



ESCOLA NAVAL

talantoe  biẽfaire



Emanuel da Costa Dias

A circulação oceânica costeira de Portugal

**Dissertação para obtenção do grau de Mestre em Ciências Militares Navais, na
especialidade de Marinha**



Alfeite

2015



ESCOLA NAVAL

ta sãnto de bñ fãire



Emanuel da Costa Dias

A circulação oceânica costeira de Portugal

**Dissertação para obtenção do grau de Mestre em Ciências Militares Navais, na
especialidade de Marinha**

Orientação de: 817173 CMG Carlos Lopes da Costa

O Aluno Mestrando,

O Orientador,

Alfeite

2015

Epígrafe

“O reforço da soberania nacional, a aquisição do conhecimento, a garantia de um desenvolvimento sustentável e a proteção do meio marinho constituem, de um modo articulado, os pilares de uma moderna visão sobre os oceanos. É nesta perspetiva que se pode afirmar que a oceanografia, como fonte de conhecimento dos oceanos, pode e deve ser um instrumento de afirmação e de reforço da soberania nacional, auxiliando fortemente as políticas públicas para o mar.

A operacionalização de projetos de natureza estruturante no domínio da oceanografia, tendo sempre como objetivo a promoção e a defesa ativa dos interesses nacionais, permitirá reforçar a soberania nacional sobre a maior ZEE de um país integrado na União Europeia.”

José Augusto Brito, ex-Director-geral do Instituto Hidrográfico da Marinha (2006)

Página deixada
propositadamente em branco

Dedicatória

"All that I am, or hope to be, I owe to my angel mother."

Abraham Lincoln

Página deixada
propositadamente em branco

Agradecimentos

Em primeiro lugar, quero expressar o meu especial agradecimento ao Comandante Lopes da Costa, orientador da tese, pela sua disponibilidade e incansável apoio durante a realização deste trabalho, e pelos seus importantes conhecimentos transmitidos.

Ao Comando e guarnição do NRP *Vasco da Gama*, unidade de estágio de embarque, gostaria de expressar o meu reconhecimento e gratidão pelo aconselhamento e contributo prestados para a realização da presente dissertação.

Por último, aos camaradas do curso Vice-Almirante Mendes Cabeçadas Júnior, agradeço o incondicional e mútuo apoio para o término deste trabalho.

Página deixada
propositadamente em branco

Resumo

O presente trabalho é focado no estudo dos processos que ocorrem ao longo da Costa Portuguesa. Este estudo consistiu na análise e comparação de diversos artigos e trabalhos de interesse, por forma a realizar uma revisão mais pormenorizada sobre o estado da arte do conhecimento da oceanografia física da região.

De modo geral, várias análises apoiam a ideia de que os processos de mesoescala, sobrepostos à variação em maiores escalas, são o fator principal responsável pelo funcionamento do ecossistema da região oeste e sudoeste da península Ibérica. As últimas pesquisas revelam uma estrutura complexa na plataforma e talude continentais de correntes costeiras que interagem com *eddies*, plumas, filamentos e frentes de *upwelling*, perturbações na camada superficial de correntes subsuperficiais e ondas internas. Todas estas contribuem, de diferentes formas, para surtir um efeito sobre o ecossistema. A suposta circulação de inverno menos suscetível a variações apresenta também uma significativa atividade de mesoescala, na forma de escoamentos associados a *eddies* da Corrente da Vertente, fenómenos intermitentes de *upwelling* e de fluxos em direção ao polo, junto a costa.

O atual conhecimento incompleto deste complexo sistema peca por continuar a apresentar um grande número de questões e desafios que devem ser abordadas se quisermos chegar a uma melhor compreensão e capacidade de previsão para o funcionamento oceanográfico da Costa Portuguesa.

Palavras-chave: península Ibérica, Corrente da Vertente, mesoescala, *upwelling* e circulação na plataforma interna.

Página deixada
propositadamente em branco

Abstract

The present work is focused on the study of the recognized processes along the Portuguese Coast. This study consisted on the analysis and comparison of various articles and papers of interest, in order to realize a more detailed review about the state of art of the region physical oceanography knowledge.

In general, several analyzes support the idea that the mesoscale processes, superimposed on the larger scale variability, are the major factor controlling the ecosystem functioning in the Western Iberian Peninsula. A complex structure alongshore the slope and shelf, and coastal currents that interact with eddies, buoyant plumes, upwelling filaments and fronts, surface layer expressions of the subsurface circulation and internal waves is revealed by the latest research. All of these contribute, in different ways, to have an effect on the ecosystem. The supposedly less variable winter circulation also exhibits significant mesoscale activity, in the form of eddy shedding from the poleward slope current, intermittent upwelling events and transient nearshore poleward flows.

The present, still incomplete knowledge, of this complex system presents a number of challenges and questions that must be addressed if we are to arrive at a satisfactory understanding and predictive capability for the oceanographic functioning of the Portuguese Coast.

Key-words: Iberian peninsula, poleward slope current, mesoscale, upwelling and inner-shelf circulation.

Página deixada
propositadamente em branco

Índice

Epígrafe	v
Dedicatória.....	vii
Agradecimentos	ix
Resumo	xi
<i>Abstract</i>	xiii
Lista de figuras	xvii
Lista de abreviaturas, siglas e acrónimos	xix
1. Introdução.....	1
1.1. Pertinência do tema.....	1
1.2. Âmbito e objetivo da dissertação.....	4
1.3. Enquadramento geral	5
1.4. Estrutura da dissertação	10
2. Enquadramento teórico.....	11
2.1. Teoria de Ekman para a corrente de vento.....	11
2.1.1. Para <i>upwelling</i> costeiro	11
2.1.2. Para <i>downwelling</i> costeiro.....	14
2.2. Teoria para circulação no oceano superior	15
2.2.1 Para a Corrente da Vertente	15
2.2.2. Para a Corrente da Vertente por influxo da água mediterrânica	17
3. Caracterização oceanográfica da Costa de Portugal.....	19
3.1. Padrões de circulação de inverno.....	19
3.1.1. Corrente da Vertente	19
3.1.2. Correntes forçadas pelo vento sobre a plataforma	24
3.2. Afloramento costeiro e fenómenos associados	25

3.3. Circulação na plataforma interior	31
3.3.1. Contracorrente costeira	32
3.3.2. Influência do escoamento terrestre.....	35
3.4. Escoamento do Mediterrâneo	37
Conclusão	41
Bibliografia.....	45

Lista de figuras

- Figura 1** - Geografia do ecossistema oeste da península Ibérica, apresentando as características principais referidas no texto. De norte para sul: CO, cabo Ortegal; CF, cabo Finisterra; OC, canhão do Porto; AC, canhão de Aveiro; NC, canhão da Nazaré; CC, cabo Carvoeiro; CR, cabo da Roca; CE, cabo Espichel; SB, baía de Setúbal; CS, cabo de Sines; CSV, cabo de São Vicente; PC, canhão de Portimão; CSM, cabo de Santa Maria..... 6
- Figura 2** – Estrutura da camada de Ekman superficial. Este esquema é válido para o hemisfério norte, onde a deflexão devido ao efeito de Coriolis ocorre para a direita do vector do vento. O processo inverso ocorre para o hemisfério sul..... 12
- Figura 3** – Esquema para a Corrente da Vertente na margem continental a leste da bacia oceânica subtropical no hemisfério norte. 16
- Figura 4** - Mapa satélite SST de 29-jul-2003. Contornos sólidos indicam a localização das frentes térmicas. A linha a azul claro representa a batimétrica dos 200 m. As áreas de terra e nuvens são representadas a branco. 27
- Figura 5** – SST média de verão (entre junho a setembro de 2001 a 2005). A linha a azul claro representa a batimétrica dos 200 m. 29
- Figura 6** - Probabilidade frontal para o sudoeste da PI. A linha a tracejado representa a batimétrica dos 200 m. 31
- Figura 7** - Imagens satélite SST demonstrando contracorrentes quentes junto a costa observadas ao longo da península ocidental durante a época de *upwelling*. Em cima - progressão ao longo sudoeste da península, contornando o cabo São Vicente seguindo a relação do vento. As setas representam o vento de 24h anterior à captura da imagem nas estações costeiras e na boia do golfo de Cádiz (adaptado de Sanchez, 2005). Em baixo à esquerda - imagem de 27 de setembro de 1986 na Galiza, com faixas sobrepostas (linhas brancas), demonstrando uma corrente de vertente junto e afastado das "línguas" quentes (adaptado de Sordo *et al.*, 2001). Em baixo à direita - conjunto de mais de uma semana no início de junho de 1997 com 4 km de resolução, apresentando um padrão similar ao de setembro de 1986 (adaptado de Torres e Barton, 2007). 34

Página deixada
propositadamente em branco

Lista de abreviaturas, siglas e acrónimos

CC	Corrente das Canárias
CNUDM	Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar
EBC	<i>Eastern Boundary Currents</i>
EMEPC	Estrutura de Missão para a Extensão da Plataforma Continental
ENACW	<i>Eastern North Atlantic Central Water</i>
IPCC	<i>Intergovernmental Pannel for Climate Change</i>
MO	<i>Mediterranean Outflow</i>
NCCS	<i>Northern Canary Current System</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
PI	Península Ibérica
SST	<i>Sea Surface Temperature</i>
Sv	Sverdrups
SWODDIES	<i>Slope Water Oceanic eDIIES</i>
UE	União Europeia
ups	unidade prática de salinidade
WIBP	<i>Western Iberian Buoyant Plume</i>
ZEE	Zona Económica Exclusiva

Página deixada
propositadamente em branco

1. Introdução

1.1. Pertinência do tema

Portugal, país com longa tradição marítima, tem também, atualmente, múltiplas razões (políticas, económicas, sociais e científicas) para continuar a considerar o mar como sector prioritário. Como só se pode exercer soberania plena sobre o território que se conhece, tal como só se pode gerir convenientemente o que se conhece, as ciências marinhas, e mais especificamente a Oceanografia¹, pela importância de que se revestem, têm que constituir, em Portugal, domínio prioritário.

Já no século XVIII os ingleses, potência marítima dominante, perceberam que aumentando o seu conhecimento científico dos oceanos ajudaria a manter a sua superioridade marítima na época. Como exemplo, o comandante James Cook (1728-1779), navegador e explorador inglês, comandou três expedições científicas a bordo dos navios *Endeavour*, *Resolution* e *Adventure*, as quais em muito vieram a acrescentar para o atual conhecimento dos oceanos². Séculos antes, os portugueses também haviam tirado proveito da superioridade científica e tecnológica para o grande empreendimento dos Descobrimentos, ligando os povos e culturas dos vários continentes.

Nos parágrafos seguintes expõem-se, sem qualquer preocupação de ordem de importância, e sem tentar ser minimamente exaustivo, algumas das razões pelo qual o mar e, conseqüentemente, o estudo do mar, é importante para Portugal.

É apenas na sequência da Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (CNUDM), adotada em 1982, que algo de significativo acontece no campo da soberania do mar, onde foi definida para Portugal uma Zona Económica Exclusiva (ZEE) com 200 milhas marítimas de largura a partir das linhas de base e que está sob sua jurisdição. Constituída por três sectores (Portugal Continental, Arquipélago da Madeira e Arquipélago dos Açores), esta é a ZEE mais extensa da União Europeia (UE), conferindo ao país especiais responsabilidades sobre grande parte do Atlântico Nordeste. Por exemplo, a extensa ZEE portuguesa é rota de passagem obrigatória da maior parte do

¹ Pickard e Emery (1990) identificaram como o objetivo primário da Oceanografia “o de obter uma descrição sistemática e clara dos oceanos, suficientemente quantitativa, de modo a ser possível prever o seu comportamento no futuro, com alguma certeza”.

² Adaptado de Trujillo e Thurman (2014).

tráfego marítimo de e para o Norte da Europa. Citando Alveirinho Dias (2003), navegam diariamente, em média, cerca de 200 navios, o que responsabiliza o país em termos da segurança da navegação, bem como na prevenção e combate à poluição marinha. É também de referir que a margem continental portuguesa é das únicas margens europeias com características oceânicas. Por esta razão, e com frequência, os testes e experiências de equipamentos oceanográficos concebidos para operarem a grandes profundidades, desenvolvidos pelos países europeus tecnologicamente mais desenvolvidos (França, Alemanha, Reino Unido), são efetuados na ZEE portuguesa, onde os locais de operação se localizam a pequena distância de instalações portuárias. Como se mencionou atrás, para exercer completa soberania e para bem gerir tão vasta área, é imperativo que se tenha um conhecimento tão aperfeiçoado quanto possível das características oceanográficas da área de jurisdição portuguesa.

A pesca constitui em Portugal uma importante fonte de subsistência e desenvolvimento para as comunidades costeiras e ribeirinhas. Quer devido à drástica diminuição das populações de muitas das espécies com valor comercial, quer para enfrentar a forte concorrência de outros países da UE, ou mesmo a nível nacional, ter um aproveitamento racional e gestão dos recursos naturais, é da máxima importância que se adquira um mais amplo conhecimento sobre as características oceanográficas da ZEE portuguesa³.

O oceano é, também, fonte de energia praticamente inesgotável. Durante os tempos históricos, a energia das marés foi intensamente aproveitada através, por exemplo, dos moinhos de maré. Hoje em dia, dado que Portugal depende em praticamente 90% de combustíveis fósseis (Castanheira e Silva, 1999), é da maior importância aproveitar a “energia oceânica”, sendo que esta se trata de energia “limpa” e renovável. Com efeito, no que respeita à agitação marítima, o litoral português é de alta rentabilidade, no entanto, o aproveitamento destas energias alternativas está dependente de um aprofundado conhecimento do meio marinho.

³ Adaptado de Castanheira e Silva (1999).

De acordo com dados atuais⁴, é aceite pela generalidade da comunidade científica que está em curso uma alteração climática global. Essa alteração é induzida, principalmente, pela ação humana, nomeadamente pela queima de combustíveis fósseis, que provocam a ampliação do efeito de estufa e o aumento do buraco do ozono. Trata-se de um problema complexo, mas intimamente relacionado com o funcionamento do sistema climático terrestre, no qual o oceano desempenha um papel fundamental. Uma das consequências mais importantes desta modificação é a elevação do nível médio das águas do mar, as quais poderão ser catastróficas, com a possível inundação das áreas costeiras portuguesas⁵.

Por último, e sem deixar de salientar, a Marinha Portuguesa tem a seu cargo, e como uma das suas principais responsabilidades, a resposta às necessidades de assistência a pessoas em perigo no mar, estabelecido pelo plano internacional de busca e salvamento no âmbito da Convenção Internacional sobre Busca e Salvamento Marítimo, de 1979. Decorrente destas ações, surgiu a necessidade do conhecimento profundo da dinâmica dos oceanos, só possível através do desenvolvimento de estudos científicos de elevada complexidade, como modelos numéricos de previsão de deriva, indispensáveis para a localização de naufragos, através da rede de observação de boias ondógrafo ao longo de toda a Costa Portuguesa, do desenvolvimento de modelos de previsão da agitação marítima e da monitorização das correntes de superfície e de agitação marítima por via de radar (Marinha Portuguesa, 2015).

