Costa, 1994). Além disso, verifica-se que o número de ondas de temporal ao largo que atingem o litoral em estudo diminui significativamente, por esta costa apresentar situação abrigada em relação à agitação de W e SW (Matias, 2000).

6.4 Regime de ventos

A direcção predominante do vento que afecta a área de estudo varia entre os 215° e os 236° no período considerado, (Tabela 1) com uma velocidade média que não tende a ultrapassar os 1,7 m/s (Tabela 2). No entanto são os fluxos provenientes de Levante (E-SE), que marcam o regime do vento na costa meridional portuguesa. Ocorrem principalmente durante a Primavera e Outono, surgindo no Verão associado a temperaturas do ar mais elevadas.

Tabela 1 – Dados estatísticos da direcção do vento horário no período de 01/01/1878 a 06/06/2007. Dados obtidos através do site <http://snirh.pt> em 07/06/2007 20:55

Estatística do parâmetro Direcção do vento horária (°) de 01/01/1878 a 06/06/2007.

Estação	Código	N.º Valores	Mínimo	Percentil 25%	Média	Mediana	Percentil 75%	Máximo
PICOTA	30K/02C	48816	0	124	215	236	326	360

As situações de Levante podem perdurar durante vários dias e é característica destas situações um aumento da velocidade do vento durante a manhã, podendo atingir velocidades na ordem dos 30 a 40 km/h, registando uma tendência para diminuir a velocidade do vento durante a tarde para depois voltar a aumentar ao entardecer.

Estatística do parâmetro Velocidade do vento médio diário (m/s) de 01/01/1878 a 06/06/2007.

Estação	Código	N.º Valores	Mínimo	Percentil 25%	Média	Mediana	Percentil 75%	Máximo
PICOTA	30K/02C	2028	0.0	0.9	1.7	1.3	2.2	7.6

Tabela nº 2 – Dados estatísticos da velocidade média diária do vento no período de 01/01/1878 a 06/06/2007. Dados obtidos através do site <http://snirh.pt> em 07/06/2007 21:32

Por outro lado, quando não se verifica um domínio dos ventos derivados da circulação geral, poderão ocorrer variações do rumo dos ventos associados a um regime de brisas. Rodando a direcção do vento, em regra de fraca intensidade consoante as variações térmicas entre a terra e o oceano lhes forem favoráveis. À noite tende a adquirir um rumo de Norte de fraca intensidade e após aquecimento da massa continental tende a rodar para S/SE passando durante a tarde para SW, amenizando assim os valores térmicos quer ao fim da manhã quer durante a noite (MAOT, 2000).

6.5 Regime de pluviosidade

A precipitação por si só constitui um factor muito importante na evolução deste tipo de áreas costeiras, na medida em que pode actuar como o elemento desencadeador de movimentos de vertente ou contribuir para uma significativa erosão sub-aérea quer na face da arriba quer nas vertentes que constituem os valeiros mais ou menos pronunciados que dissecam a plataforma litoral. Para a caracterização do regime pluviométrico na região de Cacela, foram utilizados os dados do INAG. A escolha da estação teve em conta dois factores: a disponibilidade dos dados e a proximidade à área de estudo. A estação meteorológica da Picota (lat. = 37° 17'43,57'' N; long. = -7° 68' 04,42'') reunia essas condições, embora localizada topograficamente num plano mais elevado(140 m) do que a área de estudo. Apesar da diferença altimétrica, permitiu compreender a distribuição da precipitação ao longo dos últimos 73 anos (de 1934 a 2007).

No período 01/01/1934 a 06/06/2007 (Tabela 3), registou-se na estação da Picota uma precipitação média anual de 613,9 mm.

Tabela 3 – Dados estatísticos da precipitação anual (mm) no período de 01/01/1934 a 06/06/2007. Dados obtidos através do site <http://snirh.pt> em 07/06/2007 20:56

Estatística do parâmetro Precipitação anual (mm) de 01/01/1934 a 06/06/2007.

Estação	Código	N.º Valores	Mínimo	Percentil 25%	Média	Mediana	Percentil 75%	Máximo
PICOTA	30K/02C	65	180.8	464.1	613.9	594.5	716.6	1353.9

A sua distribuição ao longo do tempo considerado é bastante irregular com valor máximo de 1353,9 mm e um mínimo de 180,8 mm.

Este facto evidencia bem a forte irregularidade que caracteriza o regime da precipitação (Figura 14) com a alternância entre anos bastante pluviosos (1959, 1961, 1968, 1978 e 1989) e outros claramente deficitários (1944, 1966, 1980, 1985 e 1998).

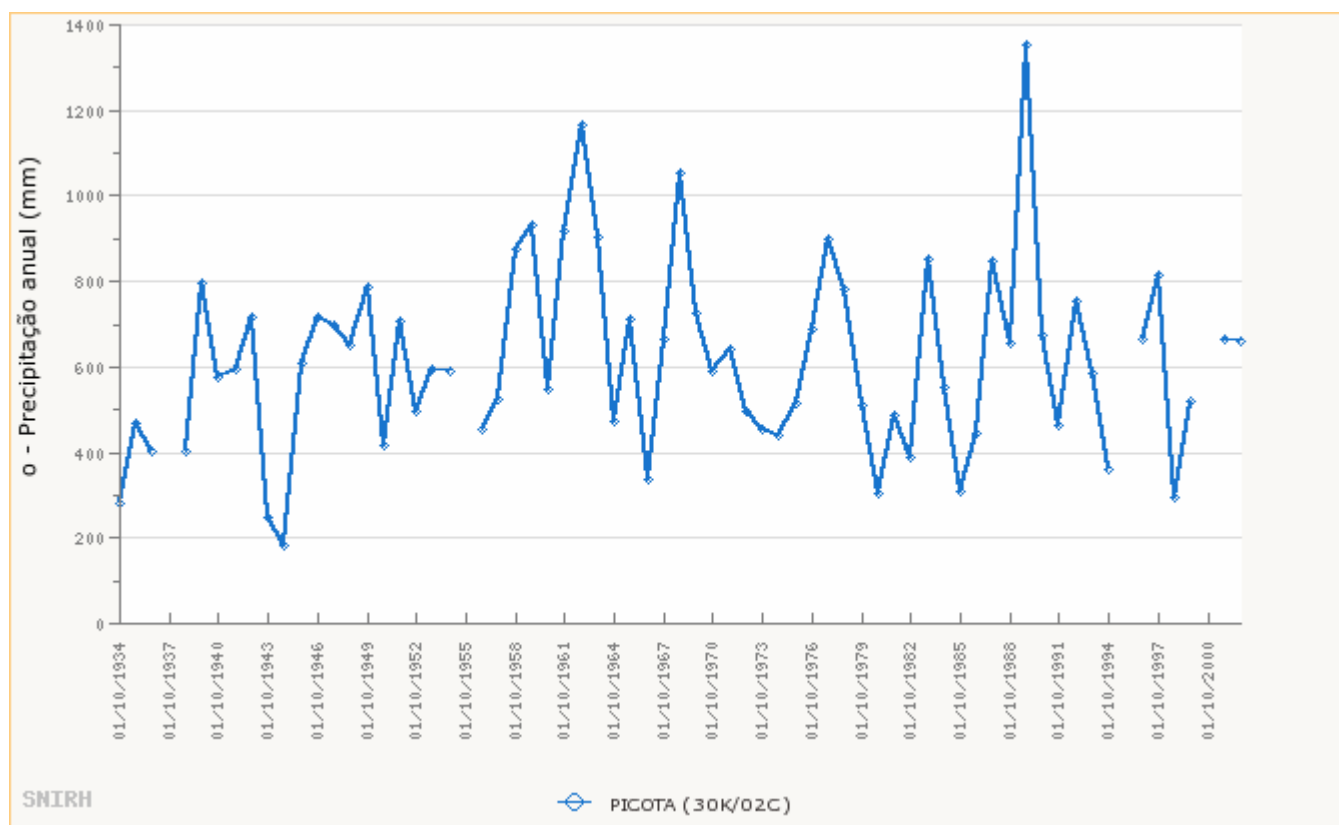


Figura 14 – Gráfico da precipitação anual no período de 1934 a 2007. Dados obtidos através do site <http://snirh.pt> em 07/06/2007

Fragoso (2003), por sua vez estudou o regime das precipitações intensas no sul de Portugal e apresenta para a estação de Faro (8 m de altitude), com base no período 1983/84 a 1997/98 um valor médio de precipitação anual de 488,5 mm. O mesmo autor chama ainda a atenção para o facto da estação de Faro, ser a que registou a maior frequência de episódios de precipitação extrema considerando as regiões do Alentejo e do Algarve. Foram contabilizados no período atrás referido cerca de 83 eventos pluviosos com uma duração média de 354 minutos e valores médios de precipitação por evento chuvoso em torno dos 5,3 a 5,8 mm. Tendo em termos de intensidades máximas absolutas cerca de 202,8 mm/h em 5 minutos. Por outro lado foram nos meses de Novembro e Dezembro onde se registou o maior número de eventos de forte intensidade com cerca de 15 eventos em cada, Outubro contabilizou 7, e Janeiro e Fevereiro 4 cada.

7. Material, métodos e técnicas aplicadas

7.1 Aplicação de técnicas fotogramétricas

No sentido de efectuar o reconhecimento dos vários tipos de unidades geomorfológicas da área de estudo e de modo a obter uma visão mais ampla da mesma, foram observados pares estereográficos de uma série de fotografias aéreas verticais datadas de 1996 (fig. 15). Este estudo incidiu na distinção das várias características do cordão dunar, tais como a existência de cortes de galgamento oceânico e variações na densidade da cobertura vegetal e, na caracterização da morfologia da arriba fóssil e áreas adjacentes.



100 m

Figura 15 – Fotografia aérea de 1996 INAG- V. ERFOTO. Cedida pelo CIMA

Utilizando o programa ARCGIS 9.2 e o modelo de altimetria digital cedido pela Câmara de Vila Real de Santo António, foi criado um modelo digital do terreno através do método TIN – Triangular Irregular Network. Também usando esta aplicação, foi georeferenciada uma fotografia aérea de 2001 propriedade do CIMA – Centro de Investigação do mar e do Ambiente, a qual foi depois sobreposta ao modelo digital do terreno, utilizando a aplicação ARCSCE. Com esta aplicação apresenta-se o modelo da zona de estudo em perspectiva, tendo-se definido um exagero vertical de 3,5 vezes de modo a realçar o relevo e facilitar a visualização. Sobre este modelo foram colocados os pontos das sondagens (Tabela 4) com as coordenadas recolhidas no terreno.

Identificação da Sondagem	Coordenadas UTM	Coordenadas Geográficas	Cota
C1	29 629339 4113391	37° 9' 28.78'' N -7° 32' 36.19'' W	8 m
C2	29 629428 4113416	37° 9' 29.55 N -7° 32' 32.57'' W	7 m
C3	29 629596 4113471	37° 9' 31.25 N -7° 32' 25,72'' W	9 m

Tabela 4 – Identificação e localização das sondagens

7.2 Sondagens e análise granulométrica

Foram realizadas três sondagens, C1, C2 e C3, na praia de laguna. Os locais das sondagens foram seleccionados a partir da análise macroscópica da fácies sedimentar e correspondem a variações dessa mesma fácies.

Para realizar as sondagens utilizou-se uma sonda helicoidal (fig. 16) e foram feitas várias recolhas de sedimento para posterior análise.



Figura 16 - Sonda helicoidal

Da sondagem C1 foram retiradas amostras aos 280 cm, 290 cm, 295 cm, 310 cm, 320 cm, 330 cm, 350 cm, e 370 cm. Da sondagem C2 foram retiradas amostras aos 110 cm, 330 cm, 420 cm e 480 cm. Da sondagem C3 foram retiradas amostras aos 55 cm e 180 cm. As amostras foram seleccionadas com base na análise macroscópica feita no terreno.

