

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA GEOGRÁFICA, GEOFÍSICA E ENERGIA



Upwelling na costa Atlântica da Península Ibérica:
análise de uma simulação regional de clima

Francisco Manuel Tavares Lopes

Mestrado em Ciências Geofísicas

Especialização em Meteorologia

2012

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA GEOGRÁFICA, GEOFÍSICA E ENERGIA



Upwelling na costa Atlântica da Península Ibérica:
análise de uma simulação regional de clima

Francisco Manuel Tavares Lopes

Mestrado em Ciências Geofísicas
Especialização em Meteorologia

Trabalho de Projecto orientado por

Dr.^a Rita Margarida Cardoso Tavares e Prof. Dr. Pedro Miguel Matos Soares

2012

Agradecimentos

À Dr.^a Rita Cardoso, como orientadora científica, desejo expressar o meu agradecimento pela oportunidade dada em realizar esta tese, a disponibilidade e apoio durante este período e ainda os importantes conhecimentos transmitidos.

Ao prof. Dr. Pedro Soares, co-orientador desta tese, pela importante ajuda dispensada neste trabalho.

Por fim, quero agradecer ao prof. Dr. Pedro Miranda, Director do Instituto Dom Luiz, e à prof. Dr.^a Paula Costa, coordenadora de Mestrado em Ciências Geofísicas, pelas suas orientações dadas numa fase inicial.

Abstract

The study of spatial and temporal variability in the upwelling processes that occur along the Atlantic coast of the Iberian Peninsula (IP) is based on the data analysis from the Weather Research and Forecasting model (WRF). This analysis was carried out through the assessment of the model's results with the comparison between observational data for the zonal and meridional components of the wind at 10m, during the reference period of 1989-2007.

Overall, the model represents well the monthly and seasonal observations patterns. The model's high resolution (9 km) allows a good characterization of the main coastal zones that are under strong wind intensification, showing a spatial heterogeneity that stands out in comparison with the local observations. In addition, the interaction between the wind flows and the local orography (i.e., coastal lines) is well represented unlike the observed uniform flow. The upwelling index (UI) formulation consists on the components of the Ekman transport that are perpendicular to the shoreline. In the summer, the results show a high occurrence of upwelling events on the Western coast and also on the Southern coast, although with less intensity, while on the North coast there's a weak occurrence of downwelling. On the other hand, in the winter there's more predominance of coastal downwelling episodes, although the observations indicate the possibility of a weak occurrence of upwelling in the South region of the IP.

Key-words: Iberian Peninsula, WRF Model, High Resolution, Wind Intensification, Upwelling

Resumo

O estudo da variabilidade espacial e temporal dos processos de upwelling que ocorrem ao longo da costa Atlântica da Península Ibérica (PI) tem por base a análise dos resultados provenientes do modelo de alta resolução WRF (Weather Research and Forecasting). Esta análise consistiu na avaliação dos resultados do modelo através da comparação com resultados alcançados por dados observacionais das componentes zonal e meridional do vento aos 10m, durante o período de referência de 1989-2007.

De modo geral, o modelo representa bem os padrões mensais e sazonais observados. A sua elevada resolução (9 km) permite uma boa caracterização das principais zonas costeiras sujeitas a uma maior intensificação do vento, apresentando uma heterogeneidade espacial que se destaca em comparação com as observações locais. Em adição, a interação dos escoamentos do vento com a orografia local (i.e., linhas costeiras) é bem representada, por oposição ao escoamento uniforme observado. A formulação do índice de upwelling (IU) consiste nas componentes do transporte de Ekman perpendiculares à linha de costa. No verão, os resultados indicam uma elevada ocorrência a eventos de upwelling na costa Ocidental e também na costa Sul, embora de menor intensidade, enquanto que na costa Norte verifica-se uma fraca ocorrência de downwelling. Por outro lado, no inverno existe uma maior predominância a episódios de downwelling costeiro, apesar das observações indicarem uma possível ocorrência de upwelling, embora fraca, na região Sul da PI.

Palavras-chave: Península Ibérica, Modelo WRF, Alta Resolução, Intensificação do Vento, Upwelling

Índice

1. Objectivos	2
2. Introdução	3
2.1. Correntes oceânicas de superfície	3
2.1.1. Principais correntes oceânicas e o upwelling costeiro.....	4
2.1.2. A corrente das Canárias	5
2.2. Teoria de Ekman e a dinâmica do upwelling costeiro.....	6
2.3. Regime de upwelling na costa Atlântica da Península Ibérica	7
2.4. Transporte de Ekman e índices de upwelling	9
2.5. Modelo numérico e Observações.....	11
2.5.1. Descrição e configuração do modelo WRF.....	12
2.5.2. Dados de observação do vento sobre a superfície do mar	13
2.5.3. Dados de observação da temperatura da superfície do mar.....	13
3. Resultados	14
3.1. Avaliação do vento no modelo regional WRF	14
3.1.1. Avaliação do vento médio diário, mensal e sazonal.....	15
3.1.2. Avaliação do vento médio sazonal para os períodos de inverno e verão.....	21
3.2. Variabilidade mensal do transporte de Ekman.....	27
3.3. Índices de upwelling	33
3.4. Observações SST.....	35
4. Conclusões e considerações finais	37
5. Referências.....	40
6. Anexos	43

1. Objectivos

A presente tese encontra-se no âmbito do projecto REWRITE (REgional clouds and Water balance In a changing climaTE) que consiste na implementação de novos cenários de alterações climáticas para todo o território ibérico, projectando os possíveis impactos nos diversos sectores económicos. O enquadramento deste trabalho incide na caracterização do escoamento atmosférico à superfície ao longo das costas Atlânticas da Península Ibérica (PI). Consequentemente pretende-se estudar a sua influência na ocorrência de processos de upwelling nas costas Oeste, Norte e Sul.

O procedimento de análise consiste na avaliação de um modelo regional state-of-the-art, denominado WRF (Weather Research and Forecasting), em modo de clima. A configuração do modelo tem como forçamento a re-análise ERA-Interim para o período de 1989-2008, sendo de 9 km o domínio sobre os quais foram obtidos os dados. A elevada resolução do WRF permitirá uma boa representação da topografia subjacente e dos processos que ocorrem próximo da superfície, especialmente em regiões onde existe o forçamento do vento devido a orografias complexas ou linhas costeiras (Wang et al., 2004).

Os principais objectivos deste trabalho passam pela comparação e validação dos resultados do modelo WRF relativamente a dados observacionais, para a representação do vento sobre o Oceano Atlântico nas costas Oeste, Norte e Sul da PI durante o período de referência de 1989-2007. Caracterização dos mecanismos físicos fundamentais ao surgimento do upwelling costeiro e a importância relativa dos diversos factores envolvidos, do ponto de vista físico. Por último, pretende-se avaliar os resultados do modelo para a representação de índices de upwelling (IU) junto às costas Norte, Oeste e Sul da PI.

2. Introdução

2.1. Correntes oceânicas de superfície

A atmosfera e o oceano são dois fluidos que se encontram ligados entre si fisicamente, e como tal influenciam-se mutuamente. Um exemplo é a incidência da radiação solar que incide diferencialmente sobre a Terra, gerando movimentos contínuos em ambos os fluidos que, por sua vez, são afectados pela rotação terrestre. É o caso da tensão que o vento exerce sobre a superfície do mar que, estando associada à transferência de momentum da atmosfera para o oceano, permite a existência de correntes superficiais ou correntes de deriva.

A origem da circulação geral da atmosfera tem por base o aquecimento diferencial da radiação solar sobre a superfície terrestre. Este aquecimento depende fundamentalmente da latitude, sendo que a média anual apresenta um máximo no equador e um mínimo nos polos (Holton, 2004). Como tal, existe um ganho global de energia radiativa na região equatorial e, por oposição, uma perda global de energia radiativa nas regiões polares. O processo que permite o equilíbrio entre o excesso de energia nos trópicos e o défice nos polos é denominado de balanço radiativo terrestre. Este consiste no transporte de ar quente proveniente do equador (sob a forma de calor latente e sensível) para os polos e o transporte de ar frio destes em direcção ao equador. Como resultado da rotação da Terra (i.e., o efeito de Coriolis), estas circulações de ar são deflectidas para a direita no Hemisfério Norte e para a esquerda no Hemisfério Sul (Ross, 1995).

No equador o ar aquece e ascende até uma altitude delimitada pela tropopausa, onde a partir da qual é obrigado a deslocar-se em direcção aos polos (Ahrens, 2009). Para o Hemisfério Norte, à medida que o ar viaja para o polo também é deflectido para a direita (i.e., tem-se ventos de Oeste), ao mesmo tempo arrefece e começa a convergir em latitude. Por volta do paralelo 30°N, como consequência da convergência em altitude, tem-se um aumento da pressão à superfície, permitindo a existência de células de altas pressões, ou anticlones subtropicais. A estas latitudes, associado à convergência em altitude, observa-se subsidência e parte do ar que chega à superfície torna a voltar ao equador, que sendo deflectido para a direita origina ventos que sopram de Nordeste (NE) para Sudoeste (SO), também conhecidos como ventos Alísios de NE. Estes ventos que regressam ao equador fecham a circulação que ocorre entre 0-30°N, sendo conhecida como circulação de Hadley, ou célula de Hadley (figura 1). O ar restante subsidente que não se desloca para o equador, ruma para Norte ao mesmo tempo que é deflectido para a Este, dando lugar aos ventos de Oeste. Do mesmo modo mas de maneira inversa (Hemisfério Sul), o ar quente que ascende e se desloca em direcção ao polo é deflectido para a esquerda enquanto arrefece, e por volta do paralelo 30°S converge, dando-se a sua subsidência. Quando chega à superfície parte do ar desloca-se para o equador, à medida que é deflectido para a esquerda permite que estes ventos soprem de Sudeste (SE) para Noroeste (NO), também conhecidos como ventos Alísios de SE, enquanto que o ar restante direcciona-se para o polo ao mesmo tempo que é deflectido para a esquerda, resultando em ventos de Oeste.

Os anticlones subtropicais, que se formam devido à convergência e respectiva subsidência de massas de ar por volta dos paralelos 30°N-S, são sistemas semipermanentes cuja posição varia pouco ao longo do ano. No Hemisfério Norte, durante o verão tendem a deslocar-se para Norte, e para Sul no inverno. Um exemplo é o anticiclone dos Açores no Atlântico Norte, que no inverno localiza-se próximo de 30°N (i.e., a Sul dos Açores) e no verão o seu centro desloca-se para 35°N, chegando a abranger a Península Ibérica.

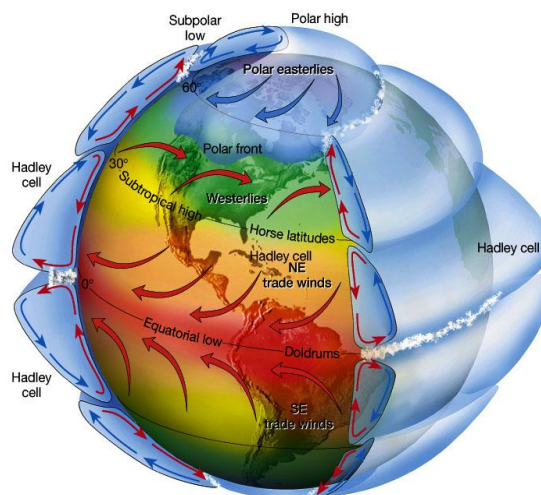


Figura 1 – Perspectiva tridimensional dos padrões globais da circulação atmosférica, como resultado de um aquecimento diferencial da superfície terrestre entre o equador e os polos. Imagem obtida via *NASA's Remote Sensing Tutorial: The Water Planet - Meteorological, Oceanographic and Hydrologic Applications of Remote Sensing*.

Da acção do vento resulta o movimento das águas superficiais oceânicas, uma vez que ao soprar sobre estas cria um afastamento e um conseqüente empilhamento das massas de água. Como tal, geram-se áreas sobre as quais existem diferenças de pressão, o que permite movimentos adicionais ao longo de várias centenas de metros de profundidade. O resultado a nível global são as principais correntes oceânicas que, estando o vento sob a influência do efeito de Coriolis, também irão sofrer efeitos de deflexão. No Hemisfério Norte estas correntes deflectem para a direita (circulação no sentido dos ponteiros do relógio) e para a esquerda no Hemisfério Sul (circulação contrária aos ponteiros do relógio). Estas circulações anticiclónicas de grande escala são conhecidas como giros subtropicais (figura 2), estando geralmente em fase com os seus homólogos atmosféricos.

No entanto estes giros mostram uma assimetria Este-Oeste devido à presença das massas continentais, apresentando escoamentos mais intensos nas fronteiras Oeste dos oceanos, e mais difusos nas fronteiras Este (Peixoto e Oort, 1992). Para além disso, não se movem à mesma velocidade que o vento predominante, em vez disso mostram-se mais lentos devido a um maior efeito de arrastamento sobre a água. Contudo, as correntes que estes incorporam são uma parte importante para o equilíbrio energético entre latitudes. Pois tal como o vento, estas correntes transferem o excesso de calor dos trópicos para as regiões polares. Por exemplo, no Hemisfério Norte, cerca de 40% do transporte total de calor é feito através de correntes superficiais oceânicas (Ahrens, 2009).

2.1.1. Principais correntes oceânicas e o upwelling costeiro

Segundo Sverdrup et al. (1942), nas fronteiras Oeste dos continentes, o efeito combinado da rotação da Terra (efeito de Coriolis) com a tensão de atrito exercida sobre a superfície dos oceanos por ventos com direcção ao equador, implica um transporte da camada superficial oceânica, normal às linhas de costa (i.e., uma corrente superficial para longe da costa). Esta camada superficial é substituída por águas provenientes de camadas mais profundas (50-100 m), denominando-se este processo como afloramento costeiro ou upwelling. O processo de afloramento permite a ascensão de águas mais frias, mais salinas e mais ricas em nutrientes, como nitrato, fosfato e silicato resultantes da decomposição de material orgânico proveniente da superfície (Kosro et al., 1991). Quando estes materiais ascendem, são utilizados pelo fitoplâncton para produzir compostos orgânicos através do processo de fotossíntese. É por isso que ecossistemas marinhos nas correntes Este dos oceanos são bastante produtivos, permitindo a sustentação de grandes quantidades de plâncton e grandes populações de peixes como sardinhas e anchovas, que por sua vez alimentam outras espécies marinhas como mamíferos e aves (Cushing, 1969). Como tal, as pescas costeiras (que têm grande impacto para o sector económico nestas regiões) irão depender essencialmente deste fenómeno.

A nível mundial são quatro as principais correntes associadas a ecossistemas de upwelling costeiro: a corrente das Canárias, situada entre o NO da Península Ibérica e o NO de África (costa do Senegal), a corrente de Benguela, no SO de África, a corrente da Califórnia, a Oeste da América do Norte, e a corrente do Peru (ou de Humboldt), a Oeste da América do Sul (figura 2).

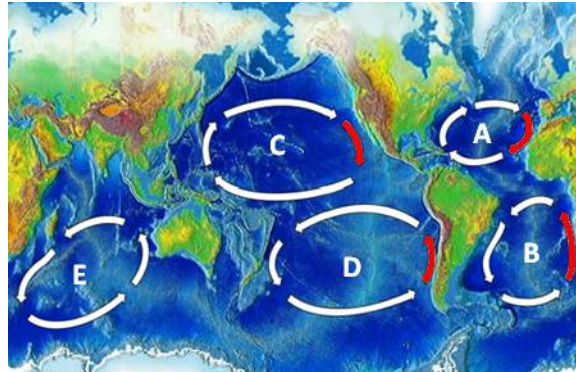


Figura 2 – Localização geográfica dos principais giros oceânicos: Giro subtropical do Atlântico Norte (A), Giro subtropical do Atlântico Sul (B), Giro subtropical do Pacífico Norte (C), Giro subtropical do Pacífico Sul (D) e Giro subtropical do Índico (E). Em destaque (a vermelho) estão as principais correntes oceânicas associadas a ecossistemas de upwelling costeiro no mundo. Imagem adaptada, via NOAA.

2.1.2. A corrente das Canárias

Sendo baptizada com o nome do arquipélago (situado por volta do paralelo 28°N) que bloqueia parcialmente o escoamento desta corrente (Gyory, 2007), a corrente das Canárias é uma corrente de superfície conduzida pelo vento e que faz parte do giro subtropical do Atlântico Norte (figura 3). O ecossistema de upwelling que esta corrente proporciona depende dos ventos Alísios, variando também com a latitude. Estende-se desde o NO da Península Ibérica até à região costeira do Senegal, na qual é redireccionada para Oeste, onde mais tarde se juntará à Corrente Equatorial do Atlântico Norte. Tal como as outras correntes de fronteira Este, é uma corrente que transporta águas de Norte mais frias em direcção ao equador, apresentando-se larga (1000 km) e lenta ($10\text{-}30\text{ cm s}^{-1}$), durante o ano inteiro. A profundidade média que esta atinge é cerca de 500 m, onde o escoamento regista velocidades de $10\text{-}15\text{ cm s}^{-1}$ e transportes de cerca de $4\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$. O sistema da corrente das Canárias, estando na fronteira Este do giro subtropical do Atlântico Norte, encontra-se sob a influência do deslocamento sazonal que é característico do Anticiclone dos Açores (Machín et al., 2006), podendo por isso exhibir flutuações sazonais.

Em Tomczak e Godfrey (1994) diz-se que a Corrente de Portugal, que se encontra ao largo da costa Oeste da Península Ibérica, faz parte da Corrente das Canárias. Por outro lado, outros autores distinguem a Corrente de Portugal como uma corrente à parte que apresenta transportes na ordem de $3\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$, em direcção a Sul, nos primeiros 800 m de profundidade (Stramma, 1984).

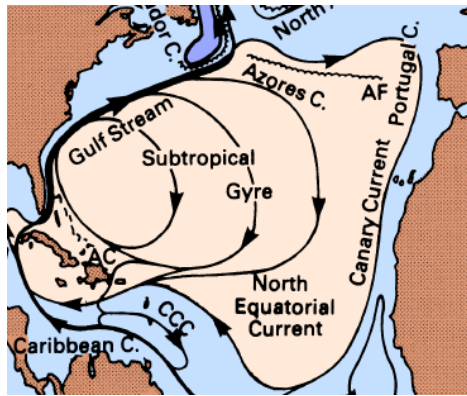


Figura 3 - Representação esquemática do giro subtropical do Atlântico Norte, juntamente com as suas principais correntes oceânicas. Retirado de Tomczak e Godfrey (2001).

2.2. Teoria de Ekman e a dinâmica do upwelling costeiro

Quando o vento exerce forças de fricção sobre a superfície do oceano, o efeito de Coriolis, o transporte de Ekman e a topografia subjacente fazem com que as velocidades e as direcções das correntes se modifiquem.

À medida que o vento sopra sobre a superfície oceânica, este cria movimento na camada de água mais superficial, a qual em teoria é deflectida para a direita (Hemisfério Norte) cerca de 45° da direcção do vento devido ao efeito de Coriolis. Este efeito propaga-se verticalmente na coluna de água, exibindo uma deflexão na mesma mas cujo ângulo aumenta e a velocidade diminui em profundidade, devido à fricção, até atingir os 50-100 m. A esta profundidade o movimento ocorre na direcção oposta à do vento, sendo este limite considerado como o fim da influência do vento sobre o movimento do oceano. Todo este processo é conhecido como a espiral de Ekman, e pode ser mostrado através de um modelo (figura 4a) que ilustra vectores proporcionais em magnitude e orientação das velocidades das camadas de água à medida que a profundidade aumenta. À espiral de Ekman está associado um movimento de águas que quando integrado na vertical resulta num transporte de massas que ocorre 90° para a direita (esquerda) do vector da tensão do vento no Hemisfério Norte (Hemisfério Sul) (Cushman-Roisin, 2008). Este transporte integrado é chamado de transporte de Ekman.

A figura 4b exemplifica os processos dinâmicos que ocorrem nas fronteiras Este dos oceanos, servindo como exemplo para a região costeira Atlântica da Península Ibérica na qual se tem um sistema de upwelling frontal duplo (Peliz et al., 2002). A intensificação do vento de Norte ao longo da costa Oeste da Península Ibérica permite o surgimento de uma zona associada ao upwelling, que é caracterizada pelo transporte de Ekman, para longe da costa, das camadas mais superficiais. Esta divergência origina uma forte frente de densidade que é caracterizada pela subida da termoclina até à superfície. Mais, deste afastamento resulta uma convergência das camadas superficiais e uma consequente diminuição do nível do mar junto à costa, originando um gradiente zonal. Este gradiente permite a existência de uma corrente geostrofica (um jacto costeiro), que sendo observada por Peliz et al. (2002) se verificou que escoava ao longo da costa com uma velocidade que pode chegar aos 40 cms⁻¹, em direcção a Sul.