Como se referiu, muitas são as razões pelas quais o mar surge com importância muito especial para Portugal, entre as quais e com realce notável a tradição histórica e as condicionantes que forçaram Portugal a lançar-se na era dos Descobrimentos.

Atualmente, é inequívoca a vontade de se voltar novamente para o mar. Como exemplo disto, cabe à EMEPC (Estrutura de Missão para a Extensão da Plataforma Continental) a tarefa de apresentar uma proposta para a expansão do território nacional, mesmo que o faça apenas no fundo do mar. Contudo, este esconde um valor estratégico e económico incalculável, posicionando mais uma vez Portugal na vanguarda.

⁴ Consultar, por exemplo, dados apresentados pelo IPCC (*Intergovernmental Panel for Climate Change*), disponíveis em www.ipcc.ch.

⁵ Adaptado de Castanheira e Silva (1999).

É nesta perspetiva que a Oceanografia, como fonte de conhecimento dos oceanos, pode e deve ser um instrumento de afirmação e de reforço da soberania nacional. Como tal, pode mesmo afirmar-se que investir na Oceanografia e ampliar o conhecimento do “mar português” é a melhor forma de homenagear os heróis das Descobertas.

1.2. Âmbito e objetivo da dissertação

A nível oceanográfico, Portugal é uma zona privilegiada de enorme interesse por estar na fronteira oriental do Atlântico Norte, o que origina a intensificação da circulação meridional sobre a margem continental. Exemplo de fronteira oriental, a ocorrência de afloramento costeiro (*upwelling*) durante os meses de verão (e não só como irá ser mencionado no trabalho) é bastante relevante. É ainda evidente uma corrente de sul para norte ao longo do bordo da plataforma continental com vórtices de mesoescala (*eddies*) associados, assim como, correntes costeiras induzidas pelo vento, por diferenças de densidade e pela fluatuabilidade, e pela evidência da formação de *meddies* (vórtices de Água Mediterrânica) na zona da margem continental a sul da península Ibérica (PI), entre tantos outros eventos descritos mais à frente.

Apesar de várias análises e estudos já terem sido publicados sobre a fronteira oriental do Atlântico Norte com o seu principal foco na variação temporal e espacial de circulação de larga escala, *upwelling* e pescas, é intenção ao longo deste trabalho apresentar uma revisão mais pormenorizada e focada da circulação oceânica costeira ao longo da Costa Portuguesa. O presente estudo pretende também contribuir para uma melhor compreensão do mecanismo de geração da Corrente da Vertente e as suas características turbulentas associadas. Esta dissertação é ainda focada nos fenómenos e características que ocorrem em escalas temporais e espaciais mais pequenas ao longo da margem da PI, bem como nos processos que, embora não sendo classificados como padrões de *upwelling*, modificam a resposta do sistema ibérico. É intenção do autor complementar as análises passadas examinando estes processos particulares e apontando implicações para o ecossistema.

1.3. Enquadramento geral

Portugal está situado na parte norte do sistema de afloramento da Corrente das Canárias (CC), que se estende desde os 43° N da PI até aproximadamente a 10° N, sul do Senegal. Esta é caracterizada ao largo por uma lenta (cerca de 10 a 30 cm/s) mas ampla (cerca de 1.000 km) circulação do giro subtropical, e por um escoamento superficial permanente estendendo-se a profundidades de sensivelmente 500 m (Wooster *et al.*, 1976). A maioria das características desta corrente são semelhantes a outras correntes de fronteira oriental (EBC - *Eastern Boundary Currents*, na sigla em inglês): Benguela, Califórnia e Perú. Devido ao gradiente meridional de temperatura norte-sul, são induzidos gradientes meridionais de densidade e de pressão ao longo da costa, que por efeito conjunto com a rotação da Terra, vai resultar num forçamento por ajustamento geostrófico contra a margem continental a leste. Assim, provoca um empilhamento de água junto à costa que, também por ajuste geostrófico, provocará um escoamento interior para norte no hemisfério norte e para sul no hemisfério sul. Isto explica, como em outras EBC, a corrente de subsuperfície no interior para os polos, abaixo da CC – a Corrente da Vertente.

Contudo, o Sistema Norte da Corrente das Canárias (NCCS - *Northern Canary Current System*, na sigla em inglês) – ver Figura 1, é influenciado predominantemente pela evolução de dois grandes sistemas atmosféricos: o anticiclone dos Açores e a depressão da Islândia, que se sobrepõem ao forçamento anterior (Wooster *et al.*, 1976). Localizada na zona nordeste do oceano Atlântico, a alta dos Açores é um sistema de alta pressão subtropical semipermanente similar em natureza e comportamento à alta subtropical do Pacífico Norte (Nelson, 1977). Como tal, o centro da alta dos Açores migra meridionalmente entre estações, alcançando a sua extensão máxima a sul perto de 27° N em março e atingindo a norte cerca de 33° N em agosto. A criação e migração da alta dos Açores, em conjunto com a depressão da Islândia, causam perturbações e variações temporais nos ventos na região do NCCS, resultando ao longo da Costa Oeste da PI e no noroeste da Costa de África e ao largo variação dos ventos predominantes. O contraste da pressão leste-oeste entre Portugal e o centro do anticiclone dos Açores durante o verão é cerca de 8 mb. No inverno, este gradiente de pressão reduz-se para cerca de 1 mb.

Como resultado desta variação sazonal do gradiente de pressão, ventos consideravelmente fortes de norte e noroeste ocorrem junto à Costa Oeste da península

durante abril e outubro (Wooster *et al.*, 1976; Fiúza *et al.*, 1982). Sabe-se que durante o pico do verão os ventos de norte são ainda reforçados pelo desenvolvimento de uma baixa térmica⁶ sobre o centro da PI, permitindo a existência de um regime característico do verão nesta região, denominado de nortada.



Figura 1 - Geografia do ecossistema oeste da península Ibérica, apresentando as características principais referidas no texto. De norte para sul: CO, cabo Ortelal; CF, cabo Finisterra; OC, canhão do Porto; AC, canhão de Aveiro; NC, canhão da Nazaré; CC, cabo Carvoeiro; CR, cabo da Roca; CE, cabo Espichel; SB, baía de Setúbal; CS, cabo de Sines; CSV, cabo de São Vicente; PC, canhão de Portimão; CSM, cabo de Santa Maria.

⁶ Hoinka e Castro (2003) no seu estudo concluíram que entre junho e agosto, a presença desta térmica ocorre entre 35 a 45% todos os dias, com um máximo de intensidade às 18 horas locais, e que o seu centro situa-se próximo de 40,5° N e 004° W.

Durante o regime de ventos de norte e em conjugação com o efeito da rotação da Terra, existe um forçamento do transporte de Ekman das águas superficiais para o largo cerca de 90° para a direita em relação à direção para onde sopra o vento e o consequente desnível da água junto a costa. Como existe uma linha de costa, por questões de continuidade, a água tem de ser substituída por água de maior profundidade e origina o aparecimento da frente de afloramento de águas frias e ricas em nutrientes para a superfície, essenciais para o desenvolvimento do fitoplâncton. É por isso que ecossistemas marinhos nas correntes a leste dos oceanos são bastante produtivos, permitindo a sustentação de grandes quantidades de plâncton e grandes populações de peixes como sardinhas e outras espécies de valor económico. Como tal, as pescas costeiras (que têm grande impacto para o sector económico nesta região) irão depender essencialmente deste fenómeno. Estas águas mais frias têm menor volume específico e o nível do mar baixa junto a costa e, conseqüentemente, é mais elevado ao largo, gerando um declive da superfície do oceano, que por ajuste geostrófico provoca uma corrente para sul, comportando-se como um jato costeiro da frente de *upwelling*. As plumas de águas afloradas que se desenvolvem para o lado do mar, atingindo até 250 km de comprimento e cerca de 50 km de largura, deixam uma nítida assinatura nas temperaturas medidas por deteção remota (Cravo *et al.*, 2010).

No caso do sistema oriental do Atlântico Norte, as Canárias e a região da PI formam dois subsistemas bastante distintos. A sua separação não é só simplesmente geográfica, como também é consequência da característica ímpar da região Nordeste do Atlântico: a descontinuidade imposta pelo escoamento do mar Mediterrâneo através do estreito de Gibraltar para o golfo de Cádiz. Apesar da zona de transição apresentar profundidades reduzidas (cerca de 300 m), esta permite a troca entre duas diferentes massas de água, a entrada de água do Atlântico para dentro do Mediterrâneo à superfície e saída de água do Mediterrâneo para o Atlântico pelo fundo do estreito, que desce até ficar em equilíbrio (em cerca de 1.000 m), a chamada *Mediterranean Outflow* (MO)⁷.

⁷ Como curiosidade, durante a Segunda Guerra Mundial, os submarinos alemães e italianos usavam ambas as correntes para, com os seus motores desligados, flutuar silenciosamente ao entrar e sair do estreito, por forma a não serem detetados pelos britânicos (adaptado de Obregon, 2001).

A intrusão descendente no Atlântico, através de Gibraltar, de água mediterrânica, de elevada salinidade e temperatura, que resulta do excesso de evaporação relativamente a precipitação no mar Mediterrâneo, provoca um grande impacto não só na dinâmica costeira como na circulação da área do golfo de Cádiz e mesmo além desta. Ao largo, a extensão a leste da Corrente dos Açores separa claramente o regime da circulação do giro em duas faces, uma a norte (a Corrente de Portugal⁸) e uma outra a sul (a CC). Estudos sugerem que o escoamento do Mediterrâneo tem um impacto dinâmico na camada superior do oceano e pode constituir um mecanismo complementar para a formação da Corrente dos Açores (Jia, 2000). A acentuada sazonalidade a oeste da PI, devido ao ciclo anual atmosférico, é também causa desta divisão de subsistemas.

Durante o inverno a direção do vento muda e a Corrente da Vertente ganha intensidade e torna-se uma característica evidente em toda a largura da vertente continental, entre a superfície e a MO a cerca de 1.500 m. A Corrente da Vertente superficial transporta água relativamente quente e salina, claramente identificada por imagens dos satélites (Haynes e Barton, 1990; Peliz *et al.*, 2005), propagando-se para locais mais a norte tal como a Costa da Cantábria (Pingree e Le Cann, 1990) e Goban Spur (Pingree, 1993). A geração desta corrente tem vindo a ser atribuída à interação do gradiente meridional de densidade com a plataforma e talude continental (Peliz *et al.*, 2003) e a mudança do regime de ventos, que durante esta parte do ano é de sul (Frouin *et al.*, 1990). Se a Corrente da Vertente superficial se mantém durante o período de verão, simultaneamente com o fenómeno de *upwelling* costeiro, é assunto de debate. Esta corrente demonstra ainda uma característica turbulenta, com *eddies* e instabilidades de pequena escala tipicamente geradas em regiões de gradientes de velocidade ou cisalhamento (Peliz *et al.*, 2003). Recentemente, eventos ocasionais de *upwelling* no inverno (Vitorino *et al.*, 2002), com significantes impactos biológicos, têm sido documentados (Ribeiro *et al.*, 2005).

⁸ Tomczak e Godfrey (1994) afirmam que a Corrente de Portugal, que se encontra ao largo da Costa Oeste da PI, faz parte da CC. Por outro lado, outros autores distinguem como uma corrente à parte que apresenta transportes na ordem de 3 Sv, em direção a sul, nos primeiros 800 m de profundidade (Stramma, 1984).

Tendo em conta este esquema geral de larga escala, que se crê existir e dele haver evidências, os últimos trabalhos sugerem que os padrões climatológicos de grande escala no ecossistema são parcialmente obscurecidos por movimentos ou circulações de escalas mais pequenas – a mesoescala.

A plataforma continental, com extensão inferior a 10 km para sul de Lisboa, com cerca de 30 a 40 km para o largo de Portugal, a norte de Lisboa, e um pouco mais estreita novamente no Norte de Portugal e Galiza, dispõe de estruturas topográficas, tais como cabos, promontórios e canhões submarinos, cujas escalas espaciais são dezenas a centenas de quilómetros. Associado à presença destas características da linha de Costa Portuguesa, e em conjugação com os períodos de ventos favoráveis ao *upwelling*, os padrões observados no sistema ibérico revelam uma sucessão de eventos de mesoescala tais como jatos, meandros, *eddies*, filamentos de *upwelling* e contracorrentes, sobrepostos a variações de escalas de tempo maiores e mais estáveis (Peliz *et al.*, 2005). Ondas internas também têm sido estudadas ao longo da plataforma ibérica (Quaresma, 2006).

As características de mesoescala constituem a resposta do oceano a escalas temporais subsazonais e a escalas espaciais menores do que as das bacias oceânicas que dominam o comportamento do ecossistema. Assim, o padrão de verão observado é muito mais complicado do que a ascensão de uma frente de água fria ao longo da costa, uma vez que a frente de afloramento é algo irregular devido à interação dos vórtices de mesoescala do oceano com estas águas. Além disso, até no inverno, supostamente menos variável, uma atividade significativa de mesoescala, incluindo eventos de *upwelling*, têm sido relatados por Peliz *et al.* (2005) e tem vindo a ser claro que plumas de baixa salinidade desempenham um papel importante no comportamento do ecossistema (Peliz *et al.*, 2004). No caso da fauna marinha, escalas na ordem dos 100 a 1.000 m e 1 a 10 dias são geralmente importantes (Okubo, 1994). Por outro lado, a dinâmica de mesoescala com escalas espaciais de 10 a 100 km torna-se mais importante a nível da vida marinha, no transporte das larvas e da sua retenção ou dispersão de áreas favoráveis a berçários para os ovos. Logo, a importância da escala espacial e temporal para o plâncton marinho é maioritariamente relacionada para as características de mesoescala, incluindo frentes, plumas, *eddies*, estratificação e *upwelling* costeiro, entre outros (e.g. Queiroga e Blanton, 2005).

1.4. Estrutura da dissertação

Este primeiro capítulo teve como objetivo enquadrar os fenómenos oceanográficos na região da PI, e em concreto, da costa litoral portuguesa. A informação aqui descrita constitui o ponto de partida para o trabalho desenvolvido no âmbito desta dissertação de mestrado. O capítulo 2 constitui uma sùmula da teoria base necessária à compreensão dos fenómenos estudados e descritos mais adiante, que se encontram reunidos no capítulo 3. Neste, é apresentado um conjunto alargado de análises sobre as diferentes observações e estudos de diversos autores para o que se crê existir da área em estudo. Por último, são apresentadas as conclusões obtidas no decorrer do presente estudo e sugeridos trabalhos futuros.

2. Enquadramento teórico

O presente capítulo aborda alguns importantes conceitos de oceanografia dinâmica aplicáveis na explicação de muito do que se passa no oceano e, nomeadamente, na parte específica da Costa Oeste da PI. Estes tópicos focam-se em deduções de equações relevantes ou na sua aplicação em situações específicas e diversas de dinâmica oceânica, com base nos conhecimentos transmitidos pelo orientador do trabalho. À luz deste capítulo pretende-se que o leitor compreenda os fenómenos estudados e descritos mais adiante.