As amostras C1 - 250, C2 - 480 e C3 - 180, como na análise à lupa se apresentavam bem desagregadas, foram colocadas na estufa a 27 graus Celsius, durante 15 dias, posteriormente, foram pesados 100 g de cada amostra e colocados numa coluna de peneiros Retsch (fig. 17) de malha -1Φ a 4Φ com intervalo de $\frac{1}{2} \Phi$, que por agitação mecânica a seco durante 10 minutos, fraccionaram a amostra segundo a sua granulometria.



Figura 17 - Coluna de peneiros e agitador mecânico.

Posteriormente procedeu-se à pesagem das fracções retidas em cada peneiro.

As restantes amostras por serem de composição mista, isto é, incluindo areia e siltes, foram lavadas num peneiro de 4 Φ para separar a fracção fina ($< 4 \Phi$) após terem permanecido em água durante 72 horas para facilitar a desagregação das partículas. A fracção grosseira ($> 4 \Phi$) foi colocada na estufa a 70 graus Celsius e após secagem foi feita a separação granulométrica utilizando a coluna de peneiros Retsch de malha -2 Φ a 4 Φ com intervalo de $\frac{1}{2} \Phi$, que por agitação mecânica a seco durante 10 minutos, fraccionaram a amostra segundo a sua granulometria, realizando-se em seguida a pesagem das fracções retidas em cada peneiro.

A quantidade total de sedimento $< 4 \Phi$,foi determinada pelo método da pipeta. Para tal, a suspensão foi colocada, numa proveta de 1000 ml ao qual se adicionou água até perfazer um litro. A este, adicionou-se 1 g de Calgon (Hexametáfosfato de Sódio) para dispersar as argilas e evitar a floculação das partículas. Após 72 horas as amostras foram sujeitas a um agitador mecânico Techmatic (fig. 18), durante 30 minutos, e 20 segundos depois da superfície estar estabilizada foi introduzida uma pipeta a 20 cm de profundidade e retiraram-se 20 ml da solução, de modo a aplicar a lei de Stokes.



Figura 18 – Agitador mecânico Techmatic

Esta solução foi colocada numa estufa a 30°C durante oito dias e o sedimento resultante após evaporação da água foi pesado para cada amostra obtendo-se os resultados constantes da tabela 5.

Tabela 5 – Determinação da quantidade total de sedimentos finos aplicando a lei de Stokes.

Amostra	Peso da caixa de Petri (gr)	Peso da caixa de Petri + sedimento (gr)	Peso do sedimento (gr)	X 50	Peso da fracção (gr)
C1 - 280	38,72	38,95	0,23	11,50	11,50
C1 - 290	53,94	54,26	0,32	16,00	16,00
C1 - 295	38,64	38,69	0,05	2,50	2,50
C1 - 320	38,79	39,24	0,45	22,50	22,50
C1 - 330	47,40	47,53	0,13	6,50	6,50
C1 - 350	38,67	38,77	0,10	5,00	5,00
C1 - 370	44,90	44,94	0,04	2,00	2,00
C2 - 110	53,46	54,11	0,65	32,50	32,50
C2 - 330	48,47	48,90	0,43	21,50	21,50
C2 - 420	51,73	51,75	0,02	1,00	1,00
C3 - 55	48,99	49,05	0,06	3,00	3,00

Estas amostras foram também analisadas num granulómetro (Malvern) por via húmida. Os resultados dessa análise constam do anexo 2.

7.3 Datação de material bioclástico por radiocarbono

As datações foram efectuadas no laboratório Beta Analytic Inc., Miami, Florida, USA. A calibração das idades radiocarbono foi efectuada com o programa CALIB Ver 5.0 e o dataset marine 04. ¹⁴C (Stuiver and Reimer, 1993). O efeito de reservatório considerado foi de 412 anos, segundo Monge Soares (2004) de acordo com a base de dados mundial de correcção para efeito reservatório. O material bioclástico datado era constituído por duas valvas de *Venus gallina*, em bom estado de conservação.

8. Resultados

8.1 Análise Geomorfológica

A análise do modelo digital de terreno (Figura 19) revela que a Ribeira de Cacela encaixou a partir de uma superfície previamente aplanada que intersecta superiormente a Formação de Cacela.

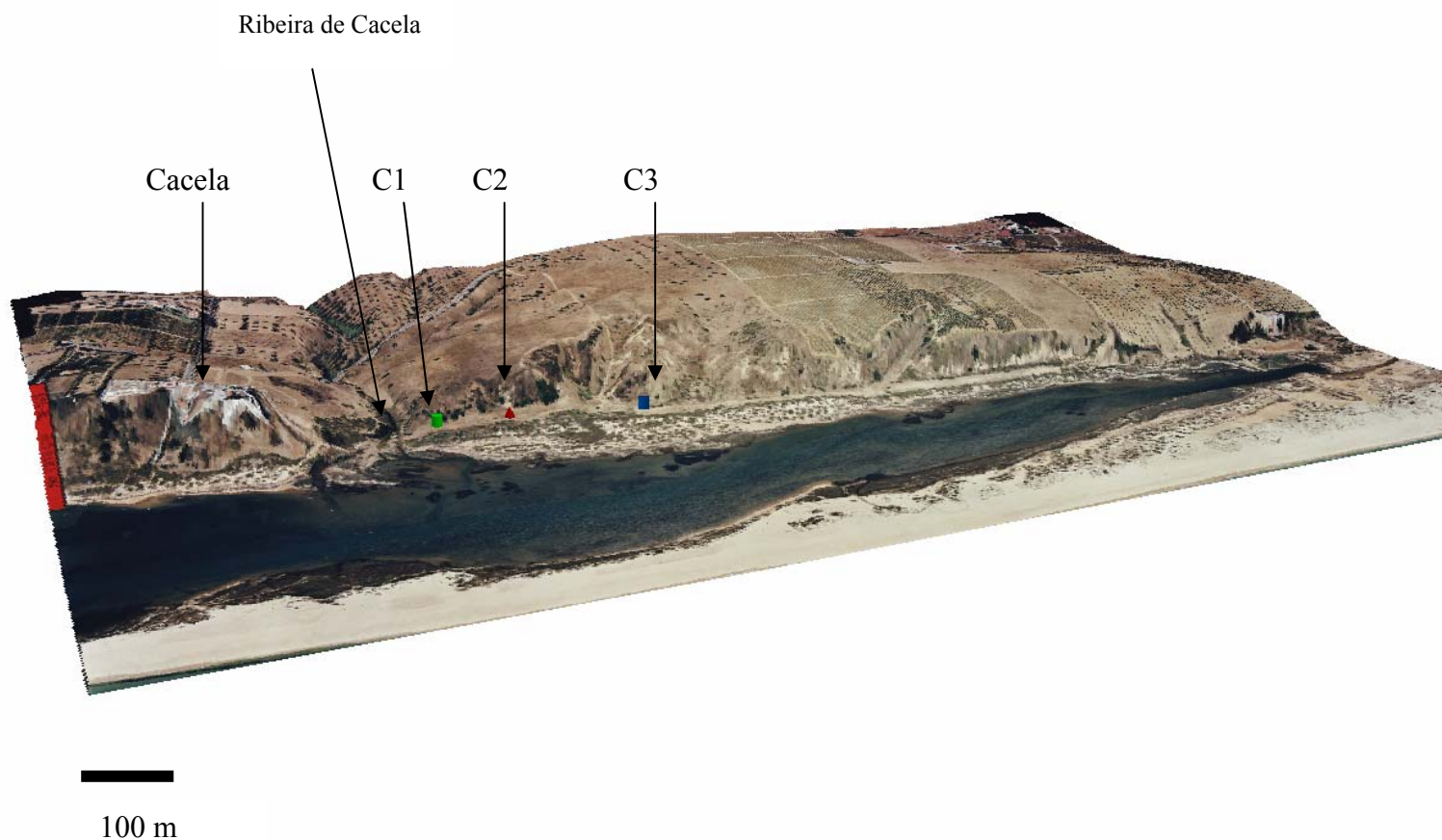


Figura 19 - Modelo 3D da zona de estudo com localização dos pontos de sondagem, C1, C2 e C3.

O encaixe das linhas de água neste tipo de litologia branda (siltes) pode ser muito rápido quando forçado pela descida do nível médio do mar ou pelo levantamento continental. O alisamento da superfície topográfica e os depósitos de seixo e calhau nela embutidos poderão corresponder a um paleolitoral. Estes depósitos grosseiros foram interpretados por Viana e Zbyszewski (1949) como sendo praias quaternárias, sendo a estimativa da idade feita com base em indústria lítica e em critérios altimétricos. Durante os trabalhos de campo do presente trabalho, encontramos também indústria lítica (núcleos e raspadeiras), porém pouco significativa em termos de posicionamento cronológico. Isto é, pode ser tanto do Paleolítico como do Neolítico. Apesar da incerteza da sua idade, os depósitos grosseiros que assentam sobre a formação de Cacela através de uma superfície erosiva, podem ser

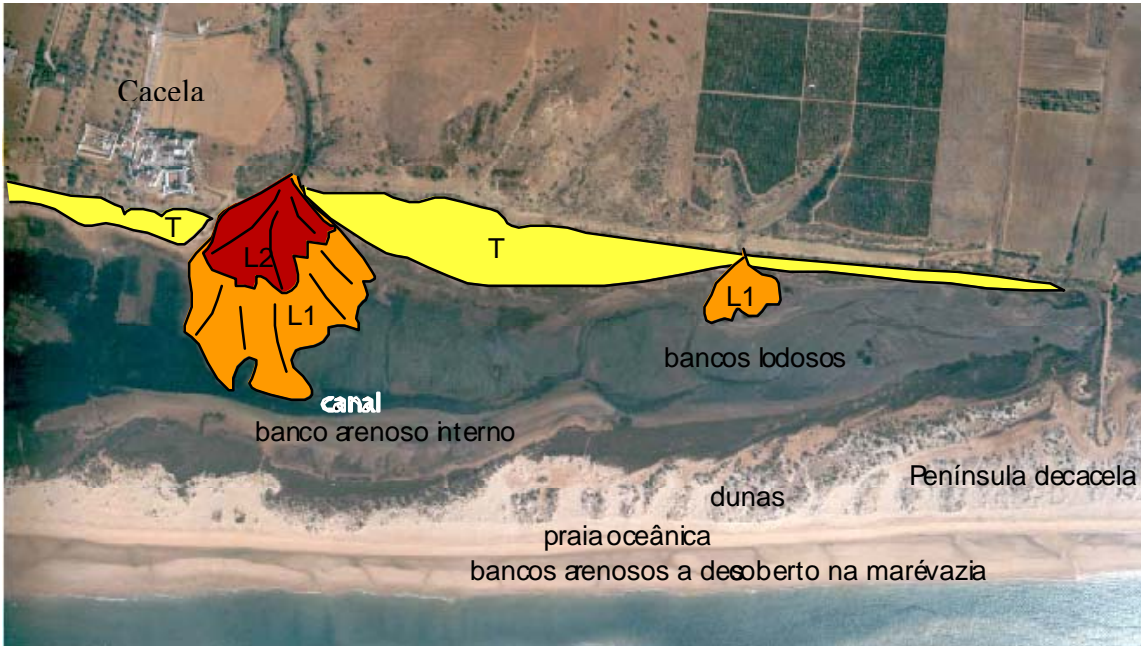
interpretados como terraços de praia, com base na sua distribuição geográfica e imbricação dos clastos (Figura 20).



Figura 20 - Calhaus imbricados no terraço marinho embutido nos siltes da Formação de Cacela

As vertentes dos barrancos cujo entalhe é recente (tal como o demonstra a comparação de fotografia aérea de vários anos), bem como a face da arriba, estão cobertas por depósitos de coluvião que lhes modifica o perfil original (Figura 5). Os coluviões são uma mistura de silte proveniente da erosão da arriba e dos terraços marinhos da parte superior da mesma.