Mais junto à costa, no interior da plataforma continental, existe uma segunda frente, como resultado do contraste de temperaturas e densidades, que estabelece a separação entre águas frias resultantes do upwelling e águas mais quentes de uma contracorrente costeira com direcção Norte (Peliz et al., 2002). A presença desta contracorrente, segundo os autores, deve-se provavelmente à forte deflecção para longe da costa da corrente de upwelling, e da presença da WIBP (Western Iberian Buoyant Plume). Esta consiste numa pluma de águas superficiais de baixa salinidade no lado mais próximo da costa da frente de upwelling e que resulta dos escoamentos dos rios ao longo da costa Ocidental ibérica. Para além disso, ao longo do declive da plataforma continental, verifica-se uma

corrente de fundo mais quente e salgada. Esta desloca-se em direcção ao polo, permitindo a existência de um transporte onshore profundo. O símbolo \oplus (\otimes) representa o escoamento para Oeste (Este) do transporte de Ekman para longe da costa (para próximo da costa).

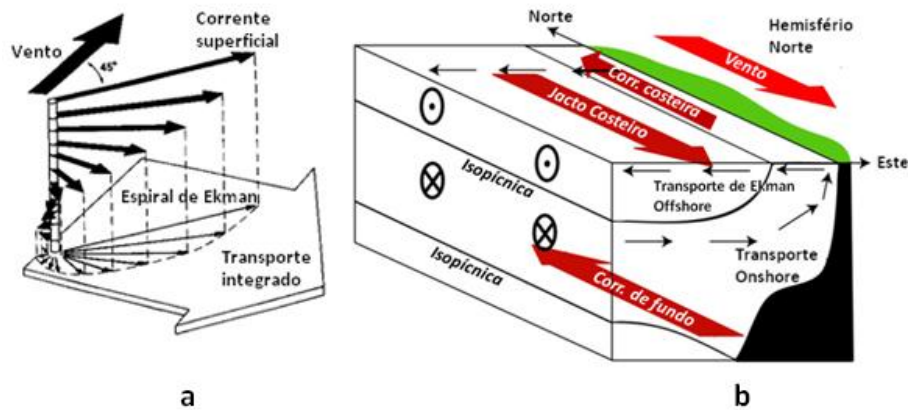


Figura 4 - Estrutura da camada de Ekman superficial (a). Dinâmica do upwelling costeiro numa fronteira Este oceânica (b). Estes esquemas são válidos para o Hemisfério Norte, onde a deflexão devido ao efeito de Coriolis ocorre para a direita do vector do vento. O processo inverso ocorre para o Hemisfério Sul.

2.3. Regime de upwelling na costa Atlântica da Península Ibérica

A região Ocidental da Península Ibérica estende-se desde a zona mais SO de Portugal (~36°N) até à região mais NO da Galiza (~44°N). Segundo Bakun et al. (2009), é durante os meses de primavera-verão que se observa um aumento generalizado nas tendências do upwelling costeiro em latitudes subtropicais. Mais, perto da periferia do giro subtropical do Norte Atlântico junto à Península Ibérica, Bakun (1992) identificou um padrão consistente no aumento da intensidade do vento em zonas sujeitas a formações de células térmicas de baixa pressão durante os períodos de aquecimento do ano. Schwing e Mendelsohn (1997) e Mendelsohn e Schwing (2002) verificaram que o aumento da intensidade do vento favorável a upwelling, ao largo da Califórnia, se restringia à principal zona de upwelling nessa região, bem como para o período sazonal caracterizado pelo desenvolvimento de células térmicas de baixa pressão.

Sabe-se que durante o verão no interior da Península Ibérica, quando a radiação solar incidente atinge valores máximos sobre a sua superfície árida e semi-árida, tem-se o desenvolvimento de uma circulação térmica. Por detrás desta circulação está o contraste entre o aquecimento da superfície no interior e a região costeira da península, o que proporciona circulações de mesoescala (de um a várias centenas de quilómetros) conhecidas como brisas marítimas. Estas circulações fazem-se em direcção ao interior da Península Ibérica que, sendo deflectidas pelo efeito de Coriolis, resultam numa circulação ciclónica (Miranda, 2009). Hoinka e Castro (2002) no seu estudo concluíram que durante os meses de Junho, Julho e Agosto, a presença desta térmica ocorre entre 35-45% de todos os dias, com um máximo de intensidade às 18 UTC, e que o seu centro situa-se próximo de 40.5°N e 4.0°O. Esta circulação ciclónica (figura 5) é responsável por ventos de Norte e NO que incidem na costa Ocidental Ibérica e que, juntamente com os ventos provenientes do Anticiclone dos Açores, pode ser vista como um mecanismo de intensificação, permitindo a existência de um regime característico do verão nesta região, denominado de nortada. Este regime é caracterizado por um aumento da intensidade do vento ao longo do dia, atingindo valores máximos ao final da tarde (correspondendo à intensidade máxima da depressão térmica). Esta intensificação ao longo da costa Oeste ibérica permite a existência de uma directa e consequente intensificação do upwelling costeiro.

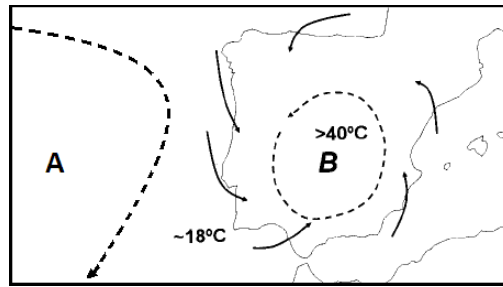


Figura 5 - Representação esquemática da depressão térmica (B), localizada próximo do centro da Península Ibérica, e o anticiclone dos Açores (A) característicos do Verão Ibérico. Adaptado de Miranda (2009).

Observações e simulações efectuadas indicam que o upwelling, ao longo da costa Oeste da península não só é mais frequente, como também é mais intenso ao largo dos principais cabos, nomeadamente, próximo do Cabo Finisterra (42.9°N; 9.3°O) (McClain et al., 1986). Esta região é caracterizada pela alteração abrupta da orientação costeira, o que é indicativo de variações importantes da tensão do vento. Mais, Castro et al. (1994) e Blanton et al. (1984) descrevem esta zona como um local frequente de um máximo estacionário de upwelling, enquanto que em Haynes et al. (1993) é verificada a existência de filamentos de upwelling periódicos, sendo mais tarde mostrada a sua coincidência com padrões específicos de vento durante o mês de Julho (Torres et al., 2003). Outros cabos em que se verificam intensidades persistentes de filamentos de upwelling são o Cabo Carvoeiro (39.4°N; 9.4°O), Cabo da Roca (38.8°N; 9.5°O) e o Cabo São Vicente (37°N; 8.9°O). Alvarez et al. (2008) observou que o upwelling é mais intenso próximo dos Cabos São Vicente e da Roca, durante os meses de primavera-verão, e próximo do Cabo Finisterra, durante todo o ano.

A resposta do upwelling costeiro português a ventos de Norte é rápida, principalmente nas zonas a Sul destes cabos, começando primeiro ao longo da linha de costa e depois alastrando-se offshore à medida que o processo se desenrola. Como resultado, formam-se filamentos de upwelling, que foram observados por diversos autores (Peliz et al., 2002; Haynes et al., 1993). A maioria dos filamentos observados através de dados de SST, encontra-se associada à presença de importantes características topográficas da região, ou efeitos orográficos, que interagem com a tensão do vento próximo da superfície, como os cabos de maiores dimensões. Outros filamentos resultam apenas da instabilidades do escoamento ao longo de uma linha de costa mais regular, como há mais a Norte. Mais recentemente, através da análise de dados para o transporte de Ekman, Gómez-Gesteira et al. (2006) verificou que o upwelling na costa Oeste se dá com uma probabilidade máxima de 60% durante o verão e uma probabilidade mínima de 15% nos meses de Dezembro-Janeiro. Tal foi revalidado através da análise de dados de satélite pelo sensor QuikSCAT (Alvarez et al., 2007). Durante os meses de outono e inverno, para além de existir uma prevalência de ventos de Sul favoráveis a downwelling, existem ainda alguns episódios de upwelling com características semelhantes ao observado durante o verão, tanto no forçamento do vento como na água bombeada (Alvarez et al., 2008; deCastro et al., 2008).

A região mais a SO do território ibérico encontra-se ligada ao oceano Atlântico, estando esta zona costeira localizada próximo de 37°N e entre 6-9°O. O sistema costeiro desta região é caracterizado pela presença do Golfo de Cádiz e pelo Estreito de Gibraltar, que estabelece a ligação entre o Oceano Atlântico e o Mar Mediterrâneo. O Estreito de Gibraltar é definido, tanto a Norte como a Sul, por cadeias montanhosas, o que confere uma importante componente orográfica nesta região sobre o campo do vento, pois aqui a circulação de ar é canalizada e intensificada em direcção a Oeste durante a maior parte do ano. A circulação à superfície ao largo do Golfo de Cádiz tende a seguir o regime do vento que é característico da Península Ibérica durante as principais estações do ano. Ou seja, durante o verão (nos períodos de upwelling) a circulação à superfície segue os movimentos do vento de Norte para Este, e durante o inverno segue os ventos de Norte para SO (Criado-Aldeanueva et al., 2008).

Relativamente à costa Norte da Península Ibérica, esta estende-se desde a região mais a NO da península, próximo do Cabo Finisterra (~43°N; 9°O), até ao Golfo da Biscaia (~45°N; 3.5°O) onde durante o inverno o vento é de SO, enquanto que durante o verão é predominantemente de NO (van Aken, 2002).

2.4. Transporte de Ekman e índices de upwelling

A origem dos índices de upwelling encontra-se no desenvolvimento de séries temporais que representem as variações da intensidade, frequência e duração do upwelling ao longo da costa. Estas séries nem sempre estiveram disponíveis, pois quantificar directamente o fenómeno de upwelling é muito difícil. Wooster e Reid (1963) demonstraram que a componente offshore do transporte de Ekman representa um “índice de upwelling”, permitindo uma descrição da variabilidade sazonal do arrefecimento de águas próximo da costa. Este transporte que ocorre à superfície dos oceanos pode ser estimado a partir da teoria de camada limite planetária e da aproximação do vento geostrófico.

A aproximação do vento geostrófico é muitas vezes uma boa aproximação ao vento observado sobre a superfície do mar e em áreas de estudo relativamente pequenas. Como, por definição, o vento geostrófico resulta do balanço entre as componentes horizontais da força do gradiente de pressão e a força de Coriolis (equilíbrio geostrófico), e como sobre este equilíbrio actuam forças de fricção próximo da superfície, o vento geostrófico nunca será exactamente igual ao vento verdadeiro. A região de estudo da presente tese enquadra-se no perfil de utilização desta aproximação, e como tal esta será abordada através de dados do campo da pressão à superfície provenientes do modelo.

Schwing et al. (1996) utilizou as componentes zonais (u_g) e meridionais (v_g) do vento geostrófico, tendo em consideração a aproximação geostrófica:

$$u_g = -\frac{1}{f \cdot \rho_a \cdot R} \cdot \frac{\delta P}{\delta \phi} \quad (1)$$

$$v_g = +\frac{1}{f \cdot \rho_a \cdot R \cdot \cos \phi} \cdot \frac{\delta P}{\delta \lambda} \quad (2)$$

Onde f é o parâmetro de Coriolis, definido como o dobro da componente vertical da velocidade angular terrestre Ω ($\Omega = 7.27 \times 10^{-5} \text{ rads}^{-1}$) na vertical do lugar, dada por $f = 2\Omega \sin(\theta)$, na latitude θ . O parâmetro ρ_a é o valor médio da densidade do ar ($\rho_a = 1.22 \text{ kgm}^{-3}$), R é o raio médio da Terra (6371 km, aproximadamente), P é a pressão à superfície (Pa), ϕ é a latitude e λ é a longitude (coordenada angular Norte e Este, respectivamente). Os gradientes de pressão latitudinal ($\delta P / \delta \phi$) e longitudinal ($\delta P / \delta \lambda$) são obtidos através de derivadas da pressão P à superfície para cada ponto de grelha (usando diferenças centradas no espaço), i.e., fazendo a diferença da pressão entre cada ponto de grelha e a sua vizinhança, e dividindo pela distância que os separa (2h):

$$\frac{\delta P}{\delta \phi} \cong \frac{P_{\lambda, \phi+h} - P_{\lambda, \phi-h}}{2h} \quad (3)$$

$$\frac{\delta P}{\delta \lambda} \cong \frac{P_{\lambda+h, \phi} - P_{\lambda-h, \phi}}{2h} \quad (4)$$

Um índice de upwelling costeiro tem como base a teoria de Ekman (1905) do transporte de massa devido à tensão do vento sobre a superfície. O transporte de Ekman faz-se apresentar pelas componentes paralela e normal à linha de costa local. Sendo que a magnitude da componente direcionada para longe da costa é considerada como um índice da quantidade de água que ascende desde a base da camada de Ekman. Valores positivos (negativos) implicam upwelling (downwelling), i.e., a advecção para longe da costa (para próximo da costa) de águas superficiais acompanhadas por um deslocamento de água ascendente (descendente).

Recentemente, Alvarez et al. (2008) através de dados de satélite obtidos pelo sensor QuikSCAT das componentes do vento a uma altitude de referência de 10m, calculou o transporte de Ekman (M) para o período de 2000 a 2006 utilizando a relação:

$$\vec{M} = \frac{1}{f \cdot \rho_w} \vec{k} \times \vec{\tau} \quad (5)$$

Onde ρ_w é o valor médio da densidade da água ($\rho_w = 1025 \text{ kgm}^{-3}$), \vec{k} é o vector unitário vertical direccionado para cima e $\vec{\tau}$ é o vector da tensão do vento, obtido segundo a expressão:

$$\vec{\tau} = \rho_a \cdot C_D \cdot |\vec{V}_{10m}| \cdot \vec{V}_{10m} \quad (6)$$

Na qual o parâmetro C_D é o coeficiente de arrastamento adimensional, \vec{V}_{10m} é o vector do vento aos 10m, com magnitude $|\vec{V}_{10m}|$ calculada a partir das suas componentes zonal (u_{10m}) e meridional (v_{10m}):

$$|\vec{V}_{10m}| = \sqrt{u_{10m}^2 + v_{10m}^2} \quad (7)$$

A componente zonal (M_x) e meridional (M_y) do transporte de Ekman (5) são então atribuídas segundo as relações:

$$M_x = \frac{\rho_a \cdot C_D}{f \cdot \rho_w} \cdot (u^2 + v^2)^{1/2} \cdot v \quad (8)$$

$$M_y = -\frac{\rho_a \cdot C_D}{f \cdot \rho_w} \cdot (u^2 + v^2)^{1/2} \cdot u \quad (9)$$

Em Alvarez et al. (2008) é utilizado um valor médio para o coeficiente de arrastamento C_D ($C_D = 1.4 \times 10^{-3}$). Noutros estudos (Yelland e Taylor, 1995) este parâmetro é considerado como não constante, variando em função das intensidades do vento local. O critério de atribuição de valores que estes autores estabeleceram para que este parâmetro pudesse variar no espaço tem como base dois intervalos diferentes de velocidades do vento. Para valores menores de vento tem-se:

$$1000 \cdot C_D = 0,29 + \frac{3,1}{V_{10m}} + \frac{7,7}{V_{10m}^2}, \quad (3 \leq V_{10m} \leq 6 \text{ ms}^{-1}) \quad (10)$$

E para valores superiores de vento:

$$1000.C_D = 0,60 + 0,07.V_{10m} \quad , \quad (6 \leq V_{10m} \leq 26 \text{ ms}^{-1}) \quad (11)$$

O índice de upwelling é então obtido tendo em consideração as componentes do transporte de Ekman perpendiculares à linha de costa:

$$IU = -\sin(\theta).M_x + \cos(\theta)M_y \quad (12)$$

Nesta relação, $\theta = \pi/2 + \varphi$, em que φ é o ângulo do vector unitário perpendicular à linha de costa, apontando em direcção a terra (Gómez-Gesteira et al., 2006). Este ângulo tem como referência a linha do equador, fazendo a aproximação de que a linha de costa Oeste da Península Ibérica tem 90° relativamente ao equador.

A figura 6 mostra o exemplo de aplicação da relação (12) sobre as três zonas costeiras de interesse na costa Atlântica da península: a costa Norte, a costa Sul e a costa Oeste. Para a costa Norte, como $\varphi = -90^\circ$ em relação ao equador, o índice de upwelling será dado pela componente positiva meridional de M ($IU = +My$). Para a costa Sul tem-se $\varphi = +90^\circ$, ou seja, o índice de upwelling é dado pela componente negativa meridional de M ($IU = -My$). E por fim, para a costa Oeste $\varphi = 0^\circ$, i.e., o índice de upwelling é obtido pela componente negativa zonal de M ($IU = -Mx$).



Figura 6 - Representação esquemática das componentes do transporte de Ekman perpendiculares à linha de costa, para a costa Atlântica da Península Ibérica.

2.5. Modelo numérico e Observações

Em modelação climática, uma alternativa para menores escalas é o uso de modelos climáticos regionais. Estes modelos numéricos são similares aos modelos climáticos globais mas possuem uma maior resolução, e como tal possibilitam uma melhor representação, como por exemplo, da topografia subjacente dentro do domínio do modelo. Os modelos regionais têm vindo a ser considerados como uma melhoria para simulações de escala regional, especialmente em regiões onde o forçamento devido a orografias complexas (ou linhas de costa) coordena a distribuição espacial de variáveis climáticas (Wang et al., 2004).

2.5.1. Descrição e configuração do modelo WRF

O modelo WRF (Weather Research and Forecasting) é uma ferramenta state-of-the-art no âmbito da modelação climática regional, tendo como base a previsão numérica do tempo (NWP) e um sistema de simulação atmosférica.

Como mostra a figura 7, este modelo de alta resolução possui dois domínios aninhados centrados na Península Ibérica (Cardoso et al., 2012), um com resolução de 27x27 km (a preto) e outro, no qual é efectuado o estudo desta tese, com resolução de 9x9 km (a vermelho). O WRF é forçado pela reanálise ERA-Interim para o período de 1989-2008, incorporando condições iniciais e de fronteira lateral no domínio exterior. Possui ainda quarenta e nove níveis verticais, tendo como limite os 50 hPa.

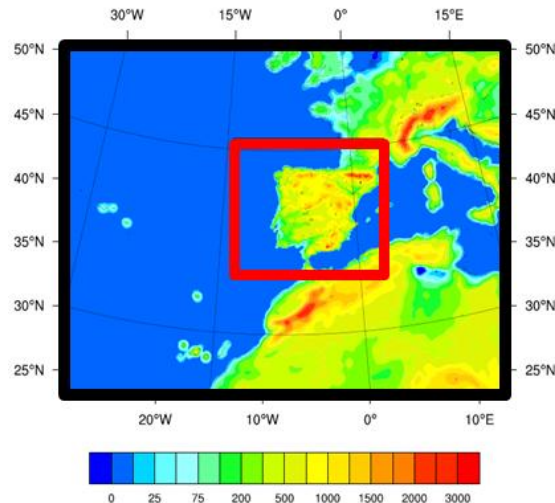


Figura 7 - Os dois domínios aninhados do modelo WRF. No centro, a resolução de 9 km permite observar com maior detalhe a orografia característica da região. Adaptado de Cardoso et al. (2012).

As parametrizações físicas são uma parte fundamental no processo de simulação. Em Skamarock et al. (2008) é feita uma descrição detalhada das componentes do WRF que permitem estabelecer as parametrizações necessárias para a presente simulação.

A configuração do WRF utilizado possui o modelo de superfície Noah LSM de quatro camadas que permite simular as trocas existentes entre o solo e a superfície (Chen, F. e J. Dudhia, 2001). Os processos de microfísica que resolvem o vapor de água, gelo, nuvens e processos de precipitação, são seguidos pelo esquema melhorado de seis classes segundo Hong et al. (2006). Para a camada limite planetária é utilizado o esquema de Mellor-Yamada-Janjic (MYJ) (Janjic, 2002), que permite a parametrização da turbulência não só na camada limite como também na atmosfera livre, tendo em conta todos os regimes de turbulência atmosféricos. Para efeitos de escala de subgrelhas de nuvens convectivas e/ou de nuvens baixas, tem-se o esquema de cumulus melhorado segundo Betts-Miller-Janjic (BMJ) (Betts, 1986; Betts, e Miller, 1986; Janjic, 1994, 2000), que permite a implementação de convecção profunda e tempo de relaxação variáveis e que dependem da eficiência da nuvem (parâmetro não dimensional que caracteriza o regime convectivo). A parametrização da radiação atmosférica, que providencia o aquecimento atmosférico devido à divergência de fluxos radiativos e radiação ascendente e descendente de ondas longas (LW) e de ondas curtas (SW) para o balanço de calor próximo do solo, é seguida pelos esquemas de LW (CAM Longwave) e de SO (CAM Shortwave) do NCAR (Collins et al., 2004), contendo oito e dezanove bandas para LW e SW, respectivamente.