2.1. Teoria de Ekman para a corrente de vento

2.1.1. Para *upwelling* costeiro

A circulação forçada pelo vento normal à costa é uma componente chave na dinâmica das plataformas e um importante mecanismo de troca de propriedades transversalmente à costa (Lentz, 1992). Como exemplo, as situações de ocorrência de afloramento ou *upwelling* costeiro, sobre a plataforma continental, nas fronteiras leste dos oceanos, são explicadas pela ocorrência sistemática de ventos a soprar na direção paralela a costa, com a costa à esquerda do rumo do vento no hemisfério norte, e a costa à direita do rumo do vento no hemisfério sul.

À medida que o vento sopra sobre a superfície oceânica, este cria movimento na camada de água mais superficial (até poucas dezenas de metros de profundidade), a qual em teoria é defletida para a direita (hemisfério norte) cerca de 45° da direção do vento devido ao efeito de Coriolis, com resposta em curto tempo (algumas horas). Este efeito propaga-se verticalmente na coluna de água, cujo ângulo de deflexão aumenta e a velocidade diminui em profundidade, devido ao atrito, até atingir os 50 a 100 m no máximo. Todo este processo é conhecido como a espiral de Ekman. À espiral está associado um movimento de águas que, quando integrado na vertical, resulta num transporte de massa que ocorre 90° para a direita (esquerda) do vetor da tensão do vento no hemisfério norte (sul) (Cushman-Roisin e Beckers, 2008).

A Figura 2 exemplifica os processos dinâmicos que ocorrem nas fronteiras leste dos oceanos, servindo como exemplo para a região costeira da PI.

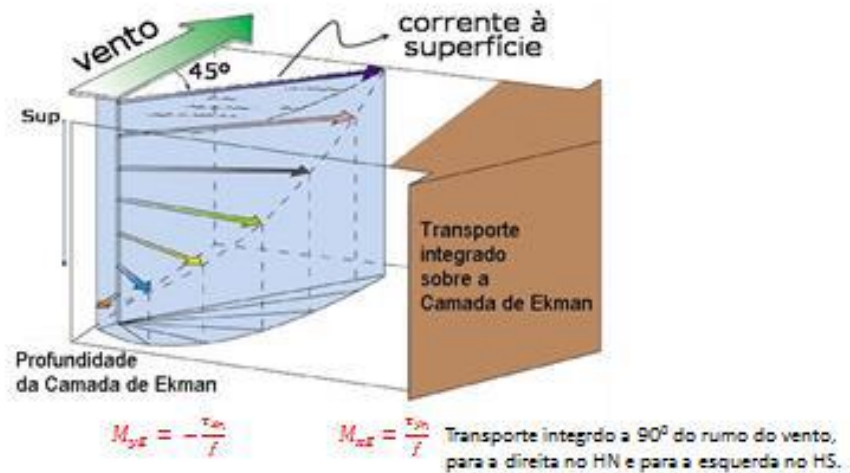


Figura 2 – Estrutura da camada de Ekman superficial. Este esquema é válido para o hemisfério norte, onde a deflexão devido ao efeito de Coriolis ocorre para a direita do vector do vento. O processo inverso ocorre para o hemisfério sul⁹.

A explicação para este movimento do oceano superficial, sob a influência das forças de atrito da tensão do vento e da força de Coriolis da rotação da Terra, é dada pela teoria de Ekman.

Ekman¹⁰ demonstrou que, na presença de vento e em águas profundas, a deriva da camada de água mais superficial é perpendicular e para a direita da tensão do vento aplicada à superfície, e confinada a uma camada limite de espessura, designada vulgarmente por camada de Ekman. O transporte de massa integrado na camada de Ekman, onde dominam as forças de atrito do vento e de Coriolis, é dado por

$$M_{yE} = -\frac{\tau_{xn}}{f} \text{ e } M_{xE} = \frac{\tau_{yn}}{f} \quad (1)$$

onde M_{xE} representa o transporte de massa na camada de Ekman (na componente x ou leste), M_{yE} o transporte segundo a componente meridional, τ_{yn} corresponde à tensão meridional do vento e τ_{xn} representa a tensão zonal ou leste.

⁹ Adaptado de Thurman (1994).

¹⁰ Vagn Walfrid Ekman (1874-1954), oceanógrafo sueco, enquanto aluno de Vihelm Bjerknes (1862-1951), foi-lhe sugerido investigar o efeito da deriva dos icebergues cerca de 20° a 40° para a direita da direção do vento, fenómeno observado durante a expedição *Fram* por Fridtjof Nansen (1861-1930). Em 1905 publicou a teoria da espiral de Ekman que explica o fenómeno pelo equilíbrio entre as forças de atrito vertical e de Coriolis.

No caso de uma linha de costa orientada no sentido norte-sul, no hemisfério norte, caso da Costa Oeste de Portugal, numa situação de vento de norte, a tensão meridional do vento é negativa, $\tau_{y\eta} < 0$, logo o transporte de massa na camada é negativo, $M_{xE} < 0$, ou seja, a afastar da linha de costa.

No mar costeiro, sobre a plataforma continental o fluxo horizontal a afastar para o largo requer, por conservação da massa e continuidade, uma reposição com movimento ascendente (*upwelling* costeiro) sobre a plataforma continental interior, também acompanhada de movimento para o lado da costa ou para leste junto e em contacto com o fundo. Tal movimento vai deslocar na vertical as superfícies de igual temperatura ou de igual densidade, inclinando-as em sentido ascendente a aproximar da linha de costa, ou seja são induzidos gradientes horizontais de temperatura, densidades e pressões, com água mais fria, mais densa e superfície do mar menos elevada junto à costa e mais elevada ao largo. Este gradiente de pressão permite a existência de uma corrente geostrófica paralela à costa (um jato costeiro), que sendo observada por Peliz *et al.* (2002) se verificou que escoia ao longo da Costa Portuguesa com uma velocidade que pode chegar aos 0,4 m s⁻¹, em direção a sul.

Assim, se aplicarmos a componente zonal da equação geostrófica, dada por

$$fv = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (2)$$

a este problema, teremos numa situação de nortada com *upwelling* sobre a plataforma continental de Portugal, um gradiente horizontal da pressão, $\frac{\partial p}{\partial x} < 0$, pois a superfície está menos elevada na costa, do que ao largo; o parâmetro de Coriolis positivo, $f > 0$, por estar no hemisfério norte, o que em suma resulta a componente meridional da velocidade horizontal negativa, $v < 0$, ou seja, uma corrente geostrófica para sul.

Situação equivalente pode ser explicada da mesma forma para *upwelling* e jato costeiro a fluir de oeste para leste na Costa do Algarve, com vento a soprar de oeste, e empregando as componentes longitudinais do movimento geostrófico, isto é

$$-fu = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (3)$$

2.1.2. Para *downwelling* costeiro

Contudo, existe uma situação inversa à do *upwelling* costeiro, em que os ventos sopram de norte na Costa Oeste de Portugal ou de oeste na Costa do Algarve.

Para a Costa de Portugal Continental, maioritariamente com o vento a soprar de sul para norte ($\tau_{y\eta} > 0$), o fluxo de massa na camada de Ekman de superfície será a fluir para leste ou para a costa, ou seja, $M_{xE} > 0$. Consequentemente, originará um gradiente horizontal da pressão, pois a superfície está mais elevada na costa, do que ao largo. Note-se que esta tendência pode ainda ser acentuada, sobretudo em tempo de inverno, com os rios a debitarem água doce que se estende em pluma na superfície do mar costeiro, elevando ainda mais a superfície deste junto à costa, acentuando o declive descendente a afastar para o largo. Desta forma, e seguindo o mesmo raciocínio para a equação geostrófica, resulta a componente meridional da velocidade horizontal positiva, $v > 0$, ou seja, corrente geostrófica para norte ou para o polo.

Se aplicarmos a componente zonal da relação do vento térmico (esta resulta de aplicar diferenciação vertical à equação geostrófica e uso do equilíbrio hidrostático), isto é,

$$\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{g}{f\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad ((4))$$

à situação de *downwelling* no oceano costeiro de Portugal temos um gradiente horizontal de densidade negativo, $\frac{\partial \rho}{\partial x} < 0$, pois temos água menos densa a leste ou junto à costa do que a oeste ou para o largo. Assim, resulta num gradiente vertical da velocidade horizontal meridional positivo, $\frac{\partial v}{\partial z} > 0$, o que corresponde a jato de corrente horizontal para norte ($v > 0$), mais intenso na superfície (v mais positivo) do que em maior profundidade (v menos positivo), ou seja, com gradiente vertical de velocidade horizontal meridional positivo.

Situação equivalente pode ser explicada da mesma forma para *downwelling* e jato costeiro a fluir de este para oeste na Costa do Algarve, com vento a soprar de leste, empregando as componentes longitudinais do movimento geostrófico (3) e da

componente zonal da relação do vento térmico ($\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{g}{f\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial y}$), em consequência da componente meridional do transporte na camada de Ekman (1).

Com vento de leste ($\tau_{x\eta} < 0$) é proporcionado transporte de massa contra a Costa do Algarve ($M_{yE} > 0$), isto é, *downwelling* costeiro, gradientes horizontais meridionais de densidade negativos ($\frac{\partial \rho}{\partial y} < 0$) e de elevação da superfície e da pressão positivos ($\frac{\partial \eta}{\partial y} > 0$).

Vejamos ainda que a aplicação da componente meridional da equação geostrófica (3), proporciona corrente horizontal negativa ($u < 0$) ou seja para oeste, e a aplicação da componente meridional da relação do vento térmico, $\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{g}{f\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial y}$, proporciona a justificação para que a corrente, associada ao *downwelling* no Algarve, seja mais intensa para oeste na superfície, diminuindo a intensidade para oeste, com o aumento da profundidade.

2.2. Teoria para circulação no oceano superior

2.2.1 Para a Corrente da Vertente

Nas latitudes subtropicais a médias dos oceanos verificam-se gradientes horizontais meridionais de temperaturas e de densidades, com águas de menores temperaturas e de maiores densidades para o lado do polo e de maiores temperaturas e menores densidades para o equador, que tem por base o aquecimento diferencial da radiação solar sobre a superfície terrestre.

Tal situação corresponde a um gradiente meridional horizontal de pressão, $\frac{\partial p}{\partial y}$, negativo, no hemisfério norte, e positivo no hemisfério sul. Se aplicarmos na componente meridional da equação geostrófica (3), teremos corrente zonal para leste, $u > 0$, no hemisfério norte, com $f > 0$.

Analisemos, com mais detalhe, a situação no lado leste de bacia oceânica, no hemisfério norte, para o caso da Costa Oeste de Portugal Continental.

O movimento geostrófico zonal força ou faz convergir água do oceano superior contra a margem continental e oceano costeiro, provocando empilhamento de água,

fazendo elevar o nível da superfície no oceano costeiro, relativamente à superfície menos elevada do oceano ao largo. A este desnível superficial vai corresponder um gradiente horizontal de pressão zonal, $\frac{\partial p}{\partial x} > 0$.

Se aplicarmos a componente meridional da equação geostrófica (2), com $f > 0$ (hemisfério norte), teremos velocidade geostrófica meridional $v > 0$, isto é, teremos uma corrente geostrófica para norte no oceano superior, na zona do talude continental – a Corrente da Vertente (conforme ilustra a Figura 3).

Esta corrente geostrófica é mais consistente em subsuperfície, pois próximo da superfície o campo do vento, em geral, é favorável à corrente meridional de sentido contrário, para o equador (a CC).

A Corrente da Vertente a fluir para o lado do polo (norte), em subsuperfície, pelas mesmas razões dinâmicas expostas existe nas outras zonas subtropicais e de latitudes médias no lado leste das bacias oceânicas, como ao largo da Namíbia no Atlântico Sul, do Chile no Pacífico Sul, da Califórnia no Pacífico Norte, e do oeste da Austrália no Índico Sul.

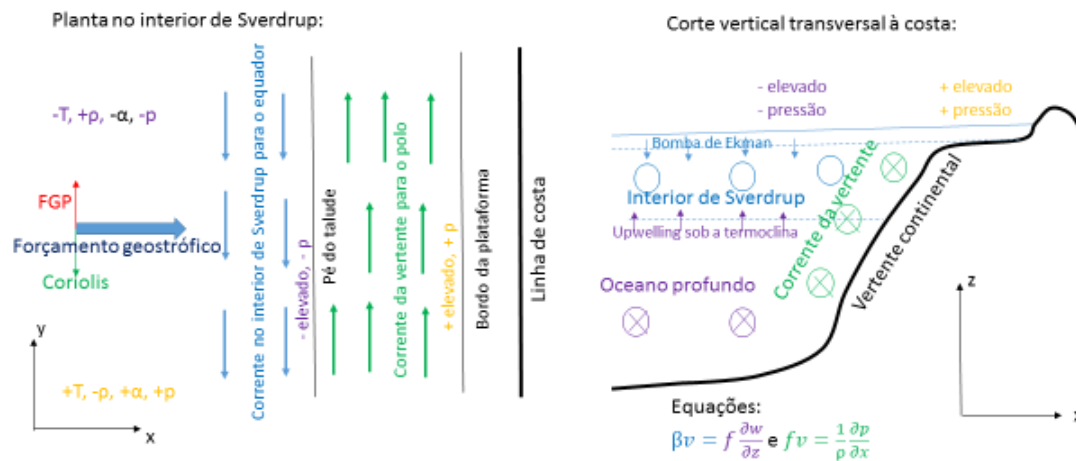


Figura 3 – Esquema para a Corrente da Vertente na margem continental a leste da bacia oceânica subtropical no hemisfério norte¹¹.

¹¹ Adaptado de Lopes da Costa (2015).

2.2.2. Para a Corrente da Vertente por influxo da água mediterrânica

Este resultado apresentado no subcapítulo anterior para a Corrente da Vertente de subsuperfície, ao largo de Portugal, é também explicável associado ao fluxo descendente motivado pela intrusão de água de origem mediterrânica.

Na ligação entre o Mediterrâneo e o Atlântico Norte, através do estreito de Gibraltar, cuja profundidade máxima é um pouco mais que 300 m, verifica-se que entra no Mediterrâneo água atlântica superficial e sai, junto ao fundo, água mediterrânica para o golfo de Cádiz. Esta água mediterrânica, por ter uma relativa maior salinidade e densidade flui descendo, ao longo do talude continental, como um fluxo de massa descendente até ficar em equilíbrio estático em profundidades de cerca de 800 a 1.300 m, no Atlântico. Podemos assim considerar que, devido a esse fluxo descendente, o oceano superior, da superfície até cerca de 1.000 m, perde massa para o oceano inferior, abaixo dos 1.000 m. Associado a esta estrutura de movimentos podemos assumir haver, no oceano superior um aumento de velocidades descendentes com o aumento da profundidade, isto é $\frac{\partial w}{\partial z} > 0$. Neste oceano inferior geostrófico é válida a equação da vorticidade geostrófica,

$$\beta v = f \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (5)$$

para explicar a relação entre movimentos verticais e horizontais. Na lógica da região em avaliação no hemisfério norte, a relação dá velocidade horizontal geostrófica, $v > 0$, isto é, para norte. Tal é consistente com o movimento do oceano superior, até profundidades de cerca de 1.000 m, ao longo do talude continental da Costa do Algarve e contornando o cabo de São Vicente, fluindo para norte ao longo da Costa Oeste de Portugal Continental.

