

Os acidentes geomorfológicos ocorrentes na plataforma (fig.II-1) incluem: relevos (tectónicos, resultantes da estrutura em monoclinial e da diferente resistência das rochas) incisões (canhões submarinos) e formas ligadas à progradação (Pereira, 1992).

a) Relevos

Os relevos mais importantes (Sumalha, Parcel, Beiral de Caminha, Beiral de Viana e Pontal do Cerro), com orientação predominante N/NW-S/SE, estão relacionados com factores estruturais correspondendo a horsts. Estes relevos destacam-se na superfície aplanada, condicionando a evolução sedimentológica da plataforma (Tabela II-1).

Tabela II-1. Principais relevos da plataforma continental setentrional (Vanney e Mougnot, 1981).

Nome	Cume(m)/ Localização	Orientação aproximada	Litologia	Idade
Sumalha- Parcel-Moiteira	-10-20 (plat. interna)	N-S	Soco polimeta- mórfico	Paleozóico
Beiral de Caminha	-110-120 (plat. externa)	N-S	Calcários	Cretácico superior
Beiral de Viana	-88 (plat. externa)	N/NW- S/SE	Calcários de fácies marinha	Cretácico superior
Pontal do Cerro	-74 (plat. média)	NW-SE	Calcários	Eocénico superior

Na plataforma interna, nas imediações de Viana do Castelo, os afloramentos rochosos do soco precâmbrico e paleozóico (pequenas elevações pontiagudas), conferem um traçado conturbado às batimétricas. Na plataforma média e externa o relevo é, em geral, simples e suave, com excepção do Beiral de Viana que se define ao longo de 50Km, por volta dos 88-110m de profundidade. Mais a sul, a plataforma apresenta estrutura relativamente simples, essencialmente constituída por formações mesozóicas e cenozóicas.

b) Canhões submarinos

Os canhões submarinos, importantes veículos de transporte de sedimentos para a plataforma abissal e zonas preferenciais de afloramento de águas profundas (upwelling), correspondem a acidentes morfológicos que indentam a plataforma e vertente continental. O canhão do Porto, amplo e pouco profundo, com forma em U, tem origem tectono-sedimentar. A sua cabeceira situa-se num acidente (falha), cujo recuo se encontra relacionado com a ocorrência de movimentos de massa. (Boillot *et al.*, 1974).

1.1. Cobertura sedimentar - Características texturais

A cobertura sedimentar da plataforma minhota foi originalmente reconhecida através dos trabalhos conducentes à Carta Litológica Submarina, no início do século XX (1913-14). A partir da década de 80, o número de trabalhos relacionados com a cobertura sedimentar recente da plataforma continental norte portuguesa aumentou substancialmente com a implementação do programa SEPLAT (Instituto Hidrográfico), e com o financiamento de diversos projectos ligados à área da Geologia Marinha (Projectos DISEPLA¹, PETDS², PROCOST³ e BEVICAP⁴). Estes projectos possibilitaram a pormenorização de estudos realizados anteriormente por Dias *et al.* (1980/81, 1984), Monteiro *et al.*, (1982) e Dias (1983, 1985, 1987), destacando-se os trabalhos de Cascalho & Carvalho (1989, 1990, 1993), Fatela (1989, 1995), Magalhães *et al.* (1991), Rodrigues *et al.* (1990, 1991, 1992, 1994, 1995), Magalhães & Dias (1992), Magalhães (1992/3/4, 1993, 1999), Cascalho (1993, 1998, 2000), Drago *et al.*, (1994, 1998, 1999), Drago (1995), Oliveira *et al.*, (1994, 1995, 1998a,b, 1999, 2000) e Oliveira (1994). O estudo da plataforma galega foi menos detalhado, evidenciando-se os trabalhos de Rey & Díaz del Rio (1987), Rey & Medialdea (1989), Díaz del Rio *et al.*, (1992), Lopez-Jamar *et al.*, (1992) e Rey Salgado (1993).

Por cima de formações cretácicas e cenozóicas existe uma cobertura sedimentar Plistocénica-actual, horizontal, constituída sobretudo por areias (Dias, 1987). É de salientar que o conteúdo em siltes é, geralmente, baixo, mas superior ao da argila (teores médios de 19.2% e 4.3%, respectivamente). A espessura desta cobertura, obtida por reflexão sísmica ligeira contínua, varia de 0 a 10mseg (correspondendo "grosso modo" a uma espessura de 0 a 10m). As espessuras máximas estão associadas à colmatação de pequenas bacias, localizadas junto às desembocaduras dos rios, e a depressões estruturais (Rodrigues & Ribeiro, 1994).

1.1.1. Silte e argila (fracção <63 μm)

Na plataforma a norte de Espinho a fracção silto-argilosa está preferencialmente localizada na plataforma média a externa. Esta classe granulométrica apresenta um enriquecimento gradual até aos 100m de profundidade (Magalhães, 1993), com desenvolvimento preferencial

¹ DISEPLA – Dinâmica Sedimentar da Plataforma e Vertente Continental Portuguesa.

² PETDS – Pesquisa e Caracterização dos elementos Traçadores da Dinâmica Sedimentar da Margem Setentrional Portuguesa.

³ PROCOST- Os Processos Costeiros e a Evolução do Litoral Português entre Espinho e Nazaré: Causas Naturais e Influências Antrópicas.

⁴ BEVICAP – O Beiral de Viana e o Canhão Submarino na Evolução da Margem Continental Portuguesa.

nas proximidades do canhão do Porto (depósito silto-argiloso do Douro), e mais a norte, perto do rio Minho (depósito silto-argiloso da Galiza-Minho). Em ambas as zonas, a percentagem de silte e argila excedem frequentemente os 90% (Magalhães, 1993). Na tabela II.2 estão apresentadas as principais características destes depósitos silto-argilosos.

O depósito do Douro foi inicialmente detectado e reconhecido por Dias (1987) e estudado com mais pormenor por Drago (1995). Segundo estes autores, as suas características principais são as seguintes:

- é um corpo sedimentar recente, cuja idade é cerca de 2 000 anos B.P (considerando uma taxa de deposição constante), que apresenta uma taxa de sedimentação elevada e é formado maioritariamente por material de origem continental;
- é dissimétrico, sendo a sua forma aparentemente controlada pela existência do canhão do Porto e pela distribuição dos afloramentos rochosos;
- do ponto de vista granulométrico, a zona siltosa é muito homogénea, correspondendo a um silte grosseiro (média que varia de 27.2 μ m a 15.6 μ m), unimodal;
- o cortejo mineralógico das espécies argilosas é homogéneo e formado por ilite, caulinite, esmectite, clorite, vermiculite e interstratificados clorite-vermiculite, que demonstram a forte alimentação pelo continente e de condições de sedimentação semelhante. A glauconite encontra-se quase completamente ausente;
- representa o limite dos acarreios continentais, estando este limite compreendido entre os 105 e 135m de profundidade correspondendo ao alinhamento de relevos da plataforma externa.

Tabela II-2. Características principais dos depósitos silto-argilosos.

	Douro	Minho-Galiza
Profundidade	65-130m	65-130m (140m)
Fonte principal	Douro (Araújo <i>et al.</i> , 1994; Drago, 1995)	Rias Bajas (Arosa, Pontevedra, Vigo); Minho (Rey, 1993)
Espessura	2.6-4.4m (Drago, 1995)	1-14m (Lopez-Jamar <i>et al.</i> , 1992) 1.5 m (Jouanneau <i>et al.</i> , 2000)
Idade	\approx 2000 anos B.P. (?) (aos 4.4m) (Drago, 1995)	2650 \pm 280 anos B.P. (80 cm) (Drago, 1995)
Massa	<63 μ -950 \times 10 ⁶ ton. (14% do material do Douro) (Magalhães, 1999).	-
Superfície	504 km ²	720 km ²
Taxa sedimentação	0.16cm/ano (sul) (Carvalho & Ramos, 1989) 0.57cm/ano (centro) (Drago <i>et al.</i> , 1994); 0.55cm/ano (norte)(Drago, 1995);	0.1 cm/ano (Carvalho & Ramos, 1989) 0.08 (norte) (Jouanneau & Weber, 1999) 0.18/0.19 (em frente das rias de Pontevedra e Vigo) (Jouanneau & Weber, 1999)

O depósito silto-argiloso do Douro é limitado a ocidente por afloramentos rochosos do Cretácico e Paleocénico com diminuta expressividade morfológica (5-30m de altura). Pelo contrário, o depósito da Galiza estende-se sobre uma superfície plana sem relevos; a distribuição granulométrica mostra que o depósito do Douro é mais fino (Drago, 1995; Jouanneau *et al.*, 2000) e apresenta taxas de sedimentação superiores, nomeadamente na sua zona central e norte (>0,55 cm/ano, Drago, 1995).

Estes depósitos, formados por material de origem continental e com idades que variam entre 3000 e 1500 anos B.P., encontram-se provavelmente relacionados com a acumulação de sedimentos posterior à estabilização do nível do mar, há cerca de 3000-6000 B.P. (Drago, 1995, Magalhães, 1999).

1.1.2 Areia (2mm-63µm)

As areias finas a muito finas dominam a sul do rio Minho, especialmente na plataforma interna e média, representando, certamente, o tipo de material que actualmente é transportado pelos rios para a plataforma. As areias médias, grosseiras e muito grosseiras que ocorrem na plataforma externa e média, estão provavelmente relacionadas com paleo-litorais e/ou com deltas de vazante dos rios que afluem à região (Dias, 1987, Magalhães, 1993).

A componente mais importante da areia é a terrígena (62% em média), constituída essencialmente, por quartzo e micas (70% e 20%). A componente biogénica, principalmente constituída por clastos de moluscos e carapaças de foraminíferos, só se torna dominante a partir dos 100m de profundidade, constituindo cerca de 74% da amostra (Magalhães *et al.*, 1991).

As micas (moscovite e biotite) são abundantes na plataforma minhota, correspondendo em média a 10% da componente terrígena da areia, valor este que pontualmente se eleva a 90% (Magalhães, 1993). Esta abundância de micas encontra-se relacionada com o fornecimento fluvial e com a presença, no continente, de afloramentos ricos nestes minerais (granitos antemozoicos). Sendo boas indicadores dos ambientes de deposição (Doyle *et al.*, 1968, 1979; Dias *et al.*, 1984) e hidraulicamente equivalentes a partículas de dimensões bastante menores (Doyle *et al.*, 1983), estão associadas a locais onde a remobilização é fraca ou inexistente, ou onde os processos de fornecimento, superam os de distribuição (Dias, 1987). Na cobertura sedimentar minhota, as zonas mais ricas estão situadas a profundidades superiores a 70m (depósitos silto-argiloso), e em pequenas áreas ligadas às desembocaduras dos rios Minho, Lima e Ave (Magalhães & Dias, 1992, Magalhães *et al.*, 1993).