Na base da arriba, tal como é bem visível no modelo digital de terreno (Figura 19), ocorre um corpo arenoso alongado que corresponde à mancha assinalada pela letra T na figura 21 e que tem cerca de 3 m de espessura tal como revelado pelas três sondagens efectuadas (Ver logs no anexo 4) . Este corpo arenoso assenta sobre um arenito carbonatado fortemente cimentado que aflora nas margens da ribeira de Cacela e que é provavelmente uma rocha de praia (beachrock). O corpo arenoso que atravessámos com a sonda é cortado por leques aluvionares da Ribeira de Cacela (Figura 21)



Legenda



Paleo- terraço de praia



Leques aluvionares. L1 ~ o mais antigo; L2 ~ o actual

Figura 21- Fisiografia da área de estudo

8.2 Análise Granulométrica

Os dados provenientes das granulometrias foram tratados com a aplicação GRADISTAT, tendo sido obtidas as curvas de frequência granulométrica e os parâmetros granulométricos referentes a cada amostra. Os vários parâmetros foram calculados tendo em conta o seguinte:

(d) Logarithmic (Original) Folk and Ward (1957) Graphical Measures

Mean	Standard Deviation	Skewness	Kurtosis		
$M_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$	$\sigma_I = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$	$Sk_I = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$	$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$		
Sorting (σ_I)	Skewness (Sk_I)	Kurtosis (K_G)			
Very well sorted	< 0.35	Very fine skewed	+0.3 to +1.0	Very platykurtic	< 0.67
Well sorted	0.35 – 0.50	Fine skewed	+0.1 to +0.3	Platykurtic	0.67 – 0.90
Moderately well sorted	0.50 – 0.70	Symmetrical	+0.1 to -0.1	Mesokurtic	0.90 – 1.11
Moderately sorted	0.70 – 1.00	Coarse skewed	-0.1 to -0.3	Leptokurtic	1.11 – 1.50
Poorly sorted	1.00 – 2.00	Very coarse skewed	-0.3 to -1.0	Very leptokurtic	1.50 – 3.00
Very poorly sorted	2.00 – 4.00			Extremely	> 3.00
Extremely poorly sorted	> 4.00			leptokurtic	

(e) Geometric Folk and Ward (1957) Graphical Measures

Mean	Standard Deviation				
$M_G = \exp \frac{\ln P_{16} + \ln P_{50} + \ln P_{84}}{3}$	$\sigma_G = \exp \left(\frac{\ln P_{16} - \ln P_{84}}{4} + \frac{\ln P_5 - \ln P_{95}}{6.6} \right)$				
Skewness	Kurtosis				
$Sk_G = \frac{\ln P_{16} + \ln P_{84} - 2(\ln P_{50})}{2(\ln P_{84} - \ln P_{16})} + \frac{\ln P_5 + \ln P_{95} - 2(\ln P_{50})}{2(\ln P_{25} - \ln P_5)}$	$K_G = \frac{\ln P_5 - \ln P_{95}}{2.44(\ln P_{25} - \ln P_{75})}$				
Sorting (σ_G)	Skewness (Sk_G)	Kurtosis (K_G)			
Very well sorted	< 1.27	Very fine skewed	-0.3 to -1.0	Very platykurtic	< 0.67
Well sorted	1.27 – 1.41	Fine skewed	-0.1 to -0.3	Platykurtic	0.67 – 0.90
Moderately well sorted	1.41 – 1.62	Symmetrical	-0.1 to +0.1	Mesokurtic	0.90 – 1.11
Moderately sorted	1.62 – 2.00	Coarse skewed	+0.1 to +0.3	Leptokurtic	1.11 – 1.50
Poorly sorted	2.00 – 4.00	Very coarse skewed	+0.3 to +1.0	Very leptokurtic	1.50 – 3.00
Very poorly sorted	4.00 – 16.00			Extremely	> 3.00
Extremely poorly sorted	> 16.00			leptokurtic	

Para a classificação das amostras, de acordo com a sua média granulométrica adoptou-se a escala de Udden e Wentworth (Tabela 6)

Grain Size		Descriptive term	
phi	mm		
-10	1024	Very Large	Boulder
-9	512	Large	
-8	256	Medium	
-7	128	Small	
-6	64	Very small	
-5	32	Very coarse	Gravel
-4	16	Coarse	
-3	8	Medium	
-2	4	Fine	
-1	2	Very fine	
0	1	Very coarse	Sand
1	500	Coarse	
2	250	Medium	
3	125	Fine	
4	63	Very fine	
5	31	Very coarse	Silt
6	16	Coarse	
7	8	Medium	
8	4	Fine	
9	2	Very fine	
		Clay	

Tabela 6 Escala de Udden (1914) and Wentworth (1922).

8.3 Análise textural dos sedimentos

A distribuição granulométrica das areias e os parâmetros estatísticos gráficos foram calculados a partir das curvas logarítmicas da com o programa GRADISTAT versão 4.0 (Blott, 2000). Para a determinação dos parâmetros granulométricos este programa utiliza os parâmetros estatísticos de Folk e Ward (1957). A descrição textural das amostras é feita de acordo com Folk (1954).

8.3.1 Sondagem C1

A tabela 7 resume os parâmetros estatísticos da fracção grosseira (superior a 0.063 mm) das amostras estudadas resultantes da sondagem C1, bem como o tipo de transporte envolvido, de acordo com Visher (1969).

Tabela 7- Parâmetros estatísticos gráficos das amostras da sondagem C1 e tipo de transporte

Amostra	Média (ϕ)	Desvio padrão (ϕ)	Assimetria	Transporte em tapete tractivo (%)	Transporte em saltação (%)	Transporte em suspensão (%)
280	1.887 areia média	1.226 mal calibrada	0.050 simétrica	11.13	88.87 2 populações	
290	1.581 areia média	1.234 mal calibrada	-0.073 simétrica	11.08	88.92 2 populações	
295	1.669 areia média	0.555 moderadamente bem calibrada	-0.090 simétrica	8.68	85.29	6.03
310	0.820 areia grosseira	1.187 mal calibrada	-0.376 assimetria para grosseiros	13.52	83.64	2.84
320	1.732 areia média	1.696 mal calibrada	-0.425 assimetria para grosseiros	12.4	87.6 2 populações	
330	2.367 areia fina	1.115 mal calibrada	-0.444 assimetria para grosseiros	19.13	73.93	6.03
350	2.323 areia fina	1.153 mal calibrada	-0.509 assimetria para grosseiros	8.87	86.95 2 populações	4.18
370	2.673 areia fina	0.747 moderadamente calibrada	-0.351 assimetria para grosseiros	6.04	88.49 2 populações	5.51

Amostra 280

A amostra 280 foi recolhida à profundidade de 2,8 m. É composta por 28,4% de sedimento inferior a 0,063 mm e por 71,6% de sedimento superior a 0,063 mm. Este é constituído por areia média mal calibrada com uma componente 3,6% de seixo fino. A fracção arenosa é dominante, sendo composta por quartzo hialino de superfície baça, redonda e esférico. Os grãos de Beach rock são ocasionais, redondos e pouco esféricos. Contém também raros fragmentos de rochas básicas redondos não esféricos. A fracção bioclástica é ocasional e é constituída por fragmentos de conchas com bordos bastante limados e algumas valvas de *Venus gallina*. De acordo com a decomposição da curva

acumulada proposta por Visher (1969), 88,87% da população foi transportada em saltação que apresenta distribuição bimodal.

Amostra 290

A amostra 290 foi recolhida à profundidade de 2,9 m. É composta por 22,89% de sedimento inferior a 0,063 mm e por 77,11% de sedimento superior a 0,063 mm. Este é constituído por areia média mal calibrada com uma componente 6,6% de seixo fino. A fracção arenosa é dominante, sendo composta por quartzo branco de superfície baça, redonda e esférico. Os grãos de rochas básicas são ocasionais, subangulosos e de baixa esfericidade. A fracção bioclástica é abundante e é constituída por fragmentos de conchas muito fracturados e algumas valvas de *Venus gallina*. De acordo com a decomposição da curva acumulada proposta por Visher (1969), 88,92% da população foi transportada em saltação que apresenta distribuição bimodal.

Amostra 295

A amostra 295 foi recolhida à profundidade de 2,95 m. É composta por 2,89 % de sedimento inferior a 0,063 mm e por 97,11 % de sedimento superior a 0,063 mm. Este é constituído por areia moderadamente bem calibrada com uma componente 2,4% de seixo fino. A fracção arenosa é dominante, sendo composta por quartzo hialino e branco de superfície baça, redondos e esférico. Apresenta também abundantes grãos de quartzo róseo redondos e esféricos. Contém também raros fragmentos de rochas básicas redondos não esféricos. A fracção bioclástica é abundante e é constituída por fragmentos de conchas com bordos bastante limados e valvas de *Venus gallina*. De acordo com a decomposição da curva acumulada proposta por Visher (1969), 85,29% da população foi transportada em saltação, 8,68% e tapete tractivo e 6,03% em suspensão.

Amostra 310

A amostra 310 foi recolhida à profundidade de 3,1 m. É composta por 0,81% de sedimento inferior a 0,063 mm e por 99,19% de sedimento superior a 0,063 mm. Este é constituído por areia grosseira mal calibrada com uma componente 13,5% de seixo fino. A fracção arenosa é abundante, sendo composta por quartzo hialino e branco de superfície baça, redondos e esférico. Contém também raros fragmentos de rochas básicas redondos não esféricos. A fracção bioclástica é dominante e é constituída por pedaços de conchas, algumas quase intactas de *Venus gallina*. Existe um preenchimento litológico de um gastrópode. De acordo com a decomposição da curva acumulada proposta por Visher (1969), 83,64% da população foi transportada em saltação, 13,52% em tapete tractivo e 2,84% em suspensão.

Amostra 320

A amostra 320 foi recolhida à profundidade de 3,2 m. É composta por 23,30% de sedimento inferior a 0,063 mm e por 76,7% de sedimento superior a 0,063 mm. Este é constituído por areia média mal calibrada com uma componente 12% de seixo fino. A fracção arenosa é dominante, sendo composta por quartzo hialino de superfície baça, redonda e esférico.. Contém também raros fragmentos de rochas básicas redondos não esféricos. A fracção bioclástica é rara e é constituída por fragmentos de conchas muito fracturadas. De acordo com a decomposição da curva acumulada proposta por Visher (1969), 87,6% da população foi transportada em saltação que apresenta distribuição bimodal.

Amostra 330

A amostra 330 foi recolhida à profundidade de 3,3 m. É composta por 8,72 % de sedimento inferior a 0,063 mm e por 91,28 % de sedimento superior a 0,063 mm. Este é constituído por areia fina mal calibrada com uma componente 2,2 % de seixo fino. A fracção arenosa é dominante, sendo composta por quartzo hialino, branco e róseo de superfície baça, redondos e esférico. Contém também raros fragmentos de rochas básicas redondos não esféricos. A fracção bioclástica é rara e é constituída por fragmentos de conchas muito fracturados. De acordo com a decomposição da curva acumulada proposta por Visher (1969), 73,93 % da população foi transportada em saltação, 19,13 % em tapete tractivo e 6,03 % em suspensão.

Amostra 350

A amostra 350 foi recolhida à profundidade de 3,5 m. É composta por 5,98 % de sedimento inferior a 0,063 mm e por 94,02 % de sedimento superior a 0,063 mm. Este é constituído por areia fina mal calibrada com uma componente 4,6 % de seixo fino. A fracção arenosa é dominante, sendo composta por quartzo hialino, branco e róseo de superfície baça, redondos e esférico. A fracção bioclástica é ocasional e é constituída por fragmentos de conchas muito fracturados. De acordo com a decomposição da curva acumulada proposta por Visher (1969), 86,95 % da população foi transportada em saltação que apresenta distribuição bimodal.