Página deixada
propositadamente em branco

3. Caracterização oceanográfica da Costa de Portugal

3.1. Padrões de circulação de inverno

O sistema de circulação do oceano no inverno na bacia Ibérica é resultado de diferentes mecanismos de forçamento e de interações com a circulação do oceano aberto. Neste subcapítulo é feita uma visão global destes mecanismos, a sua importância e as suas consequências para a circulação do oceano na vizinhança da plataforma ou talude continentais.

3.1.1. Corrente da Vertente

A Corrente da Vertente observada ao longo da Costa Oeste da PI é caracterizada pelo transporte de água quente e salina (em excesso de 1 a 1,5 °C e 0,1 a 0,3 ups [unidade prática de salinidade¹²], respectivamente) com velocidades até 0,2 - 0,3 m s⁻¹ (Frouin *et al.*, 1990). Esta corrente, de acordo com Peliz *et al.* (2005), é caracterizada por um *downwelling* costeiro acima dos 200 m, a uma distância de 40 km da costa. Associado à corrente, existe um máximo de salinidade (com valores típicos de 35,8 a 36,0 ups) centrado a uma profundidade de 100 m, que tem sido frequentemente usado como fator de seguimento para a Corrente da Vertente ao longo do talude. Este máximo de salinidade é usualmente registado perto do talude, apesar de ter sido observado de 36 a 55 km para além do bordo da plataforma (Torres e Barton, 2006). A velocidade máxima desta corrente está localizada nas camadas superiores perto do bordo da plataforma (ao nível da ENACW - *Eastern North Atlantic Central Water*). Transporta alguns Sverdrups (Sv)¹³ e tem uma forte componente sazonal. Outra avaliação associada à Corrente da Vertente é dada por Huthnance *et al.* (2002), que cita um valor médio de aproximadamente 0,1 m s⁻¹ baseado nos dois meses de observações entre a superfície e os 600 m. Por outro lado, Martins *et al.* (2002), estima um valor médio de 0,15 m s⁻¹.

¹² A salinidade, em oceanografia, é medida em ups (unidade adimensional), sendo determinada com base na relação entre a condutividade elétrica da água do mar e a sua salinidade.

¹³ Em homenagem a um dos pioneiros da oceanografia, Harald Sverdrup (1888-1957), o Sv é a unidade de medida do transporte em volume, tipicamente usado em oceanografia, para medir o transporte das correntes oceânicas. 1 Sv equivale a 10⁶ m³ s⁻¹.

Esta corrente é observada na Costa Oeste da PI durante a época de inverno, iniciando-se entre setembro e outubro no final do regime de *upwelling*, até à transição da primavera em abril e maio, quando os ventos de norte se tornam dominantes. Durante este período de inverno os ventos predominantes são maioritariamente vindos de oeste e de sul (Isemer e Hasse, 1987), os quais reforçam o empilhamento costeiro. A Corrente da Vertente ganha assim intensidade, estendendo-se a toda a largura da vertente, podendo invadir a plataforma externa, para jusante ao longo da Costa da Biscaia e é relativamente bem distinguida a norte do cabo Carvoeiro. A sua extensão para sul até ao estreito de Gibraltar ou alguma conexão com a Corrente dos Açores é ainda hipotética, na ausência de uma observação mais detalhada.

Um dos mecanismos de forçamento da Corrente da Vertente observada ao longo da Costa Oeste da PI (e observado em outros sistemas de EBC, como por exemplo, a Corrente de Leeuwin, na Costa Oeste da Austrália) é a interação do gradiente meridional de densidade com a plataforma e o talude ao longo da costa orientada a norte-sul, neste caso em particular, entre o cabo Finisterra e o cabo de São Vicente.

A distribuição meridional da densidade nas latitudes da Costa Oeste da PI demonstra a coexistência, na escala grande, de um gradiente e a presença, em algumas regiões, de várias frentes estreitas. A estrutura de larga escala do gradiente de densidade tem sido estudada, entre outros, por Mazé *et al.* (1997), e os seus resultados demonstram que das latitudes 37° N a 43° N, existe um aumento de sul para o norte do campo isopícnico para σ_θ (densidade potencial) de 27,0 a 150 m, aproximadamente. Este gradiente meridional de larga escala sustenta uma velocidade para leste fraca, com um valor máximo de 0,02 m s⁻¹. A corrente em direção ao litoral entre as latitudes do cabo de São Vicente e do cabo Finisterra gera um transporte para o litoral com cerca de 1,95 Sv (Mazé *et al.*, 1997), parte da qual pode representar o forçamento da Corrente da Vertente observado no talude.

Simultaneamente com o gradiente de densidade meridional de larga escala, também regiões frontais de pequena escala (na ordem de 100 km) são recorrentemente observadas. Vitorino (1995) relata um exemplo desta região frontal, separando águas estratificadas do sul dos 39,5° N, de águas homogéneas a norte dessa latitude, a uma longitude de 12° W, originando velocidades típicas ao longo de costa até 0,1 m s⁻¹.

De modo semelhante, são reportadas frentes regionais por Pollard e Pu (1985), em latitudes de 41,5° N, com o afloramento do campo isopícnico. Frentes regionais recorrentes perto dos cabos de São Vicente, Carvoeiro e Finisterra foram igualmente analisadas por Peliz *et al.* (2005), baseado nas imagens satélite da temperatura de superfície do mar (SST - *Sea Surface Temperature*, na sigla em inglês). Estas regiões de forte gradiente meridional de densidade estão associadas a um aumento do fluxo ao longo da costa, o qual tem sido demonstrado ser um dos mecanismos de forçamento da Corrente da Vertente observada na Costa Oeste da PI (Peliz *et al.*, 2003).

De acordo com Peliz *et al.* (2003), pode-se considerar quatro diferentes estágios do desenvolvimento do sistema da Corrente da Vertente:

- a. A fase de ajuste, a qual corresponde à geração de uma “língua” de água mais leve que se propaga na direção do polo ao longo da batimetria, que é claramente visível, por exemplo, em imagens satélite apresentadas por Pingree e Le Cann (1990).
- b. A fase de desenvolvimento de *eddies*, que se inicia com a dissociação entre o trajeto da “língua” e a batimetria. A frente ao largo, separando a “língua” de água das águas vizinhas, começa a desenvolver-se em instabilidades, na forma de meandros anticiclónicos e ciclónicos. Estas instabilidades são perceptíveis, em primeiro lugar, a jusante das principais características batimétricas, como o promontório da Estremadura e o canhão de Aveiro. As análises de imagens de altimetria, demonstram que anomalias de elevação da superfície do mar são predominantes durante o período de inverno, com características anticiclónicas alinhadas a noroeste-sudeste.
- c. A fase de interação entre *eddies*, envolvendo os meandros e *eddies* descritos anteriormente, desenvolve novas estruturas. Devido à predominância de estruturas anticiclónicas, com um comprimento de onda dominante de 150 km, a corrente entre o cabo Carvoeiro e o cabo Finisterra organiza-se em três ou quatro grandes estruturas anticiclónicas, com a possibilidade de expulsão ou separação de dois ou três dipolos que migram para o largo, por um mecanismo de auto-advectção.

- d. A fase de declínio é caracterizada por uma migração para o largo das estruturas descritas acima, devido à interação dipolar e do efeito beta (variação do parâmetro de Coriolis com a latitude), que promove a advecção para ocidente de anomalias anticiclónicas e radiação de ondas Rossby (neste caso topográficas, devidas à variação da profundidade e conservação da vorticidade potencial).

A interação da Corrente da Vertente com a batimetria, pode dar ainda origem à geração de *eddies* anticiclónicos. Isto foi reportado por Pingree e Le Cann (1992), que designaram estas instabilidades resultantes como SWODDIES (*Slope Water Oceanic eddIES*), atingindo até cerca de 100 km de diâmetro, tendo sido observados no interior do golfo da Biscaia e ao largo de Portugal.

Outro processo de separação diferente consiste no distanciamento para o largo da Corrente da Vertente, a norte do canhão de Aveiro, onde ruma para o largo e provavelmente contorna o banco da Galícia para norte. Este processo foi originalmente sugerido por Mazé *et al.* (1997). Peliz *et al.* (2005) providenciou alguma observação de suporte baseada em secções de costa que demonstram a evidência de água mais quente e salina, característica da Corrente da Vertente, 200 km para o largo em 41,5° N, sugerindo a sua separação.

O que acontece à Corrente da Vertente durante o verão é ainda assunto de debate. Na sua situação normal, com vento dos quadrantes de norte, tende a desenvolver-se um jato para sul na camada superficial, a Corrente de Vertente passa a subcorrente e o seu núcleo perde intensidade e afasta-se de costa. Contudo, existem observações que demonstram a tendência para uma Corrente da Vertente ao largo durante o verão (Peliz *et al.*, 2002). Além disso, Jorge da Silva (1992) mostrou que em três boias a 41° N, a corrente durante o período de verão tendia a dirigir-se para o polo assim que os ventos favoráveis ao *upwelling* cessassem. Peliz *et al.* (2005) admitiu a hipótese de a Corrente da Vertente não se reverter completamente, mas que o núcleo do escoamento é movido para o largo e que a zona do talude é ocupada de forma dominante pela corrente a fluir para o equador ou para sul.

Le Cann *et al.* (2001) calcularam um ciclo anual da corrente ao longo do talude baseado nos registos do medidor de corrente a profundidades de 150, 400, 700 em duas boias perto de 42° N - 9,5° W sobre isóbaras de 1.200 e 200 m. O ciclo anual obtido

demonstrou um máximo da Corrente da Vertente entre setembro e outubro em todas as profundidades. Um pico secundário da corrente é visível em dezembro e janeiro, mas apenas no medidor superior. Curiosamente, os meses de fevereiro e abril corresponderam ao máximo da corrente para o equador. A uma profundidade de 400 m a corrente para o equador é muito fraca e ainda mais fraca em comparação com os valores calculados para os 700 m. Estes ciclos anuais de intensificação da Corrente da Vertente são similares aos descritos por Pingree *et al.* (1999) para a zona do banco de Goban Spur (a sudoeste da Grã-Bretanha).

As correntes em direção aos polos, universais e por vezes até dominantes nos sistemas de *upwelling* de fronteira oriental, são muito importantes uma vez que estão fortemente implicadas no início da proliferação de algas nocivas com significantes repercussões económicas para a pesca e aquacultura locais. Por exemplo, na Corrente de Benguela, a ocorrência da corrente em direção ao polo na extensa Baía de St. Helena tem vindo a ser relacionada com eventos de anoxia e proliferação de algas nocivas (Probyn *et al.*, 2000), originando a morte em massa de cardumes de peixe. A Corrente da Vertente pode também contribuir para a formação de zonas de convergência sobre o bordo da plataforma ao largo do noroeste da PI, as quais são de importância ecológica para a retenção e/ou transporte do fitoplâncton (Ribeiro *et al.*, 2005) e larvas de sardinha (Santos *et al.*, 2004). Álvarez-Salgado *et al.* (2003) também descreveram um efeito de bloqueio na fronteira do oceano devido à Corrente da Vertente e as suas consequências para os processos biogeoquímicos. Sugeriram, inclusive, que a dinâmica frontal associada com a Corrente da Vertente Ibérica ajudou a limitar a chegada de contaminantes oriundos do derramamento de petróleo do *Prestige* ao largo da Costa Espanhola¹⁴.

Outras regiões de fronteira oriental demonstram regimes de correntes para o polo, caso de Oregon, na Costa Oeste dos Estados Unidos da América, onde um regime similar à PI com alterações sazonais entre *upwelling* e *downwelling* é descrito (Huyer, 1983). A Corrente de Leeuwin (EBC na Austrália) representa talvez o exemplo mais extremo. Nesta região, o efeito de forçamento do vento é obscurecido pelo gradiente de densidade ao longo da costa, exceto nas regiões confinadas da Costa Ocidental da Austrália (Woo

¹⁴ No dia 13 de novembro de 2002, o petroleiro *Prestige*, de 243 metros, transportando 77 000 toneladas de fuel sofreu um rombo no casco ao largo do cabo Finisterra. Após o abandono do navio por parte da tripulação, o navio acabou por afundar-se no dia 19 de Novembro, a cerca de 240 km a oeste de Vigo.

et al., 2006). Regimes de correntes de vertente têm vindo a ser observadas na região da Corrente da Califórnia, estendendo-se para sul até ao centro do México (Lavin *et al.*, 2006).

Para o sistema ocidental da PI, é claro que tanto a densidade e o forçamento atmosférico guiam o sistema de corrente ao longo do talude, embora a sazonalidade de ambos e a sua interação seja ainda mal compreendida.

3.1.2. Correntes forçadas pelo vento sobre a plataforma

É reconhecido que a circulação para o largo da plataforma da PI, durante o período de inverno, é maioritariamente dominada pela presença de uma corrente a fluir para o polo, como foi discutido acima. Contudo, a Corrente da Vertente não penetra para dentro da plataforma devido a mecanismos de isolamento (Csanady e Shaw, 1983), a não ser em eventos ocasionais associados a instabilidades no seu interior. Tendo isto em conta, o mecanismo mais importante de forçamento da circulação na plataforma continental é a tensão do vento.

Os ventos predominantes da Costa Oeste da PI, durante o inverno, são maioritariamente de sul a oeste (Isemer e Hasse, 1987) e a circulação atmosférica é dominada pelo deslocamento para leste de perturbações ciclónicas e dos seus sistemas frontais associados. No entanto, em alguns períodos, a presença da alta pressão anticiclónica dos Açores dá origem a ventos de norte durante o inverno (Borges *et al.*, 2003). Como referido por Vitorino *et al.* (2002), poucos estudos são dedicados à circulação no inverno sobre a plataforma. Estes autores analisaram dados de um medidor de corrente localizado perto do canhão do Porto, à profundidade de 85 m durante os períodos de novembro de 1996 a janeiro de 1997 e janeiro de 1998 a maio do mesmo ano. Alguns eventos de *upwelling* de inverno foram observados, nomeadamente em dezembro de 1996 e 1998, gerando correntes para o equador com velocidades de $0,40 \text{ m s}^{-1}$. Apesar disto, as correntes foram predominantemente em direção para o polo, com intensidades de $0,10$ a $0,15 \text{ m s}^{-1}$, chegando em alguns casos a exceder os $0,2 \text{ m s}^{-1}$. Grande parte desta variabilidade foi relacionada com o forçamento do vento. Uma forte correlação, com um retardo de 6 horas, entre o vento à superfície e as correntes de fundo, a meio do talude, foi documentado por Vitorino *et al.* (2002) na latitude $41,3^\circ \text{ N}$. Ao largo da Galiza, o desenvolvimento prematuro da Corrente da Vertente no outono é diretamente relacionado

com ventos favoráveis ao *downwelling* (Torres e Barton, 2006). Velocidades consistentes em direção para norte com 0,2 a 0,3 m s⁻¹ foram reportadas pelos mesmos autores, a noroeste da plataforma ibérica fora do período de *upwelling*.