Segundo Cascalho (1999), na plataforma a norte do cabo Mondego a percentagem de minerais pesados na amostra total varia entre 0 e 3,7%, na areia fina (0,250-0,125mm) e entre 0 a 9 %, na areia muito fina. Os minerais pesados, embora sejam um componente menor da amostra total, dão indicações sobre a origem dos materiais e os processos de dinâmica sedimentar. Além disso, sofrem também processos de alteração e meteorização que dão origem a alguns dos minerais das argilas usados neste trabalho como traçadores da dinâmica sedimentar. As áreas com percentagens superiores de minerais pesados encontram-se na plataforma interna, em locais próximos das desembocaduras dos rios, o que sugere fornecimento actual, e por volta dos 100m de profundidade, de carácter possivelmente relíquia (Cascalho, 1999). Na vertente continental portuguesa a quantidade significativa de biotite pode também ser representativa de uma alimentação actual, embora actualmente a deposição ocorra principalmente na plataforma média, a profundidades entre os 50 e 80m (Cascalho & Carvalho, 1993).

Cascalho & Carvalho (1993) identificaram mais de 16 espécies de minerais pesados nas fracções granulométricas 2-3 ϕ (0,250-0,125mm) e 3-4 ϕ (0,125-0,063mm), sendo os de densidade mais elevada, a granada, o rútilo, e o zircão, mais abundantes na classe mais fina (3-4 ϕ).

Na plataforma interna (10-50m) predominam os minerais pesados de densidade mais elevada. A granada é particularmente abundante, tendo origem provável em rochas granatíferas, presentes na plataforma interna, que constituem o prolongamento para NW das rochas precâmblicas polimetamórficas (zona de Ossa-Morena), que afloram no litoral entre Cortegaça e Espinho (Cascalho & Carvalho, 1993). A plataforma média é caracterizada por uma diminuição da percentagem da maioria dos minerais pesados e pela elevada representatividade da biotite (Cascalho & Carvalho, 1990).

As piroxenas (augite e hiperstena), a hornoblenda verde e a olivina, associadas normalmente a rochas básicas e com resistência baixa à meteorização e transporte, são significativas a profundidades superiores a 100m e a sul do canhão submarino do Porto. A não existência de afloramentos destas rochas no continente emerso e a sua alta alterabilidade indiciam a existência de massas vulcânicas, localizadas nas proximidades do canhão (Cascalho & Carvalho, 1993). A instalação de uma massa vulcânica máfica no seio de formações carbonatadas, permitindo o processo de dolomitização (dolomitos ricos em magnésio), explica a presença de minerais máficos nos sedimentos, que podem ter origem no filão e/ou na rocha encaixante (Rodrigues *et al.*, 1995a).

A plataforma galega, tal como a minhota, é coberta na sua grande maioria por depósitos arenosos onde a componente terrígena é, igualmente, mais importante que a biogénica. O aspecto de maior realce nesta plataforma, é a presença de uma banda de fácies fina (areias siltsas), com orientação norte-sul, paralela à costa, e limitada a oriente por afloramentos rochosos.

A granulometria mostra uma tendência geral de diminuição do diâmetro médio da partícula no sentido norte-sul. Do litoral para zonas mais profundas pode-se observar a seguinte sequência: areias médias e cascalho na plataforma interna, lodos e areias muito finas (0,25mm) na plataforma média e areias médias, e areias finas a médias na plataforma externa. De um modo geral, a fracção arenosa aumenta a partir dos 150m de profundidade, diminuindo a fracção fina (Rey Salgado, 1993).

1.1.3 Cascalhos (fracção >2mm)

Esta fracção de sedimento é pouco abundante na plataforma norte, estando provavelmente relacionada com paleo-desembocaduras dos rios e com paleo-litorais (Dias & Nittrouer, 1984; Magalhães, 1993). Ocorre segundo duas bandas subparalelas à costa, uma localizada na plataforma média, a profundidades de 40 a 60m na qual corresponde, por vezes, a mais de 80% da totalidade da amostra, e outra na plataforma externa a profundidades de 100m a 140m, raramente atingindo os 20% da amostra. Na vertente continental pode ainda aparecer em quantidades significativas (5 a 25%).

A componente terrígena desta fracção é predominantemente constituída por quartzo, quartzitos, litoclastos de gneisse e granitos e, por vezes, fragmentos de calcário provenientes dos afloramentos rochosos (Beirais de Viana e de Caminha). Os elementos biogénicos mais comuns são os fragmentos de conchas de moluscos corroídos e perfurados (Magalhães, 1993).

Na plataforma galega, os cascalhos são pouco importantes e apresentam composição predominantemente carbonatada (às vezes 100% da amostra) e biogénica (Rey Salgado, 1993). Geralmente estão associados aos afloramentos rochosos (25-125m de profundidade) e na plataforma interna ocupam pequenas depressões e canais.

2. Vertente continental

A vertente continental tem cerca de 60km de largura, mais estreita que a média mundial, mas igualmente profunda apresentando, portanto, declive mais pronunciado, cerca de 100m/km (Regnauld, 1987). Caracterizada por um traçado irregular, com entalhes (canhões) e depressões, possui montanhas marginais. Na margem setentrional norte portuguesa, onde a vertente é mais extensa, destacam-se o banco da Galiza e as montanhas de Vigo, de Vasco da Gama e do Porto (Fig-11.1). Estes relevos separam a vertente galega e a do Minho da planície abissal. Foram levantados por movimentos pirenaicos terciários sendo maioritariamente formados por rochas clásticas do Mesozóico (Mougenot, 1989). Encontram-se cobertos por sedimentos pelágicos finos (argilas e argilitos), havendo locais onde o soco calcário aflora.

Com uma estrutura em patamares, a acção das correntes submarinas paralelas à costa (por ex. contra corrente da vertente) modelam os sedimentos das séries prográdantes neogénicas que fossilizam a escadaria de escarpas de falha normais (Regnauld, 1987).

3. Enquadramento climático

A costa ocidental portuguesa está sujeita a condições meteorológicas particulares, dominadas pelo anticiclone dos Açores e pelo núcleo de baixas pressões da Islândia (Fiúza *et al.*, 1982). Em consequência, o seu clima é fortemente afectado pelas deslocações em latitude destas duas massas de ar, produzindo tempo seco e estável no Verão e chuvoso e instável no Inverno. Tendo como base os dados de Pires (1985) e Ribeiro *et al.*, (1988), foram considerados 6 tipos de situações meteorológicas diferentes, três tipos anticiclónicos e três ciclónicos, apresentados em síntese na tabela II-3.

Tabela II-3. Situações meteorológicas na Península Ibérica (adapt. de Ribeiro, *et al.*, 1988 e Pires, 1985).

	Tempo anticiclónico			Tempo ciclónico		
Caract.	Antic. dos Açores a W de Portugal. Tempo seco e ventos de N e NW	Crista antic. a N da Penin. Ibérica. Tempo seco, vento fraco de NE, E ou SE	Antic. térmico sobre a Penin. Ibérica. Vento fraco, frio, variável	Depressão a N da Penin. Ibérica. Chuva fraca e vento forte	Depressão à latitude da Penin. Ibérica ou a Sul. Chuva e vento forte de SSE-NE, trovoadas	Circulação Oeste-Este (frente polar a latitudes baixas). Temporal. Vento forte SW.
Frequência	Activo durante todo o ano, mais frequente de Verão.	Fim do Verão, Primavera	Verão, Primavera	Outono e princípio do Inverno	Inverno, Primavera	Inverno
Efeito	Ondas largas N e NW	Mar regular, ondas 1.5-2m (14s)	Mar instável, fraco	Mar agitado	Mar forte (3-4m) a muito forte (7m)	Ondas fortes a muito fortes de W (8m, 16s)

O vento é o factor climático preponderante para a dinâmica oceânica e costeira (ondas e correntes). Assim, tanto as variações diurnas como sazonais têm repercussões importantes nas condições de agitação. Por exemplo, no Verão, quando se estabelece o regime de "nortada", a agitação marítima sofre uma variação periódica diurna com maiores alturas e períodos para o fim da tarde, decrescendo depois até ao principio da manhã (Pires, 1985).

Da mesma forma que as variações diurnas do vento são importantes, as variações sazonais na frequência e na força dos diferentes tipos de vento são essenciais para compreender como a circulação induzida pelo vento vai intervir, e mesmo momentaneamente controlar, a dispersão das águas estuarinas na plataforma continental norte Portuguesa. A fig. II-2 representa a frequência sazonal dos ventos, obtida a partir de dados observacionais recolhidos pelo Instituto de Meteorologia (1990). Os diagramas incluídos nesta figura correspondem às situações de Inverno e Verão, nas estações meteorológicas de Viana do Castelo e Porto - Pedras Rubras.

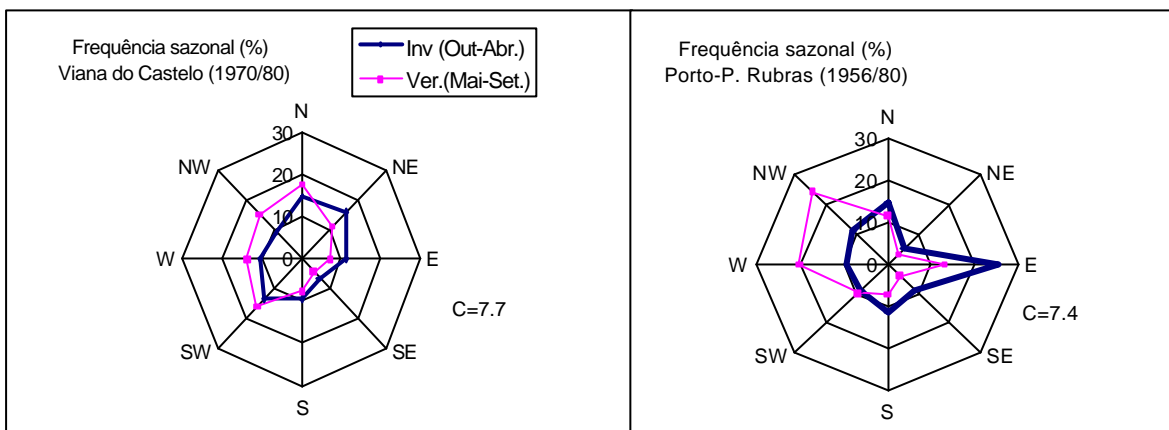


Figura II-2. Variação sazonal da direcção do vento (I.N.M.G., 1990). C= calmas.