Amostra 370

A amostra 370 foi recolhida à profundidade de 3,7 m. É composta por 2,88 % de sedimento inferior a 0,063 mm e por 97,12 % de sedimento superior a 0,063 mm. Este é constituído por areia fina moderadamente calibrada com uma componente 0,7 % de seixo fino. A fracção arenosa é dominante, sendo composta por quartzo hialino, branco e róseo de superfície baça, redondos e esférico. Contém também raros fragmentos de rochas básicas redondos não esféricos. A fracção bioclástica é ocasional. De acordo com a decomposição da curva acumulada proposta por Visher (1969), 88,49 % da população foi transportada em saltação que apresenta distribuição bimodal.

8.3.2 Sondagem C2

A tabela 8 resume os parâmetros estatísticos da fracção grosseira (superior a 0.063 mm) das amostras estudadas resultantes da sondagem C2, bem como o tipo de transporte envolvido, de acordo com Visher (1969).

Tabela 8 - Parâmetros estatísticos gráficos das amostras da sondagem C2 e tipo de transporte

Amostra	Média (ϕ)	Desvio padrão (ϕ)	Assimetria	Transporte em tapete tractivo (%)	Transporte em saltação (%)	Transporte em suspensão (%)
110	1.990 areia média	1.066 mal calibrada	-0.141 assimetria para grosseiros	11.58	88.42 2 populações	
330	3.572 areia muito fina	0.334 Muito bem calibrada	-0.342 assimetria para grosseiros	6.02	93.98	
420	1.436 areia média	0.818 moderadamente calibrada	-0.484 assimetria para grosseiros	11.72	86.84 2 populações	1.44
480	1.173 areia média	0.787 moderadamente calibrada	-0.235 assimetria para grosseiros	9.29	88.44	2,27

Amostra 110

A amostra 110 foi recolhida à profundidade de 1,1 m. É composta por 44,44 % de sedimento inferior a 0,063 mm e por 55,56 % de sedimento superior a 0,063 mm. Este é constituído por areia média mal calibrada com uma componente 5,2 % de seixo fino. De acordo com a decomposição da curva

acumulada proposta por Visher (1969), 88,42 % da população foi transportada em saltação que apresenta distribuição bimodal.

Amostra 330

A amostra 330 foi recolhida à profundidade de 3,3 m. É composta por 45,29 % de sedimento inferior a 0,063 mm e por 54,71 % de sedimento superior a 0,063 mm. Este é constituído por areia muito fina muito bem calibrada com uma componente 0 % de seixo fino. De acordo com a decomposição da curva acumulada proposta por Visher (1969), 93,98 % da população foi transportada em saltação e 6,02 % em tapete tractivo.

Amostra 420

A amostra 420 foi recolhida à profundidade de 4,2 m. É composta por 1,14 % de sedimento inferior a 0,063 mm e por 98,86 % de sedimento superior a 0,063 mm. Este é constituído por areia média moderadamente calibrada com uma componente 7,4 % de seixo fino. De acordo com a decomposição da curva acumulada proposta por Visher (1969), 86,84 % da população foi transportada em saltação que apresenta distribuição bimodal.

Amostra 480

A amostra 480 foi recolhida à profundidade de 4,8 m. É composta por 1,07% de sedimento inferior a 0,063 mm e por 98,93 % de sedimento superior a 0,063 mm. Este é constituído por areia média moderadamente calibrada com uma componente 3,1 % de seixo fino. De acordo com a decomposição da curva acumulada proposta por Visher (1969), 88,44 % da população foi transportada em saltação, 9,29 % em tapete tractivo e 2,27 % em suspensão.

8.3.3 Sondagem C3

A tabela 9 resume os parâmetros estatísticos da fracção grosseira (superior a 0.063 mm) das amostras estudadas resultantes da sondagem C3, bem como o tipo de transporte envolvido, de acordo com Visher (1969).

Tabela 9 - Parâmetros estatísticos gráficos das amostras da sondagem C3 e tipo de transporte

Amostra	Média (ϕ)	Desvio padrão (ϕ)	Assimetria	Transporte em tapete tractivo (%)	Transporte em saltação (%)	Transporte em suspensão (%)
55	1.821 areia média	0.486 bem calibrada	-0.125 assimetria para grosseiros	6.27	92.64 2 populações	1.09
180	1.794 areia média	0.404 bem calibrada	-0.018 simétrica	4.02	94.35	1.63

Amostra 55

A amostra 55 foi recolhida à profundidade de 0,55 m. É composta por 3,47 % de sedimento inferior a 0,063 mm e por 96,53 % de sedimento superior a 0,063 mm. Este é constituído por areia média bem calibrada com uma componente 0,5 % de seixo fino. De acordo com a decomposição da curva acumulada proposta por Visher (1969), 92,64 % da população foi transportada em saltação que apresenta distribuição bimodal.

Amostra 180

A amostra 180 foi recolhida à profundidade de 1,8 m. É composta por 0,04 % de sedimento inferior a 0,063 mm e por 99,96 % de sedimento superior a 0,063 mm. Este é constituído por areia média bem calibrada com uma componente 1,9 % de seixo fino. De acordo com a decomposição da curva acumulada proposta por Visher (1969), 94,35 % da população foi transportada em saltação, 4,02 % em tapete tractivo e 1,63 % em suspensão.

8.4 Variação textural dos sedimentos em profundidade

8.4.1 Sondagem C1

Quando colocada a média granulométrica em função da profundidade, verificamos que o sedimento evolui para mais grosseiro com o aumento da profundidade, até aos 3,10 m. Entre a profundidade máxima amostrada (3,70 m) e os 3,3 m a areia é fina passando a média na amostra de 3,2 m e a grosseira na amostra recolhida aos 3,1 m que constitui a amostra mais grosseira do testemunho C1. As três amostras mais superficiais são constituídas por areia média (Figura 22)

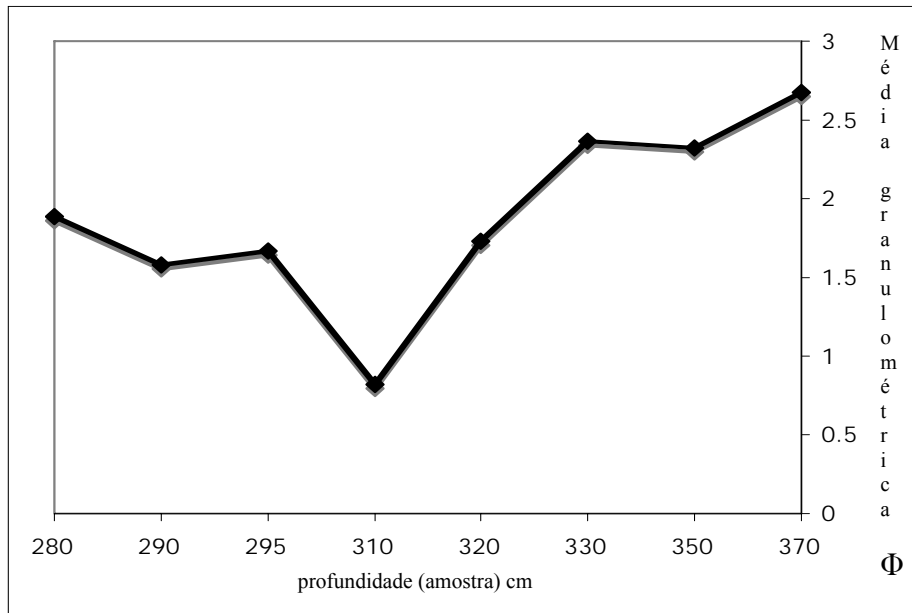


Figura 22- Variação da média granulométrica com a profundidade na sondagem C1

A calibragem do sedimento avaliada a partir do desvio padrão (Figura 23) não apresenta nenhuma tendência clara de variação sendo areias pobremente calibradas (desvio padrão superior a 1ϕ) com exceção das amostras 370 e 295, ambas moderadamente calibradas.

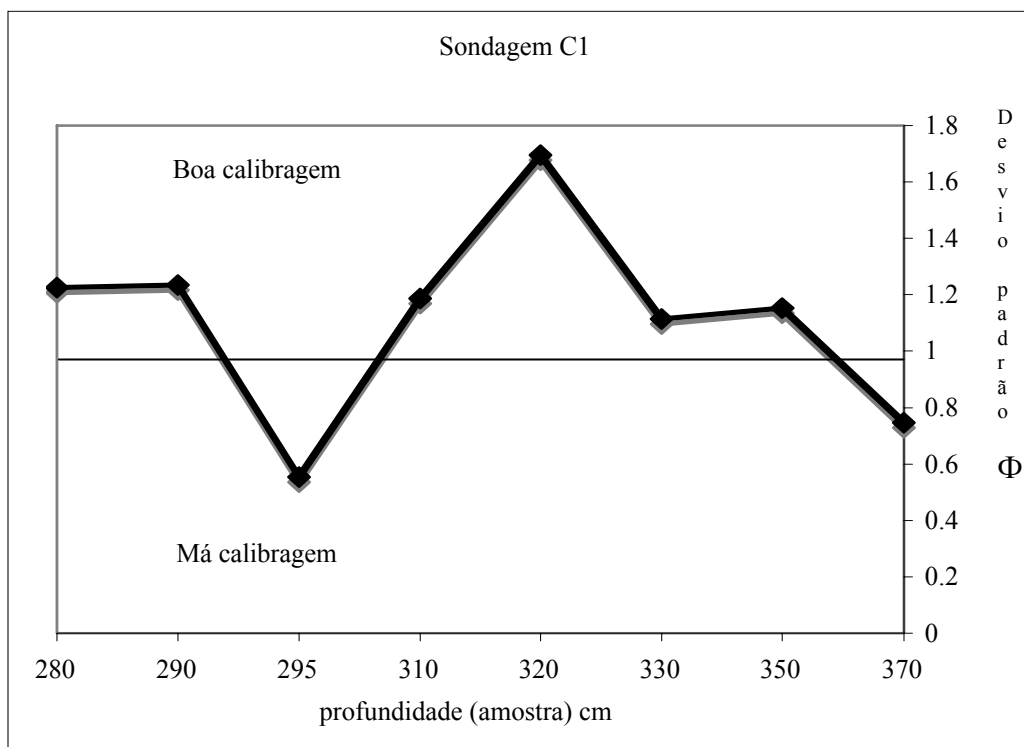


Figura 23- Desvio padrão das amostras da sondagem C1 em função da profundidade

8.4.2 Sondagem C2

Quando colocada a média granulométrica em função da profundidade para a sondagem C2, verificamos que o sedimento evolui para mais fino com o aumento da profundidade, até aos 3,30 m (areia muito fina) e a partir dessa profundidade, a média granulométrica do sedimento aumenta, passando a areia média na profundidade máxima (4,8 m).

8.4.3 Sondagem C3

Quando colocada a média granulométrica em função da profundidade com os dados da sondagem C3, verifica-se que esta aumenta com o aumento da profundidade. Assim, os valores médios Φ para a profundidade de 55 cm são de 1,821 e de 1,794 para a profundidade de 1,8 m, sendo ambas de areia média.

Os valores do desvio padrão e da assimetria para todas as amostras dos três testemunhos de sondagem foram colocados no mesmo gráfico (Figura nº 24) com o objectivo de distinguir areias provenientes de vários ambientes de acordo com o proposto por Bjorlykke 1984, in Lewis e McConchie, 1994).