Recentemente, Marta-Almeida *et al.* (2006) também demonstraram que existe uma boa relação entre a tensão do vento e as correntes sobre a plataforma num estudo que compara simulações de sistemas numéricos, dados de medidor de corrente a meio da plataforma e ventos de reanálises da NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*). Peliz *et al.* (2003) apresentaram uma dissociação entre a circulação sobre a plataforma forçada pelo vento e a Corrente da Vertente forçada pelo gradiente meridional de densidade em larga escala.

Portanto, sobre a plataforma continental, o vento domina as correntes existentes, ao passo que, sobre o talude a Corrente da Vertente não é afetada pela circulação do vento.

3.2. Afloramento costeiro e fenómenos associados

Os ventos de norte, predominantes a oeste da PI durante o verão, originam um transporte de Ekman para o largo, o qual força o afloramento das águas de subsuperfície frias, ricas em nutrientes, junto a costa. Mapas satélite da temperatura à superfície do mar, como o da Figura 4, têm sido usados nas últimas décadas para descrever o padrão de *upwelling* da região, devido ao claro contraste térmico entre as águas frias afloradas, tipicamente encontradas sobre a plataforma, e as águas oceânicas estratificadas.

É reconhecido que as características de *upwelling* da PI assemelham-se às observadas em outras regiões (por exemplo, na Costa da Califórnia), inclusive em termos de ventos e morfologia (Haynes *et al.*, 1993), que pode ser resumido como se segue.

Quando os ventos a soprar para o equador começam a prevalecer (final da primavera e início do verão), uma banda estreita de água fria de largura relativamente uniforme é observada ao longo da costa, assim como perturbações de pequena escala (20 a 30 km) ao longo da frente térmica. Aproximadamente um mês depois do início dos ventos favoráveis ao *upwelling*, começam a desenvolver-se filamentos para o largo, raramente excedendo os 150 m de profundidade, com velocidades dentro do jato do filamento atingindo quase 1 m s⁻¹. Na Figura 4 é possível observar uma típica imagem do “*upwelling* totalmente desenvolvido”, onde grande número de filamentos de água fria se

estendem ao longo da PI até ao cabo Chir, no noroeste de África, até uma distância entre 80 a 150 km para o largo (Haynes *et al.*, 1993).

Estes filamentos transportam uma massa muito maior (são reportados por autores valores na ordem dos 0,9 Sv) do que seria esperado pelo transporte de Ekman, sendo um importante mecanismo de troca entre as águas costeiras e oceânicas, com óbvias implicações no funcionamento do ecossistema, nomeadamente, na exportação de matéria (nutrientes, gases e fitoplâncton) com um importante impacto na oceanografia da região. Contudo, os resultados de observações realizadas por Barton *et al.* (2001) demonstraram que a porção de água transportada da plataforma retornava num espaço de tempo de um mês, o que pode gerar implicações na retenção de material biológico na plataforma, como acontece, por exemplo, com as larvas de peixe.

Strub *et al.* (1991) sintetizaram as teorias para o desenvolvimento da formação de filamentos ao largo da Costa Oeste da América do Norte, as quais incluíam instabilidades como jatos de *upwelling* e a sua interação com o campo de vorticidade ao largo. A ocidente da PI, a grande maioria dos filamentos ocorrem associados a cabos proeminentes, mas com algumas exceções (Haynes *et al.*, 1993). Modelos numéricos estudados por Roed e Shi (1999) sugerem que estes fenómenos são independentes da presença de irregularidades na topografia da costa, atribuindo a formação de filamentos à tensão do vento. Relvas e Barton (2002) relatam o crescimento de um filamento para oeste do cabo de São Vicente, interpretado como resultado do jato para o equador. Este mecanismo também é proposto por Haynes *et al.* (1993) como instrumento na formação do filamento observado recorrentemente ao largo de Aveiro. Estes estudos concluem que a formação de filamentos não pode ser explicada por um único mecanismo.

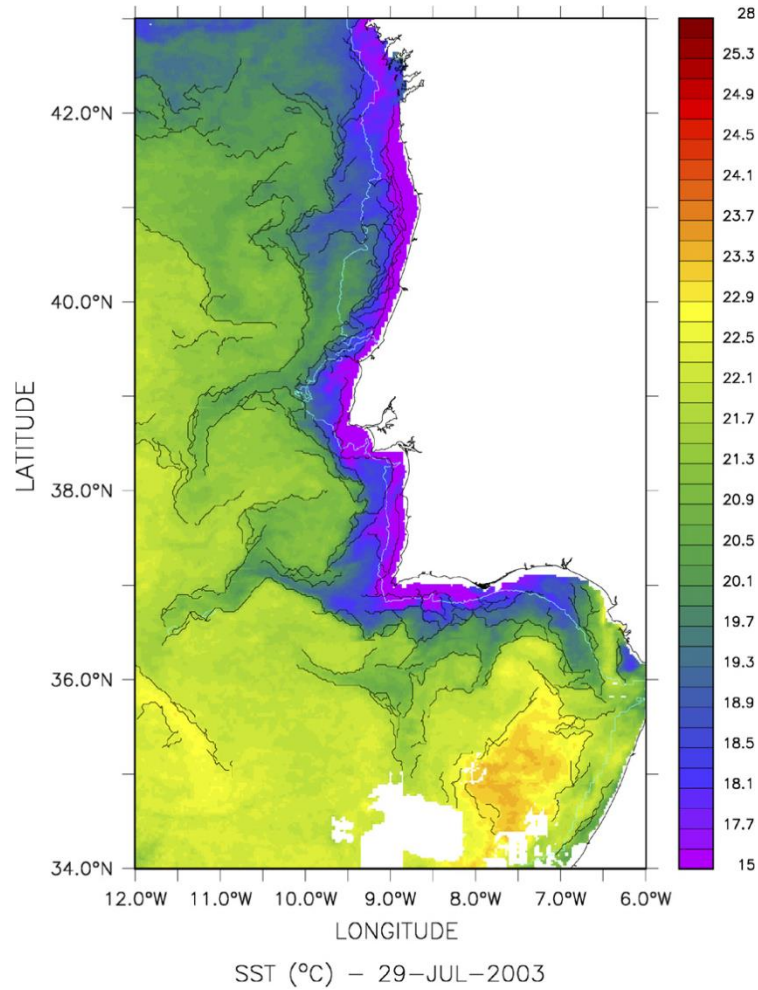


Figura 4 - Mapa satélite SST (temperaturas na superfície do mar) de 29-jul-2003. Contornos sólidos indicam a localização das frentes térmicas. A linha a azul claro representa a batimétrica dos 200 m. As áreas de terra e nuvens são representadas a branco¹⁵.

Observações *in situ* das estruturas de *upwelling*, com uma grande resolução espacial, apenas foram alcançadas recentemente, a noroeste da PI (Barton *et al.*, 2001), cabo de São Vicente e a sudoeste da península (Sanchez, 2005). Os estudos dedicados à estrutura dos filamentos na região demonstraram que não existiam similaridades entre os filamentos a norte e sul das extremidades da PI com os exibidos ao largo da Costa Oeste da América do Norte e a noroeste de África (Barton *et al.*, 2004). A oeste da península estes mostraram uma estrutura dinâmica relativamente fraca com um fluxo ao largo restrito à camada superficial acima dos 100 m, como resultado dos gradientes de

¹⁵ Adaptado de *Eumetsat's Ocean & Sea Ice Facility*.

densidade à superfície. Com recurso a dados recolhidos a noroeste da Costa Portuguesa, em setembro de 1998, Peliz *et al.* (2002) chamaram à atenção para a presença de uma camada de baixa salinidade (menor que 35,7 ups), responsável pela manutenção de uma forte estratificação sobre a plataforma que reduz a espessura da camada de Ekman e corresponde ao transporte para o largo, e pela geração de uma frente, no interior da plataforma, com transporte baroclínico associado para norte. A observação da Corrente da Vertente, ao largo da frente de *upwelling*, interagindo com a topografia e com o jato de *upwelling*, levou estes autores a considerar a interação desta corrente como uma importante contribuição ao desenvolvimento do filamento. Este mecanismo apenas é contínuo se a Corrente da Vertente se mantiver em conjunto com o jato de *upwelling* de verão. Assim, o comportamento sazonal desta corrente representa um ponto crítico para a compreensão do funcionamento do nosso ecossistema.

De modo a ilustrar o efeito médio das estruturas de *upwelling* descritos acima e discutir a sua variabilidade, mapas de anomalias de SST são apresentadas na Figura 5. O mapa apresenta três locais principais onde a diferença SST, entre a zona dentro e fora de costa, excede os 3° C: entre a foz dos rios Minho e Douro (41°-42° N), entre os cabos Carvoeiro e Espichel (38,5°-39,5° N) e entre os cabos de Sines e São Vicente (37°-38° N). Estes podem ser considerados como os locais para a origem dos filamentos que são recorrentemente observados ao longo da costa (Relvas e Barton, 2002). As áreas a sul do cabo Espichel e cabo de São Vicente são caracterizadas pela grande mudança da orientação da linha de costa, em claro contraste com a costa reta de Aveiro. A diferença da topografia do fundo e a morfologia da costa adjacente às zonas de *upwelling* são responsáveis pela menor diferença SST observada nestas áreas.

A faixa fria de água ao longo da batimétrica dos 200 m, a sul do cabo de São Vicente, está em plena concordância com as observações de Relvas e Barton (2002) de que a direção preferencial para a propagação desta água fria aflorada a norte do cabo de São Vicente é para leste deste, ao longo da plataforma continental e talude. Estes autores sugerem que este fluxo pode resultar da topografia da costa em redor do cabo. O mesmo processo pode ser invocado para explicar o predomínio da circulação ciclónica, a sul do cabo Espichel, que pode ser responsável pela advecção de águas quentes para dentro da baía de Setúbal. Ao largo de Aveiro é provável que SST relativamente quente resulte de um fluxo de retorno localizado a sul do jato do filamento, uma característica das estruturas

dos filamentos (Strub *et al.*, 1991; Ramp *et al.*, 1991), em conjunto com a dinâmica da Corrente da Vertente, nos arredores do canhão de Aveiro, e o arrastamento de água pouco salina na plataforma. O sinal de *upwelling* relativamente fraco na plataforma exterior, entre o cabo Carvoeiro e Aveiro, e a baixa probabilidade frontal, indicam que o padrão observado na Figura 4 é recorrente, sugerindo que esta área, em conjunto com as áreas a sul do cabo Espichel e São Vicente, retém material biológico de pequena advecção.

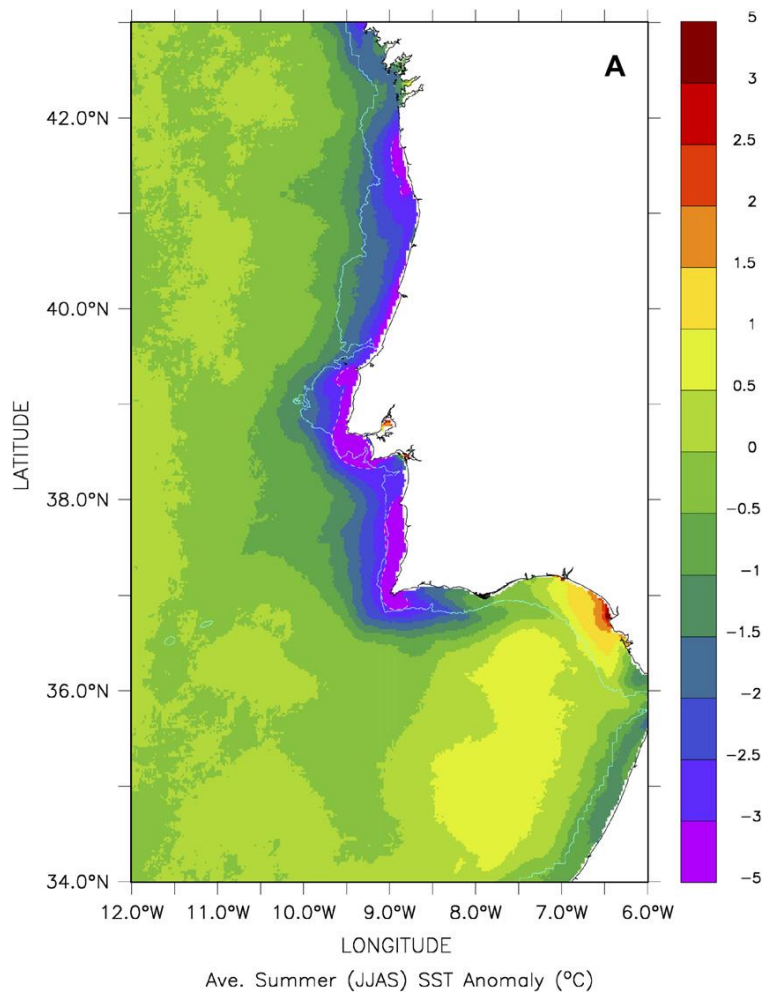


Figura 5 – SST (temperatura na superfície do mar) média de verão (entre junho a setembro de 2001 a 2005). A linha a azul claro representa a batimétrica dos 200 m¹⁶.

¹⁶ Adaptado de *Eumetsat's Ocean & Sea Ice Facility*.

Outras características salientes que emergem do mapa frontal (Figura 6) são muito mais prováveis ao longo do talude a sul da Costa do Algarve e a sul do canhão da Nazaré, nas proximidades do cabo Carvoeiro. Os valores máximos são encontrados ao largo do cabo Carvoeiro, sugerindo um forte controlo topográfico do fluxo, restringido ao eixo do canhão. Nesta região, é provável que outros processos, para além do afloramento costeiro, tenham um papel importante no bloqueio das frentes térmicas para o bordo da plataforma, particularmente as marés, que são fortemente afetadas pela topografia (Marta-Almeida e Dubert, 2006). A faixa frontal que se estende ao longo da Costa do Algarve indica que a advecção de leste, de água fria em torno do cabo de São Vicente, pode estar relacionada com a entrada de água no golfo de Cádiz, ou seja, o ramo oriental da Corrente dos Açores. Por outro lado, a assinatura de uma porção de água quente, na média SST de 5 anos (Figura 5), indica a prevalência de uma contracorrente costeira (a oeste), descrita por Relvas e Barton (2005), relativa a eventos de *upwelling* na Costa do Algarve, como ilustrado na imagem sinóptica apresentada na Figura 4.