É possível ver que dois sectores predominam ao longo do ano: o sector NW-W e o NE-E, o sector SW é mais importante na estação de V. do Castelo. Os ventos mais fortes sopram do sector S e SW, sendo os ventos de SE os menos frequentes. No Inverno os ventos de Este e N são os mais frequentes, enquanto que no Verão os ventos de N e NW aumentam a sua importância, com o estabelecimento das "nortadas" (fig.II-3).

Na costa ocidental norte, os ventos com intensidade superior a 35 km/h são pouco frequentes (2-3.5%), aumentando de importância na costa sul (5-6%). Ocorrem sobretudo de Outubro a Maio, embora os ventos mais fortes (50 e 74 km/h) apresentem frequências maiores em Fevereiro e Dezembro (Carvalho *et al.*, 1991).

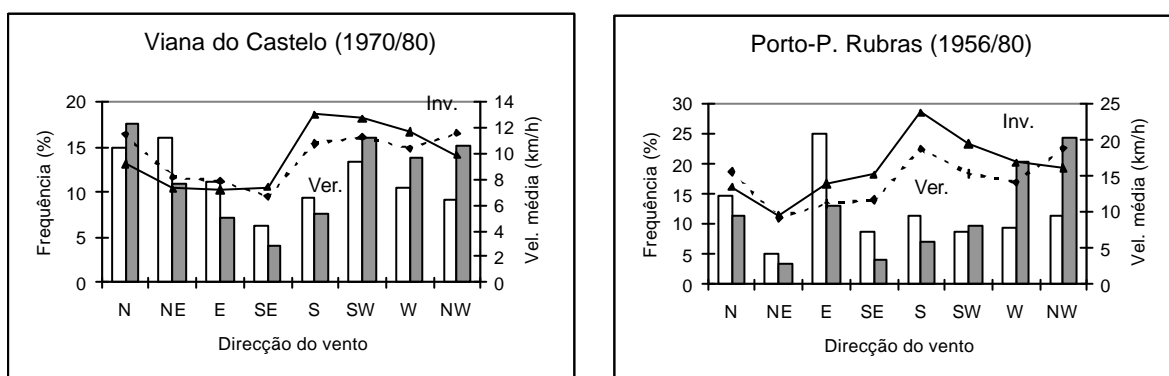


Figura II-3. Distribuição sazonal (Verão/Inverno) das direcções do vento, sua frequências (%) e velocidades médias para as estações de Viana do Castelo e Pedras Rubras (I.N.M.G., 1990). As barras brancas representam a frequência do vento (%) no Inverno e as cinzentas no Verão.

A precipitação tem origem em massas de ar húmido provenientes do Atlântico Norte, na dependência da passagem de sistemas frontais e de depressões. Desta forma, a chuva é mais frequente de Inverno (Novembro a Março), com forte variação interanual de quantidade e de ritmo enquanto que no Verão (Julho e Agosto) a precipitação é fraca e pouco frequente. As

estações de Viana do Castelo e Porto, representativas da região norte, mostram o valor de precipitação médio máximo no mês de Dezembro e o valor mínimo no mês de Julho (fig.II.4).

Segundo os dados do INAG, na estação de Viana do Castelo e referentes ao período de 1937-1985, a altura média anual de precipitação oscilou entre 851mm em 1964-65 e 2512mm em 1953-54; para a estação do Porto (serra de Pilar) e durante o período de 1950-1985, a altura média anual de precipitação oscilou entre 624mm em 1952-53 e 1944mm em 1976-77. As bacias hidrográficas do noroeste recebem em média anual cerca de 2000mm enquanto que as do Sul interior recolhem menos de 700mm de precipitação (Ribeiro *et al.*, 1988).

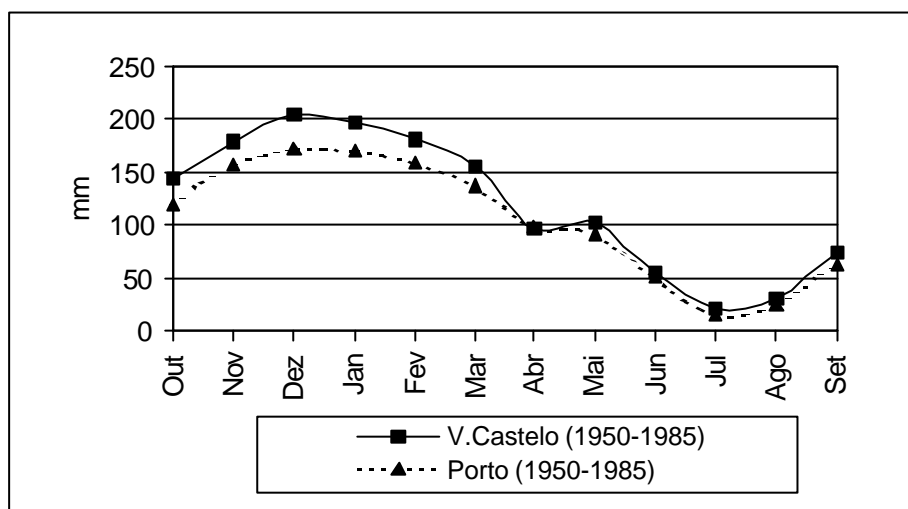


Figura II-4. Precipitação média mensal registada ao longo de 35 anos (Viana do Castelo e Porto- Serra Pilar). Dados compilados pela Direcção Geral dos Recursos e Aproveitamentos Hidráulicos (actual INAG).

Na região do Alto Minho, a temperatura média diária anual do ar é inferior a 12.5°C e na faixa litoral é inferior a 15°C (Atlas do Ambiente). O mês mais quente é o de Agosto (valor médio de 22.5°C) e o mês mais frio o de Janeiro (valor médio de 10.8°C).

A região em estudo encontra-se incluída na *Província Atlântica do Norte*, que abrange a região litoral, desde o rio Minho até perto do Mondego (Ribeiro *et al.*, 1988). Sucintamente as suas características climáticas são: Verão fresco com temperatura média de 20°C e Inverno suave, com temperatura superior a 8°C em Janeiro; precipitação superior a 1000mm, com dois meses secos (Julho e Agosto, com menos de 30mm); nevoeiros e trovoadas frequentes e ar húmido todo o ano.

4. Características das águas da plataforma e vertente continental

4.1 Regime de agitação marítima (norte do cabo Raso)

A plataforma continental ocidental Portuguesa, pela sua localização geográfica, está directamente exposta à ondulação gerada no Atlântico Norte, apresentando, por isso, ondas com alturas e períodos superiores aos esperados se apenas fosse considerada a acção dos ventos locais. É um meio altamente energético, caracterizado por uma amplitude média da onda de 2.2m (Figueira da Foz). Durante a maior parte do ano (50%), a altura da onda varia entre 1-3m, com direcção NW e períodos predominantemente compreendidos entre 9-13s. Ondas com alturas superiores a 4-5m ocorrem em apenas 5% do ano, com direcção predominante NW e W e períodos superiores a 13s (Pires, 1985; PO-WAVES, 1994).

Tento em conta as condições meteorológicas que geraram as ondas e as características da própria onda gerada, Pires (1985) agrupou as condições de agitação marítima em 5 tipos diferentes (Tabela II.4).

Tabela II.4 – Condições de agitação marítima características da costa ocidental (adapt. de Pires 1985; PO-WAVES, 1994).

Condições de agitação	Período	Direcção da onda	Altura da onda (m)	Período da onda (s)	Direcção do vento	% Ocorrência
Mar de Noroeste	Inverno	NW	2.5	9	N-NW	75
	Verão	NW	1-1.5	7-8	N	
Mar de Sudoeste	Inverno	SW	3-4	9-10	S-SW	4
	Verão	SW	3		S-SW	
Temporal Oeste	Inverno	W (vaga SW)	8	16	SW	1
Mar de fora	Ver./Inv.	NW-W	1.5-2	14	Este	16
Mar banzeiro	Ver./Inv.	NW-WNW	0.5	-	Este	4

Os estudos do projecto PO-WAVES (1994) e de Pita & Santos (1989), realizados na costa ocidental, permitem distinguir duas épocas características, ao longo de um ano (fig.II.5 e fig. II.6):

- Verão (Maio a Setembro), durante o qual a onda tem altura significativa média inferior a 2m e com períodos curtos (6-7s);
- Inverno (Outubro a Abril), com uma maioria de ondas com altura significativa média superior a 2m e períodos longos (>7s). Durante os meses de Dezembro e Abril registaram-se ondas com altura significativa (H_0) máxima superior a 7.5m ($T_0 \geq 12s$).

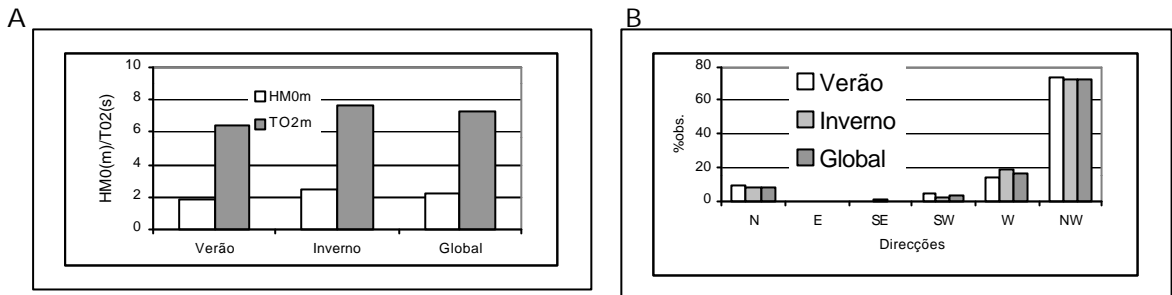


Figura 11-5. A. Altura significativa e período da onda médios para épocas diferenciadas (Verão/Inverno) e no global na Figueira da Foz; B. Distribuição sazonal de direcção da onda (PO-WAVE, 1994).