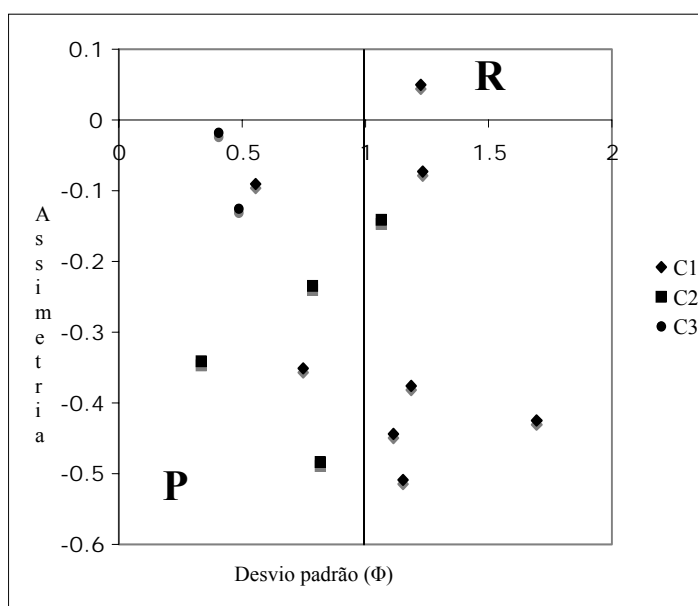


Figura 24- Desvio padrão versus assimetria para todas as amostras estudadas (P = praia; R = Rio)

Embora a maioria das amostras se situe no domínio P (praia), as amostras do testemunho C1 estão principalmente num domínio não especificado para nenhum ambiente sedimentar em particular e uma

delas cai no domínio R (rio). O aspecto mais conspícuo desta distribuição são os valores negativos da assimetria para a maioria das amostras analisadas.

Também a análise dos valores da curtose foi efectuada para todas as amostras de acordo com a profundidade, independentemente da sondagem (Figura 25).

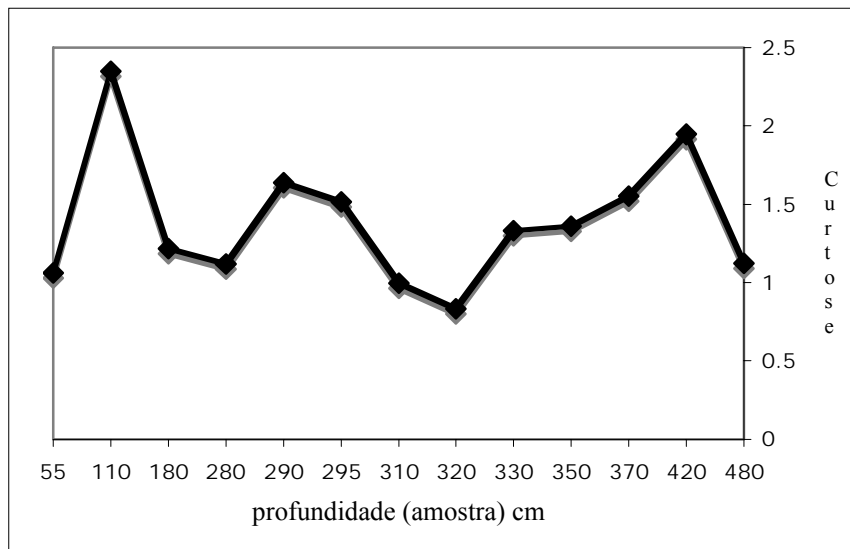


Figura 25 -Variação da curtose com a profundidade para todas as amostras estudadas

A análise da curtose para todas as amostras não apresenta nenhuma tendência clara de variação, atingindo o valor máximo aos 110 cm de profundidade (muito leptocurtica) e mínimo aos 320 cm (platicurtica). Dos 110 cm até aos 280 cm, passa de muito leptocurtica a leptocurtica, voltando depois aos 290 cm a muito leptocurtica. A partir dos 290 cm a curtose diminui até aos 320 cm passando de muito leptocurtica a platicurtica. Dos 320 cm até aos 420 cm verifica-se novo aumento da curtose, passando de platicurtica a muito leptocurtica. Por fim, aos 480 cm de profundidade com um valor de curtose de 1,1 a amostra é leptocurtica.

8.5 Datação por radiocarbono

Foram datadas por AMS duas amostras de conchas da mesma espécie retiradas das amostras C1-295 e C3-350. As datações foram efectuadas no laboratório Beta Analytic Inc., Miami, Florida, USA. Na tabela 10 encontram-se os dados referentes às datações radiocarbono. A calibração das idades radiocarbono foi efectuada com o programa CALIB Ver 5.0 e o dataset marine 04. ^{14}C (Stuiver and

Reimer, 1993). O efeito de reservatório considerado foi de 412 anos, segundo Monge Soares (2004) de acordo com a base de dados mundial de correção para efeito reservatório.

Amostra	Código do laboratório	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	Idade radiocarbono convencional	Idade calibrada (ponto médio) ($\Delta\text{R}=0$)	Idade calibrada corrigida para efeito reservatório ($\Delta\text{R}= 412$)
C1-295	Beta-229588	+1.0‰	1530±40 BP	1075 cal BP	669 anos cal BP
C3-350	Beta-229589	-0.5‰	1480±40 BP	1030 cal BP	628 anos cal BP

Tabela 10 - Dados das datações radiocarbono

9. Interpretação dos resultados

Um sedimento depende de factores tão diversos como a sua rocha de origem, o tipo, tempo e energia do transporte, a energia do meio de deposição e o clima. No entanto, um sedimento em equilíbrio com o ambiente sedimentar onde se encontra, tem características distintivas de sedimentos em equilíbrio com ambientes sedimentares diferentes. Quer isto dizer que as propriedades texturais do sedimento estão de acordo com as características físicas, químicas e biológicas do ambiente sedimentar onde se encontra. Este facto é importante quando se estudam paleoambientes, principalmente quando o registo fóssil é escasso, inexpressivo ou inexistente. Por este motivo, até à década de sessenta foram vários os sedimentólogos que se dedicaram ao estudo da correlação entre ambientes sedimentares e características texturais do sedimento (Udden, 1914; Wentworth, 1922; Krumbein e Pettijohn, 1938; Folk, 1954; Folk, 1954) e depois mais esporadicamente. Este decréscimo de trabalhos baseados inteiramente na textura do sedimento traduz o desenvolvimento de novas e mais precisas ferramentas de análise paleoambiental (por exemplo, geoquímica e composição isotópica). No entanto, a análise granulométrica e a quantificação dos parâmetros estatísticos da sua distribuição continua a ser a primeira caracterização de um sedimento quer como base para outro tipo de análises (por exemplo composição), quer como um fim em si mesmo (identificação de um evento). Estão neste último caso os camadas de Heinrich que traduzem a libertação de sedimentos clásticos pelos icebergs em fusão, gerando camadas de sedimentos exóticos nos fundos marinhos (Camadas de Heinrich), rapidamente identificáveis pela sua granulometria grosseira relativamente ao sedimento circundante (p. ex. Abreu *et al.*, 2003). Os contornitos (depósitos resultantes da actuação de correntes oceânicas nas margens continentais) são outro exemplo de sedimento cuja génese é facilmente detectável com base nos atributos texturais relativamente aos sedimentos adjacentes. A caracterização da distribuição granulométrica através dos seus parâmetros estatísticos pode assim, em numerosos casos, conduzir à identificação do paleoambiente (Balsillie, 1995).

Embora a média granulométrica seja o principal parâmetro na caracterização de um sedimento, não é um parâmetro muito interessante na identificação de paleoambientes. Serve no entanto para eliminar algumas hipóteses. Por exemplo, um sedimento de duna é muito raramente composto por areia muito grosseira ou grosseira e nunca por seixo. Se, no seio de um corpo dunar existir uma camada ou leito de areia muito grosseira, grosseira ou seixo, a hipótese mais provável, é a de aquela camada ou leito testemunhar um galgamento oceânico. A média granulométrica é de um modo geral directamente proporcional à energia do ambiente sedimentar, embora seja altamente dependente do tamanho das partículas fornecidas para o meio. Um exemplo deste facto são as praias compostas por seixos ou calhaus transportados por glaciares ou resultantes do constante fornecimento sedimentar devido ao recuo das arribas. Nestes casos, não existe qualquer relação entre tamanho das partículas e energia do ambiente sedimentar.

Os valores muito elevados ou muitos baixos da curtose podem significar que o material foi calibrado num dado ambiente altamente energético e posteriormente transportado sem alteração das características, para outro ambiente onde se misturou com sedimentos em equilíbrio com ambiente de baixa energia (Suguio, 1937). Com excepção das amostras C3- 55 e C1-310 (Figura 25), todas as outras têm valores de curtose elevados (curvas muito leptocúrticas ou leptocúrticas) independentemente da calibragem (Figura 23) e a amostra C1- 320 tem valor baixo de curtose (curva platicúrtica). Esta situação pode traduzir um ambiente de praia onde as areias calibradas em meio altamente energético são transportadas para uma laguna onde são misturados com sedimentos mais finos tal como sugerido por Suguio (1937). De facto, quase todas as amostras têm percentagens apreciáveis de material fino (< 0.063 mm) variando entre 0,04 e 45,29%. No entanto este material fino pode traduzir apenas um enriquecimento posterior à formação do depósito, fenómeno que é relativamente frequente (Visher, 1969). Na área de estudo, a arriba fóssil talhada em siltes do Miocénico é uma fonte de material fino bastante eficaz principalmente ao longo da estação húmida. Como a parte superior dos perfis é composto por areia média (tabelas 7, 8 e 9) e por isso bastante porosa, a infiltração da água da chuva arrastando sedimento fino é um processo efectivo. A maioria das amostras estudadas tem assimetria negativa (tabelas 7, 8 e 9 e Fig. 24) que é uma característica das areias de praia (assimetria para a fracção grosseira) de acordo com os resultados obtidos em ambientes actuais (Visher, 1969; Balsillie, 1995). Esta hipótese de que, na quase totalidade, as amostras analisadas são sedimento de praia, é suportada pela bimodalidade da população transportada em saltação (Visher, 1969; Suguio, 1937) e pela presença de conchas de espécies marinhas: *Venus gallina*. A única amostra com assimetria positiva é a C1-280 (tabela 7), mas é também interpretada como sendo de praia porque: (i) é mal calibrada, (ii) não apresenta o valor de simetria típico de duna, superior a 0.1 (Balsillie, 1995; Bjarlykke 1984, in Lewis e McConchie, 1994), (iii) tem duas população de sedimento transportado em saltação (Visher, 1969; Suguio, 1937). O parâmetro que mais difere do habitualmente observado em praias actuais é o desvio padrão. As praias são habitualmente meios altamente energéticos e por isso de elevada capacidade de selecção do sedimento. Assim, as areias de praia são tipicamente bem calibradas o que não se verifica num grupo significativo das amostras estudadas (Tabelas 7, 8 e 9 e Figuras 24 e 25), principalmente as da sondagem C1 (Figura 25). O sedimento de praia tem habitualmente desvio padrão inferior a 0.8 enquanto que o de rio tem desvios superiores a este valor e as praias maduras têm habitualmente desvio padrão entre 0.30 e 0.50 (Balsillie, 1995). Quer as areias de praia quer as de rio são habitualmente de simetria negativa (< 0.1). Atendendo a que a sondagem C1 é a mais próxima geograficamente da desembocadura da Ribeira de Cacela, é provável que as características do sedimento traduzam um sedimento transportado por via fluvial e posteriormente retrabalhado e distribuído na praia. De acordo com Balsillie, 1995, os valores da curtose são elevados para uma descida do nível do mar e baixos para uma subida do nível do mar. Assim, de acordo com este autor, na zona de estudo, entre os 480 cm e os 330 cm o nível do mar a

tendência teria sido de subida e entre os 330 cm e os 110 cm a tendência foi regressiva (Figura 25). É interessante verificar que na sondagem C1, a mais profunda e por isso eventualmente de registo temporalmente mais longo, é precisamente aos 3,3 m que a areia passa de fina para média e grosseira. Em termos meramente granulométricas esta sucessão corresponde a uma diminuição da coluna de água para o topo a partir dos 3,3 m, isto é, a um movimento regressivo tal como apontado pelos valores da curtose.