Os dados provenientes do WRF são um conjunto de médias diárias de dados horários implementados numa grelha de resolução 9 km, cobrindo toda a região da costa Atlântica da Península Ibérica. Estes dados encontram-se inseridos num período de 19 anos, tendo como início o dia 1 de Janeiro de 1989 (0000UTC) e terminando no dia 31 de Dezembro de 2007 (1800UTC).

O facto de se estar a trabalhar com um modelo climático regional de alta resolução permitirá efectuar uma análise com detalhe do comportamento do vento próximo da linha de costa, verificando-se os efeitos orográficos que aí ocorrem. Em estudos anteriores, Alvarez et al. (2008) usou dados de satélite do vento por meio do sensor QuikSCAT (com uma resolução de grelha $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$), mas neste caso os dados junto à costa Ocidental ibérica são inexistentes. Mais, existe alguma dificuldade em obter medições *in situ* simultâneas do vento real (e.g., dados de bóias e estações meteorológicas) para uma análise rigorosa do padrão do vento junto à costa.

2.5.2. Dados de observação do vento sobre a superfície do mar

Uma maneira prática de validar os resultados obtidos pelo WRF é estabelecer uma comparação com observações globais da componente zonal e meridional do campo do vento sobre a superfície do mar (dados SeaWind). Estas consistem num conjunto de dados (Atlas et al., 2011) que se encontram ao abrigo do projecto CCMP (Cross-Calibrated Multi-Platform) da NASA, e podem ser adquiridos através do REMSS (Remote Sensing Systems). Nestas é efectuada a combinação entre vários sensores abordo de satélites (e.g., SSM/I, SSMIS, AMSR-E, TRMM TMI, QuikSCAT, SeaWinds, WindSat) e medições *in situ*. Todas as observações e análises do vento têm uma resolução temporal de seis horas e uma altitude de referência de 10m, encontrando-se distribuídas numa grelha cilíndrica coordenada com uma resolução de 0.25° . Os dados encontram-se disponíveis para o período de 1 de Julho de 1987 a 30 de Junho de 2011.

2.5.3. Dados de observação da temperatura da superfície do mar

Outro método para a avaliação dos resultados do modelo é a verificação de eventuais variações locais da temperatura da superfície do mar (SST). Estes dados são utilizados para análise através do projecto OI (Optimum Interpolation) da NOAA (National Oceanic & Atmospheric Administration), e são o resultado combinado entre observações *in situ* (i.e., bóias e embarcações) e medições por satélites, como por exemplo o sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer). Este sensor funciona na banda do infravermelho, o que trás alguma desvantagem porque é afectado pela presença de nebulosidade e de nevoeiro, de tal modo que durante a estação de verão, nos dias em que são registadas maiores frequências de nevoeiro e de nuvens baixas (stratus), pode existir falta de dados nas regiões de upwelling costeiro. Existem outros sensores alternativos (e.g., AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS), TMI (Trmm Microwave Imager), mas também acarretam outras desvantagens como a falta da capacidade de obter dados de SST sob condições de larga escala de precipitação e nas regiões dentro dos primeiros 50 km da costa, o que faz com que se tornem pouco uteis em estudos de upwelling costeiro. Os dados aqui tratados possuem uma resolução temporal de um dia e uma resolução espacial de 0.5° , tendo como selecção o período de 1989-2007. Este conjunto de dados pode ser adquirido directamente via NOAA (http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/db_search/DBListFiles.pl?did=132&tid=35065&vid=2423).

3. Resultados

3.1. Avaliação do vento no modelo regional WRF

Para estudo do campo do vento próximo da superfície, o tratamento dos dados provenientes do WRF consiste no cálculo de médias anuais para os períodos diário, mensal e sazonal. Estas são obtidas a partir dos respectivos escoamentos médios diários, mensais e sazonais da componente zonal e meridional do vento aos 10m, e do vento geostrófico (através de dados do campo da pressão à superfície (Pa)), para o período de 1989-2007. As estações do ano analisadas foram o verão (JJA), pois esta é a principal estação do ano em que se observa uma maior frequência de eventos de upwelling, e, por oposição, o inverno (DJF), estação em que a ocorrência de upwelling é mínima (Alvarez et al., 2007; Gómez-Gesteira et al., 2006).

Numa primeira análise para a validação dos resultados do modelo, estabeleceu-se a comparação destes com um conjunto de observações globais do vento sobre a superfície do mar (dados SeaWind). Dado que a resolução da simulação do WRF (9 km) é superior à dos dados observados (0.25°), a comparação é efectuada apenas nos pontos da grelha do WRF mais próximos do ponto de grelha das observações (i.e., a distância entre o ponto do WRF e o ponto da grelha das observações é a menor possível). Esta avaliação terá como fundamento alguns métodos de cálculo estatísticos como o viés (Bias), o viés percentual (Bias%), o erro médio absoluto (MAE), o erro médio absoluto percentual (MAPE), o erro médio quadrático (RMSE) e o coeficiente de correlação. As respectivas relações são dadas por:

$$Bias = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N p_k - o_k \quad (13)$$

$$Bias\% = \frac{Bias}{\sum_{k=1}^N o_k} \quad (14)$$

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N |p_k - o_k| \quad (15)$$

$$MAPE = \frac{MAE}{\sum_{k=1}^N o_k} \quad (16)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N (p_k - o_k)^2} \quad (17)$$

$$r = \frac{\sum_{k=1}^N (o_k - \bar{o}) - (p_k - \bar{p})}{\sqrt{\sum_{k=1}^N (o_k - \bar{o})^2 \sum_{k=1}^N (p_k - \bar{p})^2}} \quad (18)$$

Onde p_k e o_k são os valores do modelo e das observações, respectivamente, enquanto que N é o número total de dias.

A tabela 1 mostra os resultados dos erros estatísticos globais para todos os períodos temporais que serão abordados em seguida.

Tabela 1- Erros globais médios anuais para o período diário, mensal, sazonal, e também para cada estação do ano (inverno (DJF), primavera (MAM), verão (JJA) e outono (SON)), do vento aos 10m. Valores alcançados entre o modelo WRF e as observações SeaWind, durante 1989-2007.

Período	Bias (m/s)	Bias (%)	MAE (m/s)	MAPE (%)	RMSE (m/s)	CORR
Diário	-0.7	-10.8	1.6	23.3	2.1	0.81
Mensal	-0.3	-7.1	0.6	17.3	0.8	0.89
Sazonal	-0.2	-5.5	0.5	17.4	0.6	0.91
DJF	-0.1	-4.8	0.6	22.9	0.9	0.81
MAM	-0.3	-10.7	0.5	20.0	0.8	0.82
JJA	-0.2	-4.7	0.6	15.5	0.9	0.88
SON	-0.3	-13.1	0.6	24.4	0.8	0.75

3.1.1. Avaliação do vento médio diário, mensal e sazonal

Em geral, os resultados para o período diário revelam um comportamento semelhante entre o simulado (figura 8a) e o observado (figura 8b), não só na intensidade como também na direcção do vento, sendo a correlação de 0.81 (tabela 1). Em todo o domínio de estudo (i.e., sobre a superfície do mar), as observações indicam valores ligeiramente superiores aos alcançados pelo WRF, excepto no Estreito de Gibraltar onde devido à falta de dados observacionais não é possível fazer uma avaliação sólida sobre campo do vento local (viés de -0.7 ms^{-1} , que representa cerca de 10.8% do valor da intensidade média diária). Mais, aquando da aproximação do modelo às observações, foi imposta uma condição que permite excluir todas as regiões com menos de 75% de dados observacionais, e como tal encontram-se representadas a branco nos resultados para os erros estatísticos (figuras 9, 10 e 11). Estas regiões incluem algumas linhas costeiras e o mar Mediterrâneo.

Os valores máximos da intensidade do vento são registados a NO da Península Ibérica (PI), incluindo a zona próxima do Cabo Finisterra, onde o WRF indica 7.0 ms^{-1} , enquanto que nas observações se tem 7.5 ms^{-1} . Aqui o vento sopra de NO até junto à costa onde deflecte para Este, ao longo da costa Norte, e para SE, ao longo de toda a região costeira Ocidental, sendo ligeiramente deflectido mais para Sul à medida que se cruza com os escoamentos provenientes do Mediterrâneo (apenas o modelo exhibe esta interacção). Na região a Oeste da PI, o vento é predominantemente de NO, desde o largo até à linha costeira, estando o modelo de acordo com o observado. Estatisticamente (figura 9), em toda esta área o viés varia entre $[-0.7, -0.5] \text{ ms}^{-1}$, verificando-se junto à costa os valores negativos mais elevados. O mapa das correlações também exhibe valores que vão desde 0.91 (na zona mais NO) até 0.7, ou menos, próximo da costa.

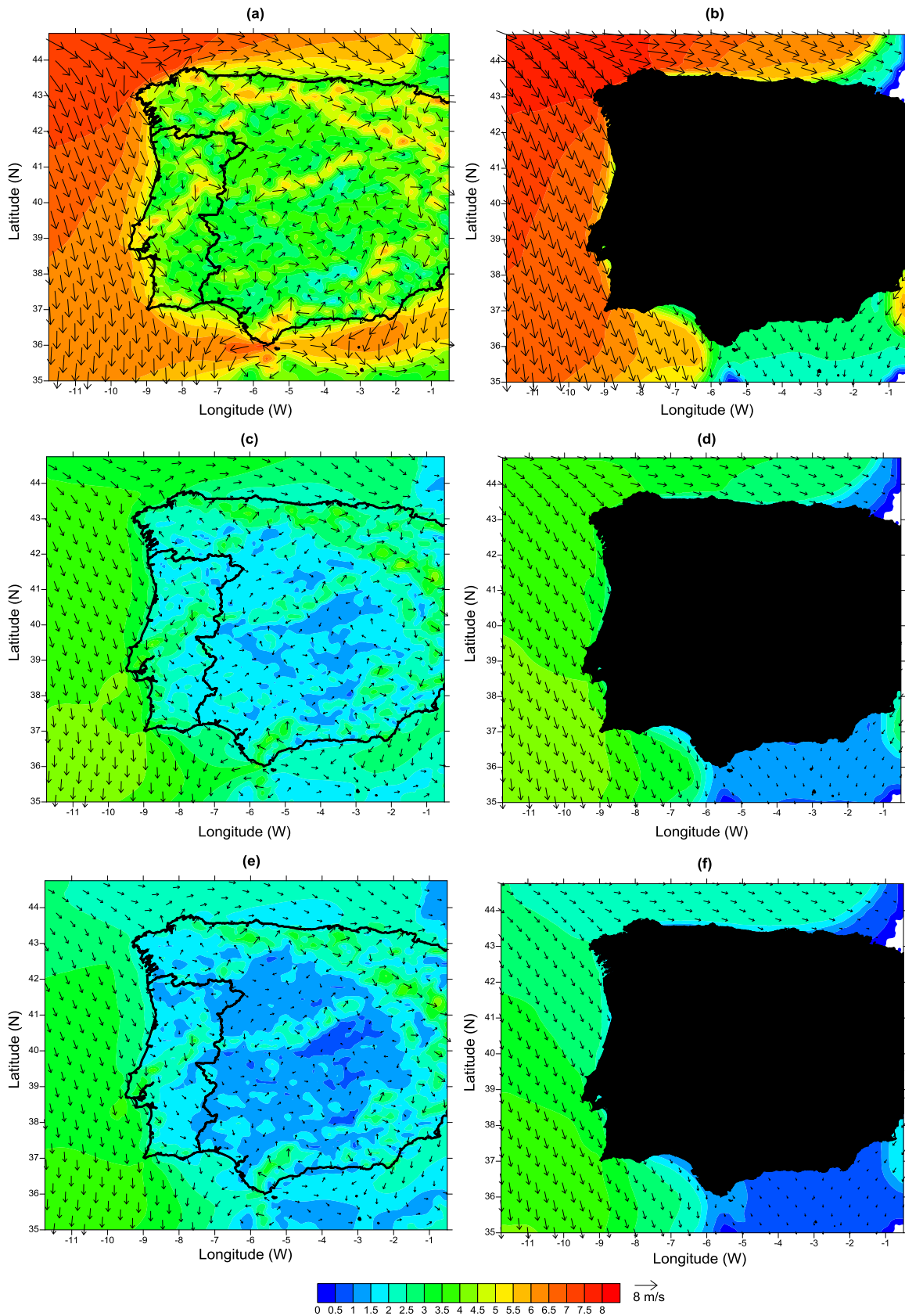


Figura 8 - Escoamentos médios diário (a, b), mensal (c, d) e sazonal (e, f) do vento (ms^{-1}) aos 10m, obtidos para o modelo WRF (esquerda) e observações SeaWind (direita) durante o período de 1989-2007.

Na costa Norte as intensidades diminuem desde o Cabo Finisterra ($\sim 6.5 \text{ ms}^{-1}$) até ao Golfo da Biscaia ($\sim 4.5 \text{ ms}^{-1}$), tendo-se um viés entre $[-20, -10] \%$. Já ao longo da costa Sul o modelo indica intensidades ligeiramente menores, entre $[4, 5] \text{ ms}^{-1}$, como resultado da interacção entre ventos fracos provenientes de terra com ventos mais intensos de Este que caracterizam a circulação local. O maior destaque vai para a região do Estreito de Gibraltar, onde o WRF apresenta uma zona de intensificação, com um máximo de 7.0 ms^{-1} , como resultado do forçamento orográfico sobre o vento de Este que provém do Mediterrâneo. Aqui as observações não registam este escoamento, sendo o viés positivo.

Durante o período mensal (figuras 8c e 8d) constata-se uma suavização, i.e., uma diminuição geral das intensidades médias, relativamente ao verificado anteriormente, sendo acompanhada por uma melhor correlação entre modelo e observações (0.89, tabela 1). O modelo regista o valor máximo próximo dos cabos da Roca e São Vicente (4.0 ms^{-1}), estendendo-se para SO numa zona entre $35\text{-}37.8^\circ\text{N}$. O mesmo máximo é registado pelas observações mas com uma distribuição espacial mais homogénea, não distinguindo bem as zonas de intensificação do vento que têm lugar junto dos cabos durante os meses propícios à ocorrência de upwelling, em vez disso abrange uma área maior, entre $35\text{-}39.7^\circ\text{N}$, que inclui apenas o Cabo São Vicente. Aqui os resultados estatísticos (figura 10) indicam que o viés varia pouco, entre $[-8, -6] \%$, com uma correlação média de 0.97. Ao longo de toda a região Oeste da PI, o viés tem um máximo de 0.1 ms^{-1} próximo dos cabos Finisterra e da Roca (este em menor extensão espacial) enquanto que nos cabos Carvoeiro e São Vicente se tem cerca de -0.2 ms^{-1} . Na costa Norte o modelo continua a indicar valores mais baixos (2.0 ms^{-1}) entre $6.6\text{-}2.9^\circ\text{O}$. No Golfo da Biscaia, por volta de 44.2°N e 2.4°O , verifica-se uma zona onde o viés é de 4.0% e onde a correlação é baixa (certamente devido a falta de observações). Enquanto que na costa Sul o modelo continua a mostrar intensidades baixas (2.0 ms^{-1}) devido à interacção local entre ventos. Já no Estreito de Gibraltar é onde se registam os valores mínimos de correlação e onde se tem um erro médio quadrático que chega a 1.4 ms^{-1} .

Nos resultados sazonais (figuras 8e e 8f) a correlação global entre o WRF e as observações é máxima (0.91, tabela 1). Ao longo da região Oeste da PI verifica-se um gradiente latitudinal das intensidades que aumenta de Norte para Sul, onde o valor máximo alcançado é de 3.5 ms^{-1} nos cabos da Roca (WRF) e São Vicente (WRF e SeaWind), dando-se neste último em maior extensão espacial. Este aumento latitudinal de intensidades é também acompanhado por um aumento da correlação de 0.96 a 0.98 (figura 11d). Como foi dito anteriormente, as observações tendem a exibir padrões mais homogéneos (devido à sua resolução de 0.25°), enquanto que o modelo consegue distinguir as zonas de intensificação do vento que são características dos períodos sazonais onde existe uma maior frequência do upwelling costeiro. Como tal, o mapa dos vieses (figura 11a) mostra que nestas zonas é onde ocorrem maiores variações, tendo-se um maior ênfase na zona do Cabo Finisterra que, embora o viés seja baixo (entre $[-0.2, 0.2] \text{ ms}^{-1}$), apresenta grandes dimensões. Por outro lado, no Cabo da Roca o viés chega a 0.2 ms^{-1} mas em muito menor extensão espacial.

Os valores mais baixos neste período restringem-se às regiões Norte e Sul da PI. Na costa Norte, o modelo indica 2.0 ms^{-1} , com um mínimo de 1.5 ms^{-1} na referida zona de interação com ventos de terra. Por outro lado, as observações não distinguem esta zona de baixa intensidade, apenas mostram um valor médio de 2 ms^{-1} . O viés local médio é de aproximadamente -0.3 ms^{-1} , tendo-se uma correlação baixa que varia entre $[0.75, 0.86]$. Já na costa Sul, o modelo continua a exibir uma maior frequência de intensidades inferiores ao observado ($\sim 2.0 \text{ ms}^{-1}$), devido à convergência de ventos provenientes do interior com ventos mais fortes de Este, enquanto que no Estreito de Gibraltar o WRF indica um máximo local de 2.5 ms^{-1} . Nesta região a correlação é baixa, principalmente próximo do estreito onde a falta de observações locais é inerente.

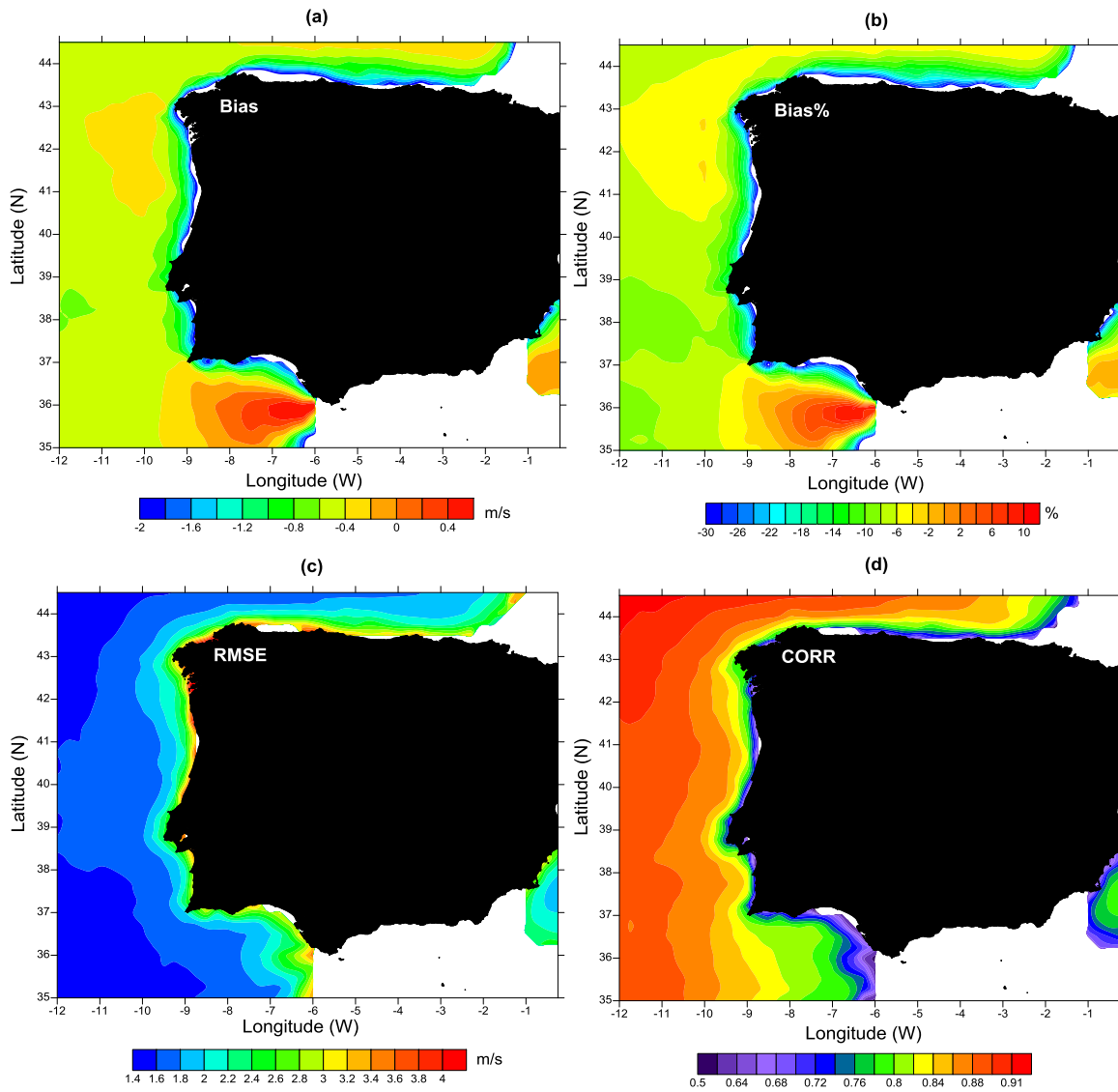


Figura 9 - Mapas diários do viés (a), viés percentual (b), erro médio quadrático (c) e correlação (d), da velocidade do vento aos 10m, entre o modelo WRF e observações para o período de 1989-2007.