Em ambos os períodos é evidente a predominância das ondas do sector NW (fig. 11.5b). As ondas desta direcção têm fundamentalmente duas origens (Pires, 1985): vaga, originada por

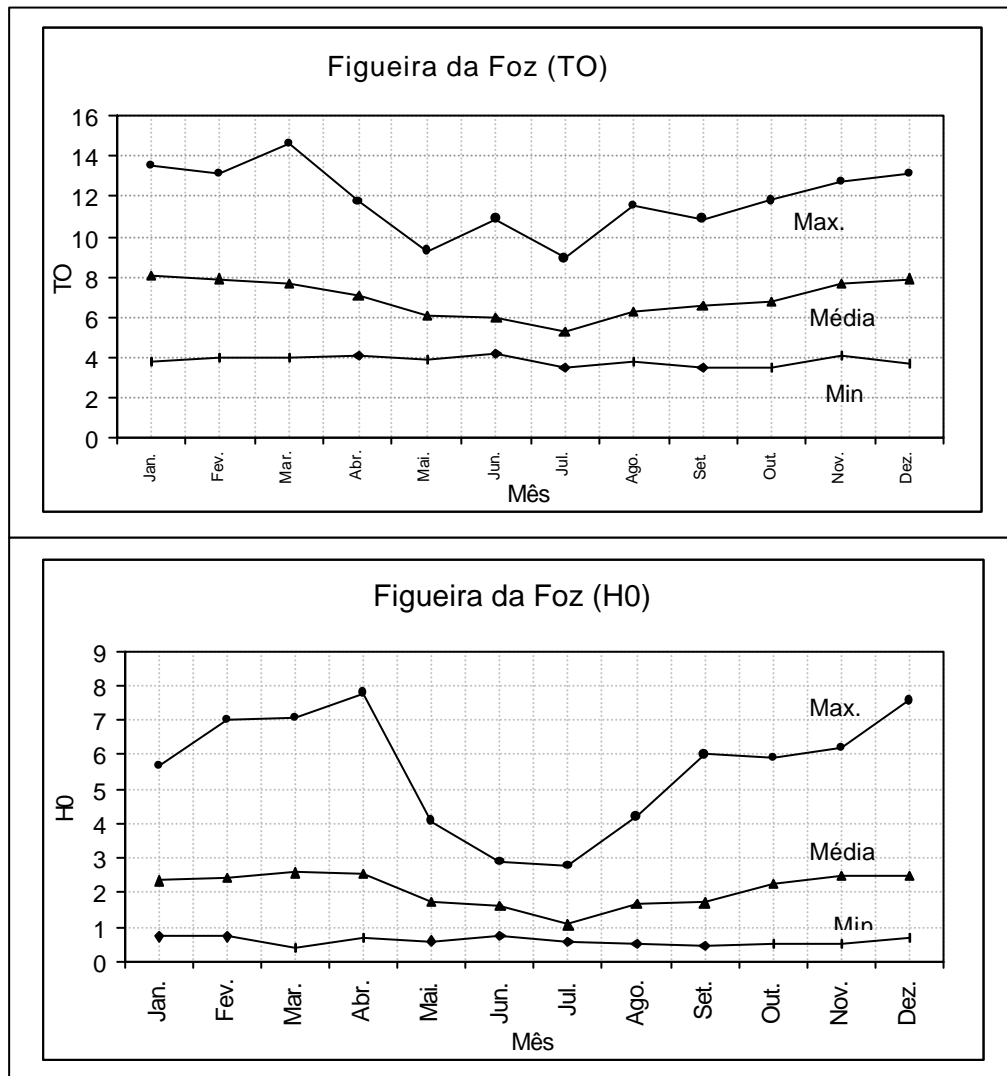


Figura 11-6. Informação mensal da altura da onda significativa (H_0) e períodos (T_0) para a bóia ondógrafa da Figueira da Foz (Set.1986-Jul.1993) (retirado de PO-WAVES, 1994).

ventos com orientação de N e NW associados à circulação atmosférica ou devidos ao diferencial térmico entre o mar e o continente; ondulação de NW originada a latitudes elevadas, no Atlântico Norte, neste caso com período superior. A ondulação de W e SW (temporal de oeste) é menos frequente, mas forma-se predominantemente durante o Inverno devido à aproximação de sistemas frontais de W (Pires, 1985).

Na costa W, considera-se temporal quando a altura significativa da onda é superior a 4m (Pires & Pessanha, 1986). Ondas com alturas superiores a 4m e períodos longos (>8s) correspondem a 5.6% do total anual de ocorrências, podendo ser consideradas frequentes (Pires, 1985). Tempestades extremas, com altura significativa acima de 6m e períodos médios excedendo os 15s, foram observadas 3 a 9 vezes por ano, correspondendo a um período de 2 a 13 dias (Vitorino *et al.*, 2000). Segundo Pita & Santos (1989), ocorreram 97 temporais entre 1956 e 1988, o que corresponde a uma média de 3 temporais por ano.

As alturas máximas para as ondas anuais, decenárias e centenárias são respectivamente de 13-19m, 16-23m e 17-25m (PO-WAVE, 1994).

4.1.1. Acção da onda

A principal acção da onda nos sedimentos de fundo é provocar a sua remobilização. Uma vez ultrapassado o limiar de entrada em movimento, as partículas começam a deslocar-se sobre o fundo quando na presença de uma corrente sobrejacente, dando início ao transporte sedimentar e à geração de formas de fundo.

A plataforma interna (<30m) é influenciada pela ondulação a maior parte do ano (períodos entre 9-11s), enquanto que a plataforma externa só o é, ocasionalmente, com ondas de grande período ($t=15s$) (Dias, 1987; Taborda, 1993).

A acção da onda no transporte dos sedimentos da plataforma entre o Cabo Mondego e Espinho foi estudada por Taborda (1993,1999), tendo este autor concluído que:

- na zona de rebentação, o transporte da areia pela onda é permanente. As condições de agitação moderada (ondas de 2.5 a 3.5m) são as que mais contribuem para o transporte total. Os episódios mais energéticos (onda superior a 4.5m) têm importância reduzida ($\approx 20\%$);
- entre a costa e os 30m, profundidades em que domina a areia fina, a energia é ainda elevada, sendo os depósitos sedimentares remobilizados durante grande parte do ano (40%). O transporte efectua-se provavelmente sob condições de energia moderada a alta;

- entre os 30 e 80m (depósitos de areia grosseira cascalhenta e cascalho arenoso) os sedimentos são apenas remobilizados em ocasião de temporal.

Para a plataforma entre Viana do Castelo e Espinho e tendo em conta o tipo de agitação o referido autor concluiu que:

- as ondas mais frequentes (H=2m e T= 10s), remobilizam as areias mais finas até profundidades dos 50-60m ;
- as ondas de tempestade mais comuns (H=4m, T=15s), remobilização das fracções mais finas das areias até ao bordo da plataforma e das classes mais grosseiras até aos 60m de profundidade;
- as ondas de tempestade excepcional (H=9m, T=17s) são capazes de remobilizar os sedimentos de toda a plataforma, com excepção das fracções mais grosseiras dos depósitos cascalhentos da plataforma média.

4.2. Condições hidrológicas do Atlântico Norte

Individualizam-se quatro massas de água oceânica à latitude da Península Ibérica (Tchernia, 1978; Harvey, 1982; Fiúza, 1984 e Pickard & Emery, 1990):

- A Água Central Norte Atlântica (ACNA), que ocupa os primeiros 1000m de uma bacia cujo fundo se localiza por volta dos 5000-6000m. Caracteriza-se por valores de salinidade e temperatura elevados. É formada no Atlântico NE por convecção invernal profunda (Harvey, 1982), sendo representada pelo ramo descendente da Corrente do Golfo. A ACNA apresenta baixa concentração de partículas, típica de águas limpas (~8-15µg/l), embora se observem camadas intermédias de turbidez mais elevada (Hall *et al.*, 2000).
- A Água Mediterrânea (AM) caracteriza-se por forte salinidade, temperatura relativamente elevada e baixo conteúdo em oxigénio. Ao longo da margem continental Ibérica ocorre como uma série de camadas de mistura, cuja salinidade mais elevada se encontra entre os 600 e os 1500m, em águas com temperaturas entre 7 e 10°C. Na margem Ibérica Norte, o sinal de turbidez é baixo, parecendo não se registar os valores observados nas imediações do estreito de Gibraltar (Thorp, 1972).
- Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), que se desenvolve abaixo dos 1500m, com uma provável componente diluída a níveis intermédios da Água do Mar do Labrador (1800 e os 3000m). Corresponde a uma massa de água bem oxigenada, com temperatura sempre inferior a 4°C (T=2.5°C e S=35.03) (Worthington, 1976; Pickard & Emery, 1990).
- Água do Fundo Antártida (AFA), com reduzida salinidade e temperatura (Stow, 1982).

Ao nível da margem continental noroeste Ibérica, área hidrodinamicamente muito activa, convergem e interactivam principalmente as massas de água ACNA e AM, com características distintas de temperatura, salinidade, oxigénio dissolvido e carga em suspensão.

A circulação das massas de água superficiais para o Oceano Atlântico NE encontra-se representada na fig. II-7.

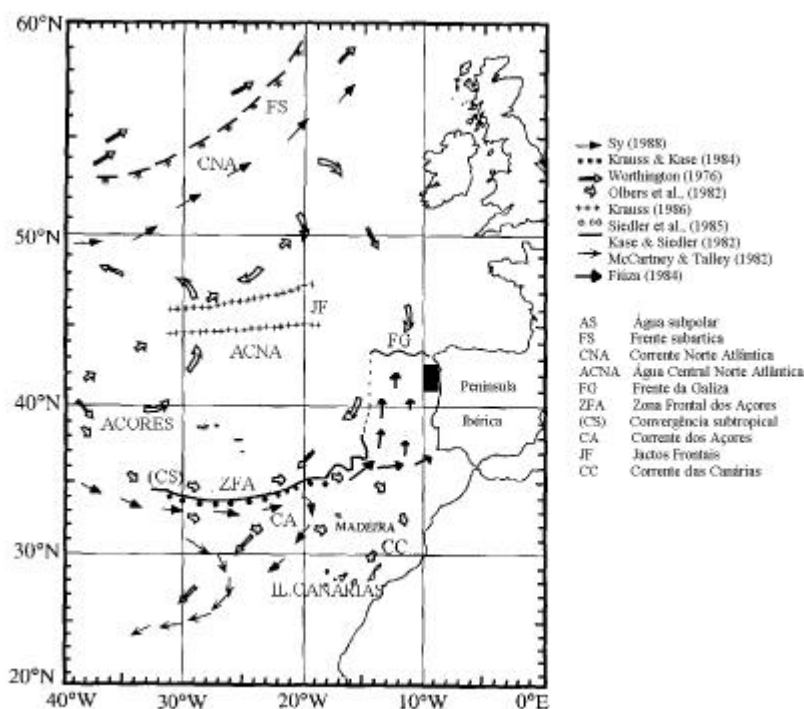


Figura II-7. Mapa da circulação superficial das massas de água, para o Oceano Atlântico NE (adaptado de Broerse, 2000). Área de estudo representada pelo rectângulo a negro.