Uma grande variabilidade na disposição de frentes, associadas a filamentos de *upwelling*, especialmente a sul do cabo Carvoeiro, sugere que o desenvolvimento destes apresenta características de mesoescala. Estes eventos têm sido observados durante os períodos de ventos referidos e aparentam estar localizados junto à saliente linha de costa, como os cabos. Estas observações comprovam que o forçamento do vento nestas zonas parece ser um mecanismo importante na formação e sustentação de muitos eventos de mesoescala encontrados no domínio do NCCS e em outras regiões de EBC (Batteen *et al.*, 2000).

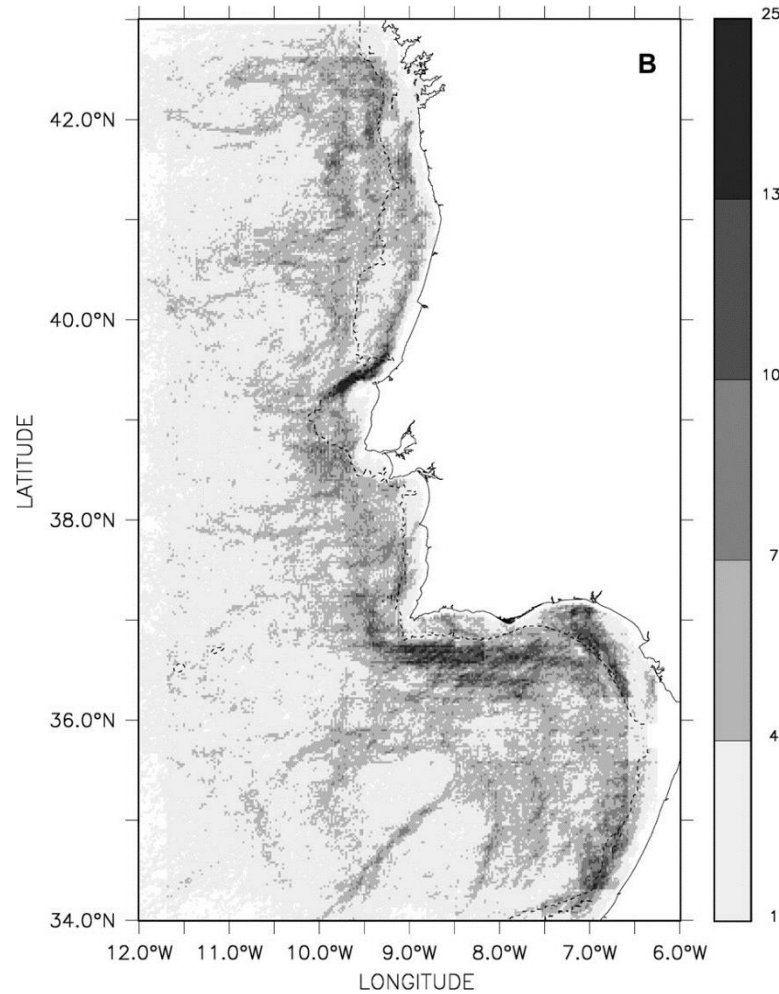


Figura 6 - Probabilidade frontal para o sudoeste da PI. A linha a tracejado representa a batimétrica dos 200 m¹⁷.

3.3. Circulação na plataforma interior

As plataformas continentais assumem uma importância excepcional nos processos do oceano pois representam o interface entre a linha de costa e o oceano aberto. A maior parte da influência humana no comportamento dos ecossistemas costeiros ocorre através da parte interior da plataforma. A água doce drenada de regiões interiores também tem impacto nestas regiões.

Há uma percepção crescente de que a dinâmica no interior da plataforma é de certa forma independente no exterior desta. Os processos físicos sobre a plataforma continental são definidos em termos de dinâmica de Ekman, que prevê o transporte, através da plataforma, proporcional à força do vento e a correntes de deriva litoral associadas, devido

¹⁷ Adaptado de *Eumetsat's Ocean & Sea Ice Facility*.

ao ajustamento geostrófico. À medida que nos aproximamos de costa para profundidades mais reduzidas, a superfície e a camada limite interior ou de fundo tendem a se sobrepor, reduzindo o transporte atrás referido. Isto tem consequências ecológicas ao restringir o transporte entre a plataforma interior e exterior, tanto que a dispersão ao longo de costa e consequente retenção das larvas, fitoplâncton e detritos prevaleçam sobre a plataforma interior. A definição de plataforma interior depende da largura e profundidade da plataforma, tensão do vento, topografia do fundo e estratificação, mas inclui as parcelas de água que se encontram nas frentes costeiras de *upwelling* e *downwelling* (Austin e Lentz, 2002). Na ausência de dinâmicas de Ekman, as regiões junto a costa são expostas a outros fatores para além da tensão do vento, como através de correntes por diferenças de densidade (contrastes de salinidade de águas de origem fluvial ou chuvas e águas oceânicas) e correntes de maré.

3.3.1. Contracorrente costeira

Vários exemplos do comportamento distintivo da circulação na plataforma interior, em contraste com o regime sazonal, têm sido observados no ecossistema da PI ocidental. A sudoeste desta, imagens SST apresentam o recorrente desenvolvimento durante a época de *upwelling* de uma contracorrente quente sobre a plataforma interior, vindo do golfo de Cádiz, muitas vezes contornando o cabo de São Vicente em direção ao polo (Figura 7, em cima). Esta corrente, com 15 a 25 km de largura, está associada com períodos de enfraquecimento ou relaxamento dos ventos favoráveis ao *upwelling*. A estimativa para a velocidade média da contracorrente, com base em imagens satélite, dá cerca de $0,17 \text{ m s}^{-1}$ ao longo da Costa Sul, e dobra o valor (cerca de $0,35 \text{ m s}^{-1}$) ao longo da Costa Ocidental (Relvas e Barton, 2002). Observações diretas da contracorrente, em junho de 1994, revelaram velocidades acima dos $0,4 \text{ m s}^{-1}$ quando contornando o cabo de São Vicente (Relvas e Barton, 2005), consistentes com estimas anteriores. Para norte do cabo, a contracorrente progride em direção ao polo junto a costa. Análises de dados, revelaram a existência de um gradiente de pressão na transversal do talude, também durante a época de *upwelling*, forçando a corrente para norte, contra a circulação junto a costa, isto é, contrária ao jato geostrófico, associado ao mecanismo típico do *upwelling* costeiro (Relvas e Barton, 2002).

Uma situação idêntica ocorre junto da Galiza, como reportado por Sordo *et al.* (2001), baseado em observações de várias épocas. Nesta altura, na plataforma interior e depois do término do afloramento costeiro, um fluxo em direção ao polo relativamente quente e estreito progride de uma língua de água fria anteriormente aflorada (Figura 7, em baixo à esquerda). Velocidades em direção ao polo na ordem dos $0,31 \text{ m s}^{-1}$ foram inferidas por Haynes e Barton 1990). A sul de Aveiro (entre $40,5^\circ$ e 41° N), baseado em cálculos geostróficos, Peliz *et al.* (2002) descreveram uma corrente quente, em direção ao polo, ao longo de costa que flui através da plataforma interna, separando a água fria aflorada da costa. Este estudo realizou-se no fim da estação de afloramento, durante o pleno decaimento do fenómeno de *upwelling*.

Nos casos descritos acima, um sistema frontal duplo estava presente, com fluxo equatorial de águas afloradas formando a convencional frente de *upwelling* no lado do oceano, e uma segunda frente no lado interior com a contracorrente na plataforma interior, com águas quentes fluindo para norte (Figura 7). A ocorrência de contracorrentes na margem da PI parece estar bem estabelecida, apesar de um grande número de mecanismos que forçam esta parecerem ser responsáveis. Segundo os autores, deve-se provavelmente à forte deflexão para longe da costa da corrente de *upwelling* e da presença de plumas de baixa salinidade, como descrito no subcapítulo seguinte.

Num estudo recente, Peliz *et al.* (2007) demonstraram que a dinâmica na plataforma interior poderia ser um mecanismo para o intercâmbio entre as populações de invertebrados que vivem nos estuários a noroeste da PI, mas ainda muita pesquisa deve ser feita.

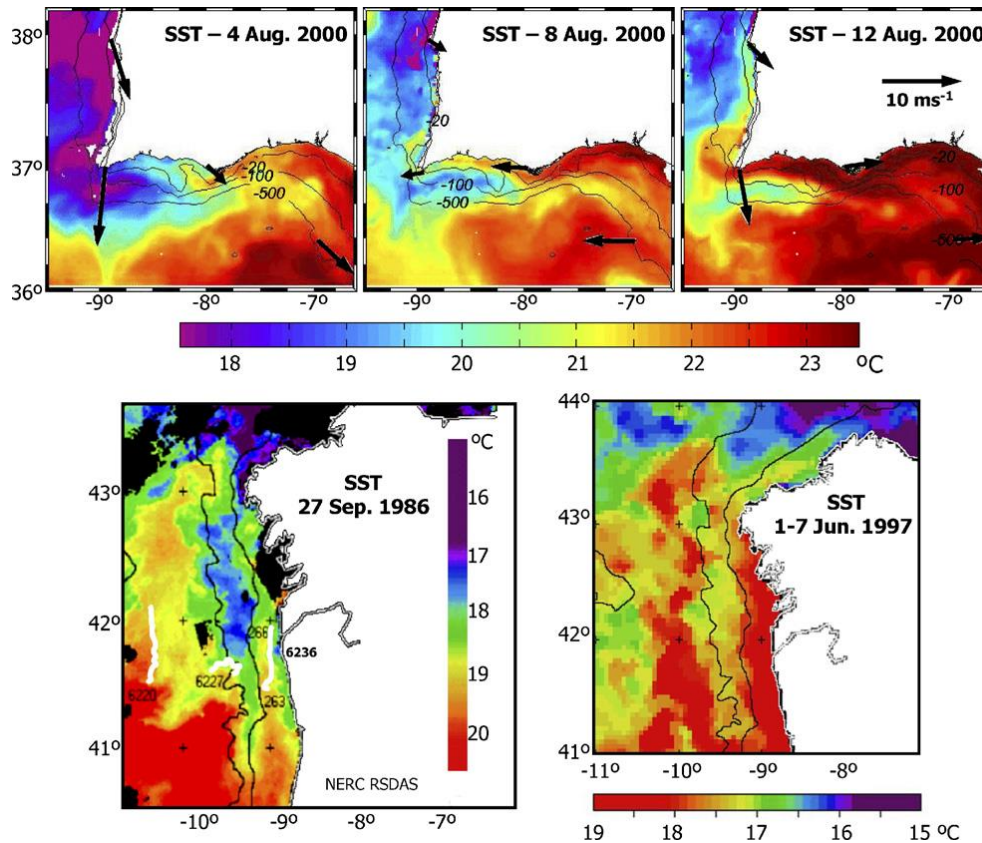


Figura 7 - Imagens satélite SST (temperaturas na superfície do mar) demonstrando contracorrentes quentes junto a costa observadas ao longo da península ocidental durante a época de *upwelling*. Em cima - progressão ao longo do sudoeste da península, contornando o cabo de São Vicente seguindo a relação do vento. As setas representam o vento de 24h anterior à captura da imagem nas estações costeiras e na boia do golfo de Cádiz (adaptado por Sanchez, 2005). Em baixo à esquerda, com faixas sobrepostas (linhas brancas), demonstrando uma corrente de vertente junto e afastado das "línguas" quentes (adaptado de Sordo *et al.*, 2001). Em baixo à direita - conjunto de mais de uma semana no início de junho de 1997 com 4 km de resolução, apresentando um padrão similar ao de setembro de 1986 (adaptado de Torres e Barton, 2007).

As contracorrentes costeiras em direção ao polo não são exclusivas do sistema ocidental da PI e tem vindo a ser observado ocorrerem durante o período de *upwelling* no sistema da Califórnia, sempre que os ventos favoráveis ao afloramento relaxem (Winant *et al.*, 1987). Numa escala menor, as bacias proporcionam situações topográficas favoráveis à recirculação com fluxos sobre o talude em direção ao polo, como a *Southern California Bight* (Harms e Winant, 1998), de certa forma semelhante à descrita aqui para o golfo de Cádiz (Relvas e Barton, 2005). Os gradientes zonais de pressão, ao longo e na transversal do talude continental, são reconhecidos como o principal forçamento para a Corrente de Vertente na plataforma interior. Estudos recentes têm enfatizado a contra circulação na plataforma exterior e a meio desta com a circulação no seu interior, em

escalas de tempo relativamente curtas (menos de um mês) na Costa dos Estados Unidos, no Pacífico (Kaplan *et al.*, 2005).

Durante o inverno, sob condições não favoráveis ao *upwelling*, observações realizadas por Sánchez *et al.* (2006), demonstraram uma corrente dominante ao longo da costa, na plataforma interior, na margem norte do golfo de Cádiz, com implicações para o comportamento do ecossistema e particularmente na proliferação de algas nocivas na região (Queiroga e Blanton, 2005). Reversões de fluxo na plataforma interior têm sido observadas noutras regiões, mas associadas com regimes de *upwelling* (Cudaback *et al.*, 2005). Distúrbios remotamente forçados que se propagam ao longo da costa, sob a forma de ondas costeiras, são hipótese para explicar a variabilidade do campo de velocidade na Califórnia (Hickey *et al.*, 2003).

3.3.2. Influência do escoamento terrestre

Descargas de água pouco salina, com origem no escoamento de rios para o oceano costeiro, segundo Peliz *et al.* (2002), podem originar uma contracorrente costeira com direção para norte. A maior parte do escoamento dos rios na PI ocorre na zona noroeste dado que um grande número de rios desagua entre as latitudes de Lisboa e do cabo Finisterra, nomeadamente o Tejo, Mondego, Douro e Minho, e ainda os rios da Ria Baixa na Galiza.

Nesta região, uma pluma de águas superficiais de baixa salinidade no lado mais próximo da costa da frente de *upwelling* é recorrentemente observada, caracterizada por valores de salinidade menores que 35,8 ups. Esta característica é apelidada de WIBP (*Western Iberian Buoyant Plume*) (Peliz *et al.*, 2002). A WIBP na vizinhança dos rios é identificada no inverno, através de imagens satélite SST, devido à sua baixa assinatura térmica comparada com outras águas da plataforma. Por outro lado, durante o verão as plumas são mais quentes do que as águas circundantes (Torres e Barton, 2007). A espessura típica destas lentes de baixa salinidade é cerca de 20 a 30 m, e a sua extensão para fora de costa é variável. Ambas estas características dependem fortemente da circulação na plataforma e talude, e do forçamento à superfície, causado principalmente pela tensão do vento através da dinâmica de Ekman.

Durante as condições normais de inverno, os ventos prevalecentes de sul e oeste geram um transporte de Ekman, convergente para costa e, portanto, uma frente salina. A pluma desenvolve-se para uma corrente costeira estreita (de 5 a 10 km) com grandes velocidades em direção ao polo. Um exemplo extremo deste comportamento ocorreu entre 4 e 6 de março de 2001 (Marta-Almeida *et al.*, 2002), quando uma descarga do rio Douro de $10.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, combinada com fortes ventos de sudoeste, gerou um forte fluxo em direção ao polo com velocidades acima de 1 m s^{-1} . Tal evento é associado à queda da ponte Hintze Ribeiro (vulgarmente denominada ponte Entre-os-Rios) a 4 de março de 2006, que teve como principais causas as fortes chuvas, as descargas das barragens e a consequente erosão e extração de areias, vitimando 59 pessoas. Os primeiros cadáveres foram depois descobertos na Costa da Galiza, após terem sido arrastados pela corrente.