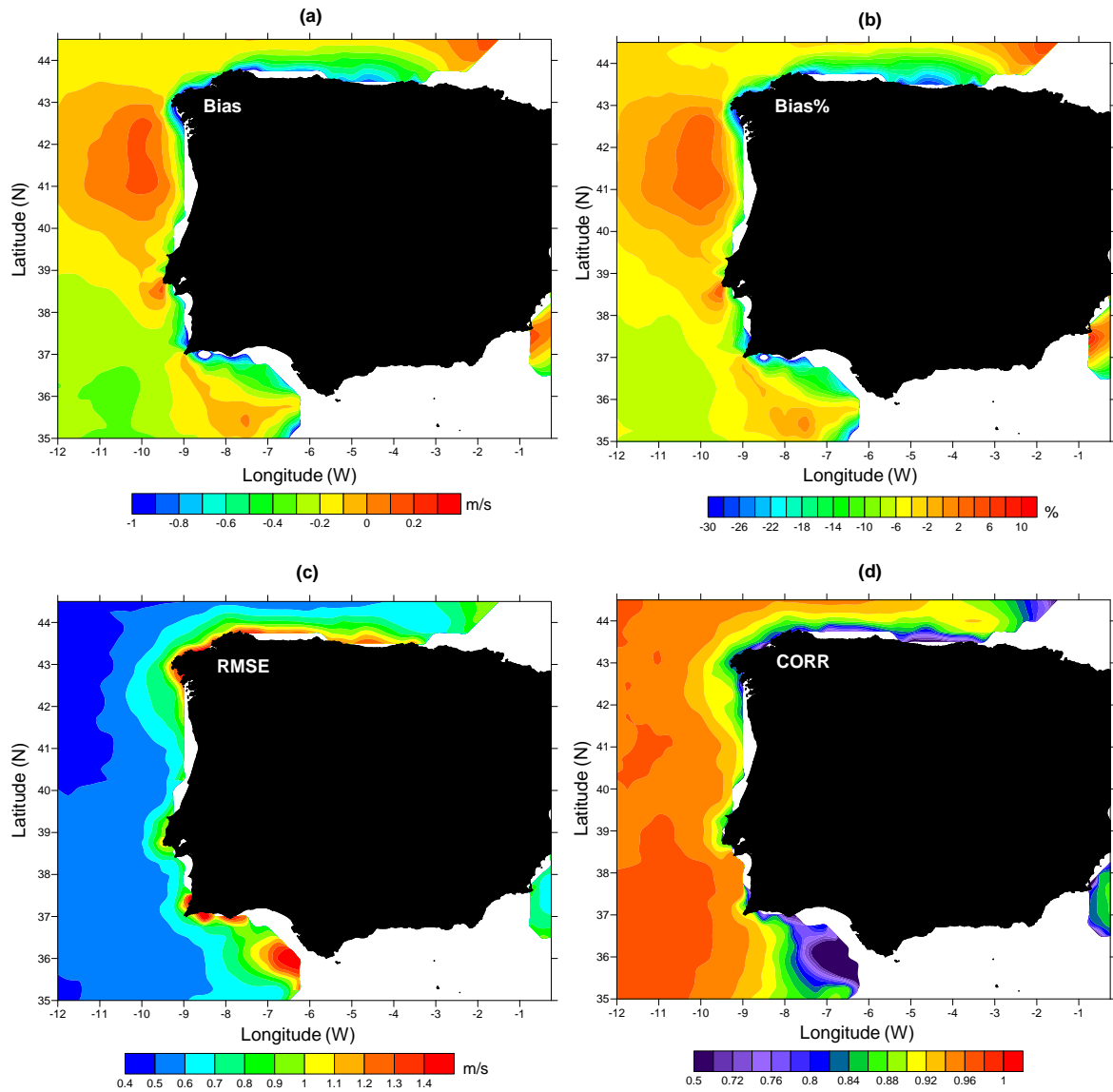


Figura 10 - Mapas mensais do viés (a), viés percentual (b), erro médio quadrático (c) e correlação (d), da velocidade do vento aos 10m, entre o modelo WRF e observações para o período de 1989-2007.

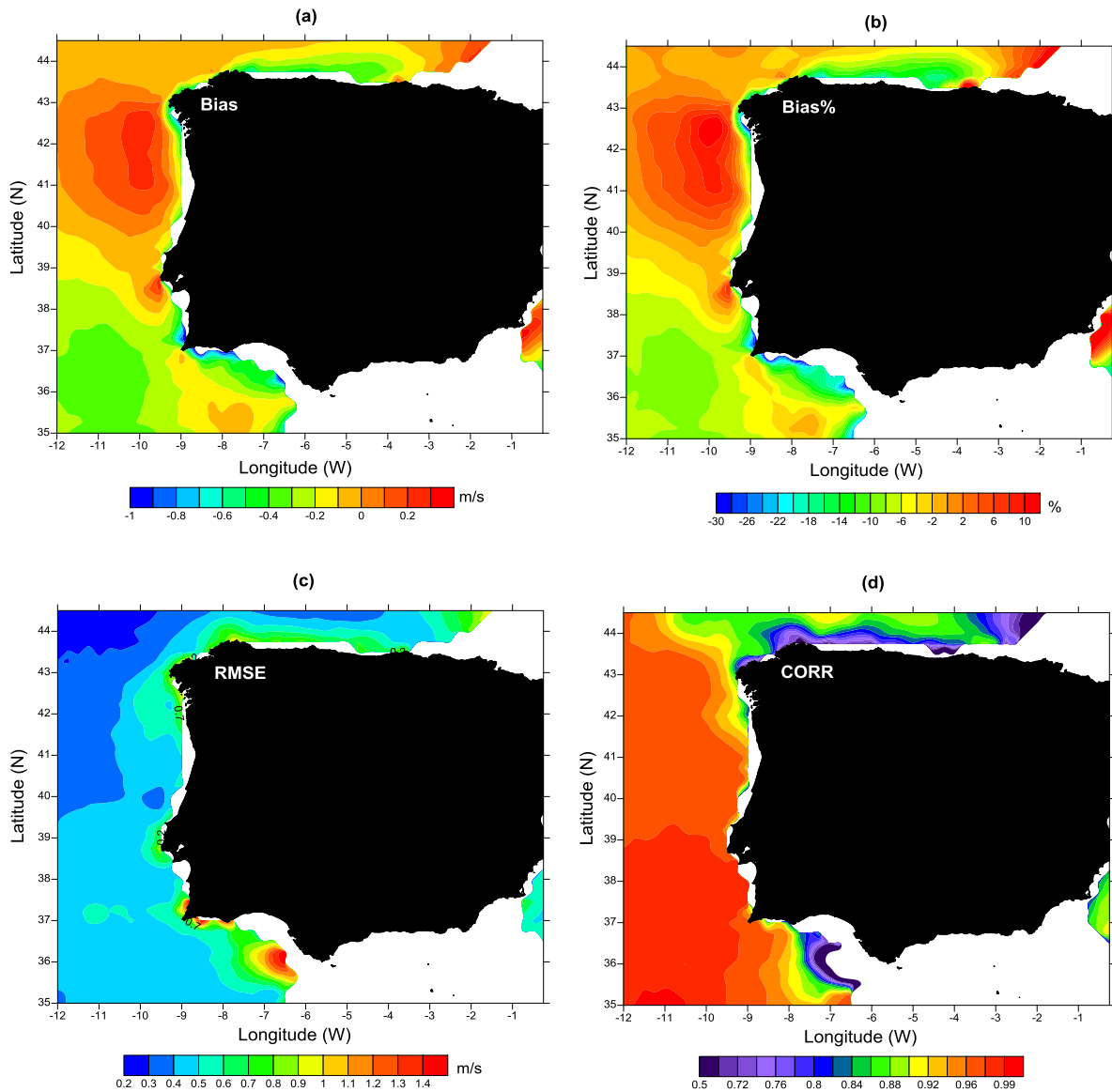


Figura 11 - Mapas sazonais do viés (a), viés percentual (b), erro médio quadrático (c) e correlação (d), da velocidade do vento aos 10m, entre o modelo WRF e observações para o período de 1989-2007.

Os resultados obtidos pelo modelo para o vento geostrófico (figura A1, anexos) mostram intensidades superiores, relativamente ao vento real. Tal deve-se à não consideração do atrito sobre a superfície do mar. Mais junto à costa existem fortes gradientes de pressão, o que resulta em velocidades superiores. Isto deve-se ao facto de a formulação para o cálculo de u_g e v_g (Schwing et al., 1996) ser apropriada apenas na utilização da pressão ao nível médio do mar, enquanto que neste trabalho foram utilizados dados do campo da pressão à superfície, não só sobre o mar mas também sobre a terra. Como consequência da redução da pressão à superfície associada ao aumento da altitude, existem algumas discrepâncias nas fronteiras entre mar e terra, fazendo-se representar por vectores de maior escala.

Ao longo dos diferentes períodos observa-se o mesmo comportamento que o vento real, i.e., uma redução das intensidades. Os valores máximos são alcançados no período diário (figura A1 a, anexos), tendo-se como destaque nos cabos Finisterra (12.0 ms^{-1}), da Roca (9.5 ms^{-1}), São Vicente (9.0 ms^{-1}), no Estreito de Gibraltar (11.0 ms^{-1}) e no Cabo Espichel (38.4°N ; 9.2°O), cuja intensidade é de 9.5 ms^{-1} . As respectivas dimensões espaciais variam consoante a orografia local, tendo o Cabo Finisterra uma maior predominância em relação às restantes, estendendo-se em toda a região a NO da PI. Em termos de direcção, como seria de esperar, o vento geostrófico apresenta algumas diferenças. A

NO da PI, verifica-se o mesmo comportamento do vento real, i.e., uma ramificação de NO a deflectir para Este, ao longo da costa Norte, e para SE, ao longo da costa Ocidental. Esta última, ao aproximar-se da costa Sul, tende a direccionar-se para SO devido à interacção com escoamentos provenientes do Mediterrâneo. Nos principais cabos o vento geostrófico parece fazer-se sentir maioritariamente de NE.

Para o vento geostrófico mensal (figura A1 b, anexos) verifica-se uma diminuição geral das intensidades, e cujos valores máximos são registados nos cabos Finisterra (6.5 ms^{-1}), da Roca (6.0 ms^{-1}), Espichel (6.0 ms^{-1}) e São Vicente (5.5 ms^{-1}), e no Estreito de Gibraltar (5.0 ms^{-1}). Da mesma maneira mas com uma maior perda de intensidade durante o período sazonal (figura A1 c, anexos), o vento geostrófico continua a registar máximos nos mesmos locais, i.e., cabos Finisterra, da Roca e Espichel (5.0 ms^{-1}), Cabo São Vicente (4.5 ms^{-1}) e Estreito de Gibraltar ($\sim 3.0 \text{ ms}^{-1}$). As direcções do vento geostrófico não sofrem alterações entre os diferentes períodos tratados.

3.1.2. Avaliação do vento médio sazonal para os períodos de inverno e verão

A análise estatística global (tabela 1) revela uma boa correlação entre modelo e observações nas duas principais estações do ano, i.e., no inverno (0.81) e, com melhor desempenho, no verão (0.89). Em adição, o viés global é menor nestes dois períodos sazonais, tendo-se -0.12 e -0.19 ms^{-1} , respectivamente. Para uma comparação mais detalhada entre modelo e observações, as figuras 12 e 14 mostram as intensidades e direcções do vento para o inverno (DJF) e verão (JJA), respectivamente.

Em modo geral, no período de inverno verificam-se padrões semelhantes tanto em intensidade como em direcção. Os valores máximos registados sobre a superfície do mar localizam-se a Norte do Cabo Finisterra (44°N ; 8°O , aproximadamente), cerca de 4.0 ms^{-1} (WRF) e 3 ms^{-1} (SeaWind), onde a direcção do vento é predominantemente de SO. Os resultados estatísticos (figura 13) nesta zona mostram um viés que varia entre $[0.2, 0.6] \text{ ms}^{-1}$, enquanto que percentualmente tem-se entre $[0, 10] \%$, para além disso existe um erro médio quadrático de $[0.8, 1] \text{ ms}^{-1}$ e uma boa correlação local (cerca de 0.9). Por outro lado, os valores mínimos situam-se confinados numa zona a Oeste da PI ($36.7\text{-}42^{\circ}\text{N}$, aproximadamente), sendo esta representada em maior extensão espacial por parte do modelo. A razão desta zona de baixa intensidade poderá dever-se à convergência entre ventos de Oeste e ventos de Este provenientes do interior da PI, tal como o modelo o indica. As observações também levam a crer o mesmo raciocínio, no entanto próximo da costa estas parecem ser insuficientes, e inexistentes dentro de terra, para uma avaliação rigorosa da direcção do vento local. A localização exacta do ponto de convergência varia entre o simulado (39.4°N ; 10.44°O) e o observado (40.11°N ; 9.7°O), sendo que esta ligeira discrepância (cerca de 0.7°). Nesta zona, as intensidades registam cerca de 1.5 ms^{-1} junto à costa e 2.0 ms^{-1} mais ao largo, igualmente no WRF e nas observações, tendo-se um viés que varia entre $[-0.6, -0.2] \text{ ms}^{-1}$ e um viés percentual entre $[-20, -10] \%$, sendo acompanhados por um erro médio quadrático de $[0.2, 0.6] \text{ ms}^{-1}$ e uma maior variação da correlação local, entre $[0.88$ e $0.94]$, relativamente a toda a região a Oeste da PI.

Em toda a linha de costa da PI, tanto no modelo como nas observações, verificam-se intensidades entre $[1.5, 2.5] \text{ ms}^{-1}$, sendo que estas tendem a aumentar à medida que se aproxima do Cabo Finisterra. Na costa Ocidental o vento faz-se sentir de SE (entre $38.7\text{-}42.2^{\circ}\text{N}$) e de NE (entre $37\text{-}38.7^{\circ}\text{N}$), segundo o modelo. Na costa Norte e Sul o WRF e observações parecem de acordo, vento de SO e NE, respectivamente. O viés ao longo das linhas costeiras parece variar bastante espacialmente, registando-se entre $[-1, 0.4] \text{ ms}^{-1}$, o que é um reflexo da inconstância das observações locais obtidas. Em adição, aqui as correlações são maioritariamente fracas, podendo chegar por volta de 0.7.

No Golfo de Cádiz, o modelo apresenta velocidades superiores ao observado e uma zona de intensificação do vento (3.0 ms^{-1}) à saída do Estreito de Gibraltar. Esta intensificação deve-se certamente a efeitos orográficos sobre o vento que sopra de Este, ao contrário das observações que, apesar de ilustrarem um escoamento para SO, não mostram este padrão local. Aqui o viés é bastante notório, registando-se entre $[0.2, 0.6] \text{ ms}^{-1}$, enquanto que percentualmente se tem entre $[10, 30] \%$, e como seria de esperar, a correlação local é fraca (chegando a 0.72). Nos limites Norte e Sul do estreito, como as observações locais são insuficientes para representarem o forçamento do vento, é onde se registam valores máximos dos erros estatísticos.

A circulação no interior da PI, sendo apenas representada pelo modelo (uma vez que não existem observações em terra), mostra os efeitos orográficos exercidos sobre o vento. Nestes locais os valores máximos obtidos pelo modelo ($\sim 8.0 \text{ ms}^{-1}$) correspondem a regiões de vale, permitindo uma canalização e intensificação do vento.

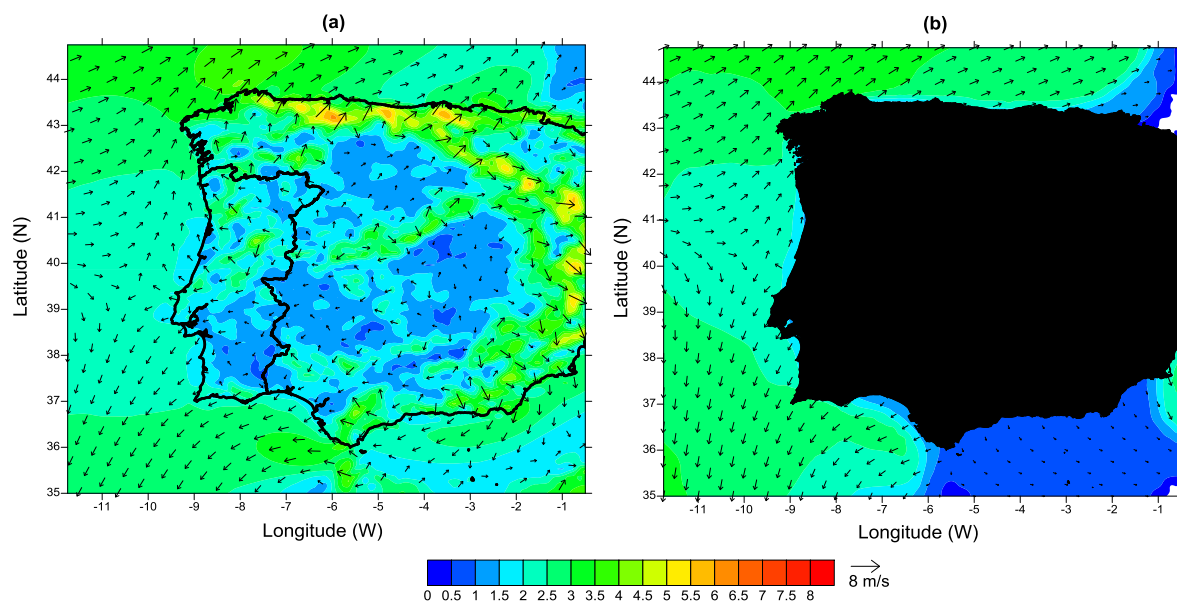


Figura 12 – Escoamentos médios sazonais do vento (ms^{-1}) aos 10m, do modelo WRF (a) e das observações SeaWind (b). Análise para o inverno (DJF), para o período de 1989-2007.

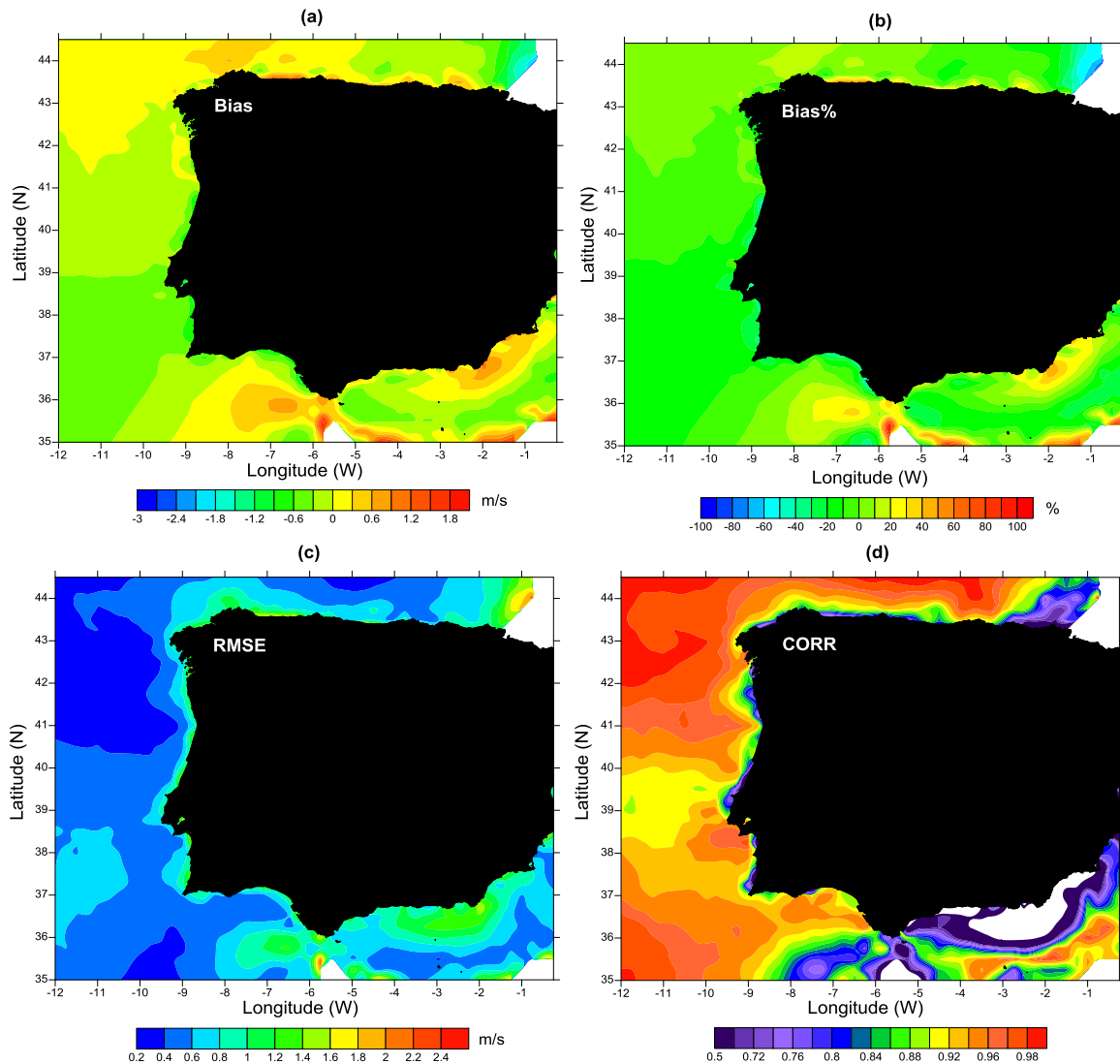


Figura 13 - Mapas sazonais anuais do viés (a), viés percentual (b), erro médio quadrático (c) e correlação (d), da velocidade do vento aos 10m, entre o modelo WRF e observações para o inverno (DJF), período de 1989-2007.