Fiúza (1984) considera que a ACNA, no sector em estudo, compreende duas componentes principais, com origens distintas, que se subdividem a latitudes da ordem dos 40°N; uma de origem subpolar setentrional, formada por convecção invernal profunda a Norte e NW da Península Ibérica; e uma segunda, meridional, de origem subtropical, que diminui a sua influência para Norte, ao longo da Margem Continental Africana e Ibérica. Caracterizam-se por valores de temperatura e salinidade da ordem dos 8 a 18°C e 32.2 a 36.7, respectivamente, deslocando-se a profundidades médias entre os 100 e os 850m (Saunders, 1982), embora Fiúza (1984) apenas considere a sua influência até profundidades da ordem dos 500m, sob a camada superficial com fortes variações sazonais.

A plataforma continental está geralmente ocupada por uma fina camada superficial (≈200m de espessura), sujeita ao ritmo de escoamento fluvial e ao sistema de interacção

atmosfera/hidrosfera, variável conforme a estação do ano. É dentro dela que, fundamentalmente, se processam os movimentos verticais de *upwelling* e *downwelling*.

4.3.A circulação na plataforma e vertente continental

Na plataforma, a circulação induzida pelos ventos é extremamente importante, podendo influenciar toda a coluna de água, como foi demonstrado por vários autores (Fiúza, 1982a,b; Vitorino 1989, 2000; Silva, 1992).

4.3.1. Padrão de circulação de Inverno

O padrão de circulação no Inverno é muito menos conhecido que o do Verão. Durante o Inverno e Outono, as águas da plataforma, de modo geral, deslocam-se para norte. À superfície, o fluxo para norte, devido à acção de gradientes de densidade e dos ventos de S-SW, é comprovado pelo deslocamento das plumas dos rios nesse sentido (Roteiro da costa Portuguesa, Drago *et al.*, 1998). Contudo, no litoral devido essencialmente à acção da agitação de W, há um escoamento predominante para sul, junto ao fundo (deriva litoral).

Na margem NW Ibérica as observações correntométricas disponíveis concentram-se essencialmente na vertente continental superior, onde se estabelece uma corrente geral para o pólo (Frouin *et al.*, 1990; Haynes & Barton, 1990), atingindo neste período os níveis mais superficiais (Vitorino, 1989). Esta corrente, mais quente ($T=18^{\circ}$ - 19° C, cerca de $1-3^{\circ}$ C mais elevadas que as águas circundantes) e salina ($S=36.0$ a $50m$ e cerca de 0.2 PSU (Practical Salinity Unit) superior às águas oceânicas envolventes), identificada pela primeira vez por Frouin *et al.*, (1990), flui ao longo do vertente e bordo da plataforma continental W Portuguesa, N e NW de Espanha e SW de França. Este fluxo para Norte incorpora Água Central do Atlântico Sul, modificada devido à interacção com outras massas de água, desde a Contracorrente Norte-Equatorial (Barton, 1995). O sector mais profundo deste fluxo incorpora e interage com a Água Mediterrânea Intermédia, circulante entre os 600 e $1500m$ de profundidade (Daniault, *et al.*, 1994).

Utilizando as trajectórias de bóias derivantes Argos que permitem obter a circulação residual da superfície das águas oceânicas, o projecto MORENA (Multidisciplinary Oceanographic Research of the Eastern North Atlantic) identificou claramente na vertente continental, um fluxo meandriforme para norte, com largura de $40-50km$ (fig.II -8A e B). Esta contracorrente quente, particularmente bem representada a norte de 40° N, nos meses de Novembro e Dezembro (1993), apresenta velocidade de deslocação média de $13,5\pm 5,7cm/s$ e temperaturas

de $15 \pm 0,6^\circ\text{C}$, podendo atingir velocidades médias diárias de 33,4cm/s e 40,2 cm/s, na parte norte da Península Ibérica (Martins, 1996).

As bóias lançadas mais ao largo deslocaram-se para sul (fig.II-8 A e B), provavelmente associadas ao fluxo equatorial semi-permanente do ramo externo da corrente de Portugal (Martins, 1996). Este comportamento veio confirmar as observações feitas anteriormente por Haynes & Barton (1990), com 4 bóias lançadas a NW da Ibéria, e Frouin *et al.* (1990).

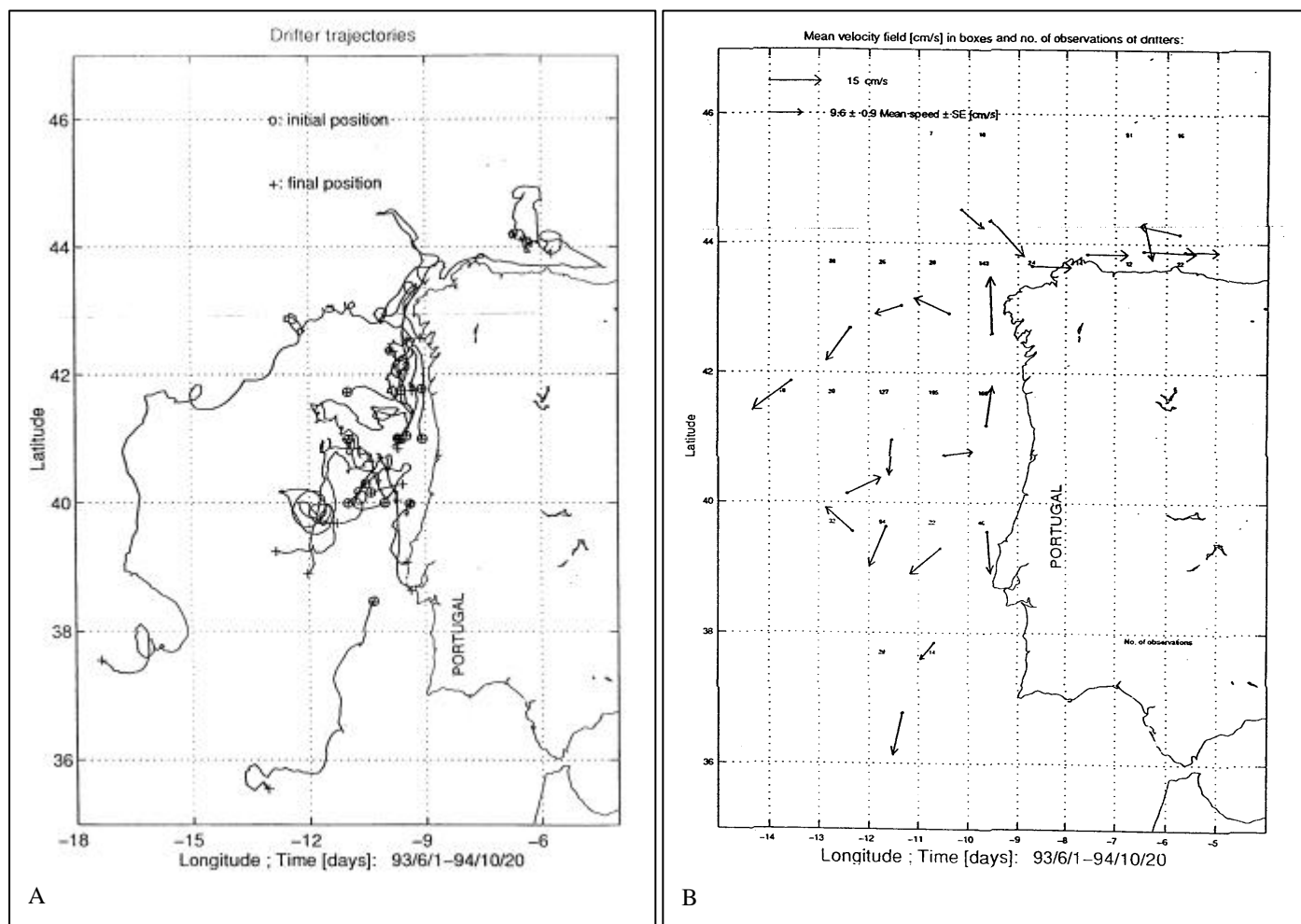


Fig.II-8.A -Trajectória de 16 bóias derivantes WOCE/TOGA (com transmissão via satélite), ao largo da costa NW de Portugal. Estas bóias, colocadas pelo projecto MORENA, no período entre Junho de 1993 e Outubro de 1994 (11 foram colocadas entre Novembro e Maio de 1994) mostram a trajectória da contracorrente quente, mais evidente, a norte do paralelo 40°N. B - Velocidade superficial média das bóias (setas), calculada para uma caixa com área de 2° latitude × 1° longitude. Na área em estudo a velocidade superficial variou entre 2.3 e 33.4 cm/s (retirado de Martins, 1996).

No Outono, as águas oceânicas quentes estendem-se para a plataforma, confinando as plumas dos rios à plataforma interna (Haynes & Barton, 1990). No Inverno, em resultado da perda de calor por insolação e forte mistura associada com os temporais, as águas da plataforma tornam-se homogéneas e a termoclina/picnoclina encontra-se 80-100m de profundidade, interceptando a plataforma externa (Fraga, 1981; Silva, 1993; Fiuza *et al.*, 1998). Neste

período, a única fonte de estratificação é proporcionada pelos rios, sobretudo o rio Douro e Minho (Vitorino, 1989, Silva, 1992).

As trocas entre o regime de plataforma e o regime oceânico encontram-se inibidas pela presença de uma zona frontal que coincide com a fronteira interna da corrente de vertente. A frente meandriza ao longo da vertente continental e estende-se até aos 500m de profundidade, separando as águas mais quentes e salinas da corrente de vertente das águas mais frias e menos salinas da plataforma (Hagen *et al.*, 1993; Silva, 1992; Fiúza *et al.*, 1998).