Assim, de acordo com esta interpretação e com as idades estimadas para as amostras (Tabela 10) contemporâneas do Pequeno Ótimo Climático, a arriba presentemente fossilizada seria uma arriba activa e na sua base gerou-se um depósito de praia testemunhado pelo registo sedimentar que foi estudado através das três sondagens descritas (C1, C2 e C3) (Ver também anexo 4 com logs das sondagens). Durante a descida do nível do mar que se seguiu, os sedimentos de praia foram cobertos por depósitos de coluvião, com espessuras variando entre os 0,5 m (em C3) e os cerca de 3 m (em C1 e C2) resultantes da erosão das arribas adjacentes. O último aprofundamento dos vários barrancos (figura 19) que cortam a arriba é possivelmente uma das consequências deste impulso negativo, pois intersectam vestígios de ocupação humana datados da primeira metade do séc. XIII (ocupação islâmica) e séc. XIV a XVI (ocupação cristã) (Garcia, 2001).

10. Potencialidades educativas

Muitas das questões que afectam o futuro da civilização vão procurar respostas nos mais recentes desenvolvimentos da Biologia e da Geologia. Entre as inúmeras questões podemos destacar o crescimento demográfico, o bem-estar do indivíduo, a preservação da biodiversidade, a escassez de espaços e recursos, as intervenções do Homem nos subsistemas terrestres associados a impactos geológicos negativos, o problema da protecção ambiental e do desenvolvimento sustentável e muitas outras questões que poderiam ser referenciadas e para as quais não basta encontrar respostas tecnológicas. É necessário, para além destas, uma mudança de atitudes por parte do cidadão e da sociedade em geral. Segundo o programa de Ciências Naturais do 3º ciclo, para que esta mudança de atitudes se verifique, impõe-se uma literacia científica sólida que nos auxilie a compreender o mundo em que vivemos, identificar os seus problemas e entender as possíveis soluções de uma forma fundamentada, sem procurar refúgio nas ideias feitas e nos preconceitos.

O Programa de Biologia e Geologia do Curso Geral de Ciências Naturais faz referência à resolução de problemas como o tipo de trabalho prático que mais potencialidades apresenta para desenvolver competências necessárias a uma formação global do aluno. O estudo das geociências representa uma forma de estimular e desenvolver a curiosidade sobre o mundo em que vivemos, contribuindo também para a cultura científica de qualquer cidadão que se pretenda informado e participativo (Mateus, 2001). Processos geológicos que ora escapam à nossa percepção imediata, ora se manifestam em fenómenos de grande notoriedade, como os tremores de terra, as erupções vulcânicas, os deslizamentos de terrenos e as inundações, entre outros, influenciam as actividades humanas, tanto positiva como negativamente. Torna-se, portanto, necessária uma educação na área das geociências que permita aos nossos alunos o exercício de uma cidadania crítica, mas, em simultâneo, construtiva e esclarecida, que os leve a questionar e analisar as relações entre avanços científicos, tecnológicos e progresso social. A Geologia desempenha um papel importante nas relações que se estabelecem entre Ciência e Sociedade, contribuindo para o estabelecimento de um desejável equilíbrio entre qualidade de vida e desenvolvimento.

Por outro lado, a Geologia deve ser encarada também pelo seu valor formativo e pelas contribuições que podem advir do seu estudo para o desenvolvimento de determinadas capacidades, nomeadamente de construção de modelos espaço-temporais, parte integrante da maior parte das teorias que representam, explicam e prevêm mudanças no sistema Terra. Além disso, a Geologia por integrar múltiplos saberes, oferece a possibilidade de diversificar os ambientes de aprendizagem, com especial destaque para a realização de actividades de campo.

10.1 Finalidades do trabalho de campo

Toda e qualquer actividade de ensino em geologia a nível elementar deve privilegiar o desenvolvimento de atitudes de problematização sobre vários processos que se desenrolam nos diversos sistemas terrestres, visando a compreensão do registo geológico e a aquisição de capacidades de observação/registo de factos, medição *in situ* de parâmetros críticos e /ou de resposta a questões específicas suscitadas durante o estudo de exemplos paradigmáticos (Mateus, 2001).

O trabalho de campo deve permitir mobilizar conhecimentos geológicos prévios; construir representações a partir da interpretação de fenómenos geológicos; suscitar problemas partindo de dúvidas e questões; estruturar hipóteses para as confrontar com os conhecimentos adquiridos; desenvolver atitudes e valores inerentes ao trabalho em meio natural.

A área estudada permite dar a conhecer aos alunos os aspectos geomorfológicos da região, formas típicas de paisagens sedimentares bem como a sua interpretação paleoambiental. Pensa-se que, desta forma, os alunos irão desenvolver capacidades de observação, reflexão e discussão dos conceitos em estudo. Tendo em conta as características da região e os objectivos propostos, este local proporciona condições de estudo quer a alunos do 3º ciclo, quer a alunos do ensino secundário, pois ambos graus de ensino abordam as noções de sedimento, rochas sedimentares e sua génese, tectónica, estratigrafia, fósseis, fossilização e tempo geológico, embora com graus de aprofundamento diferente.

O litoral de Cacela velha permite observar e caracterizar diferentes tipos de rochas sedimentares; observar e caracterizar o afloramento visitado; interpretar a evolução da paisagem, desde a definição das condições de génese dos diversos horizontes até à influência da neotectónica e dos paleoambientes; relacionar rochas e paisagem; rever o conceito de tempo geológico; relacionar tempo geológico com os processos de sedimentação, não sedimentação e erosão; proceder à revisão de conceitos geológicos relevantes com vista à compreensão dos afloramentos; proceder ao registo esquemático do afloramento observado, tendo em conta a espessura dos estratos, a sua composição e a sua disposição uns em relação aos outros; proceder ao registo fotográfico e/ou videográfico do afloramento visitado e/ou do percurso efectuado; classificar as amostras de sedimentos recolhidos, recorrendo a material de laboratório, software e consulta bibliográfica; interpretar colunas litostratigráficas; estimular a análise e a discussão das observações e registos efectuados.

10.2 3º Ciclo do ensino básico

Os alunos poderão, na área de estudo, identificar o tipo de paisagem geológica que observam. Analisando a natureza e o tipo de rochas que ali afloram e verificando que estão dispostas em estratos, os alunos facilmente constatarão que se encontram perante uma paisagem sedimentar. A partir dessa constatação será possível abordar a génese e os principais tipos de rochas sedimentares, bem como a temática do ciclo das rochas. Poder-se-á ainda recolher amostras, tendo em vista a realização de actividades no laboratório, complementares da observação efectuada no local.

O facto de haver no local, descontinuidades estratigráficas permitirá que os alunos identifiquem diferentes camadas sedimentares e apliquem o princípio da sobreposição estratigráfica, determinando a sua idade relativa. Por outro lado, pode abordar-se o conceito de fóssil de ambiente ou fácies de modo a que os alunos mais facilmente apreendam a importância dos fósseis na reconstituição dos paleoambientes. Este pode ser também um excelente ponto de partida para a abordagem da questão do tempo geológico e a sua divisão em Eras, Períodos e Épocas. A tabela 11 apresenta os conteúdos curriculares do 3º ciclo do ensino básico a explorar em actividades de campo na zona de Cacela Velha, tendo em conta o programa de Ciências Naturais.

Tabela 11- Conteúdos curriculares do 3º ciclo do ensino básico a explorar em actividades de campo na zona de Cacela Velha, tendo em conta o programa de Ciências Naturais (Adaptado de Galvão *et al.* 2001).

Tema	Conteúdo Conceptual	Factos, conceitos, modelos e teorias que os alunos devem conhecer, compreender e usar
Tema II – A Terra em transformação	<ol style="list-style-type: none">1. A Terra conta a sua história<ol style="list-style-type: none">1.1 os fósseis e a sua importância para a reconstituição da história da Terra.1.2 Grandes etapas da história da Terra2. Dinâmica externa da Terra<ol style="list-style-type: none">2.1 Rochas, testemunhos da actividade da Terra.2.2 Rochas sedimentares: génese constituição; ciclo das rochas.2.3 Paisagens geológicas	<ul style="list-style-type: none">• Fóssil• Princípio da sobreposição• Idade absoluta e idade relativa• Escala do tempo geológico• Estrato• Rocha sedimentar• Ciclo das rochas• Paisagem sedimentar
Tema III – Sustentabilidade na Terra	<ol style="list-style-type: none">3. Gestão sustentável dos recursos<ol style="list-style-type: none">3.1 Recursos naturais – utilização e consequências.3.2 Protecção e conservação da natureza	<ul style="list-style-type: none">• Recursos naturais renováveis e não renováveis• Desenvolvimento sustentável• O papel das Áreas Protegidas

10.3 Ensino secundário

Além de todas as potencialidades descritas no ponto anterior para o 3º ciclo do ensino básico, será possível analisar as interações entre os diferentes sub-sistemas terrestres. De entre estas interações poderão ser abordadas as que ocorrem entre a hidrosfera e a geosfera, nomeadamente o facto de ser possível observar consequências da acção erosiva da água sobre o substrato rochoso, bem como a influencia da hidrosfera na evolução geomorfológica da Ria Formosa. Outras perspectivas de abordagem do programa aproveitando as potencialidades educativas do litoral de Cacela velha estão resumidas na tabela 12.

Tabela 12 - Conteúdos curriculares de Geologia do ensino secundário a explorar em actividades de campo na zona de Cacela Velha, tendo em conta o programa de Biologia e geologia para o 10º e 11º Ano, (Adaptado de Amador *et al.* 2001).

Tema		Conteúdo Conceptual	Factos, conceitos, modelos e teorias que os alunos devem conhecer, compreender e usar
10º Ano	Módulo I de Geologia - A Geologia, os geólogos e os seus métodos.	1.A Terra e os seus subsistemas em interacção. 1.1 Subsistemas terrestres (geosfera, atmosfera, hidrosfera e biosfera). 1.2 Interação de subsistemas.	<ul style="list-style-type: none"> • Atmosfera • Biosfera • Geosfera • Hidrosfera
		2. As rochas, arquivos que relatam a História da Terra. 2.1 Rochas sedimentares. 2.2 Ciclo das rochas.	<ul style="list-style-type: none"> • Estrato • Rocha sedimentar • Ciclo das rochas
		3.A medida do tempo e a idade da Terra. 3.1 Idade relativa e idade radiométrica. 3.2 Memória dos tempos geológicos.	<ul style="list-style-type: none"> • Fóssil • Princípio da sobreposição • Idade relativa e idade radiométrica • Escala do tempo geológico
		4. A Terra, um planeta em mudança. 4.1 Princípios básicos do raciocínio geológico. 4.1.1 O presente é a chave do passado (actualismo geológico).	<ul style="list-style-type: none"> • Actualismo geológico • Extinção
Tema II – A Terra, um planeta muito especial	1. A Terra, um planeta único a proteger. 2. Intervenções do Homem nos subsistemas terrestres. Impactos na geosfera. 3. Protecção ambiental e desenvolvimento sustentável.	<ul style="list-style-type: none"> • Recursos naturais renováveis e não renováveis. • Desenvolvimento sustentável. 	
11º Ano	Tema IV – A Terra sólida, os seus materiais e a sua dinâmica	Ciclos geológicos. (Ciclo das rochas e ciclo hidrológico) Rochas sedimentares, arquivos históricos da Terra e recursos geológicos	<ul style="list-style-type: none"> • Ciclo das rochas • Paleoambientes • Fósseis de idade e fósseis de ambiente • Estrato • Sequência estratigráfica • Princípio da sobreposição • Tempo geológico • Dinâmica natural das praias
12º Ano	Tema IV – A Terra sólida, os seus materiais e a	Ciclos geológicos. (Ciclo das rochas, ciclo sedimentar e ciclo hidrológico) Rochas sedimentares, arquivos históricos da Terra e	<ul style="list-style-type: none"> • Interações dos ciclos tectónicos, sedimentar(ciclo

	sua dinâmica	recursos geológicos Cartas geológicas e preservação do ambiente. Análise leitura e interpretação de cartas geológicas	<p>das rochas) e hidrológico.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Ciclo sedimentar(meteorização, erosão, transporte, sedimentação e diagênese) • Paleoambientes. Fácies. • Fósseis de idade e fóssil de fácies • Estrato e sequência estratigráfica • Princípio da sobreposição • Calendário geológico • Principais símbolos utilizados nas cartas geológicas
--	--------------	---	---

11. Conclusões

Da análise do sedimento recolhido nas sondagens, da fotografia aérea, do modelo digital do terreno, de mapas e cartas antigas, de pesquisa bibliográfica e datação por radiocarbono foi possível apresentar uma proposta de evolução recente do litoral de Cacela Velha. Esta reconstituição, além do eventual valor científico que possa ter, possui sem dúvida enorme valor pedagógico encerrando em si mesma um enorme potencial educativo expresso no capítulo 10.