Os resultados obtidos para o vento geostrófico (figura A2 a, anexos) mostram um padrão semelhante mas intensidades superiores. O maior destaque para este período sazonal vai para a região a Norte do Cabo Finisterra e também no Golfo da Biscaia, havendo um máximo de 6.0 ms^{-1} . Aqui, uma vez que o vento geostrófico tende a seguir as isóbaras, a direcção que este assume será paralela à linha de costa, i.e., para Este. Na região Oeste da PI, o ponto de convergência entre ventos (38.1°N ; 10.4°O) parece ligeiramente deslocado para Sul, cerca de 1° , o que resultará da ausência de atrito sobre este vento. As intensidades mínimas nesta zona variam entre 2.5 ms^{-1} junto à costa e 3.0 ms^{-1} mais ao largo. No Estreito de Gibraltar verifica-se também uma zona de intensificação do vento geostrófico, entre $[3.5, 4.5] \text{ ms}^{-1}$, sendo que a direcção local do vento tende a seguir a linha da costa Sul, acabando por retomar em direcção a SO.

Como foi referido anteriormente, nos períodos sazonais, é na estação de verão que a correlação entre modelo e observações é mais alta. Em adição, também se verificou que a segunda maior correlação dá-se durante a primavera (0.82, tabela 1). Este é um dado importante na validação do modelo para o campo do vento próximo da superfície, pois é durante estes meses em que é registado um aumento generalizado de episódios de upwelling costeiro nestas latitudes (Bakun et al., 2009).

Para o período de verão (figura 14) o modelo apresenta uma consistência em termos de padrões gerais da intensidade e direcção do vento em relação ao observado, sendo que são registadas intensidades superiores pelo WRF. Em toda a região a Oeste da PI, verifica-se um gradiente latitudinal, cuja intensidade aumenta de Norte para Sul como resposta ao efeito combinado entre a circulação do Anticiclone dos Açores e a circulação da depressão térmica localizada no interior da península. Esta última parece ser bem representada pelo modelo, o qual indica que o seu centro encontra-se próximo de 40°N e 4.1°O, embora seja difícil definir uma localização exacta devido à presença de efeitos orográficos complexos sobre o vento. Este resultado está de acordo com Hoinka e Castro (2002), onde é dito que o centro desta célula térmica encontra-se por volta de 40.5 N e 4.0 W.

A interação entre as duas células vai permitir um input de ventos de Norte e NO, ou seja, o referido regime de nortada ao longo de toda a região Oeste ibérica, tal como é verificado no modelo e nas observações. A diferença mais significativa reside no facto de o modelo exibir uma zona de maior intensificação do vento a Sul e ao largo dos principais cabos, os quais são abrangidos predominantemente por ventos de NO. Nomeadamente, Cabo Finisterra (3.5 a 4.5 ms⁻¹), Cabo Carvoeiro (5.0 ms⁻¹), Cabo da Roca (6.0 a 6.5 ms⁻¹) e Cabo São Vicente (6.0 ms⁻¹). A dimensão espacial destas zonas de intensificação varia, apresentando-se maior nos cabos Finisterra e São Vicente, sendo menor nos cabos da Roca e Carvoeiro.

Por outro lado, as observações não caracterizam bem as tais zonas de intensificação próximo dos cabos, em vez disso exibem padrões mais homogêneos, com intensidades ligeiramente inferiores às obtidas pelo modelo. Como resultado, tem-se ao longo de toda a região Oeste da PI uma maior variação do viés (figura 15), principalmente junto dos cabos. O maior destaque vai para o Cabo Finisterra, onde se chega a ter um viés de 0.6 ms⁻¹, e para o Cabo da Roca onde o modelo registou o valor máximo, tendo-se um viés de 1.2 ms⁻¹. A SO do Cabo São Vicente, onde as observações registam o valor máximo (6 ms⁻¹) por volta de 35.8°N e 10.1°O, existe um ligeiro viés (-0.3 ms⁻¹). Mais próximo deste cabo o viés chega a 0.6 ms⁻¹. Percentualmente tem-se um viés de [0, 20] % nos cabos Finisterra e da Roca, e de [0, 10] % nos cabos Carvoeiro e São Vicente. A correlação entre o WRF e as observações nestes locais é boa e sem grandes variações, cerca de 0.9 no Cabo Finisterra e 0.85 nos restantes. O erro médio quadrático nesta região segue o mesmo comportamento do viés, tendo um máximo no Cabo da Roca, que chega a 1.2 ms⁻¹.

Ao longo da costa Ocidental, excepto próximo dos principais cabos onde as intensidades tendem a aumentar, tem-se intensidades entre [3, 4] ms⁻¹ com vento maioritariamente de NO, tanto pelo WRF como pelas observações. Tal como foi constatado no período de inverno, junto à linha da costa Oeste existe uma maior distribuição espacial em termos de viés. Estes tendem a diminuir para valores negativos, chegando pontualmente a -1.8 ms⁻¹. Na costa Norte, em geral, as intensidades registadas são as mais baixas, entre [1, 2.5] ms⁻¹ pelo WRF e entre [1, 2] ms⁻¹ pelas observações SeaWind. Aqui, parece que os valores do modelo são ligeiramente inferiores às observações, excepto mais junto ao Golfo da Biscaia onde estas deixam de existir. Tal poderá dever-se à diferença entre as direcções do vento obtidas, ou seja, as observações mostram um vento predominante, e uniforme, de Norte, enquanto que o WRF indica uma ligeira deflexão para SO à medida que se aproxima do Cabo Finisterra (provavelmente devido à sua interação com ventos provenientes da circulação ciclónica no interior da PI e com a linha costeira). Nesta região existe um viés de -0.3 ms⁻¹ mais ao largo, até cerca de -1.2 ms⁻¹ junto à costa, enquanto que percentualmente tem-se um viés entre [-50, -20] %. Mais próximo do Golfo da Biscaia, onde o modelo apresenta valores mais elevados (até 4.0 ms⁻¹) devido à geometria da linha costeira, é notório a falta de observações, pelo que localmente existe uma maior variação dos erros estatísticos. Na costa Sul, o modelo e observações mostram que a circulação faz-se de NO com intensidades entre [2, 4] ms⁻¹. Enquanto que no Golfo de Cádiz, o modelo regista valores superiores ao observado, provavelmente devido à adição de ventos da circulação ciclónica por parte do WRF.

Mais junto ao Estreito de Gibraltar, o modelo apresenta valores inferiores, entre [1, 2] ms⁻¹, em oposição a um valor médio de 2.0 ms⁻¹ observado. Tal poderá dever-se à convergência entre ventos de Este provenientes do Mediterrâneo, que apenas o modelo considera, com ventos de NO, levando a uma diminuição das intensidades locais (até 1.0 ms⁻¹). Neste local, onde parecem não existir

observações suficientes para uma boa caracterização do vento, tem-se elevados erros estatísticos que apontam para uma fraca, ou quase inexistente, correlação entre o WRF e as observações.

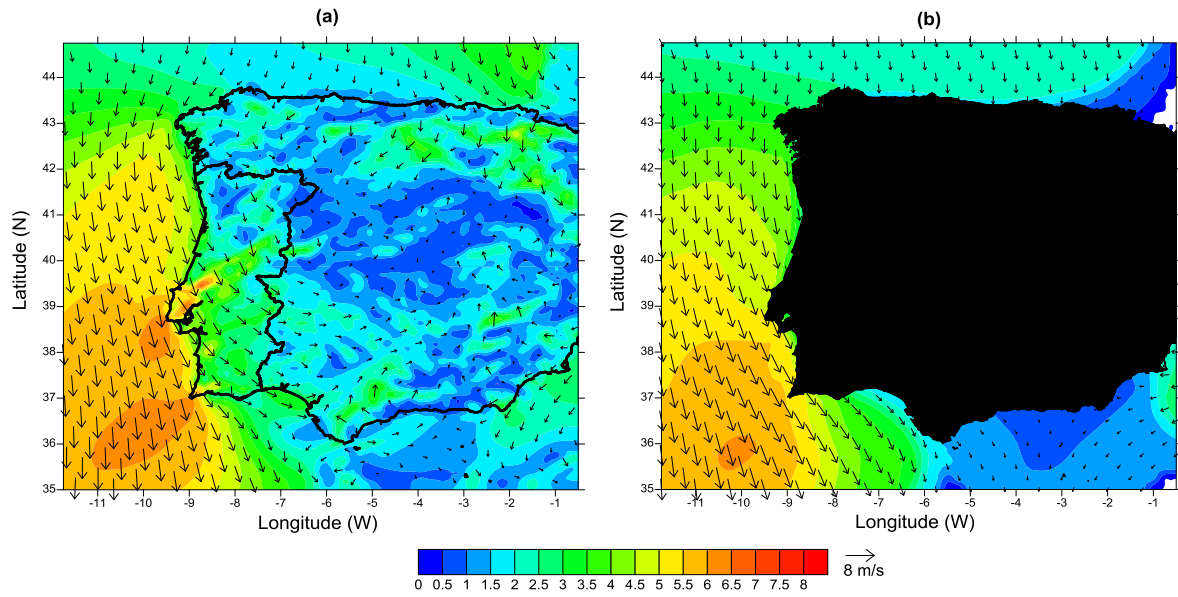


Figura 14 - Escoamentos médios sazonais do vento (ms^{-1}) aos 10m, do modelo WRF (a) e das observações SeaWind (b). Análise para o verão (JJA), e para o período 1989-2007.

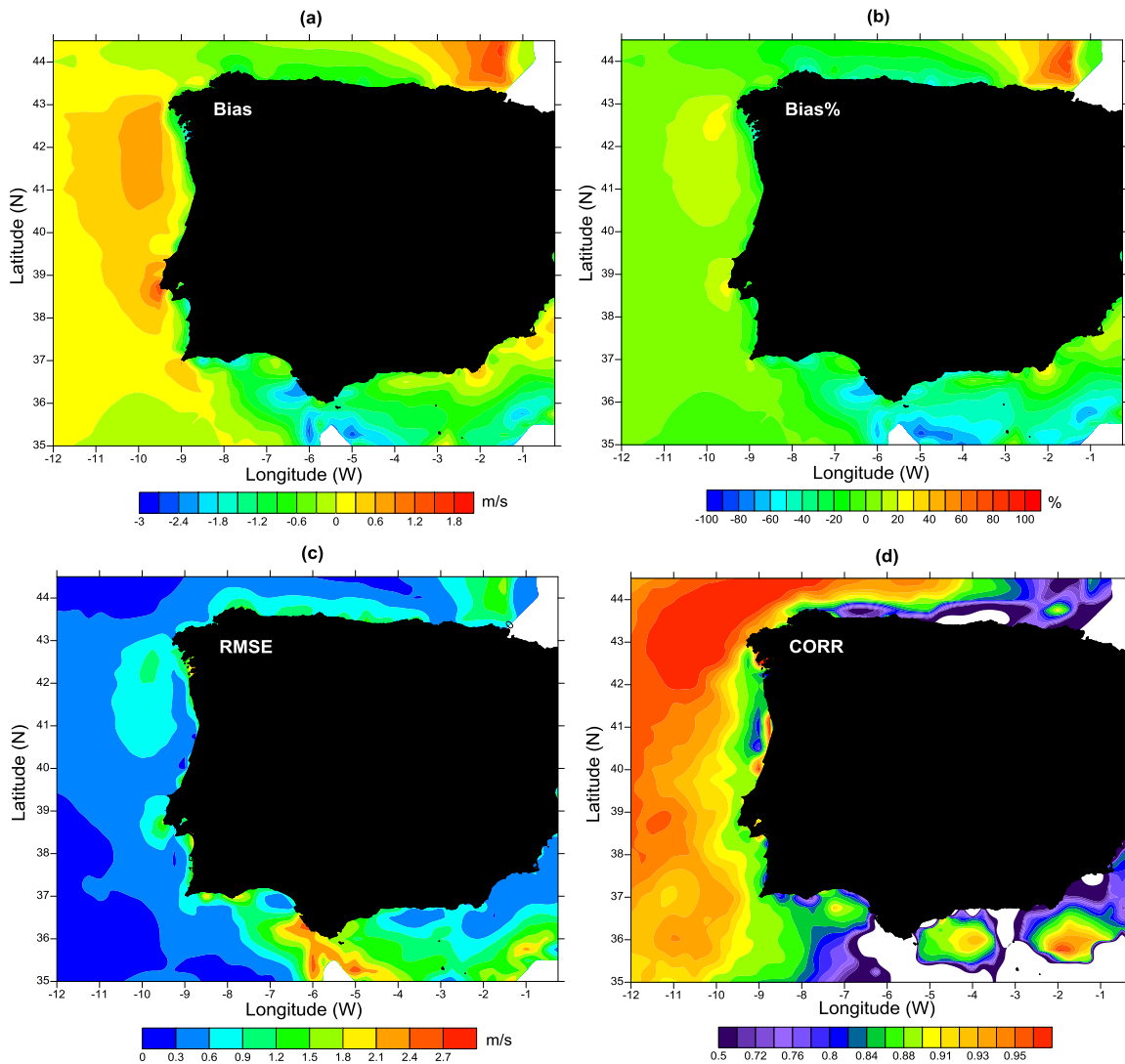


Figura 15 - Mapas sazonais do viés (a), viés percentual (b), erro médio quadrático (c) e correlação (d), da velocidade do vento aos 10m, entre o modelo WRF e observações para a estação de verão (JJA) e período de 1989-2007.

Tal como verificado para o período de inverno, o vento geostrófico (figura A2 b, anexos) mostra intensidades superiores. Os valores máximos localizam-se nos cabos Finisterra (9.0 ms^{-1}), da Roca (10.5 ms^{-1}), Espichel (10.5 ms^{-1}) e São Vicente (9.0 ms^{-1}). Havendo apenas diferenças nas dimensões das respectivas zonas de intensificação, tal como foi verificado anteriormente nos resultados do modelo e observações, i.e., maior no Cabo Finisterra e no Cabo São Vicente. Sendo que neste último a zona de intensificação que tende a estender-se ao longo da costa Sul, chega a um máximo de 9.5 ms^{-1} , por volta de 36.6°N e 8.6°O . As direcções do vento geostrófico apresentam algumas diferenças, como esperado. Ao longo da região Oeste PI, e junto à linha de costa, nota-se uma ligeira tendência para SO, relativamente ao obtido para o vento real.

De um modo geral, os dados obtidos pelo WRF para o campo do vento próximo da superfície encontram-se próximos do observado, havendo uma pequena subestimação do modelo durante o período diário, enquanto que mensal e sazonalmente os resultados apenas se diferenciam nas distribuições espaciais das intensidades. Durante os períodos sazonais de inverno e verão é notório que o modelo representa bem as conhecidas zonas de intensificação do vento (Cabo Finisterra, Cabo Carvoeiro, Cabo da Roca, Cabo São Vicente e Estreito de Gibraltar), nas quais se sente a influência das componentes orográficas locais. Estas zonas não são bem caracterizadas pelas observações, uma

vez que apresentam uma maior homogeneidade dos valores. O vento geostrófico, em geral, não se apresenta exactamente igual ao vento real, devido a efeitos de fricção. No entanto é uma boa aproximação, uma vez que mostra padrões semelhantes em termos de intensidade e circulação. Mais, a análise sobre este vento destaca outros cabos que também poderão ser relevantes no estudo do upwelling costeiro, como o Cabo Espichel.

Assim, com base nestes resultados iniciais, pode-se dizer que o WRF parece estar de acordo não só com as observações SeaWind mas também com alguns estudos efectuados na região que caracterizam a variabilidade sazonal do vento próximo da superfície (Miranda 2009; Criado-Aldeanueva et al., 2008; van Aken, 2002).

3.2. Variabilidade mensal do transporte de Ekman

Para uma nova avaliação do desempenho do modelo, compararam-se os resultados do transporte de Ekman deste para os meses de Julho, Agosto e Setembro (figura 16g, 16h, 16i), com os resultados obtidos através de dados de satélite QuikSCAT das componentes do campo do vento aos 10m de altitude, segundo Alvarez et al. (2008). Os resultados divulgados por estes autores mostram um transporte de Ekman mensal ($m^3s^{-1}km^{-1}$) obtido através da média mensal de valores diários, utilizando um valor médio para o coeficiente de arrastamento C_D ($C_D=1.4 \times 10^{-3}$) e um período de 7 anos (2000-2006) (figura 16a, 16b, 16c). Em adição, utilizaram-se também os resultados dos dados de observação SeaWind. Uma vez que se trata de uma combinação entre várias observações por meio de satélites e de medições *in situ*, os resultados obtidos por estes (figura 16d, 16e, 16f) deverão permitir uma análise mais robusta, principalmente junto à costa, onde existe falta de dados por meio de QuikSCAT. Como tal, para uma possível comparação entre modelo e observações, as simulações efectuadas encontram-se sob as mesmas condições descritas em Alvarez et al. (2008), para além de que foi feito um ajuste de escalas para uma melhor interpretação dos resultados.

Em Julho, ao longo de toda a região a Oeste e SO da PI, é quando parece existir uma maior frequência de máximos de transporte para longe da costa (i.e., transporte offshore) registados, quer pelo modelo como por observações. Os valores máximos obtidos pelo WRF (figura 16g) localizam-se junto à costa, a Sul dos cabos da Roca e São Vicente, cerca de $1.2 m^2s^{-1}$ (chegando a um máximo de $1.3 m^2s^{-1}$ na escala original do modelo), dando-se neste último em maior extensão espacial. No Cabo Carvoeiro verifica-se entre $[0.7, 0.8] m^2s^{-1}$, enquanto que a Sul do Cabo Finisterra se tem entre $[0.5, 0.9] m^2s^{-1}$, existindo aqui uma grande dispersão em direcção a Sul.

As observações SeaWind (figura 16d), para além de apresentarem padrões de intensidades mais homogéneos que o WRF, próximo da costa mostram valores ligeiramente inferiores, entre $[0.4, 0.6] m^2s^{-1}$ (Cabo Finisterra), $0.7 m^2s^{-1}$ (Cabo Carvoeiro), $[0.8, 0.9] m^2s^{-1}$ (Cabo da Roca) e um máximo de $1.1 m^2s^{-1}$ (mais a SO do Cabo São Vicente). Por outro lado, as observações QuikSCAT (figura 16a) apesar de não possuírem dados junto dos cabos, onde o modelo obtém os valores máximos, mostram que mais ao largo destes existe um padrão de intensidades superior e bastante homogéneo.