A ocorrência de eventos de upwelling no regime de Inverno foi referenciado por alguns autores. Silva (1993) descreve um forte período de upwelling que ocorreu em Dezembro de 1988. As condições anteriores a este evento eram típicas de Inverno, com a plataforma homogeneizada. Ao contrário do que se observa no Verão, a água que aflora durante estes eventos localiza-se na plataforma nos níveis mais superficiais da pycnoclina. Estas águas são transportadas para a plataforma interna dentro da camada limite de fundo, por fluxo compensatório dirigido para terra. Desta forma, estas águas têm um papel importante na promoção da re-estratificação da plataforma (Silva, 1993). Vitorino *et al.* (2001) observou vários períodos de upwelling nos Invernos de 1996 (fig. II-10) e de 1998, que forçaram na plataforma média um forte fluxo equatorial (30 cm/s).

Downwelling

O regime de Inverno na margem continental NW Portuguesa é caracterizada por ventos variáveis, com períodos frequentes de ventos do quadrante sul (Fiúza *et al.*, 1982) associados a temporais. Sob estas condições ocorrem períodos de *downwelling*, com a presença na plataforma de um fluxo associado para norte (Vitorino & Coelho 1998; Vitorino *et al.*, 2000).

Nessas situações, o empilhamento de água junto à costa (fig. II-9a) origina a formação de um fluxo descendente, com uma corrente junto ao fundo dirigida para o largo (fig. II-9b). Este padrão de circulação favorece a expansão das águas oceânicas quentes sobre a plataforma e o restabelecimento da estratificação térmica (Vitorino & Coelho, 1998).

Na plataforma média (86m), medições de correntes durante o Inverno de 1996/97 (fig. II-10), revelam em condições de downwelling (ventos fortes de S-SW) com fluxo para os pólos, velocidades de correntes que frequentemente excedem os 20 cm/s (Vitorino *et al.*, 2001).

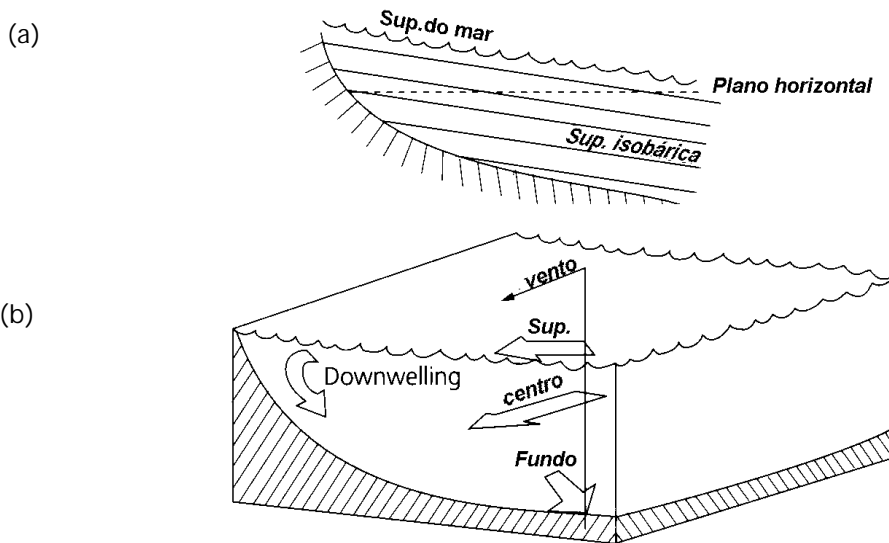


Fig.II-9. Evolução de uma corrente geostrófica na plataforma continental, em resultado de um gradiente de pressão produzido na costa (a) Corte na plataforma continental, que mostra a superfície de inclinação das isobáricas e o declive da superfície da água. (b) Visão tridimensional do downwelling, com as diferentes orientações do stress do vento, corrente de Eckman de superfície, corrente de fundo e corrente geostrófica central (in Allen, 1997).

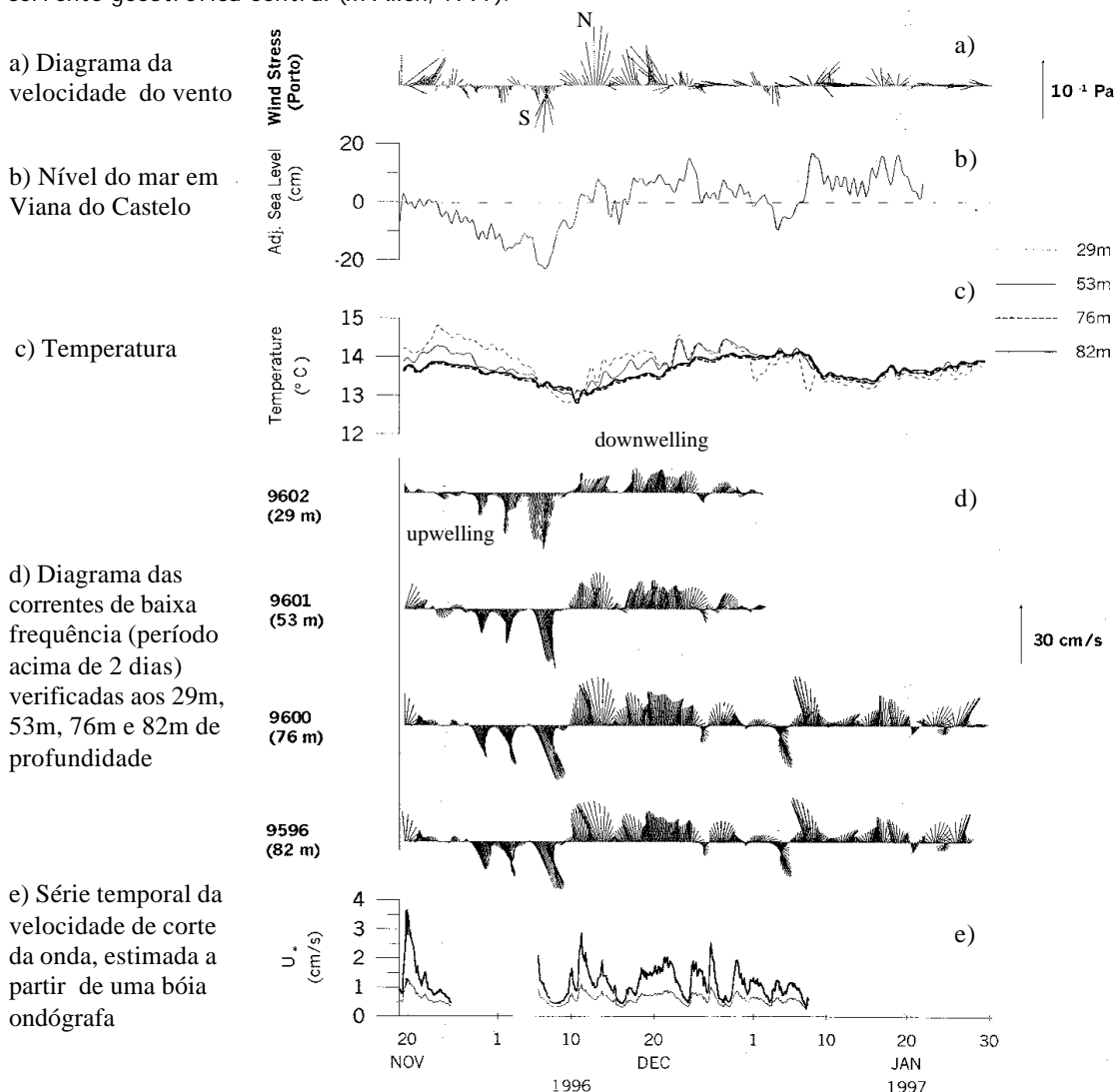


Figura II-10. Observações realizadas no Inverno (Novembro 96-Janeiro97) (Vitorino et al., 2001).

4.3.2. Padrão de circulação de verão:

Na plataforma continental, no Verão e Primavera foi assinalada à superfície uma corrente geral para sul, mas no bordo da plataforma e em profundidade continua a existir a contracorrente quente para norte. Esta corrente subsuperficial que se desloca sobre a Água do Mediterrâneo tem um papel importante nas áreas de influência do upwelling (referido no ponto seguinte). Verificou-se que funciona como uma corrente de contorno, sendo intensificada no final da estação de afloramento, deslocando-se o seu núcleo para um nível mais superficial (Vitorino, 1989).

Upwelling

O *upwelling* é um dos principais processos que determinam as características oceanográficas das águas costeiras em Portugal (Fiúza *et al.*, 1982), sobretudo entre Maio e Outubro, podendo também ocorrer, embora menos intenso, em Dezembro e Janeiro. A sua formação é induzida por ventos locais persistentes de norte e noroeste, trazendo para a superfície águas oriundas dos 120-150m de profundidade (Fiúza, 1982; Fraga, 1989; Vitorino, 1989) correspondentes ao ramo subtropical da Água Central Nordeste Atlântica (Fiúza, 1982) e portanto mais frias e ricas em sais nutritivos. Caracteriza-se por um escoamento equatorial ao longo de toda a coluna de água, observando-se nos primeiros 30m um escoamento para o largo, compensado por um fluxo de sentido contrário (para terra) a níveis inferiores, mais intenso perto do fundo (fig. I I -11a e b).

Durante a primeira fase da estação de upwelling (Maio-Junho), em resposta a ventos de N-NW, forma-se uma banda uniforme de águas frias ao longo da costa que se estende 30-50 km para o largo (Fiúza, 1983). Ao longo desta região, observam-se pequenos filamentos com cerca de 20-30 km de extensão (Haynes *et al.*, 1993). Nesta fase, a subida das isopícnicas encontra-se confinada à região da plataforma interna e aos primeiros 20-30m da coluna de água, sendo destruída pelo enfraquecimento ou inversão dos ventos locais (Silva, 1992). Quando as condições de upwelling estão completamente desenvolvidas, as isopícnicas acima da plataforma e vertente continental superior sobem desde os 200m de profundidade até à superfície (Silva, 1992). Embora aos níveis superficiais (20-30m) a inclinação das isopícnicas possa sofrer modificações rápidas em resposta aos ventos, abaixo deste nível permanece inalterada até ao fim da estação de upwelling (Setembro-Outubro).