No caso de existirem condições favoráveis ao *upwelling*, que ocorre diversas vezes todos os invernos, o transporte de Ekman de superfície desloca a pluma em direção ao equador e para fora de costa como parte da corrente induzida pelo *upwelling*, para mais de 100 km em poucos dias. Um exemplo deste comportamento é mencionado por Ribeiro *et al.* (2005) que relaciona a influência do afloramento no inverno com a distribuição da clorofila-a. Estes autores estimam que as velocidades ao largo da costa atingem os 29 km/dia. Recentemente, Santos *et al.* (2004), estudaram o mecanismo que permite a retenção de material biológico contido na pluma de baixa salinidade na presença de ventos favoráveis ao *upwelling* durante o inverno. A estratificação induzida pela pluma fornece o mecanismo de retenção vertical, enquanto a presença da Corrente da Vertente no talude atua como uma barreira para impedir o transporte desta para o largo. Assim, no bordo da plataforma, o transporte de Ekman forçado pelos ventos de norte gera uma região de convergência onde a pluma engrossa e retém o material biológico.

A WIBP pode persistir na passagem da primavera para o verão. Torres e Barton (2007) relatam uma circulação complexa ao largo da Galiza no princípio do verão, após o início dos ventos favoráveis ao *upwelling*, onde a Corrente da Vertente, ao longo do talude, coexiste com o afloramento costeiro e com o forte escoamento de rias. Uma ramificação da Corrente de Vertente, presa junto a costa, transporta águas pouco salinas da WIBP (Figura 7, em baixo à direita). Devido ao aquecimento durante o verão, a pluma é mais quente do que as águas oceânicas adjacentes, em contraste com a situação de inverno em que é mais fria. O padrão observado aqui é similar ao observado por Sordo *et*

al. (2001) para o fim do período de *upwelling* (Figura 7, em baixo à esquerda). Mesmo para a Costa Sul da península, Garcia-Lafuente *et al.* (2006) atribuem o desenvolvimento da contracorrente, quente e junto a costa, como descrita por Relvas e Barton (2002), devido ao forte aquecimento das águas costeiras durante o deslocamento para o interior no golfo de Cádiz. Se a fonte das contracorrentes no interior da plataforma é ou não vinda de terra, é ainda uma questão que precisa de futura investigação.

3.4. Escoamento do Mediterrâneo

Uma característica única da PI ocidental é a presença de uma massa de água relativamente quente e salina, a profundidades intermédias (cerca de 1.000 m), resultado da mistura entre a água atlântica e MO, que escoam através do estreito de Gibraltar (e.g. Ambar e Howe, 1979). Esta massa de água é única quando comparada com as outras massas de água provenientes de mares marginais adjacentes ao oceano Atlântico, mais densas devido à sua menor temperatura. A intrusão da MO induz uma dinâmica complexa nas camadas superiores do oceano, que será apresentada de seguida.

O principal efeito da MO é o de gerar a deriva de uma pluma de densidade com grandes salinidades (em excesso de 2,4 ups). Esta pluma é adveccionada pelo fundo e, poucos quilómetros para lá do estreito, acelera para velocidades na ordem dos 1 m s^{-1} . A esta altura, ocorre forte mistura e o volume da pluma cresce significativamente de cerca 0,7 Sv, à saída do estreito, para 2 Sv na parte leste do golfo de Cádiz (baseado em estimas de Baringer e Price, 1997). A oeste, o arrastamento da água central do Atlântico continua, embora a taxas mais reduzidas (e.g. Serra *et al.*, 2005).

De acordo com resultados de modelos, este processo tem impacto na circulação de todo o Atlântico Norte Oriental. Jia (2000) propõem que o arrastamento da água central do Atlântico Norte como uma alternativa ou mecanismo complementar para além da Corrente dos Açores. Mais, Ozgokmen *et al.* (2001) apresentaram um estudo orientado por processos em que a ligação entre a saída do Mediterrâneo e a Corrente dos Açores é investigada. Os autores demonstram que os processos de arrastamento no golfo de Cádiz podem ser aproximados a uma fonte de vorticidade potencial constante na camada superior do oceano. A resposta da camada superior, à perda de massa que corresponde ao arrastamento, é a formação ciclónica de *eddies* limitados meridionalmente mas que cresce

para ocidente, até que seja delimitada pela margem ocidental. Este processo explica a Corrente dos Açores e é associado à Contracorrente dos Açores também frequentemente referido na literatura (e.g. Ríos *et al.*, 1992; Alves *et al.*, 2002).

Mauritzen *et al.* (2001) indicam que a mistura entre as duas massas de água é o fator crucial para o desenvolvimento da ENACW. Estudos laboratoriais descritos pelos mesmos demonstram que a MO está propensa a fortes instabilidades de Kelvin-Helmoltz, que melhoram a difusão vertical e mistura com a água central. Nestas condições, esta mistura induz a geração de uma água central menos densa, embora mais salina. Os autores designam este processo como “*detrainment*” e especulam que no oceano real ambos os processos (i.e., *entrainment e detrainment*) podem coexistir. Os autores julgam que água mais salina no golfo de Cádiz ocidental é advecionada para o largo pela recirculação da Corrente dos Açores e alimentam a anormal água central, de maior salinidade.

Algumas observações por Mauritzen *et al.*, 2001 evidenciaram a recirculação e um escoamento para oeste, a sul de Portugal. Contudo, são poucos os dados e os estudos que apontam para esta característica circulação. Por outro lado, o transporte para dentro do Mediterrâneo (escoamento para o interior vindo do Atlântico) é também alvo de presentes estudos. Estimativas recentes (Baschek *et al.*, 2001) demonstram um escoamento relativamente estável com cerca de 0,8 Sv à entrada do Mediterrâneo. A ligação deste escoamento com a circulação do golfo de Cádiz é desconhecida. Medições recentes reportadas por Garcia-Lafuente *et al.* (2006) demonstram uma circulação anticiclónica contínua ao longo do talude para norte do golfo de Cádiz, sugerindo uma ligação entre o talude ocidental do golfo de Cádiz e o estreito de Gibraltar. Modelos desenvolvidos por Peliz *et al.* (2006) sugerem que a água que origina o escoamento para o interior do Mediterrâneo possa ser oriunda de norte e não do oceano profundo ocidental, como alguns estudos de larga escala sugerem (Paillet e Mercier, 1997).

Na parte ocidental do golfo de Cádiz, na proximidade do canhão de Portimão, o escoamento do Mediterrâneo suspende a sua fase descendente e dá origem à Corrente Subsuperficial do Mediterrâneo, estabilizada a uma profundidade de 1.200 m. Os autores demonstram que, uma vez passado o cabo de São Vicente, a Corrente Subsuperficial do Mediterrâneo torna-se mais fraca (cerca de 0,06 m s⁻¹) e mais ampla, quando comparada com o fluxo a montante (cerca de 0,2 m s⁻¹).

Inicialmente interpretado como sendo o resultado da advecção e/ou por processos de difusão de *eddies* (Needler e Heath, 1975), a descoberta de vórtices isolados contendo água mediterrânica, origina os denominados *meddies* (McDowell e Rossby, 1978), interpretado como sendo a forma clássica de como a MO se propaga no Atlântico (e.g. Mazé *et al.*, 1997).

Os *meddies* são resultado da água densa e salina que entra no Atlântico oriunda do estreito de Gibraltar e que é gravitacionalmente instável fora deste. Consequentemente ocorre convecção, incorporação e afundamento até profundidades de cerca de 1.000 m, onde porções de água mediterrânica diluída ficam estáveis. Estas misturas de água, com elevadas anomalias de salinidade e de temperatura, sofrem um processo de ajustamento geostrófico e adquirem um movimento, de circulação anticiclónica. Isto protege a massa de água do núcleo dos *meddies* de se soltar e difundir pela circulação geral, que transporta por advecção os *meddies* para o interior do Atlântico.

Como resultado de numerosas observações durante a década passada, a principal região para a geração de *meddies* é amplamente aceite ser junto ao cabo de São Vicente. Mas outros pontos, como o canhão de Portimão, o promontório da Estremadura, ou até a parte noroeste da PI, entre o cabo Finisterra e o cabo Ortegal (Serra e Ambar, 2002), dão também origem a *meddies*. Depois da sua geração, diferentes trajetórias têm sido observadas, incluindo movimentos, em primeiro lugar, para noroeste (perto do banco Gorringe) e giram, depois, para sul/sudoeste (para o monte submarino Horseshoe) (Richardson *et al.*, 2000).

Um reduzido número de eventos a norte do promontório da Estremadura têm sido observados. Sparrow *et al.* (2002) separam *meddies* de outras estruturas que “não *meddies*”, por forma a demonstrar que a sul dos 36° N o escoamento de fundo é fraco e incoerente, ao contrário das áreas a norte desta latitude, onde o fluxo é significativo e orientado para noroeste. Por outro lado, os *meddies* propagam-se para sul e não para norte, conforme observado. Os autores sugerem como hipótese a água mediterrânea espalhar-se para sul dos 36° N devido à propagação dos *meddies* e de um escoamento de fundo a norte dessa latitude. Estes autores especulam que os dois regimes da MO são separados pela Corrente dos Açores.

Página deixada
propositadamente em branco

Conclusão

A presente dissertação pretendeu contribuir para o estudo e compreensão da circulação costeira Portuguesa, contudo, podem ainda ser identificadas um vasto número de questões em aberto.

A aplicação deste estudo à Costa Portuguesa foi de grande importância pois, por um lado permitiu aproximar à real complexidade dos processos que ocorrem na plataforma e oceano costeiro e, por outro lado, compreender de que forma os modelos e análises propostos, por vários autores, descrevem a circulação da região.

Neste contexto, identificaram-se e analisaram-se as principais estruturas de circulação na Costa Oeste Ibérica, desde o cabo da Finisterra até ao estreito de Gibraltar, visto existir influência sobre a plataforma portuguesa, com especial ênfase para a Corrente da Vertente, a dinâmica de afloramento costeiro e inclusive sobre o influxo do Mediterrâneo.

Assim, e para concluir, temos como assente as seguintes características da circulação costeira da Costa de Portugal, conforme se segue.

Em primeiro lugar, o sistema de circulação na Costa Portuguesa durante a época de inverno, iniciando-se entre setembro e outubro no final do regime de *upwelling*, até à transição da primavera em abril e maio, quando os ventos de norte se tornam dominantes, é maioritariamente influenciado pela Corrente da Vertente. Um dos mecanismos de forçamento desta corrente é a interação do gradiente meridional de densidade com a plataforma e o talude ao longo da costa. Para além disso, devido aos ventos dominantes da época, a Corrente da Vertente ganha intensidade, estendendo-se a toda a largura da vertente, podendo invadir a plataforma externa.

Na sua situação normal de verão, com vento dos quadrantes de norte, e consequente jato para sul na camada superficial, a Corrente da Vertente passa a subcorrente e o seu núcleo perde intensidade e afasta-se da costa. Assim, em conjugação com a corrente ao largo, estes fenómenos desenvolvem um sistema de *upwelling* frontal duplo, com o jato de *upwelling* intervalando entre o interior da plataforma e a Corrente da Vertente ao largo.

A Corrente da Vertente, sobre a plataforma interior, também é uma ocorrência característica, embora não permanente, da circulação no oeste da PI. Esta tem sido identificada durante os períodos de enfraquecimento de *upwelling* pelo seu contraste com a água fria aflorada por imagens SST.

No que respeita ao período de verão, quando os ventos de norte começam a prevalecer, uma banda estreita de água fria de largura relativamente uniforme é evidente ao longo da costa, assim como perturbações de pequena escala (20 a 30 km) ao longo da frente térmica. Aproximadamente um mês depois do início dos ventos favoráveis ao *upwelling*, começam a desenvolver-se filamentos para o largo, maioritariamente associados a cabos proeminentes, especialmente a sul do cabo Carvoeiro, atribuindo a formação de filamentos à tensão do vento. Assim, o forçamento do vento nestas zonas é um importante mecanismo na formação e sustentação de muitos eventos de mesosescala da Costa Portuguesa.

Para além disso, descargas de água pouco salina, com origem no escoamento terrestre para o oceano costeiro, geram uma pluma de águas superficiais de baixa salinidade, a qual se desenvolve para uma corrente costeira estreita (de 5 a 10 km) com grandes velocidades em direção ao polo.

Na parte ocidental do golfo de Cádiz, na proximidade do canhão de Portimão, o escoamento do Mediterrâneo suspende a sua fase descendente e dá origem à Corrente Subsuperficial do Mediterrâneo, estabilizada a uma profundidade de 1.200 m e, uma vez passado o cabo de São Vicente, esta torna-se mais fraca e mais ampla. Adicionalmente, é nesta região, junto ao cabo de São Vicente, que existe a principal geração de *meddies*.

Apesar do relatado, julga-se ser ainda hipotético ou por confirmar vários aspetos.

Embora a continuidade da Corrente da Vertente, à superfície ao longo da PI, seja um dado adquirido, é ainda hipotética a sua extensão para sul, até ao estreito de Gibraltar, ou alguma ligação com a Corrente dos Açores.

Quais os impactos ecológicos, devidos aos eventos de *upwelling* e de mesoescala, durante o período de inverno, na distribuição e sobrevivência da vida marinha é um tópico de discussão. Relativamente aos eventos de mesoescala, é necessário compreender se estes são ou não fenómenos independentes da presença de irregularidades na topografia da costa.

Conforme o caso da intensificação da contracorrente para o polo, devido ao escoamento terrestre, é ainda uma questão que precisa de futura investigação se a fonte das contracorrentes no interior da plataforma é ou não vinda de terra.

Por último, resta saber qual a influência da MO sobre a Corrente da Vertente ao largo da PI, conforme o argumento da equação da vorticidade geostrófica.

A presente visão da circulação da Costa Portuguesa é que o comportamento do ecossistema é largamente governado por atividades de mesoescala, sobrepostas à climatologia de larga escala. Correntes intervaladas ao longo do talude, plataforma continentais e junto a costa, interações de *eddies* com a circulação ao largo, plumas, filamentos de *upwelling* e frentes, e ainda a circulação de subsuperfície com impacto nos níveis superiores, também têm forte impacto na região.

Embora o cenário apresentado nesta dissertação seja baseado em diversos trabalhos sobre o estudo da região, foi sumarizado o que crê existir ou não na circulação oceânica costeira de Portugal.