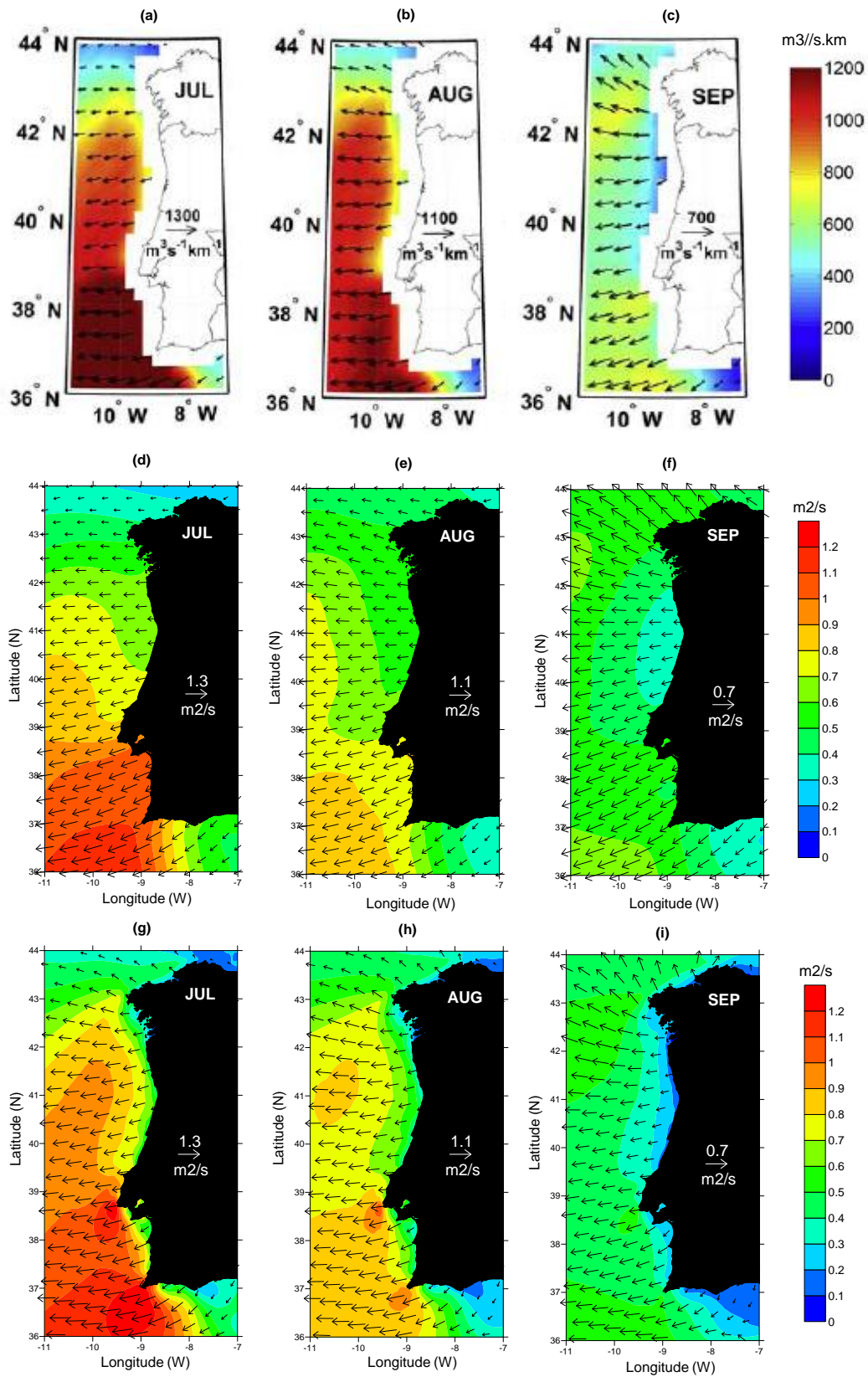


Figura 16 - Transporte de Ekman dos escoamentos médios diários mensais para Julho, Agosto e Setembro, através das observações QuikSCAT (a, b, c), observações SeaWind (d, e, f) e modelo WRF (g, h, i). No cálculo numérico teve-se em conta um valor médio de C_d ($C_d=1,4 \times 10^{-3}$) durante o período de 2000-2006. As unidades das observações QuikSCAT são $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-1}$ (Alvarez et al., 2008), enquanto que as observações SeaWind e o modelo WRF vêm em $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$.

De facto, parece existir uma saturação de valores mais a SO do Cabo São Vicente (entre 36-39°N), tendo como valor médio $1.2 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Da mesma maneira, mais a Norte (entre 39-42°N) tem-se o valor médio de $1.0 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ em toda esta zona.

Mais junto à linha de costa, o modelo e as observações SeaWind mostram-se diferentes em termos de distribuição espacial da amplitude das intensidades. Ao longo de toda a costa Ocidental o WRF mostra valores entre $[0.3, 0.6] \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, excepto quando se está próximo dos principais cabos, onde as intensidades de transporte tendem a aumentar. O mesmo padrão não acontece com as observações, em vez disso tem-se um aumento gradual, de Norte para Sul, à medida que se aproxima das principais zonas de intensificação, entre $[0.4, 1] \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Quanto às direcções do transporte de Ekman, verifica-se que ao longo de toda a região Oeste da PI, o WRF mostra um transporte que parece alterar a sua orientação de SO (junto à costa) para Oeste (mais ao largo). O mesmo comportamento é constatado nas observações SeaWind com excepção de que entre 40-42°N a direcção apresenta-se uniformemente para Oeste. As observações QuikSCAT apenas indicam que mais ao largo a direcção é maioritariamente para Oeste. Nas regiões Sul e SO verifica-se o mesmo padrão entre modelo e observações, ou seja, transportes para SO (junto à costa) deflectindo para Oeste (mais ao largo). Mais a Norte, entre 42-44°N, o modelo indica um transporte offshore para NO, enquanto que nas observações é para Oeste.

Na transição para os meses seguintes, observa-se uma redução da intensidade do transporte mas verificam-se os mesmos padrões anteriores nas zonas de intensificação, tal como as observações o indicam. Como foi constatado anteriormente, os valores obtidos por QuikSCAT mantêm-se ligeiramente superiores aos do modelo e às observações SeaWind. Em Agosto (figura 16h), o WRF mostra valores máximos de $1.0 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (Cabo da Roca) e $0.9 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (Cabo São Vicente), enquanto que os dados SeaWind registam $0.7 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (Cabo da Roca e São Vicente) e um máximo de $0.8 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (mais a SO do Cabo São Vicente). Por outro lado, quase que não existem diferenças de intensidades na transição de Julho para Agosto entre as observações QuikSCAT, apenas uma ligeira diminuição na região mais a SO do Cabo São Vicente e a NO do Cabo Finisterra (para cerca de 1.1 e $0.5 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, respectivamente). Em toda a região a Oeste da PI, o modelo regista valores entre $[0.5, 0.8] \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, enquanto que as observações SeaWind mostram intensidades dentro da mesma gama de valores, ao contrário das observações QuikSCAT onde se tem como valor médio cerca de $0.9 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$.

Já em Setembro começa-se a notar uma maior atenuação das zonas de maior intensificação nos três cabos, havendo uma maior homogeneidade entre valores. Neste período, o modelo tem como máximo $0.5 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ em todos os cabos de maior relevância, existindo uma maior zona de intensificação ao largo dos cabos Finisterra e São Vicente. Pelas observações SeaWind regista-se também um máximo de $0.5 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, havendo uma maior distribuição espacialmente do que no modelo. Já as observações QuikSCAT parecem indicar um máximo de aproximadamente $0.7 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, a SO dos três cabos. As direcções do transporte não parecem sofrer grandes variações, verifica-se apenas que a Norte do Cabo Finisterra, tanto o modelo como as observações parecem indicar uma ligeira deflexão do transporte offshore mais para Norte.

De um modo geral, verifica-se um padrão semelhante ao longo de todo este período, tanto em termos de intensidade como em direcção de transporte, entre o WRF e as observações SeaWind e QuikSCAT. No entanto, o modelo exhibe uma maior heterogeneidade entre as intensidades de transporte quando comparado com as observações, principalmente junto à costa (como foi constatado na análise do campo do vento). Isto resulta da elevada capacidade que o modelo tem em reproduzir os efeitos orográficos que actuam sobre o vento nas linhas costeiras (Wang et al., 2004). As zonas que a resolução do modelo permite verificar com detalhe a variação da amplitude das intensidades de transporte, i.e., as zonas de maior intensificação, correspondem aos cabos cujas dimensões exercem uma componente importante no forçamento do vento.

Os valores máximos de transporte registados nos cabos da Roca e São Vicente durante o mês de Julho suportam os trabalhos evidenciados por diversos autores (Alvarez et al., 2008; Gómez-Gesteira et al., 2006) que concluem que este é de facto o mês do ano em que a ocorrência de upwelling

é máxima. As diferenças entre os valores alcançados pelo modelo e observações, indicam uma sobrestimação das observações SeaWind pelo modelo (como foi constatado na análise do vento de verão). Mas por outro lado, fora das regiões costeiras, as intensidades obtidas por meio de QuikSCAT apresentam-se superiores. O facto do WRF e as observações SeaWind parecerem subvalorizar as observações QuikSCAT poderá dever-se à utilização de ventos com intensidades superiores em Alvarez et al. (2008).

Em seguida, com o intuito de se verificar a influência da utilização de um valor médio para C_D nos transportes, foram feitas duas novas análises com os dados do WRF. Na primeira fez-se variar este parâmetro (segundo Yelland e Taylor, 1995) para o mesmo período de 7 anos (figura A3, anexos), e na segunda manteve-se C_D constante, alterando-se apenas o período para 1989-2007 (figura A4, anexos). É de referir que na implementação deste parâmetro, sob as condições (10) e (11), foi feita uma adaptação. Os resultados obtidos das intensidades do vento revelaram valores inferiores a 3.0 ms^{-1} , ficando fora do intervalo de velocidades estabelecido. Como tal, para todos os valores de vento inferiores a 3.0 ms^{-1} , atribuiu-se um valor constante de C_D . Valor esse que fora o valor obtido para ventos com velocidades iguais a 3.0 ms^{-1} . De modo semelhante se fez para velocidades acima de 26.0 ms^{-1} , embora não se tenha registado tais valores.

Os resultados do modelo mostram que ao se alterar C_D e mantendo o período de 7 anos, a maior diferença é uma redução da intensidade, acompanhada por uma contração das zonas de maior intensificação. Em Julho (figura A3 a, anexos), os cabos da Roca e São Vicente apresentam-se como máximos para o transporte de Ekman ($1.2 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$). Por outro lado, ao se alterar para o período de 1989-2007 e mantendo C_D constante, verifica-se um ligeiro aumento das zonas de intensificação, permanecendo os cabos da Roca e São Vicente como máximos ($1.2 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, chegando a um máximo pontual de $1.3 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ no Cabo da Roca com a escala original do modelo). Em termos de direcções, estas não mostram qualquer variação.

Isto leva a crer que a atribuição de um valor médio para o coeficiente de arrastamento conduz a intensidades superiores de transporte. Esta ideia é reforçada através dos resultados obtidos para os dados de observação SeaWind (figura A5, anexos), que exibem o mesmo tipo de comportamento. A implementação de um C_D variável de acordo com os valores das intensidades do vento local pode tratar-se de um método mais coerente, uma vez que parece retratar melhor os processos que ocorrem junto à costa (i.e., nas zonas de maior intensificação do vento) onde existe uma maior variação deste parâmetro.

A figura 17 mostra o transporte de Ekman obtido através dos valores diários considerando um variável, através do WRF (figura 17a, 17c, 17e) e através do conjunto de dados SeaWind (figura 17b, 17d, 17f). Desta vez a análise é feita sobre todo o domínio de interesse, i.e., não só a costa Ocidental mas também as costas Norte e Sul da PI, para o período de estudo de 1989-2007.

Durante o mês de Julho, como constatado anteriormente, é quando ocorrem as melhores condições a upwelling costeiro ao longo da costa Ocidental da PI. O modelo, para além de continuar a sobrestimar as observações, indica também uma maior heterogeneidade entre intensidades. As principais zonas de intensificação ao longo de toda a região Oeste da PI que são características nesta época do ano continuam em destaque, tendo-se no WRF valores na ordem de $1.3 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (Cabo da Roca), $1.1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (Cabo São Vicente), $[0.7, 0.8] \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (Cabo Carvoeiro) e, em maior extensão espacial, $[0.6, 0.9] \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (Cabo Finisterra).

Do mesmo modo mas com intensidades inferiores, as observações mostram $0.8 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (Cabo da Roca e São Vicente), existindo um máximo de $0.9 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ mais ao largo SO do Cabo São Vicente, enquanto que mais a Norte se tem $0.6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (Cabo Carvoeiro) e $[0.5, 0.7] \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (Cabo Finisterra). Nesta região, entre $37\text{-}42^\circ\text{N}$, o modelo e observações mostram que próximo da linha de costa o transporte offshore ocorre predominantemente para SO, sendo deflectido ligeiramente para Oeste à medida que afasta desta, com a excepção da região entre $40\text{-}42^\circ\text{N}$ em que as observações indicam um transporte

uniforme para Oeste. Mais a Norte, entre de 42-44°N, tanto o WRF como as observações indicam que a direcção é maioritariamente para NO. Os valores mais baixos são registados na costa Norte, havendo um transporte para junto da costa (i.e., transporte onshore) próximo de zero até $0.3 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ mais ao largo, sendo que o modelo parece considerar uma maior amplitude de valores inferiores. A direcção é feita para SO, sendo deflectida para NO à medida que se aproxima do Cabo Finisterra, enquanto que as observações parecem indicar um transporte mais uniforme para SO. Estes resultados indicam que nesta zona existem condições favoráveis a ocorrência de eventos de downwelling.

Na costa Sul também se verificam valores baixos, entre $[0, 0.3] \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, onde junto à costa se tem um transporte offshore para SO, sendo deflectido para Oeste ao se afastar desta, tal como o observado. É de referir ainda que nesta região, próximo do Estreito de Gibraltar, os valores registados do transporte variam entre $[0.5, 1.2] \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ e cuja direcção predominante é Norte. O que resulta do forte forçamento orográfico sobre o vento de Este que se faz sentir neste local durante a maior parte do ano. Isto significa a ocorrência de downwelling junto ao limite Norte do estreito. Por outro lado, não parecem existir observações suficientes neste local para a representação da zona de intensificação e da direcção do transporte que o WRF obtém.

Nos meses seguintes tem-se uma diminuição das intensidades, apresentado o modelo sempre valores superiores ao observado. Os máximos registados pelo WRF em Agosto são de $0.9 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (Cabo da Roca e Estreito de Gibraltar), $0.8 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ nos Cabos São Vicente e Finisterra (este com maior amplitude) e $0.5 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (Cabo Carvoeiro). As observações neste mês registam valores entre $0.5 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (cabos Finisterra e Carvoeiro) e $0.6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (cabos da Roca e São Vicente), tendo como máximo $0.7 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ mais ao largo a Oeste da PI. Em Setembro tem-se em destaque o Cabo Finisterra, apresentando uma grande extensão espacial, registando o modelo $0.5 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ a Oeste e a Norte do cabo ($0.6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, nas observações). Na costa Norte verifica-se, de Agosto para Setembro, um aumento de intensidade do transporte onshore, em resposta ao aumento da intensidade do vento proveniente de Oeste, onde a direcção do transporte é feita para Sul. Consequentemente, isto possibilita uma maior frequência a downwelling costeiro (estando o modelo de acordo com o observado).

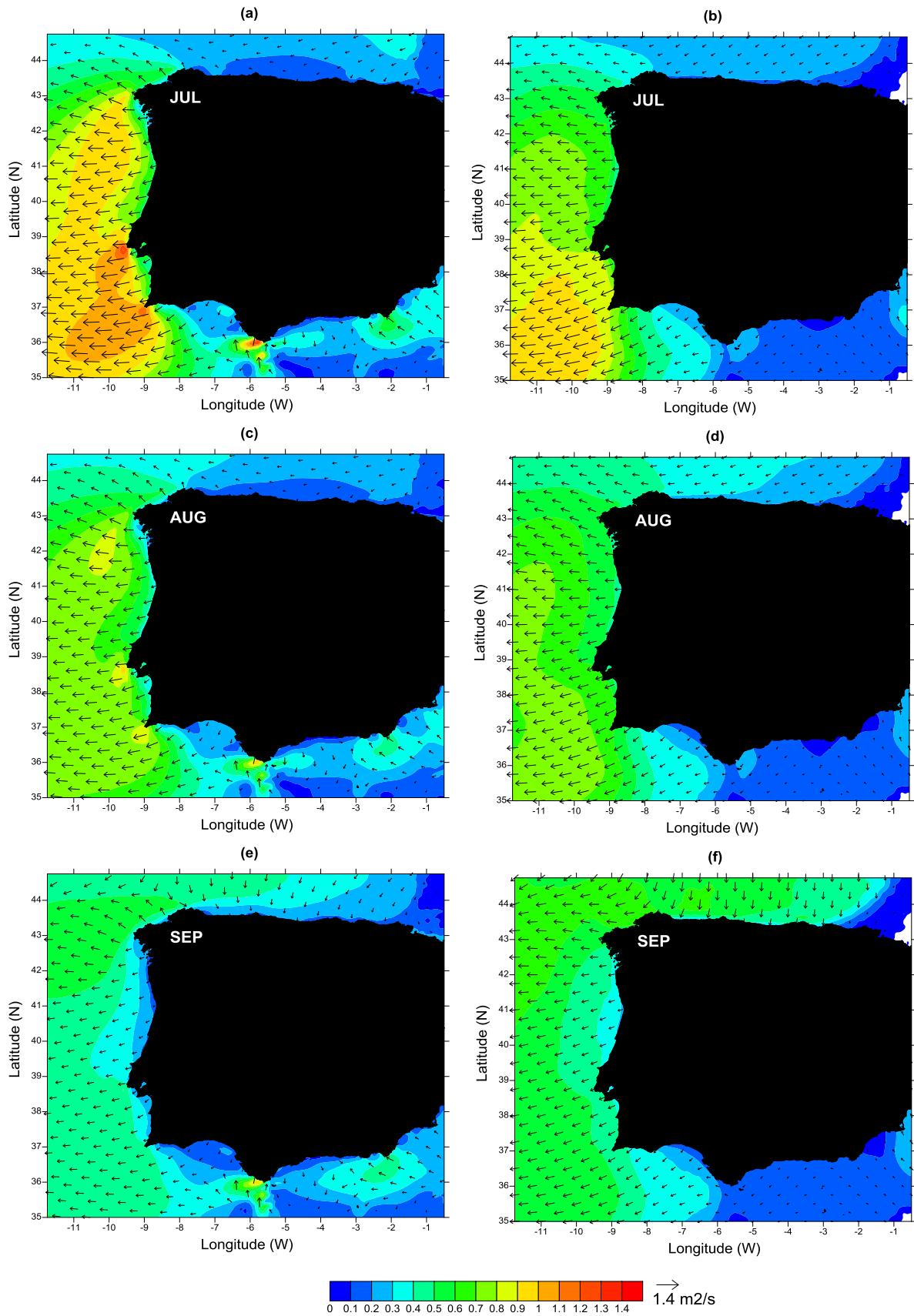


Figura 17 - Transportes de Ekman (m^2s^{-1}) dos escoamentos médios diários mensais para Julho, Agosto e Setembro através do WRF (a, c, e) e das observações SeaWind (b, d, f), com C_D variável para o período de 1989-2007.

O transporte de Ekman segundo o vento geostrófico (figura A6, anexos) mostra intensidades superiores ao obtido através do vento real, quase o dobro. Durante este período o transporte ocorre com maior intensidade durante o mês de Julho, junto à linha costeira (i.e., a Sul dos principais cabos). Aqui as intensidades máximas são registadas em todos os cabos ($2.8 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$), sendo o Cabo Finisterra aquele que apresenta uma maior zona de intensificação, seguindo-se o Cabo São Vicente e, com menor extensão espacial, o Cabo da Roca. Estes valores elevados dever-se-ão ao forte gradiente de pressão que existe entre mar e terra. A direcção predominante do transporte offshore, ao longo de toda a região Oeste da PI, é para NO, deflectindo mais para Norte à medida que se aproxima do Cabo Finisterra. A Norte tem-se os valores mais baixos, entre $[0, 0.4] \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, com um transporte para Oeste. Na região costeira Sul, as intensidades são baixas (cerca de $0.6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$), aumentando em direcção ao Cabo São Vicente, sendo que aqui o transporte dá-se para Oeste. Nos meses seguintes as intensidades e as zonas de intensificação diminuem, permanecendo o Cabo Finisterra com maior destaque (2.8 e $1.6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ em Agosto e Setembro, respectivamente). As direcções do transporte geostrófico durante estes três meses não parecem alterar-se, com excepção da região Norte da PI, na qual surge um transporte onshore com direcção para Sul.

Estes resultados do transporte de Ekman para o período de 1989-2007, para além de reforçarem as análises anteriores para toda a região Oeste da PI, mostram também que durante este período quente do ano existem na costa Norte e Sul condições a eventos de downwelling e upwelling costeiro, respectivamente. Para além de que próximo do Estreito de Gibraltar, o modelo mostra uma intensificação constante do transporte com direcção a Norte. Tal irá também original downwelling. O transporte geostrófico apresenta os mesmos padrões, apesar de valores superiores nas intensidades, tendo um maior destaque a região do Cabo Finisterra.