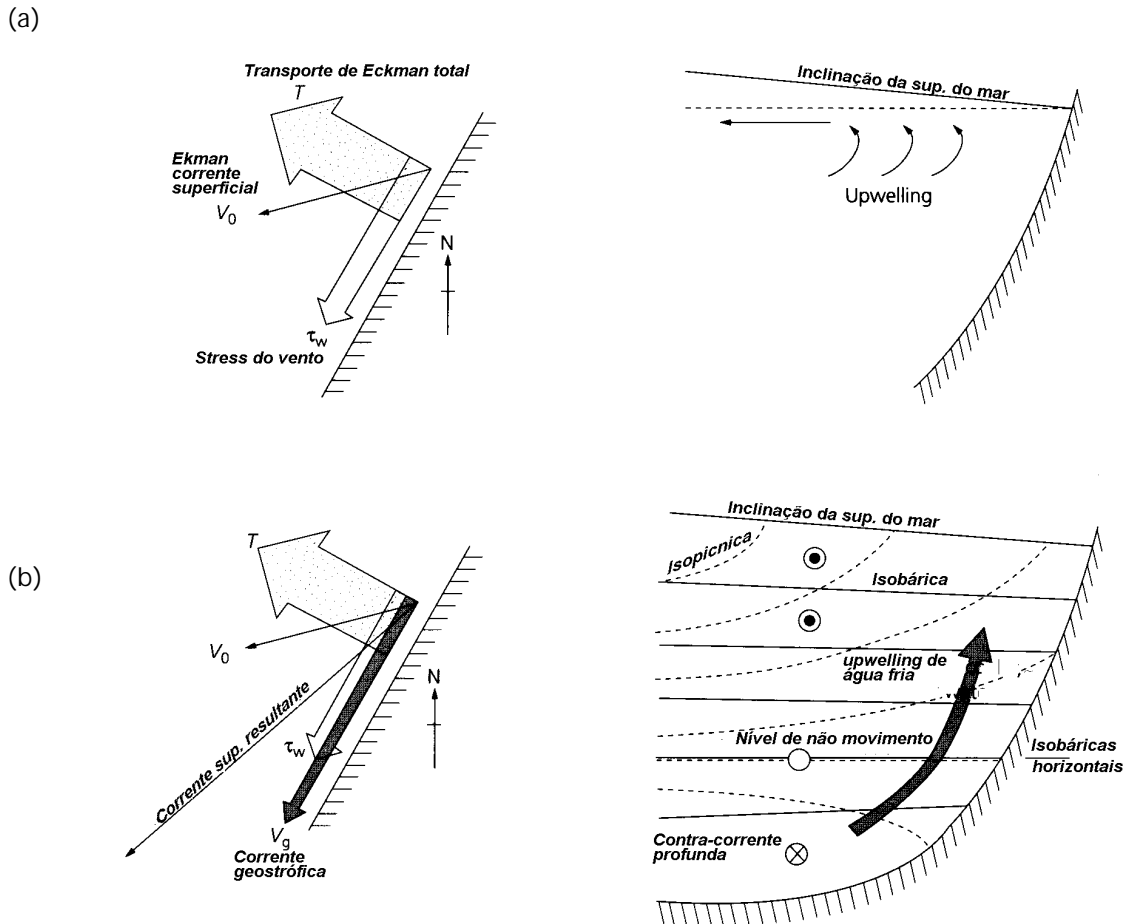


Fig.II-11. Upwelling forçado pelo efeito de Ekman, no hemisfério norte (lado leste do oceano), com direcção predominante do vento paralelo à costa. (a) O transporte de Ekman total leva a água para o largo, causando afloramento e um abaixamento da superfície da água, em direcção à costa. (b) A subida de águas frias, mais densas provoca um campo baroclínico, tendo como resultado um escoamento geostrófico para sul, ao nível superficial (para fora da página), um nível onde não há movimento (velocidade geostrófica de zero) e uma contracorrente profunda, para norte (para dentro da página). A corrente superficial resultante continua a favorecer o upwelling (*in* Allen, 1997).

Este processo, associado a uma elevada produtividade biológica, é observado em dias de vento forte até distâncias da ordem de 200km da costa (Fiúza, 1984). Imagens de satélite da Margem Ibérica mostram zonas de água aflorada que se estende para o largo em filamentos, associados com a morfologia da costa (cabos). Estes filamentos aumentam as trocas plataforma-oceano na medida em que prolongam a interface entre diferentes tipos de massas de água (Huthnance, 1991, 1995). O afloramento costeiro estival e os filamentos associados tendem a aparecer todos os anos nos mesmos locais (Haynes *et. al.*, 1993). O filamento mais a norte desenvolve-se na região do cabo da Finisterra, um segundo ocorre próximo de 41.8°N aparecendo mais 4 a sul, separados por uma distância aproximada de 200 km (Haynes *et. al.*, 1993). Durante o Inverno os filamentos são escassos e pouco significativos.

Na plataforma norte Portuguesa as medições de correntes são escassas. Na plataforma média (105m) ao largo de Aveiro, Hagen *et al.*, (1993) observaram, entre Março e Abril de 1991, um fluxo médio barotrópico para sul, de cerca de 2cm/s. Mais a norte (41°28'N), também na plataforma média (100m), mas em Setembro de 1986, Haynes & Barton (1990) referem um fluxo equatorial médio (≈ 20 cm/s) aos 30m de profundidade e por baixo um fluxo fraco para o pólo (1 cm/s). Na vertente superior, a 200m de profundidade, foi observado um fluxo médio para o pólo, com correntes máximas de 20 cm/s (Haynes & Barton, 1990).

Vitorino (1989) e Silva (1992) exploraram as medições de correntes obtidas por três amarrações de correntómetros ao longo de uma secção (41° 05'N), no período de Maio a Outubro de 1987, observando que:

- Durante as condições de afloramento as correntes médias sobre a plataforma são fracas (Tabela II-5). O fluxo residual é essencialmente caracterizado por grande variabilidade diária (5-15 dias), associada a períodos de intensificação ou relaxação dos ventos de N e NW. A componente longitudinal caracteriza-se por valores muito baixos e variáveis com escoamento para sul à superfície, e a transversal por um escoamento dirigido para a costa no nível mais superficial (36 e 42m) e um escoamento muito fraco nos níveis inferiores que poderá traduzir uma importância crescente do atrito de fundo (Tabela II-5). Durante o período de ventos fortes de upwelling foi observada na plataforma média (100m) uma corrente média barotrópica equatorial (~ 3 cm/s).
- Pelo contrário, na vertente superior, a persistência do upwelling, constrói à superfície uma corrente média baroclínica (120-170m de espessura), com fluxo equatorial (3-5 cm/s), estando a contracorrente para norte estabelecida a níveis inferiores (5-8 cm/s). Com a transição para ventos de sul (Outubro), o fluxo equatorial à superfície enfraquece e a corrente para o pólo da vertente torna-se mais superficial (~ 12 cm/s a 170m) e ocupa toda a coluna de água, chegando a atingir a plataforma média (~ 5 cm/s) (Vitorino, 1989).
- No nível mais superficial (20-30m), o upwelling favorece a expansão até ao bordo da plataforma de águas menos salinas (provenientes dos rios).

Tabela II-5. Valores médios mensais da componentes residual da corrente, medidas durante o verão e outono de 1987 (adaptado de Vitorino, 1999). Valores positivos indicam escoamento para norte e este e negativos escoamento par sul e oeste.

	Localização	Prof. (m)	E-W u (cm/s)					N-S v (cm/s)				
			11/5 15/6	15/6 15/7	15/7 15/8	15/8 15/9	15/9 14/10	11/5 15/6	15/6 15/7	15/7 15/8	15/8 15/9	15/9 14/10
Plataforma interna (39m) A	41°04.2'N 08°48.4'W	36	0.7	0.51				-2.22	-1.91			
Plataforma média (103m) B	41°05.3'N 09°03.5'W	46	1.05	2.16	0.60	0.62	2.54	-3.12	-0.19	0.97	0.39	5.01
		73	0.32	0.60	0.34	-0.11	0.14	-2.93	0.83	1.58	1.12	5.39
		100	-0.18	-0.05	0.04	-0.16	-0.63	-2.48	0.56	0.06	-0.25	1.70
Vertente superior (302m) C	41° 05.9'N 09°20.2'W	38	0.63	-0.68	1.24	2.05	1.80	-3.04	-4.67	-1.02	-1.38	2.22
		119	0.62	0.58	2.46	3.04	4.46	-0.33	-1.10	2.31	3.30	7.97
		171	1.68	2.00	3.54	4.77	6.13	1.02	1.85	4.03	6.20	10.93
		282	-1.70	-0.27	-1.29	0.83	0.68	3.82	5.90	5.71	8.37	8.34

4.3.3. Corrente de Maré

A plataforma continental minhota está sujeita a um regime de marés semi-diurno de amplitude meso a macrotidal (3.5 a 4m). O efeito da corrente de maré como agente dinâmico é pouco conhecido, existindo poucas medições e geralmente muito pontuais.

O seu efeito é mais evidente junto à desembocadura dos rios, tendo sido registados valores extremos de 67-78 cm/s (Ribeiro *et al.*, 1988).

Vitorino & Coelho (1998) descrevem sucintamente as características da maré na plataforma estudada:

- No verão (1987), os movimentos devido à maré são responsáveis por parte significativa das variações nas correntes tanto na plataforma como no bordo. A contribuição dominante vem da componente lunar, M_2 (12h25m), com uma segunda contribuição da componente solar, S_2 (12h). Junto ao bordo da plataforma, as elipses de maré (fig.II-12), estão polarizadas segundo a direcção da topografia local, excepto na proximidade do fundo onde a variabilidade da corrente é bastante isotrópica. Sobre a plataforma, pelo contrário, a maré exibe uma estrutura barotrópica (a densidade da água só depende da profundidade). Na plataforma média (103m), a elipse de maré encontra-se polarizada segundo a direcção da linha de ruptura do bordo e, na plataforma interna (39m), dispõe-se perpendicularmente à isóbata local. Em ambos os casos a maré origina importantes movimentos transversais. Na fig. II-12, é visível uma diminuição da intensidade da corrente de maré do bordo para a plataforma interna (o eixo máximo da elipse passa de mais de 15 cm/s para menos de 9 cm/s).