Página deixada
propositadamente em branco

Bibliografia

- Álvarez-Salgado, X. *et al.*, 2003. The Portugal coastal counter current off NW Spain: new insights on its biogeochemical variability. *Progress in Oceanography*, Volume 56, pp. 281-321.
- Alveirinho Dias, J. M., 2003. *Portugal e o Mar: Importância da Oceanografia para Portugal*, Faro: Universidade do Algarve.
- Alves, M. *et al.*, 2002. Circulation patterns and transport of the Azores front-current system. *Deep Sea Research II*, Volume 49, p. 3983–4002.
- Ambar, I. e Howe, M., 1979. Observations of the Mediterranean outflow: I. Mixing in the Mediterranean outflow. *Deep Sea Research*, Volume 26A, p. 535–554.
- Austin, J. e Lentz, S., 2002. The inner shelf response to wind-driven upwelling and downwelling. *Journal of Physical Oceanography*, Volume 23, p. 2171–2193.
- Baringer, M. e Price, J., 1997. Mixing and spreading of the Mediterranean outflow. *Journal of Physical Oceanography*, Volume 27, p. 1654–1677.
- Barton, E., 2001. Canary and Portugal currents. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, Volume 1, pp. 380-389.
- Baschek, B., Send, U., Lafuente, J. e Candela, J., 2001. Transport estimates in the Strait of Gibraltar with a tidal inverse model. *Journal of Geophysical Research*, Volume 106, p. 31033–31044.
- Batten, M., Lopes da Costa, C. e Nelson, C., 1992. A numerical study of wind stress curl effects on eddies and filaments off the northwest coast of the Iberian Peninsula. *Journal of Marine Systems*, Volume 3, p. 249–266.
- Borges, M. *et al.*, 2003. Sardine regime shifts off Portugal: a time series analysis of catches and wind conditions. *Scientia Marina*, Volume 67, pp. 235-244.
- Castanheira, J. e Silva, L., 1999. *Energia e Ambiente: Indicadores de Integração*, Lisboa: Ministério do Ambiente.
- Coelho, H. S. *et al.*, 1999. The slope current along the western European margin: A numerical investigation. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, Volume 15, pp. 61-72.
- Cravo, A. *et al.*, 2010. An upwelling filament off southwest Iberia: Effect on the chlorophyll a and nutrient export. *Continental Shelf Research*, Volume 30, pp. 1601-1613.
- Csanady, G. e Shaw, P., 1983. The insulating effect of a steep continental-slope. *Journal of Geophysical Research*, Volume 88, pp. 7519-7524.
- Cudaback, C. N., Washburn, L. e Dever, E., 2005. Subtidal inner-shelf circulation near Point Conception, California. *Journal of Geophysical Research*, Volume 110.
- Cushman-Roisin, B. e Beckers, J., 2008. Introduction to Geophysical Fluid Dynamics, Physical and Numerical Aspects. *Academic Press*.
- Fiúza, A. F. d. G., Macedo, E. d. e Guerreiro, M. R., 1982. Climatological Space and Time Variation of the Portuguese Coastal Upwelling. *Oceanologica Acta*, Volume 5, pp. 31-40.

- Frouin, R., Fiúza, A., Ambar, I. e Boyd, T., 1990. Observations of a poleward surface current off the coasts of Portugal and Spain during winter. *Journal of Geophysical Research*, Volume 95 (C1), pp. 679-691.
- Garcia-Lafuente, J. *et al.*, 2006. Water mass circulation on the continental shelf of the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Research II*, Volume 53, p. 1182–1197.
- Harms, R. e Winant, C., 1998. Characteristic patterns of the circulation in the Santa Barbara Channel. *Journal of Geophysical Research*, Volume 103, pp. 3041-3066.
- Haynes, R., Barton, E. e Pilling, I., 1993. Development, persistence, and variability of upwelling filaments off the Atlantic coast of the Iberian Peninsula. *Journal of Geophysical Research*, Volume 98, pp. 22681-22692.
- Haynes, S. e Barton, E., 1990. A poleward flow along the Atlantic coast of the Iberian peninsula. *Journal of Geophysical Research*, Volume 95, pp. 11425-11441.
- Hickey, B., Dobbins, E. e Allen, S., 2003. Local and remote forcing of currents and temperature in the central Southern California Bight. *Journal of Geophysical Research*, Volume 108.
- Hoinka, K. P. e Castro, M., 2003. The Iberian Peninsula thermal low. *Q. J. R. Meteorological Soc.*, p. 129.
- Huthnance, J. *et al.*, 2002. Ocean margin exchange – water flux estimates. *Journal of Marine Systems*, Volume 32, pp. 107-137.
- Huyer, A., 1983. Coastal upwelling in the California current system. *Progress in Oceanography*, Volume 12, pp. 259-284.
- Isemer, H. e Hasse, L., 1987. The Bunker Climate Atlas of the North Atlantic Ocean.
- Jia, Y., 2000. Formation of an Azores Current due to mediterranean overflow in a modeling study of the North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, Volume 30, pp. 2342-2358.
- Jorge da Silva, A., 1992. Dependence of upwelling related circulation on wind forcing and stratification over the Portuguese northern shelf. *Hydrography Committee*.
- Kaplan, D. M., Largier, J. e Botsford, L., 2005. HF radar observations of surface circulation off Bodega Bay (northern California, USA). *Journal of Geophysical Research*, Volume 110.
- Lavin, M. *et al.*, 2006. On the summer poleward coastal current off SW Mexico. *Geophysical Research Letters*, Volume 33.
- Le Cann, B., Billant, A. e Branellec, P., 2001. Rapport de données euleriennes 1996–1999. *ARCANE*, Volume 2.
- Lentz, J., 1992. The Surface Boundary Layer in Coastal Upwelling Regions. *J. Phys. Oceanogr.*, Volume 22, pp. 1517-1539.
- Lopes da Costa, C., 2015. *Questões de dinâmica oceânica*. Escola Naval.
- Marta-Almeida, M. e Dubert, J., 2006. The structure of tides in the western Iberian region. *Continental Shelf Research*, Volume 26, pp. 385-400.
- Marta-Almeida, M., Dubert, J. e Peliz, A., 2002. *Simulations of extreme shelf current along the North-Western Iberian Shelf forced by wind and river runoff*. Valencia, s.n., p. 1555–1559.

- Martins, C., Hamann, M. e Fiúza, A., 2002. Surface circulation in the eastern North Atlantic, from drifters and altimetry. *Journal of Geophysical Research*, Volume 107 C(12).
- Mauritzen, C., Morel, Y. e Paillet, J., 2001. On the influence of mediterranean water on the central waters of the north Atlantic ocean. *Deep Sea Research I*, Volume 48, p. 347–381.
- Mazé, J., Arhan, M. e Mercier, H., 1997. Volume budget of the eastern boundary layer off the Iberian Peninsula. *Deep-Sea Research I*, Volume 44 (9-10), p. 1543–1574.
- McDowell, S. e Rossby, H., 1978. Mediterranean water: an intense mesoscale eddy off the Bahamas. *Science*, Volume 202, p. 1085–1087.
- Needler, G. e Heath, R., 1975. Diffusion coefficients calculated from the Mediterranean salinity anomaly in the North Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, Volume 5, pp. 173-182.
- Nelson, C. S., 1977. Wind Stress and Wind Stress Curl over the California Current. *NOAA Tech Rep. NMFS SSFR-714, U.S. Dep. Commerce*, p. 87.
- Obregon, M., 2001. Beyond the Edge of the Sea: Sailing with Jason and the Argonauts, Ulysses, the Vikings, and Other Explorers of the Ancient World. Em: s.l.:Random House Publishing Group, p. 22.
- Okubo, A., 1994. The role of diffusion and related physical processes in dispersal and recruitment of marine populations. In: Sammarco, P., Heron, M. (Eds.), *The Bio-physics of Marine Larval Dispersal*, AGU Coastal and Estuarine Studies 45. *American Geophysical Union*, pp. 5-32.
- Ozgekmen, T., Chassignet, E. e Rooth, C., 2001. On the connection between the mediterranean outflow and the Azores Current. *Journal of Physical Oceanography*, Volume 31, p. 461–480.
- Paillet, J. e Mercier, H., 1997. An inverse model of the eastern North Atlantic general circulation and thermocline ventilation. *Deep-Sea I*, Volume 44, pp. 1293-1328.
- Peliz, A., Dubert, J., Haidvogel, D. e Le Cann, B., 2003. Generation and unstable evolution of a density-driven Eastern Poleward Current: The Iberian Poleward Current. *Journal of Geophysical Research*, Volume 108 (C8), 3268.
- Peliz, A. *et al.*, 2005. Winter upper ocean circulation in the Western Iberian Basin – Fronts, Eddies and Poleward Flows: an overview. *Deep Sea Research I*, Volume 52, pp. 621-646.
- Peliz, A. *et al.*, 2007. A study of crab larvae dispersal on the western iberian shelf: physical processes. *Journal of Marine Systems*.
- Peliz, A., Rosa, T., Santos, A. e Pissara, J., 2002. Fronts, jets, and counter flows in the Western Iberian upwelling system. *Journal of Marine Systems*, Volume 35, pp. 61-77.
- Peliz, A., Santos, A., Oliveira, P. e Dubert, J., 2004. Extreme cross-shelf transport induced by eddy interactions southwest of Iberia in winter 2001. *Geophysical Research Letters*, Volume 31, L08301, p. doi:10.1029/2004GL019618.
- Pickard, G. L. e Emery, W. J., 1990. *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction*. 5 ed. s.l.:Butterworth Heinemann.
- Pingree, R., 1993. Flow of surface waters to the west of the British Isles and in the Bay of Biscay. *Deep Sea Research II*, Volume 40 (12), pp. 369-388.

- Pingree, R. e Le Cann, B., 1990. Structure, strength and seasonality of the slope currents in the Bay of Biscay region. *Journal of the Marine Biology Association of UK*, Volume 70, pp. 857-885.
- Pingree, R. e Le Cann, B., 1992. Three anticyclonic Slope Water Oceanic eDDIES (SWODDIES) in the Southern Bay of Biscay in 1990. *Deep-Sea Research I*, Volume 39, p. 1147–1175.
- Pingree, R., Sinha, B. e Griffiths, C., 1999. Seasonality of the European slope current (Goban Spur) and ocean margin exchange. *Continental Shelf Research*, Volume 47, pp. 929-975.
- Pollard, R. & Pu, S., 1985. Structure and circulation of the upper Atlantic Ocean northeast of the Azores. *Progress in Oceanography*, Volume 14, pp. 443-462.
- Marinha Portuguesa, 2015. *Marinha*. [Online] Disponível em: <http://www.marinha.pt/pt-pt/meios-operacoes/comando-apoio/centros/Paginas/Busca-Salvamento.aspx>. [Acedido em 6 julho 2015].
- Probyn, T., Pitcher, G., Monteiro, P. e Nelson, G., 2000. Physical processes contributing to harmful algal blooms in Saldanha Bay, South Africa. *South African Journal of Marine Science*, Volume 22, pp. 285-297.
- Quaresma, L., 2006. *Observação de ondas internas não-lineares geradas sobre o Canhão Submarino da Nazaré*, Lisboa: Universidade de Lisboa.
- Queiroga, H. e Blanton, J., 2005. Interactions between behaviour and physical forcing in the control of horizontal transport of decapod crustacean larvae. *Advances in Marine Biology*, Volume 47, pp. 107-214.
- Relvas, P. e Barton, E., 2002. Mesoscale patterns in the Cape São Vicente (Iberian Peninsula) upwelling region. *Journal of Geophysical Research*, Volume 107, p. 3164.
- SánchezRibeiro, A., Peliz, A. e Santos, A., 2005. A study of the response of chlorophyll-a biomass to a winter upwelling event off Western Iberia using SeaWiFS and in situ data. *Journal of Marine Systems*, Volume 53, pp. 87-107.
- Richardson, P., Bower, A. e Zenk, W., 2000. A census of meddies tracked by floats. *Progress in Oceanography*, Volume 45, p. 209–250.
- Roed, L. e Shi, X., 1999. A numerical study of the dynamics and energetics of cool filaments, jets, and eddies off the Iberian Peninsula. *Journal of Geophysical Research*, Volume 104, p. 29817–29842.
- Sánchez, R. *et al.*, 2006. On the inshore circulation in the northern Gulf of Cadiz, southern Portuguese shelf. *Deep-Sea Research-II*, Volume 53, p. 1198–1218.
- Santos, A. *et al.*, 2004. Impact of a winter upwelling event on the distribution and transport of sardine eggs and larvae off western Iberia: A retention mechanism. *Continental Shelf Research*, Volume 24, pp. 149-165.
- Serra, N., Ambar, I. e Kase, R., 2005. Observations and numerical modelling of the Mediterranean outflow splitting and eddy generation. *Deep Sea Research II*, Volume 52, p. 383–408.
- Sordo, I., Barton, E. D., Cotos, J. M. e Pazos, Y., 2001. An Inshore Poleward Current in the NW of the Iberian Peninsula Detected from Satellite Images, and its Relation with *G. catenatum* and *D. acuminata* Blooms in the Galician Rias. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Volume 53, p. 787–799.

- Sparrow, M. *et al.*, 2002. Two circulation regimes of the mediterranean outflow revealed by lagrangian measurements. *Journal of Physical Oceanography*, Volume 32, p. 1322–1330.
- Stramma, L., 1984. Geostrophic transport in the warm water sphere of the eastern subtropical North Atlantic. *Journal of Marine Research*, Volume 42, pp. 537-558.
- Strub, P., Kosro, P. e Huyer, A., 1991. The nature of the cold filaments in the California current system. *Journal of Geophysical Research*, Volume 96, pp. 14743-14768.
- Thurman, H. V., 1994. *Introductory Oceanography*. 7 ed. New York: Macmillan.
- Tomczak, M. e Godfrey, J. S., 1994. *Regional Oceanography: An Introduction*. New York: Pergamon.
- Torres, R. e Barton, E., 2006. Onset and development of the Iberian poleward flow along the Galician coast. *Continental Shelf Research*, Volume 26, p. 1134–1153.
- Torres, R. e Barton, E., 2007. Onset of the Iberian upwelling along the Galician coast. *Continental Shelf Research*.
- Trujillo, A. P. e Thurman, H. V., 2014. *Essentials of Oceanography*. 11 ed. s.l.:Pearson.
- Vitorino, J., 1995. *Resultados do Cruceiro CECIR XVII*, Lisboa: Instituto Hidrografico de Portugal.
- Vitorino, J., Oliveira, A., Jouanneau, J. e Drago, T., 2002. Winter dynamics on the northern Portuguese shelf. Part 1: physical processes. *Progress in Oceanography*, Volume 52, pp. 129-153.
- Winant, C. D., Beardsley, R. e Davis, R., 1987. Moored wind, temperature and current observations made during Coastal Ocean Dynamics Experiment 1 and 2 over the northern California continental shelf and upper slope. *Journal of Geophysical Research*, Volume 92, p. 1569–1604.
- Woo, M., Pattiaratchi, C. e Schroeder, W., 2006. Summer surface circulation along the Gascoyne continental shelf, western Australia. *Continental Shelf Research*, Volume 26, pp. 132-152.
- Wooster, W. S., Bakun, A. e McLain, D. R., 1976. The Seasonal Upwelling Cycle Along the Eastern Boundary of the North Atlantic. *J. Mar. Res.*, Volume 34, pp. 131-140.