3.3. Índices de upwelling

Tendo em consideração a relação demonstrada em (12) para o índice de upwelling (IU) costeiro, a figura 18 mostra as médias sazonais (DJF e JJA) calculadas a partir dos valores diários deste índice para a costa Atlântica da PI e no período de 19 anos, segundo as componentes do transporte de Ekman perpendiculares à linha de costa obtidos pelo modelo e pelas observações SeaWind. Neste processo numérico definiu-se um IU separadamente para três regiões costeiras: costa Oeste (entre 8.5 - 11.7°O e 35 - 44.7°N), costa Norte (entre 2 - 9.2°O e 43.2 - 44.7°N) e costa Sul (entre 5 - 9.2°O e 35 - 37°N).

No inverno (figura 18a, 18b), em geral observa-se uma fraca ocorrência de upwelling, e uma maior ocorrência de downwelling costeiro. Tanto o modelo como as observações indicam um gradiente latitudinal ao longo de toda a região Oeste da PI. Os valores máximos são registados mais a SO da PI, entre $[0.1, 0.2] \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (WRF) e $[0.2, 0.3] \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (SeaWind). Próximo dos cabos Carvoeiro, da Roca e São Vicente, o modelo indica $-0.1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, enquanto que as observações registam $0.1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ nos cabos da Roca e São Vicente. Mais para Norte existe uma predominância de valores negativos. Entre 39 - 43°N , tanto no modelo como nas observações, verifica-se que existem condições a downwelling costeiro, com cerca de $[-0.3, -0.2] \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Os valores mínimos são obtidos em toda a região costeira Norte da PI, principalmente a NE do Cabo Finisterra onde se chega a ter $-0.8 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (WRF). As observações nesta zona parecem indicar um padrão mais homogéneo cujos valores estão entre $[-0.6, -0.7] \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Na costa Sul, mais propriamente no Golfo de Cádiz, o modelo e observações registam $-0.1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, o que resulta do vento proveniente do Estreito de Gibraltar que origina um transporte onshore. Mais ao largo tem-se cerca de $[-0.3, -0.2] \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, enquanto que junto ao Estreito de Gibraltar apenas o modelo regista o valor máximo mínimo de $-0.9 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ devido à forte intensificação local.

Durante o verão (figura 18c, 18d), como seria de esperar, a ocorrência de upwelling costeiro é bastante elevada ao longo de toda a região Ocidental ibérica. Os valores máximos que o modelo regista encontram-se a Sul do Cabo da Roca ($1.0 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$), Cabo São Vicente ($0.9 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$), Cabo Carvoeiro ($0.7 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) e Cabo Finisterra ($0.8 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$). As observações, para além de mostrarem valores ligeiramente inferiores, exibem também uma maior homogeneidade, sendo que os valores máximos observados localizam-se mais ao largo dos principais cabos (e.g., $0.8 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, a SO do Cabo São Vicente). Em toda a costa Norte, quer no WRF como nas observações, parece existir apenas valores negativos (entre $[-0.2,$

$-0.1] \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) excepto próximo do Cabo Finisterra. Na costa Sul os valores variam entre $[-0.1, 0.3] \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, havendo aqui um transporte offshore devido a ventos de NO provenientes de terra. No Estreito de Gibraltar o modelo regista ainda uma zona de downwelling cujo valor mínimo é de $-1.2 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, como resposta ao forçamento do vento proveniente do Mediterrâneo.

Estes resultados mostram que é durante o inverno que se verifica uma maior frequência de downwelling ao longo da costa ibérica, apesar da ocorrência de upwelling de baixa intensidade na região SO do território. Segundo Alvarez et al. (2003), o mecanismo por detrás do upwelling de inverno é semelhante ao que ocorre durante o verão, no entanto as águas que chegam à superfície apresentam propriedades termohalinas totalmente diferentes. O evento de upwelling de inverno, para além de ter sido observado na costa Oeste da Galiza (Alvarez et al., 2003), também foi verificado ao longo da costa Portuguesa (Borges et al., 2003). Por outro lado, é no verão quando se observa uma elevada ocorrência de upwelling ao longo de toda a costa Oeste ibérica e, em menor intensidade na costa Sul. Enquanto que em praticamente toda a região costeira Norte, excepto próximo do Cabo Finisterra, o WRF e as observações verificam a predominância de eventos de downwelling.

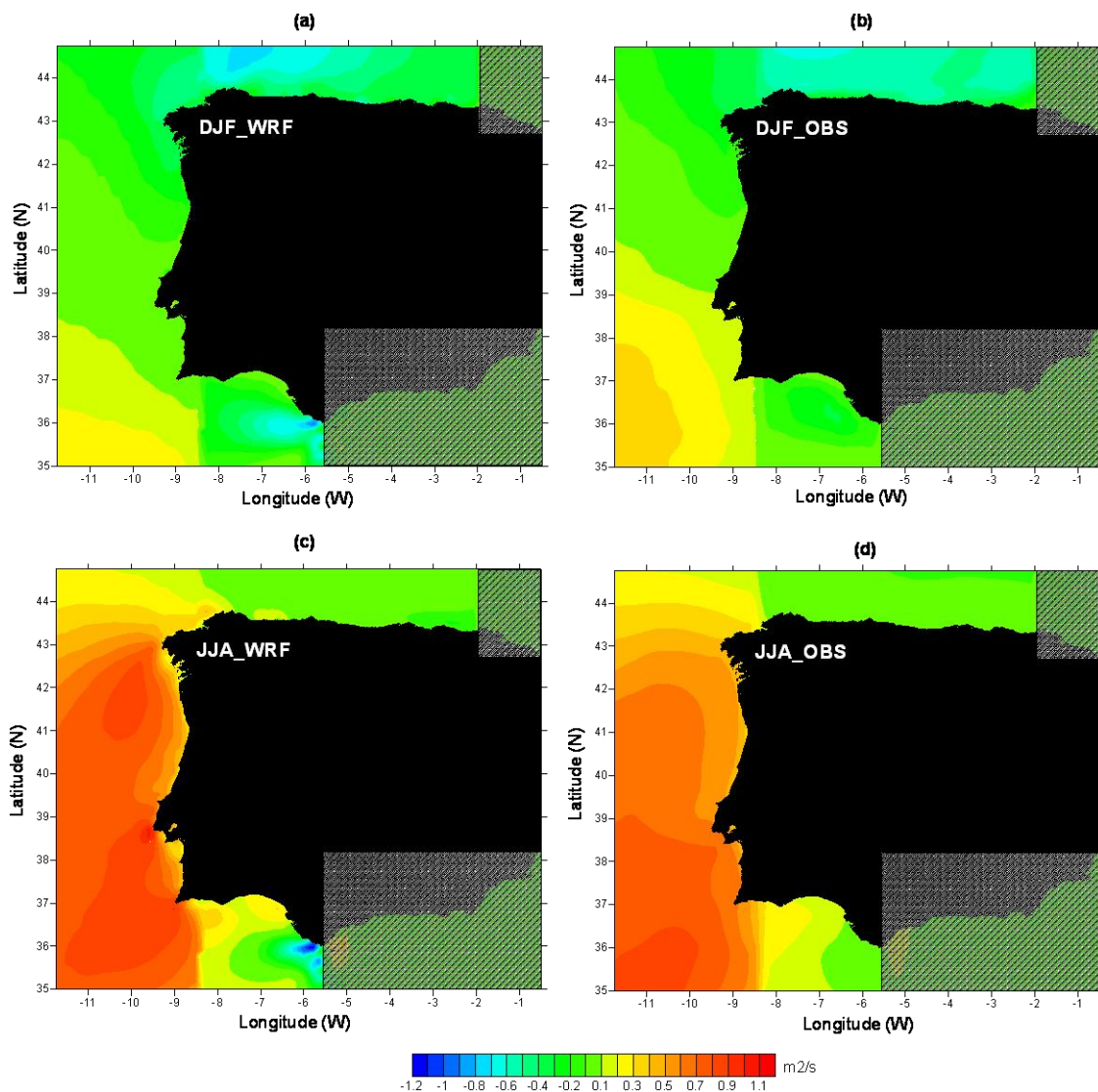


Figura 18 - Índices de upwelling (m^2s^{-1}) na costa Atlântica da Península Ibérica, segundo para o inverno (em cima) e verão (em baixo), para o período de 1989-2007. WRF (esquerda) e observações SeaWind (direita). A Caixa cinzenta marca zona sem valores.

3.4. Observações SST

A figura 19 mostra as médias diárias mensais da superfície do mar (SST, em °C) por meio de dados globais observacionais para o período de 1989-2007. Através destas é possível comparar com os transportes de Ekman médios diários mensais obtidos anteriormente para o mesmo período (figura 17).

Em geral, tal como foi observado anteriormente, durante este período existe um padrão comum, um gradiente latitudinal ao longo de toda a costa Oeste da PI, havendo um aumento da SST de Norte para Sul. Nos meses seguintes, por consequente ao enfraquecimento dos transportes, é verificada uma subida geral das temperaturas. Surgindo depois um novo arrefecimento como consequência a um aumento do transporte.

Durante o mês de Julho, de facto existe uma predominância de águas mais frias junto à costa Oeste da PI, abrangendo a região mais a NO onde são registados valores entre [17, 18] °C. Junto do Cabo Finisterra verifica-se um valor mínimo de 16 °C (marcado a azul ciano, figura 19a). Nos cabos da Roca e Carvoeiro tem-se 18 °C, enquanto que mais a Sul, no Cabo São Vicente regista-se 19 °C. Estes resultados parecem estar de acordo com o transporte offshore obtido anteriormente. A existência de um mínimo absoluto a Sul do Cabo Finisterra, apesar de este não apresentar valores de transporte tão elevados como noutros cabos mais a Sul, poderá resultar do facto de esta zona estar constantemente sob a influência do forçamento do vento que, segundo Alvarez et al. (2008), ocorre durante todo o ano. Como consequência, tem-se um máximo estacionário de upwelling frequente neste local (Castro et al. 1994; Blanton et al. 1984). Na costa Sul é onde se verificam as temperaturas mais elevadas, entre [20, 22] °C, tendo o fluxo de águas mais quentes provenientes do Mediterrâneo um papel muito importante nestes valores, para além de que o transporte nesta zona é fraco. Na costa Norte, tem-se cerca de 19 °C, sendo que neste local os resultados anteriores indicam a existência de downwelling. Mais próximo do Cabo Finisterra, as temperaturas voltam a descer até [17, 18] °C.

Em Agosto tem-se uma subida geral das temperaturas, o que é resultado do enfraquecimento do transporte (figura 19 c, d). Regista-se entre [17, 18] °C no Cabo Finisterra, [18, 19] °C no Cabo Carvoeiro, 19 °C no Cabo da Roca e entre [19, 20] °C no Cabo São Vicente. Temperaturas mais altas são observadas na costa Sul, entre [21, 23] °C., enquanto que na costa Norte se tem entre [19, 20] °C. No mês de Setembro, observa-se um ressurgimento de águas mais frias não só junto à costa Ocidental mas também a Norte e a NO desta, onde existe um aumento de transporte. Mais junto ao Cabo Finisterra registam-se entre [16, 17] °C, sendo que se regista uma maior frequência do valor mínimo. A NO deste cabo tem-se 18 °C, enquanto que mais a NE e a Norte da PI as temperaturas variam entre [18, 19] °C. Nos cabos Carvoeiro e da Roca tem-se 18 °C, e mais a Sul no Cabo São Vicente obteve-se 19 °C. Quanto à costa Sul, acompanhando um enfraquecimento do transporte, a temperatura varia entre [20, 21] °C, enquanto que mais ao largo se regista 22 °C.

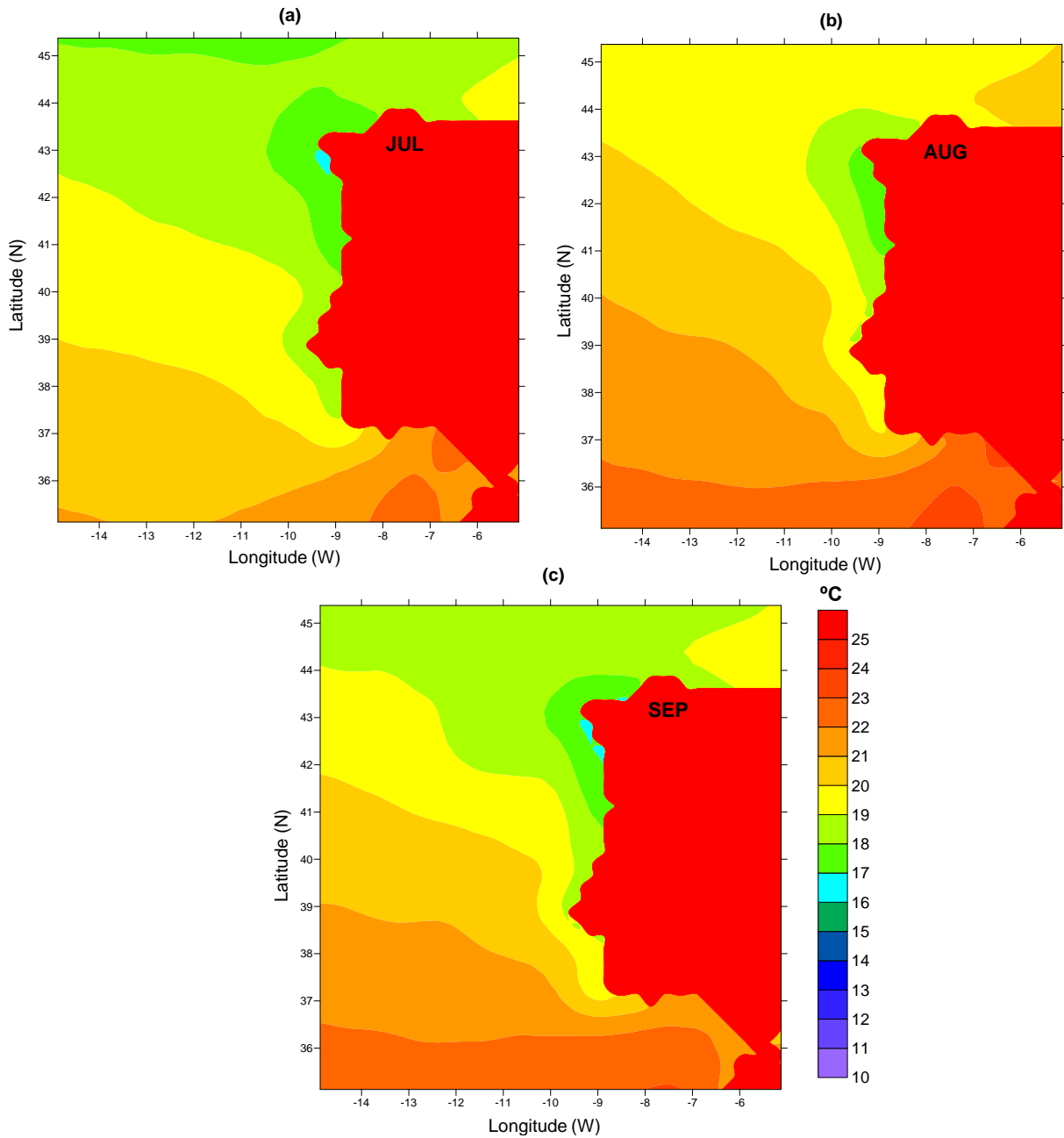


Figura 19 - Médias diárias mensais da temperatura ($^{\circ}\text{C}$) da superfície do mar (SST) para Julho (a), Agosto (b) e Setembro (c), durante o período de 1989-2007. Dados de observação globais, obtidos através de satélite e medições *in situ* (NOAA).

4. Conclusões e considerações finais

Tendo em conta os objectivos sobre os quais se estabeleceu este projecto, será agora feita a seguinte sùmula dos resultados obtidos.

A validação dos resultados do modelo regional de alta resolução WRF, em modo de clima, teve por base uma análise inicial sobre o escoamento do vento aos 10m de altitude para toda a região costeira Atlântica da PI. Este processo foi estabelecido através da comparação dos resultados do modelo (9 km de resolução) com os resultados observacionais SeaWind (0.25° de resolução). A respectiva avaliação estatística foi feita nos pontos de grelha do modelo mais próximos do ponto de grelha das observações. Nesta fase, o estudo incidiu sobre os períodos diário, mensal e sazonal, bem como as duas principais estações do ano (i.e., inverno e verão), durante 19 anos (1989-2007).

Estes resultados preliminares mostram que para o período diário, o WRF obtém uma correlação menor do que para os outros períodos juntamente com as maiores medidas de erro. Neste período tem-se uma subestimação do modelo em relação às observações para todo o domínio espacial, obtendo-se um viés negativo global de -0.7 ms^{-1} . Por oposição, as correlações mais elevadas e os menores erros tomam lugar durante o período mensal e sazonal, tendo este último um maior ênfase pela correlação máxima que apresenta de 0.91. Em relação às direcções dos escoamentos obtidos, verifica-se um padrão comum entre os diferentes períodos que parece apresentar as características sazonais observadas predominantes de verão e inverno. A análise sobre as principais estações do ano revelou que é durante o período de verão que a correlação é mais elevada (0.88) com um viés global de -0.2 ms^{-1} . Este resultado é importante na avaliação do desempenho do modelo aquando do estudo dos processos de upwelling costeiro, uma vez que diversos autores caracterizam este período como sendo aquele em que se regista uma maior frequência deste fenómeno (Bakun et al., 2009; Alvarez et al., 2007; Gómez-Gesteira et al., 2006; Mendelssohn e Schwing, 2002).

Durante o verão, é ao longo de toda a região Ocidental ibérica que se verifica uma maior intensificação do vento, principalmente nas zonas a sul dos principais cabos onde o modelo indica a presença de um vento predominante de NO. Estas zonas de intensificação são bem representadas pelo WRF, mostrando uma maior heterogeneidade entre as diferentes intensidades locais, ao contrário das observações que mostram padrões mais homogéneos. Tal deve-se à elevada capacidade que o modelo tem em representar os processos físicos que ocorrem junto à superfície. Os valores máximos registaram-se no Cabo da Roca (6.5 ms^{-1}) e no Cabo São Vicente (6.0 ms^{-1}), chegando a existir um viés local de 1.2 e 0.6 ms^{-1} , respectivamente. O Cabo Finisterra, embora não apresente máximos neste período, revela sempre uma zona de intensificação de elevada extensão espacial que se estende para Sul. Como o processo de upwelling costeiro é inerente ao campo do vento, estes resultados estão em concordância com estudos anteriores (Alvarez et al., 2008) nos quais são verificados eventos de upwelling com maior intensidade nos cabos da Roca e São Vicente durante os meses de primavera-verão, enquanto que no Cabo Finisterra verificam-se durante o ano todo.

O padrão geral da circulação do vento entre modelo e o observado é semelhante, as diferenças residem no facto de no WRF as interações entre diferentes escoamentos e também com a orografia local, como por exemplo a convergência com ventos provenientes do interior da península e o forçamento sobre o vento que ocorre no Estreito de Gibraltar, serem mais intensas. As observações não exibem estas características locais, em vez disso mostram escoamentos mais uniformes, possivelmente devido à sua menor resolução. Segundo Torres et al. (2003), este comportamento observado do campo do vento não é representativo das condições costeiras ao longo de uma distância significativa. Durante o verão, verificou-se o bom desempenho que o WRF tem em representar o regime de nortada característico do período e a circulação de sentido ciclónico da depressão térmica localizada no interior da PI, por volta de 40°N e 4.1°O . Estes resultados estão de acordo com estudos anteriores sobre os padrões regionais do campo do vento (Miranda, 2009; Criado-Aldeanueva et al., 2008; Hoinka e Castro, 2002; van Aken, 2002).

A aproximação ao vento geostrófico tem um papel importante na validação dos resultados do WRF, uma vez que se verificam os mesmos padrões de intensidades que o vento real, no entanto obtiveram-se ligeiros desvios nas direcções e valores mais elevados devido à ausência de atrito sobre a

superfície do mar e a fortes gradientes de pressão entre terra-mar. Este vento parece dar um maior ênfase ao Cabo Finisterra durante as principais estações do ano, e certamente durante o ano todo, pois trata-se de uma zona sujeita a fortes tensões do vento como consequência da forte alteração da linha costeira.