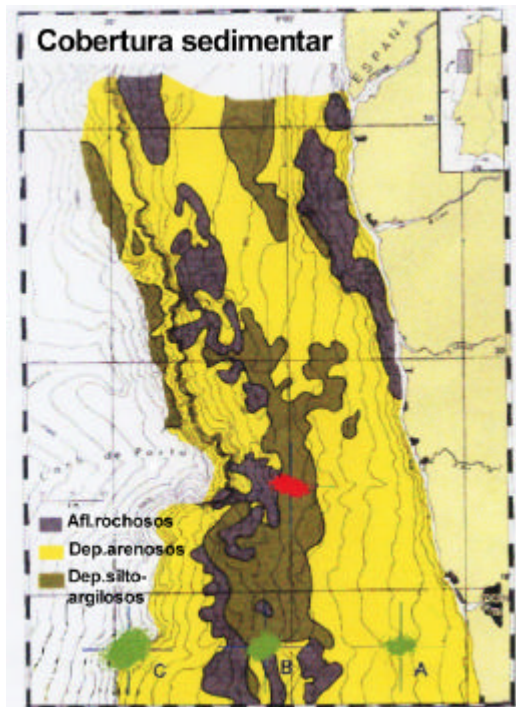


Fig.II-12. Elipses de maré obtidas por Vitorino, (1999), durante o inverno (vermelho) e verão (verde). Localização dos correntómetros na Tabela II-5. Cobertura sedimentar adaptada de Rodrigues *et al.*, 1991.

- No Inverno, a amarração colocada sobre o depósito silto-argiloso do Douro (80m) apresenta um elipse de maré orientada transversalmente às isóbatas (orientação muito aproximada ao eixo do canhão submarino do Porto), com magnitudes da ordem dos 5-10cm/s (Vitorino *et al.*, 1999) e com intensificação das correntes perto do fundo. Esta orientação da elipse de maré sugere um importante papel deste canhão nos movimentos transversais das partículas.

4.3.4. Ondas internas

Ocorrem na plataforma e vertente continental com um largo espectro de amplitudes e períodos. Os mecanismos de geração das ondas internas não são ainda completamente conhecidos, embora seja amplamente aceite que o seu desenvolvimento pode ocorrer na zona de interface entre duas massas de água de densidade diferente ou na zona de contínua variação vertical de densidades.

No modelo de duas camadas, quando uma termoclina sazonal forte separa camadas de águas praticamente homogéneas, as ondas internas podem gerar-se por forçamento da maré na vertical, por cima de topografias acentuadas, que deslocam a termoclina e geram ondas internas com o período da maré. Este processo é conhecido como interacção maré-topografia. As ondas internas com período tidal propagam-se a partir da zona de geração, em ambas as direcções (para fora e dentro da plataforma), ao longo da termoclina (Baines, 1982).

As ondas internas que resultam da interacção da maré com a topografia podem promover episódios de mistura no interior da coluna de água, com subida de águas frias, provenientes de profundidades abaixo da termoclina. Estas águas, ricas em nutrientes, promovem à superfície um ambiente favorável ao crescimento do fitoplâncton (blooms), como foi descrito, para a plataforma escocesa (Sandstrom & Elliott, 1984), Baía de Monterey, Califórnia (Shea & Broenkow, 1982) e Golfo da Biscaia (New & Pingree, 1990), entre outras áreas.

O efeito da topografia nas ondas internas pode ser observado nos canhões submarinos (Shepard, 1976; Hotchkiss & Wunsch, 1982). A presença de um canhão na plataforma é sempre um possível gerador de marés internas através dos fluxos barotrópicos que ocorrem ao longo da plataforma (Hutnance, 1989). As marés internas são geradas na orla do canhão (assim como ao longo da vertente continental) ou, então, sendo provenientes do oceano profundo ou da plataforma, são com frequência aí aprisionadas. No geral, o efeito da maré depende da sua intensidade à superfície e do comprimento e inclinação das paredes do canhão. No interior do canhão a magnitude das ondas internas depende inversamente da sua área transversal (Hotchkiss & Wunsch, 1982).

Em período de Verão, no qual ocorre o fenómeno de upwelling, Jeans & Sherwin (*submetido*) observaram ondas internas na plataforma externa e vertente continental norte portuguesa (frente ao rio Douro), com amplitudes típicas de cerca de 35m e largura de 150m. Estas ondas, associadas com a maré interna (ocorrem em cada ciclo de maré semi-diurno), propagam-se para terra com uma velocidade de fase constante de 0,57m/s (profundidade de 100-160m). Quando à origem destas ondas, as observações de Jeans & Sherwin (*submetido*) sugerem uma formação local na vertente continental pelo efeito da maré semi-diurna. Contudo, a amplitude destas ondas é demasiado elevada para ser explicada em termos de corrente de maré (movimentos transversais), sendo possível que os aspectos tridimensionais da topografia (canhão do Porto) e o regime tidal também estejam envolvidos (Jeans & Sherwin, *submetido*).

Existem diversos indicadores de que as ondas internas podem induzir transporte sedimentar. Drake & Cacchione (1986) reportam a movimentação e colocação de sedimentos em suspensão, com a diminuição da profundidade (em direcção à costa) possivelmente quando as ondas internas rebentam, de acordo com dados experimentais e cálculos teóricos.

A observação de níveis nefelóides a profundidades elevadas (600m) foi também associada com o aumento da actividade das ondas internas (Dickson & McCave, 1986). Na vertente continental do Banco de Porcupine depois da ocorrência de upwelling de águas frias, induzido por ventos de Norte, foi detectado o aumento da actividade das ondas internas, com a

presença de uma camada turbida de fundo em associação com temperaturas baixas e incremento da estratificação.

Perto da cabeceira do canhão submarino de Hudson, a acumulação da energia das ondas internas produz zonas com sedimentos granulometricamente diferentes, podendo a energia do movimento da água misturada com silte erodir as paredes do canhão (Hotchkiss & Wunsch, 1982).

4.4. Ressuspensão e remobilização de sedimentos finos na plataforma continental a norte de 41°N

O movimento das partículas efectua-se sob a acção conjugada da onda e das correntes. A onda provoca a oscilação momentânea das partículas. A posterior actuação das correntes fracas que se fazem sentir perto do fundo é suficiente para o transporte de sedimentos a curtas distâncias. A massa de material deslocado nestas ocasiões é baixa, mas a repetição destes episódios ao longo dos anos favorece o movimento das partículas. Durante os eventos extremos (temporais) que ocorrem menos de 13 dias num ano (Vitorino *et al.*, 2000) é que se verifica incremento do fluxo geral de sedimentos. No oceano, pensa-se que 90% do transporte sedimentar ocorre durante estes eventos esporádicos.

Na plataforma continental portuguesa, os aspectos teóricos da remobilização e ressuspensão foram abordados por Dias (1987) e Taborda (1993, 1999). As observações *in situ* de correntes são escassas e pontuais sem séries temporais longas, tendo sido apresentadas essencialmente por Vitorino (1989, 1999, 2000) e Silva (1992).

Na plataforma Atlântica e em especial a norte de 41°N, a resuspensão é na sua maior parte provocada pela onda. Com efeito, na zona em que as correntes de maré são mais elevadas, como na desembocadura dos rios, a sua acção sobre os sedimentos de fundo limita-se aos 20m de profundidade. Quando a profundidade aumenta, a acção da corrente de maré complementa a da onda.

As velocidades necessárias para remobilizar partículas com diâmetros situados entre o silte grosseiro e a areia média (Tabela II-6) estão compreendidas entre os 17 e 29 cm/s (Dyer, 1986), valores que são compatíveis com as velocidades da corrente total medidas na plataforma norte portuguesa, que variam entre 17.2 e 25.8 cm/s (Silva, 1992), ligeiramente superiores aos das correntes teóricas da maré (14-17 cm/s) (Dias, 1987). Segundo Taborda

(1993), o movimento da areia deve-se em grande parte à acção remobilizadora da onda, sendo depois transportada pelas correntes de maré.

Tabela II-6. Velocidade de correntes teóricas necessárias à remobilização de areia muito fina a média (Dyer, 1986).

Diâmetro	Veloc. de correntes teóricas necessárias à remobilização
63µm (silte grosseiro-areia muito fina)	17 cm/s (1m do fundo)
	19 cm/s (3m do fundo)
125µm (areia fina)	22 cm/s (1m do fundo)
	25 cm/s (3m do fundo)
250µm (areia fina a média)	26 cm/s (1m do fundo)
	29 cm/s (3m do fundo)

4.4.1. Cálculo da velocidade orbital da onda no fundo

Conhecendo os parâmetros característicos da onda na zona de estudo, pode calcula-se a velocidade orbital máxima no fundo (U_0) para diversas profundidades, utilizando a fórmula de Lamb (1945):

$$U_0 = \frac{\pi H}{T} \sinh \frac{2\pi h}{L}$$

H: amplitude da onda

T: período da onda

h: profundidade

L: comprimento de onda

Conhecendo U_0 , pode calcular-se a velocidade de corte U^* , para a onda dada por:

$$U^* = (8 \gamma U_0^2 / \pi T)^{1/4}$$

γ : viscosidade cinemática da água

Na área do depósito silto-argiloso do Douro (86m de profundidade), foram determinadas velocidades orbitais no fundo utilizando dados de uma bóia direccional (período observacional compreendido entre 1 de Julho de 1996 e 30 de Junho de 1999) (Vitorino *et al.*, 2001). Estes autores verificaram que, no Verão, a velocidade orbital só em raras ocasiões excede os 10 cm/s sendo a correspondente velocidade de corte abaixo de 1 cm/s (em Agosto 92 % das observações correspondem a velocidades de corte da onda abaixo de 1 cm/s). A velocidade de corte crítica foi estimada em 0.7 cm/s (Vitorino *et al.*, 2001). Jouanneau (1998), utilizando o ábaco de Castaing (1981), estimou o valor de velocidade de corte crítica de remobilização dos sedimentos deste depósito (maioritariamente siltosos com conteúdo baixo de argila) em cerca de 1 cm/s. Assim, ambas as estimativas apontam para um reduzido efeito da onda nos sedimentos da plataforma média em resultado das condições de baixa energia prevalecentes no Verão.

Durante o Inverno, que corresponde a um período energético, a velocidade orbital no fundo associada com ondas de NW e SW frequentemente excede os 20 cm/s. A velocidade de corte correspondente é cerca de 1 cm/s, chegando em alguns casos a 2 cm/s. Em temporais (altura significativa da onda superior a 5m e períodos de 10s) a velocidade orbital é superior a 35 cm/s e a velocidade de corte crítica excede os 3.5 cm/s. Como se mostra no capítulo IV, estas condições críticas promovem a resuspensão dos sedimentos finos da plataforma e incrementam o transporte sedimentar (alimentam as camadas nefelóides de fundo), que se dá maioritariamente nestas condições.