Segundo o nosso entendimento a evolução recente do litoral de Cacela velha seria:

1- Plistocénico (por vezes designado por Quaternário Antigo) O nível do mar alto foi responsável pela geração dos depósitos de praia e pelo entalhe de uma superfície de abrasão testemunhada presentemente pela superfície sumital.

2 - Descida do nível do mar, e encaixe da ribeira de Cacela que intersecta aquela superfície e aqueles depósitos.

3 – Holocénico - subida do nível do mar e formação do sistema de ilhas barreira. A arriba que é presentemente desactivada, era então arriba viva. Forma-se o terraço de praia estudado. Obviamente que até há cerca de 700 anos atrás, de acordo com os nossos dados, a península de Cacela não existia.

3.1 - Pequena idade do gelo – Acarreio abundante de sedimentos, forte erosão e eluviação. Chegam ao litoral grandes quantidades de sedimento. A arriba fica inactiva. A ribeira de Cacela transporta grande quantidade de sedimento formando leques aluvionares que avançam para o mar. Desenvolvem-se abarrancamentos.

5 - O mar sobe actualmente. A península forma-se e fecha a laguna à influência do mar. Com o mar a subir os sedimentos acumulam-se no interior da laguna formando extensos bancos lodosos ou sapais.

12. Referências bibliográficas:

- **Abrantes**, F., Lebreiro, S., Rodrigues, T., Gil, I., Bartels-Jónsdóttir, H., Oliveira, P., Kissel, C., Grimalt, J.O., (2007). Shallow-marine sediment cores record climate variability and earthquake activity off Lisbon (Portugal) for the last 2000 years. *Quaternary Science Review*, d: 10.1016/j.quasirev.2004.04.009
- **Abreu**, L., Shackleton, N. J., Schonfeld, J., H, M., Hall, M., Chapman, M. (2003). Millennial-scale oceanic climate variability off the western Iberian margin during the last two glacial periods. *Marine Geology* 196, pp. 1-20.
- **Amador**, F., Silva, C., Baptista J., Valente, R., Mendes, A., Rebelo, D. e Pinheiro, E., (2001) Programa de Biologia e Geologia 10º e 11º Anos, Ministério da Educação, p137.
- **Andrade** C. (1990) O Ambiente de Barreira da Ria Formosa, Algarve-Portugal. PhD thesis, Universidade de Lisboa. 626 pp.
- **Andrade**, C., Freitas, M.C., Moreno, J., Craveiro, S.C.(2004) – Stratigraphical evidence of Late Holocene barrier breaching and extreme storms in lagoonal sediments of Ria Formosa, Algarve, Portugal, *Marine Geology*, 210, pp 339-362
- **Antunes**, M. T., Bizon, G., Nascimento, A. Pais, J. (1981) Nouvelles données sur la datation des dépôts miocènes de l'Algarve (Portugal) et l'évolution géologique régionale. *Ciências da Terra (UNL)*. 6 : 153-168.
- **Antunes**, M.H.T, Civis, J., Dabrio, C.J., Pais, J., Sierro, F.J., Glez-Delgado, J.A., Flores, J.A. e Valle, M.F.(1990) - El Neógeno del Algarve (Portugal) y de la Cuenca del Guadalquivir(Espanha), *Actas de Paleontologia, Universidade de Salamanca*, nº 68, pp.65-73
- **Balsillie**, J.H., (1995). Environmental Clastic Granulometry, in: Tanner, W. 1995 (Ed.), Florida Geological Survey, Special Publication N°40, 143 p
- **Bettencourt** P. (1988) Apports de l'étude sédimentologique à la compréhension de l'évolution d'un système d'îles barrières (Algarve, Sud Portugal) *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, 44: 81-96.

- **Bettencourt P.** (1994) Les Environnements Sedimentaires de la Côte Sotavento (Algarve, Sud Portugal) et leur E`volution Holocène et Actuelle. Tese de Doutoramento, University of Bordeaux, 137p [in French].
- **Blott, S.,** (2000). A grain size distribution and statistics package for the Analysis of unconsolidated sediments by sieving or laser granulometer
- **Bonnet, C.,** (1850) - Algarve (Portugal)- Description géographique et géologique de cette province. Académie Royale dès Sciences de Lisbonne. Reedição (1990)- Secretaria de Estado da Cultura-delegação Regional do Sul, 189 p.
- **Cachão, M.**(1992) Formação Miocénica de Mem Moniz, Algarve, Portugal, Actas de Paleontologia, Universidade de Salamanca, nº 68, pp. 492-496
- **Cachão, M.** (1995) Utilização de nanofósseis calcários em bioestratigrafia, paleoceanografia e paleoecologia. Aplicações ao Neogénico do Algarve(Portugal) e do Mediterrâneo Ocidental (ODP 653) e à problemática do *Coccolithus pelagicus*. *Dissertação de Doutoramento*, Univ. De Lisboa: 356p.
- **Cachão, M. e Silva, C. M.** (2000) The three main marine depositional cycles of the Neogene of Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*. 14: 303-312.
- **Cita, M.B.** (1975) The Miocene/Pliocene boundary: History and definition. In: Late Neogene epoch boundaries. Saito, T. e Burckle, L.G. (Eds). Pp 1-30
- **Colalongo, M. L. e Passini, G.** (1997) The Messinian historical stratotype and the Tortonian/Messinian boundary. Montanari, A., Odin, G.S. e Coccioni. (Eds) pp. 107-155
- **Correia, F., Ó. Ferreira & J.M.A. Dias** (1997) “Contributo das arribas para o balanço sedimentar do sector costeiro Quarteira – Vale do Lobo (Algarve - Portugal).” *Seminário sobre a zona Costeira do Algarve*, Faro, pp. 31-39.
- **Costa C.** (1994) Final report of sub-project A: wind wave climatology of the Portuguese coast. Report Po-Waves 6/ 1994. Instituto Hidrográfico, Lisboa, 80pp.
- **Cotter, J. C.** (1987) A conservação do património geológico. Comunicações do II Congresso de Áreas Protegidas: 827-833

- **Cowie, J. W. e Basset, M.G.**(1989) Global Stratigraphic Chart With geochronometric and magnetostratigraphic calibration. *Episodes*. 12(2): Suppl
- **Davies, J.L.** (1964) “A Morphogenic approach to world shorelines.”, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Nº 8, pp. 127–142.
- **Dias, J. M. A** (1988) – Aspectos geológicos do Litoral Algarvio, *Geonovas*, Lisboa Vol.10: pp 113-128,
- **Dias, J. M. A.** (1990) – A evolução actual do litoral português, *Geonovas*, 11: 15-29, Lisboa
- **Dias, J. M. A. e Taborda, R. P. M.** (1988) – Evolução recente do nível médio do mar em Portugal: *Anais do Instituto Hidrográfico*, 9: 83-97, Lisboa.
- **Dias, J. M. A. and R. Taborda** (1992) “Tidal gauge data in deducing secular trends of relative sea level and crustal movements in Portugal.” *Journal of Coastal Research*, Vol. 8, Nº 3, pp. 655-659.
- **Dias, J.M.A., Boski, T., Rodrigues A., Magalhães F.,**(2000) Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present - a synthesis, *Marine Geology* 170, p177-186
- **Dias, J.M.A., Ferreira, Ó., Matias, A., Vila-Concejo, A., Sá-Pires, C.,** (2003). Evaluation of soft protection techniques in barrier islands by monitoring programs: case studies from Ria Formosa (Algarve-Portugal). *Journal of Coastal Research*, SI 35, 117-131.
- **Emery, K. O. e Kuhn, G.G.** (1982) Sea Cliffs, Their profiles and classification. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93: 644-654
- **Feio, M.** (1949) Le bas Alentejo et l’Algarve. Livre-guide de l’excursion, Congrès International de géographie de Lisbonne, 207p.
- **Feio, M.** (1951) A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. *Comunicações dos Serviços Geológico de Portugal*, Tomo XXXII, Lisboa, 179 p.
- **Folk, R.L.** (1954) The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. *Journal of Geology*, **62**, 344-359.
- **Folk, R.L. and Ward, W.C.** (1957) Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, **27**, 3-26.

- **Fragoso, M. H. C. M.** (2003) Climatologia das Precipitações Intensas no Sul de Portugal. Estudo de Geografia Física. Texto não publicado. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física, Universidade de Lisboa.
- **Galvão, C.;** Neves, A., freira, A. M.; Lopes, A.M.S.; Santos, M.C.; Vilela, M.C.; Oliveira, M.T. e Pereira, M. (2001) Ciências Físicas e Naturais – Orientações Curriculares para o 3º ciclo do Ensino básico. Ministério da Educação – Departamento de Educação Básica: 39p.
- **Garcia, C.**(2001) Escavações arqueológicas do Poço Antigo, Cacela Velha. Relatório da campanha de 2001, pp180. Câmara Municipal de Vila Real de Santo António.
- **Girão, A.** (1941) Geografia de Portugal, 107p
- **Hayes, M.O.** (1979) – Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime, In Barrier Islands from de Gulf of St Laurence to the Gulf of Mexico. Ed S.P. Leatherman, p.1-27, Académic press
- **Hoyt, J.H.** (1967) Barrier Island Formation. Geol. Soc. Am. Bull, 78:1125-1136
- **Krumbein, W.C.** and Pettijohn, F.J. (1938) *Manual of Sedimentary Petrography*. Appleton-Century-Crofts, New York.
- **Lamb, A. A.** (1977) – Climatique: Present, Past and Future, Vol.2: Climatic History and Future, Methuen & Co Ltd, 835p
- **Leatherman, S.P.** (1979) Barrier Islands from de Gulf of St Laurence to the Gulf of Mexico. Académic Press, 325 p
- **Legoinha, P.**(2001) Biostratigrafia de Foraminíferos do Miocénico de Portugal (Baixo Tejo e Algarve). *Dissertação de Doutoramento*, Univ. Nova de Lisboa: 238p
- **Legoinha, P.**(2003) Foraminíferos planctónicos do Miocénico superior do Algarve – implicações cronoestratigráficas. Ciências da Terra (UNL). Nº esp. V (CD-ROM): A79-A82
- **Lemos, A.** (1955) Santa Maria de Ossoyoba, Separata do Correio de Sul, nº 1946 a 1948
- **Lewis, D.W., McConchie, D.,** 1994. Analytical sedimentology. Chapman & hall, London, 197 p.

- **Manuppella**, G., M. Ramalho, M., Antunes, T., Pais, S. (1987) Notícia Explicativa da Folha 53-A de Faro. Carta Geológica de Portugal, Serviços Geológicos de Portugal, Escala 1/50 000, Lisboa, pp. 52.
- **Manupellella**, G.(1992) – Carta Geológica de Portugal na escala 1/100 000: Nota Explicativa, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa
- **Manuppella**, G., R. Dias (1992) Tectónica das bacias Sedimentares Meso- Cenozóicas. *In*: Oliveira, J. T. (Ed.), Notícia Explicativa da Folha 8, Carta Geológica de Portugal, Escala 1/200 000. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, pp. 77-80.
- **MAOT** (2000) Plano de Bacia Hidrográfica das Ribeiras do Algarve: 1ª Fase – Análise e Diagnóstico da situação de referência. Volume III – Análise, Capítulo 1 – Caracterização geral da Bacia Hidrográfica, Fevereiro de 2000
- **Mateus**, A. (2001) perspectivas actuais da geologia: sua importância educativa. *In*: Ensino Experimental das Ciências – (Re)Pensar o Ensino das Ciências. Veríssimo, A., Pedrosa, A. E ribeiro, r. (Eds). Ministério da Educação – departamento do Ensino Secundário: 107-124.
- **Matias**, A (2000) Estudo Morfosedimentar da Península de Cacela, Relatório CIACOMAR 12/00, Olhão, 246p
- **Matias**, A. (2006) Overwash Sedimentary Dynamics in the Ria Formosa Barrier Islands, Tese de Doutoramento, Universidade do Algarve, Faro, 253p
- **Matias**, A., Ferreira, Ó. e Dias, J.A.,(2000) A evolução recente da península de Cacela (Algarve), 3º simpósio sobre Margem continental Ibérica Atlântica, Faro, pp127-128
- **Mendonça**, J.M. (1758) História universal dos terremotos. 113p
- **Monteiro**, J.H.C. (1984) Origem, evolução e processos geológicos das Ilhas Barreira de Faro e sua importância para o desenvolvimento destas ilhas. Comunicações do 3º Congresso do Algarve, 2,pp 713-719
- **Moura**, M. (1998) Litostratigrafia do Neogénico terminal e Plistocénico, na Bacia Centro – Algarve, Evolução Paleoambiental.. Dissertação de Doutoramento, Universidade do Algarve, Faro.

- **Moura, D.** e Boski, T.(1997) Aspectos geomorfológicos do Algarve – A melhor oferta para “outro turismo”. Comunicações do 9º Congresso do Algarve, pp 939-944
- **Neves, J.** (1974) A evolução histórico-geográfica da cidade de Faro. Faro, 18 p, Broch.
- **Ojeda, J.** , Fernandez-palácios, A., Bettencourt, P, Coelho, V., Moreira, J.M., Brum-Ferreira, A., Baena, R., uerrero, I., Vanney, J. R., Menanteau, L., Navascues, R., Ojeda, S., Martins, Z., & Manuppella, G.(2001) Mapa fisiográfico del litoral Atlántico Algarve-Andalucía/ Carta fisiografica do Litoral Atlântico Algarve Andaluzia 1/50000. Junta de Andalucía, Ministério do Ambiente e do Ordenamento do Território: 96 p
- **Oliveira L.** (1984) A evolução da costa algarvia – Contribuição Biblio-Cartográfica, Comissão de Coordenação da Região do Algarve, Faro, pp 86
- **Oliveira, S. M. C.** (2005) Evolução Recente da Linha de costa no Troço Costeiro Forte Novo – Garrão (Algarve), Dissertação submetida para a obtenção do grau de Mestre em Ciências e Engenharia da Terra, Faculdade de Ciências da Universidade Nova de Lisboa, Lisboa, 115p.
- **Pacheco, J. I. R.** (1855) Reflexos sobre o Estado do Algarve, p. 6 in: **Oliveira L.** (1984) A evolução da costa algarvia – Contribuição Biblio-Cartográfica, Comissão de Coordenação da Região do Algarve, Faro, p.67
- **Pacheco A.** , **Carraço A.R.**, **Vila-Concejo A.**, **Ferreira O.** e **Dias J.A.** (2007) A coastal management program for channels located in backbarrier systems, *Ocean & Coastal Management* 50: pp 119–143
- **Pais, J.** (1982) O Miocénico do Litoral Sul Português, ensaio de síntese, Trabalho complementar para a obtenção do grau de Doutor, Universidade Nova de Lisboa, Lisboa, 47p.
- **Pais, J.** (1991) O Cenozóico do Litoral Algarvio, Ensaio de síntese, Universidade Nova de Lisboa, Monte da Caparica, 26p.
- **Pereira, H.** (2004) Contribuição para a valorização, geoconservação e gestão da jazidaossilífera de Cacela (Parque Natural da Ria Formosa, Algarve, Portugal), Texto não publicado, Dissertação para obtenção do grau de mestre, Universidade do Algarve, Faro.

- **Pessanha**, L.E. e Pires, H.O., (1981) *Elementos sobre o clima de agitação marítima na costa sul do Algarve*. Report of Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica. 66 p. (in Portuguese).
- **Pilkey**, O. H., Neal, W.J., Monteiro, J.H., and Dias, J.M.A.,(1989) Algarve Barrier Islands: A Noncoastal-Plain System in Portugal, *Journal of Coastal Research*, Vol.5, Nº2, pp 239-261
- **Pires**, H.O., 1998. *Preliminary Report on the wave climate at Faro*. (unpublished) Project India. Instituto de Meteorologia – Instituto Superior Técnico, 37 p.
- **Poignant**, A., Pujol, C., Ringeade, M. e Londeix, L.(1997a) The Aquitanian historical stratotype. In: *Miocene stratigraphy: an integrated approach*. Montanari, A., Odin, G.S. e Coccioni. (Eds). Elsevier Science: pp. 3-7.
- **Poignant**, A., Pujol, C., Ringeade, M. e Londeix, L.(1997b) The Burdigalian historical stratotype. In: *Miocene stratigraphy: an integrated approach*. Montanari, A., Odin, G.S. e Coccioni. (Eds). Elsevier Science: pp. 3-7.
- **Ramalho**, M. M. (1986) 400 Milhoes de Anos de História do Algarve. 4º Congresso do Algarve. 1º Vol,:553-561
- **Rebêlo**, L.M.P.C., (2004) *Evolução e Dinâmica dos Sistemas Dunares da Manta Rota e do Guincho*. Oitavos: Dois Sistemas Distintos na Evolução das Dunas Costeiras em Portugal, Dissertação referente às provas de acesso à categoria de Investigador auxiliar do Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 205p
- **Ribeiro**, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha, M. B., Soares, A. F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, F., Carvalho, D. & Monteiro, J. H. (1979) *Introduction à la Geologie Générale du Portugal*. Serv. Geol. Portugal. Lisboa: 114p.
- **Rio**, D., Cita, M.B., Iaccarino, S., Gelati, R e Gnaccolini, M. (1997) Langian, Seravalian, and tortonian historical stratotypes. In *Miocene stratigraphy: an integrated approach*. Montanari, A., Odin, G.S. e Coccioni. (Eds). Elsevier Science:57-87.
- **Rodriguez-Ramirez**, A., Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L., Clemente, L., Belluomini, G., Manfra, L., Improta, S., Andrés, J. R. 1996. Recent coastal evolution of the Doñana National Park (SW Spain). *Quaternary Science Reviews*, Vol. 15, pp. 803-809.

- **Rosser**, N.J., Petley, D.N., Lim, M., Dunning, S.A. and Allison, R.J.(2005) – Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal erosion, *Quarterly Journal of Engineering Geology and hydrogeology*, 38, pp 363-375, Geological Society of London
- **Santos**, A. A. G. (2000) Bivalves Marinhos do Miocénico Superior (Tortoniano Superior) de Cacela (Algarve, Portugal) Dissertação para obtenção do grau de mestre em Estudos Marinhos e Costeiros. 209p.
- **Soares**, A. M.M (2004) – Variabilidade do “upwelling” costeiro durante o Holocénico nas margens atlânticasidental e meridional da Península Ibérica. Dissertação para a obtenção de Doutoramento pela Universidade do Algarve; Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente; Faro; 205p
- **Stuiver**, M.; Reimer, P.J., (1993) Extended 14C Data Base and Revised CALIB 3.0 14 C Age Calibration. *Radiocaobon*. 35(1), 215-230.
- **Suguio**, K., (1937). Introdução à Sedimentologia, in: Blucher, E. (Ed.), Universidade de S. Paulo, Brasil, 317 p.
- **Sunamura**, T. (1983) Processes of sea cliff and platform erosion. In *CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion*, ed. Komar, p267-284, CRC Press Inc., Boca Rota, Florida.
- **Sunamura**, T. (1992) *Geomorphology of rocky coasts*. John Wiley & Sons, 302p.
- **Taborda**, R. P. M. e Dias, J. M. A. (1988) – O nível médio do mar em Portugal: Tendências sazonais e seculares, *Rel. DISEPLA* 6/88, 46p.
- **Titus**, J. G. (1986) – Greenhouse effect, sea-level rise and coastal zone management: *Coastal Zone Management Journal*: 14(3): 147-171.
- **Tullot**. I.F. (1986) – Cambios climaticos en la Peninsula Ibérica durante el ultimo milenio, com especial referencia a la “Pequena Edad Glacial”, *Quaternary Climate in Western Maditerranea* in:F. Lopez-vera, ed., Univ. Autonoma Madrid, 237-248.
- **Udden**, J.A. (1914) Mechanical composition of clastic sediments. *Bulletin of the Geological Society of America*, **25**, 655-744.

- **Viana**, A., Zbyszewski, G., (1949). Contribuição para o estudo do Quaternário do Algarve. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, t. XXIX, pp. 197-251.
- **Visher**, G.S., (1969). Grain Size distribution and depositional processes . *Journal of Sedimentary Petrology* 39, 1074-10106
- **Wentworth**, C.K. (1922) A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, **30**, 377-392.

Anexos

Anexo nº 1 - Tabela de Visser, 1969

Environment	Saltation population (A)				Suspension population (B)				Rolling population (C)			
	%	Sorting	C.T. Phi.	F.T. Phi.	%	Sorting	Mixing A and B	F.T. Phi.	%	Sorting	C.T. Phi.	Mixing A and C
Fluvial	65 to 98	Fair	-1.5 to -1.0	2.75 to 3.50	2 to 35	Poor	Little	> 4.5	Varies	Poor	No limit	Little
Natural levee	0 to 30	Fair	2.0 to 1.0	2.0 to 3.5	60 to 100	Poor	Much	> 4.5	0-5			None
Tidal channel	20 to 80	Good	1.5 to 2.0	1.5 to 3.5	0 to 20	Poor to Good	Much	3.5 to > 4.5	0-70	Fair to Good	-0.5 to -1.5	Average
Tidal inlet	30 to 65	Good	1.25 to 1.75	2.0 to 2.5	2 to 5	Fair to Good	Average	3.5 to 4.0	30-70	Fair to Good	-0.5 to No limit	Average
Beach	50 to 99	2 populations Excellent	0.5 to 2.0	3.0 to 4.25	0 to 10	Fair to good	Little	3.5 to > 4.5	0-50	Fair	-1.0 to No limit	Average
Plunge zone	20 to 90	Good	1.5 to 2.5	3.0 to 4.25	0 to 2	Good	Much	3.0 to > 4.5	10 to 90	Fair to Poor	No limit	Average
Shoal	30 to 95	Good	2.00 to 2.75	3.5 to > 4.5	0 to 2	Poor to fair	Little	3.5 to > 4.5	5-70	Fair to Poor	0.0 to -2.0	Much
Wave zone	35 to 90	Good to excellent	2.00 to 3.00	3.0 to > 4.5	5 to 70	Fair to Poor	Much	3.75 to > 4.5	0-10	Poor	0.0 to No limit	Little
Dune	97 to 99	Excellent	1.0 to 2.0	3.0 to 4.0	1 to 3	Fair	Average	4.0 to > 4.5	0-2	Poor	1.0-0.0	Little
Turbidity current	0 to 70	Fair to Poor	1.0 to 2.5	0.0 to 3.5	30 to 100	Poor	Much	> 4.5	0-40	Fair to Poor	No limit	Much

C.T. = coarse truncation point, F.T. = fine truncation point, A = saltation population, B = suspension population, C = rolling population

Anexo 2

Anexo 3

Anexo 4