A avaliação do transporte de Ekman mensal obtido pelo WRF foi estabelecida pela comparação com os dados QuikSCAT e SeaWind para o período de 2000-2006. Em geral, constatou-se que o modelo sobrestima as observações SeaWind, tal como verificado para o vento sazonal, enquanto que as observações QuikSCAT parecem sobrestimar o modelo. Uma possível razão aqui exposta poderá ser a utilização de intensidades de vento superiores em Alvarez et al. (2008). Tal como verificado anteriormente, notou-se que o modelo para além de apresentar os mesmos padrões das intensidades de transporte observadas, também permite uma melhor caracterização destas, especialmente nas zonas de maior intensificação, enquanto que as observações exibem uma maior homogeneidade, principalmente as obtidas por QuikSCAT.

O mês de Julho é aquele em que existem melhores condições para a ocorrência de eventos de upwelling, o que vai de encontro à consideração de que este é o mês de máximo upwelling (Alvarez et al., 2008; Gómez-Gesteira et al., 2006). Os máximos registados pelo WRF localizam-se nos cabos da Roca e São Vicente (chegando a $1.3 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ na escala original do modelo) onde o transporte offshore é direcionado para SO, sendo deflectido para Oeste mais ao largo. Verificou-se ainda que a utilização do parâmetro constante C_D ($C_D=1.4 \times 10^{-3}$) leva à obtenção de intensidades superiores. Por outro lado, um C_D variável de acordo com a intensidade do vento local (Yelland e Taylor, 1995) para além de resultar numa diminuição das intensidades, também mostra uma contracção de todas as zonas de intensificação. Tendo em conta que próximo da costa este parâmetro varia, este método poderá ser o mais indicado para a análise destes processos que ocorrem junto à costa. Esta consideração foi aplicada numa nova análise do transporte de Ekman mensal do WRF, desta vez para o período de 19 anos, com as observações SeaWind para a região costeira da PI, incluindo as costas Norte e Sul.

Do mesmo modo que nos resultados anteriores, verificou-se uma sobrestimação geral do modelo relativamente às observações. Em Julho, o WRF indica um máximo de transporte offshore para SO no Cabo da Roca ($1.3 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) enquanto que no Cabo São Vicente verificou-se um valor mais baixo ($1.1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$). O modelo registou também um valor máximo de transporte onshore no Estreito de Gibraltar ($1.2 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$), devido ao forçamento local sobre o vento proveniente do Mediterrâneo. Isto conduz a eventos de downwelling locais no limite Norte do estreito. Na costa Sul, mais precisamente no Golfo de Cadiz, apesar de baixa intensidade, verificou-se que existe transporte offshore para SO permitindo a ocorrência de upwelling costeiro. Já na costa Norte, excepto próximo do Cabo Finisterra, é onde se verificaram os valores mais baixos. Aqui transporte onshore é orientado para SO, o que permite a ocorrência de downwelling (embora de baixa intensidade) em praticamente toda a linha costeira. Estes resultados estão de acordo com as observações, apenas se constata que estas não representam a zona de intensificação do transporte no Estreito de Gibraltar, devido à falta de observações locais. O transporte geostrófico mensal indica intensidades máximas em todos os cabos de maior relevância (i.e., Finisterra, da Roca e São Vicente) com cerca de $2.8 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, devido ao fraco atrito e ao forte gradiente de pressão terra-mar, tendo o Cabo Finisterra maior destaque por apresentar uma maior zona de intensificação. A direcção predominante ao longo de toda a costa Oeste é feita para NO, sendo defletida mais para Norte próximo do Cabo Finisterra. Na costa Norte o transporte onshore de fraca intensidade é feito para Oeste, enquanto que na costa Sul o transporte offshore é também para Oeste.

A formulação do IU baseia-se nas componentes perpendiculares às linhas de costa do transporte de Ekman obtido anteriormente. A sua implementação foi estabelecida em três zonas: a costa Norte, a costa Sul e a costa Oeste. Os resultados evidenciam que ao longo de toda a região Ocidental da PI a ocorrência de upwelling costeiro é bastante elevada durante o verão, tendo como foco os principais cabos (i.e., Finisterra, da Roca e São Vicente). Mais, neste período verificam-se também boas condições a upwelling na costa Sul (embora de menor intensidade), enquanto que na costa Norte as condições são favoráveis a downwelling. Por oposição, durante o inverno ao longo da costa Atlântica ibérica, principalmente próximo do Cabo Finisterra, existe uma maior ocorrência a downwelling, apesar de existirem eventos de upwelling, embora fracos, entre os cabos da Roca e São Vicente.

Finalmente, os resultados das observações SST permitem estabelecer uma conexão com os resultados obtidos para o transporte de Ekman. Estes evidenciam um mínimo absoluto de 16°C junto ao Cabo Finisterra durante o mês de Julho, provavelmente como resultado de um forçamento constante do vento nesta região durante o ano todo. Próximo dos cabos mais relevantes, onde se registam as maiores intensidades do transporte offshore, é onde as temperaturas se apresentam mais baixas, o que resulta dos processos de upwelling costeiro que aí têm lugar. Na região Sul as temperaturas são mais elevadas, como consequência de águas mais quentes provenientes do Mediterrâneo e do transporte offshore de baixa intensidade que se faz sentir localmente. A Norte, onde existe downwelling, as temperaturas são baixas.

Concluindo, os resultados obtidos neste trabalho permitiram avaliar a capacidade que o modelo tem em representar processos físicos complexos que ocorrem próximo da superfície e que contribuem para o surgimento do fenómeno de upwelling costeiro. A qualidade do modelo distingue-se dos dados observacionais pela sua elevada resolução, sendo por isso uma ferramenta importante de downscaling dinâmico para o fornecimento de informação de previsões climáticas sazonais e também de impactos devidos a alterações climáticas (Wang et al., 2004).

No estudo de processos de upwelling costeiro, uma caracterização rigorosa do escoamento do vento próximo da superfície é fundamental. Neste trabalho verificou-se que em certas regiões, onde o campo do vento é fortemente influenciado por orografias complexas, a falta de observações não permite uma avaliação local totalmente satisfatória. Para que tal não se suceda será necessário uma base de dados observacionais mais consistente, principalmente junto às linhas costeiras. É também proposto um estudo alargado, abrangendo a estação da primavera de modo a complementar a análise, uma vez que neste período também se verifica uma elevada frequência do upwelling costeiro.

5. Referências

- Ahrens, C., D., 2009. *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment (9ª edição)*, Brooks/Cole Cengage learning, 260-276.
- Alvarez, I., M. Gómez-Gesteira, M. deCastro, and J. M. Dias, 2008. Spatiotemporal evolution of upwelling regime along the western coast of the Iberian Peninsula, *Journal of Geophysics. Research.*, **113**, C07020, DOI: 10.1029/2008JC004744.
- Alvarez, I., M. Gómez-Gesteira, M. deCastro, and E. M. Novoa, 2007. Ekman transport along the Galician Coast (NO, Spain) calculated from QuikSCAT winds, *Journal of Marine Systems*, **72**, 101–115, DOI: 10.1016/j.jmarsys.2007.01.013.
- Alvarez, I., M. de Castro, R. Prego, and M. Gómez-Gesteira, 2003. Hydrographic characterization of a winter-upwelling event in the Ria of Pontevedra (NW Spain), *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, **56**, 869-876, DOI: 10.1016/S0272-7714(02)00309-8.
- Atlas, R., R. N. Hoffman, J. Ardizzone, S. M. Leidner, J. C. Jusem, D. K. Smith, D. Gombos, 2011. A cross-calibrated, multiplatform ocean surface wind velocity product for meteorological and oceanographic applications, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **92**, 157-174, DOI: 10.1175/2010BAMS2946.1.
- Bakun, A., D. B. Field, A. Redondo-Rodriguez, and S. J. Weeks, 2009. Greenhouse gas, upwelling-favorable winds, and the future of coastal ocean upwelling ecosystems, *Global Change Biology.*, **16**, 1213-1228, DOI: 10.1111/j.1365-2486.2009.02094.x.
- Bakun, A., 1992. Global greenhouse effects, multi-decadal wind trends and potential impacts on coastal pelagic fish populations. *ICES Marine Science Symposia* 195: 316-325.
- Betts, A. K., 1986: A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 677–691.
- Betts, A. K., and M. J. Miller, 1986: A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, and arctic air-mass data sets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 693–709.
- Blanton, J. O., L. P. Atkinson, F. Castillejo, and A. L. Montero, 1984. Coastal upwelling of the Rias Bajas, Galicia, northwest Spain, I; hydrographic studies, *Rapp. P. V. Reun. Cons. Int. Explor. Mer.*, **183**, 179–190.
- Borges, M. F., A. M. P. Santos, N. Crato, H. Mendes, and B. Mota, 2003. Sardine Regime shifts off Portugal: A time series analysis of catches and wind conditions, *Sci. Mar.*, **67**, 235-244.
- Cardoso, R.M., P.M.M. Soares; J. de Medeiros; P.M.A. Miranda and M. Belo-Pereira, 2012. Assessment of the performance and added value of a WRF high resolution climate simulation for Iberian Peninsula Precipitation, *Submitted to International Journal Of Climatology*.
- Castro, C. G., F. F. Perez, X. A. Alvarez-Salgado, G. Roson, and A. F. Rios, 1994. Hydrography conditions associated with the relaxation of a upwelling event off the Galician coast (NO Spain), *Journal of Geophysics Research*, **99**, 5135–5147, DOI: 10.1029/93JC02735.
- Chen, F., and J. Dudhia, 2001. Coupling an advanced land-surface/ hydrology model with the Penn State/ NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 569–585.
- Collins, W.D. et al., 2004. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM 3.0), NCAR Technical Note, NCAR/TN-464+STR, 226.
- Criado-Aldeanueva, F., J. García-Lafuente, G. Navarro, and J. Ruiz, 2008. Seasonal and interannual variability of the surfasse circulation in the eastern Gulf of Cádiz (SO Iberia), *Journal of Geophysics Research*, **114**, C01011, DOI: 10.1029/2008JC005069.
- Cushing, D.H., 1969. Upwelling and fish production. *FAO Fish. Tech. Paper*, **84**, 40.
- Cushman-Roisin, B. and Beckers, J.M., 2008. *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics, Physical and Numerical Aspects.*, Academic Press.
- deCastro, M., M. Gómez-Gesteira, I. Alvarez, J. M. Cabanas, and R. Prego, 2008. Characterization of fall-winter upwelling recurrence along the Galician western coast (NO Spain) from 2000 to 2005: Dependence on atmospheric forcing, *Journal of Marine Systems*, **72**, 145 – 158, DOI: 10.1016/j.jmarsys.2007.04.005.

- Ekman V. W., 1905. On the Influence of the Earth's Rotation on Ocean-Currents, *Arkiv för Matematik, Astronomi och Fysik*, **2**, No. 11.
- Gómez-Gesteira, M., C. Moreira, I. Alvarez, and M. deCastro, 2006. Ekman transport along the Galician coast (NO, Spain) calculated from forecasted winds, *Journal of Geophysics Research*, **111**, C10005, DOI: 10.1029/2005JC003331.
- Gyory J., A. J. Mariano, E. H. Ryan, 2007. The Canary Current. Ocean Surface Currents, Rosenstiel School of Marine & Atmospheric Science., NOPP, Miami, USA.
- Haynes, R., E. D. Barton, and I. Pilling, 1993. Development, persistence and variability of upwelling filaments off the Atlantic coast of the Iberian Peninsula, *Journal of Geophysics Research*, **98**, 22,681 – 22,692, DOI: 10.1029/93JC02016.
- Hazeleger, W., C. Severijns, T. Semmler, S. Stefanescu, S. Yang, X. Wang, K. Wyser, E. Dutra, J. Baldasano, R. Bintanja, P. Bougeault, R. Caballero, A. M. L. Ekman, J. H. Christensen, B. van den Hurk, P. Jimenez, C. Jones, P. Kallberg, T. Koenigk, R. McGrath, P. Miranda, T. Noije, T. Palmer, J. Parodi, T. Schmith, F. Selten, T. Storelvmo, A. Sterl, H. Tapamo, M. Vancoppenolle, P. Viterbo, U. Willén, 2010: EC-Earth: A Seamless earth System Prediction Approach in Action. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **91**, 1357-1363. DOI: 10.1175/2010BAMS 2877.1
- Hoinka K. P. and Castro M., 2002. The Iberian Peninsula thermal low, *Q. J. R. Meteorological Soc.* (2003), **129**, 1491–151.1, DOI: 10.1256/qj.01.189.
- Holton, J., R., 2004. *An Introduction to Dynamic Meteorology (4ª edição)*, International Geophysics Series, **88**, 315-316.
- Hong, S.-Y., and Y. Noh, and J. Dudhia, 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318–2341.
- Janjic, Z. I., 2002. Nonsingular Implementation of the Mellor–Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Meso model, NCEP Office Note, No. **437**, 61.
- Janjic, Z. I., 2000. Comments on "Development and Evaluation of a Convection Scheme for Use in Climate Models", *Journal of Atmospheric Science.*, **57**, 3686.
- Janjic, Z. I., 1994. The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes, *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 927–945.
- Machín, F., J. L. Pelegrí, A. Marrero-Díaz, I. Laiz, and A.W. Ratsimandresy, 2006. Near-surface circulation in the southern Gulf of Cádiz, Deep Sea., Res., Part II, **53**, 1161– 1181, DOI: 10.1016/j.dsr2.2006.04.001.
- McClain, C. R., S. Chao, L. P. Atkinson, J. O. Blanton, and F. Castillejo, 1986. Wind-driven upwelling in the vicinity of Cape Finisterre, Spain, *Journal of Geophysics Research*, **91**, 8470– 8486, DOI: 10.1029/JC091iC07p08470.
- Mendelssohn R., Schwing F. B., 2002. Common and uncommon trends in SST and wind stress in the California and Peru-Chile current systems. *Progress in Oceanography*, **53**, 141-162.
- Miranda, P. M. A., 2009. *Meteorologia e Ambiente (2ª Edição)*, Edição da Universidade Aberta, n.º**219**., 206-207.
- Peixoto, J., P. and Oort, A., H., 1992. *Physics of Climate (2ª Edição)*, American Institute of Physics, 196-199.
- Peliz, A., T. L. Rosa, A., M. P. Santos, J. L. Pissarra, 2002. Fronts, jets and counter-flows in the Western Iberian upwelling system, IPIMAR, Lisbon, Portugal., *Journal of Marine Systems.*, **35** (2002) 61-77.
- Robinson, M.K., 1976. Atlas of North Pacific Ocean: monthly mean temperatures and mean salinities of the surface layer. Ref. Publ. 2, Naval Oceanographic Office, Washington, DC. 173.
- Ross, D., 1995. Introduction to Oceanography. New York: HarperCollins College Publishers. pp. 199-226, 339-343.
- Schwing F. B., Mendelssohn R., 1997. Increased coastal upwelling in the California current system. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 3421-3438.
- Schwing, F. B., M. O'Farrell, J. M. Steger, K. Baltz, 1996. Coastal upwelling indices west coast of North America 1946-95, Pacific Fisheries Environmental Laboratory., U. S. Department of Commerce., NOAA-TM-NMFS-SOFSC-231.

- Skamarock, W.C. and Coauthors, 2008. A description of the advanced research WRF version 3, NCAR Tech. Note TN-475_STR, 65-80.
- Stramma, L., 1984. Geostrophic transport in the warm water sphere of the eastern subtropical North Atlantic. *Journal of Marine Research*, **42**, 537-558.
- Sverdrup, H. U., Johnson, M. W., Fleming, R. H., 1942. The oceans: their physics, chemistry and biology. New York, Prentice-Hall. *Online Version*, Cap. XIII-XIV.
- Tomczak, M. and Godfrey, J. S., 2001. *Regional Oceanography: An Introduction, Online Version*, 233.
- Tomczak, M. and Godfrey, J.S., 1994. *Regional Oceanography: An Introduction*, pp. 422, Pergamon, New York.
- Torres, R., E. D. Barton, P. Miller, and E. Fanjul, 2003. Spatial patterns of wind and sea surface temperature in the Galician upwelling region, *Journal of Geophysics Research*, **108(C4)**, 31-30, DOI: 10.1029/2002JC001361.
- van Aken, H. M., 2002. Surface currents in the Bay of Biscay as observed with drifters between 1995 and 1999, *Deep-Sea Research I*, **49** (2002), 1071–1086.
- Yelland M. and Taylor P. K., 1995. Wind stress measurements from the open ocean, James Rennell Division for Ocean Circulation, Southampton Oceanography Centre, Southampton, United Kingdom. American Meteorological Society, 1996.
- Wooster, W.S. and J.L. Reid, Jr., 1963. Eastern Boundary Currents, *In M.N. Hill (ed.), The Sea*, **2**, 253-280, Interscience, New York.
- Wang, Y., Leung, L. R., McGregor, J. L., Lee, DK., Wang, WC., Ding, Y., and Kimura, F., 2004. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **82**, No. 6, 1599-1628.

6. Anexos

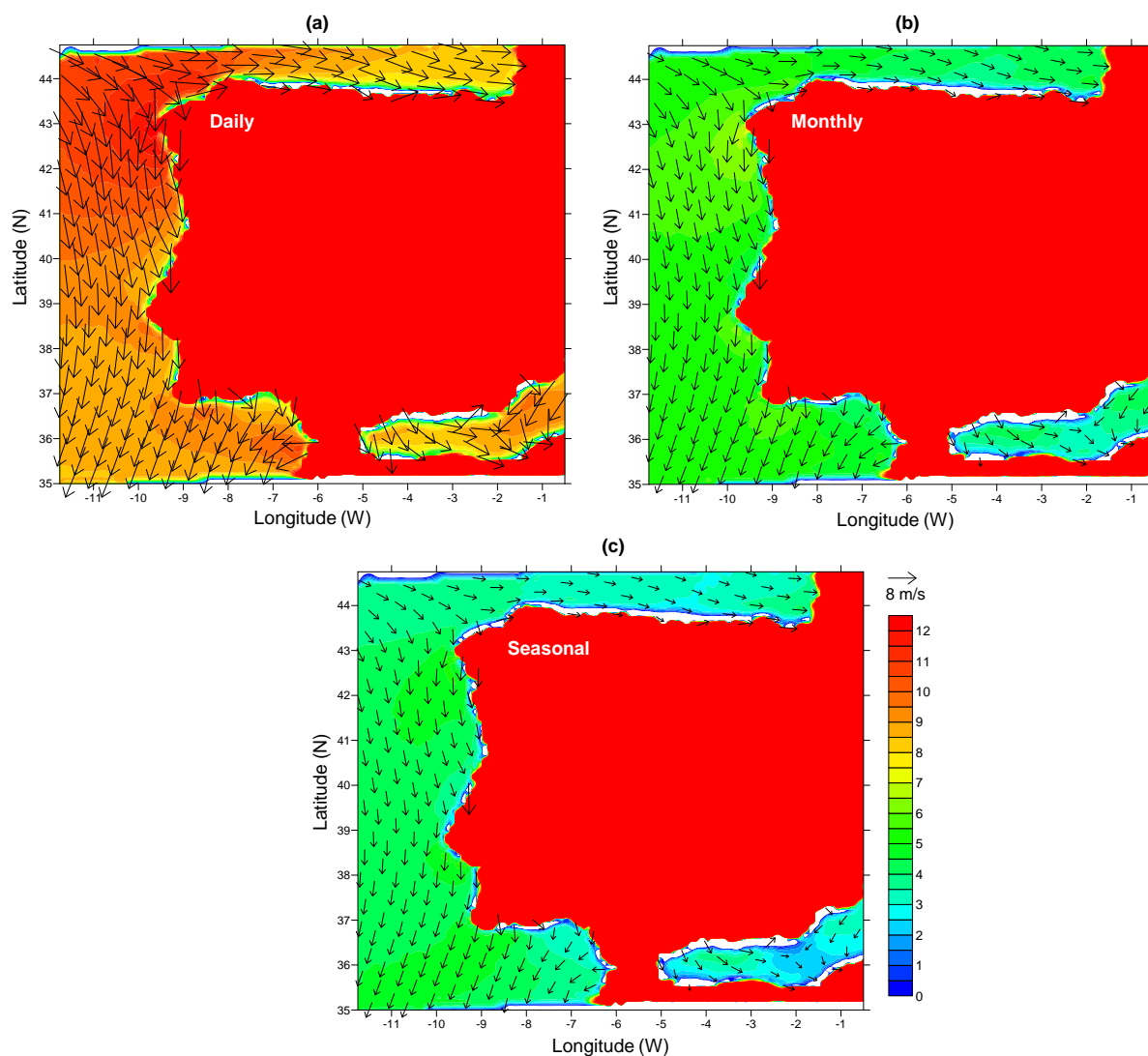


Figura A1 - Escoamentos médios do vento geostrófico (ms^{-1}) próximo da superfície (obtidos através de dados do campo da pressão pelo modelo WRF) segundo (a) média diária, (b) média mensal, (c) média sazonal. Os resultados foram obtidos para o período de 1989-2007.

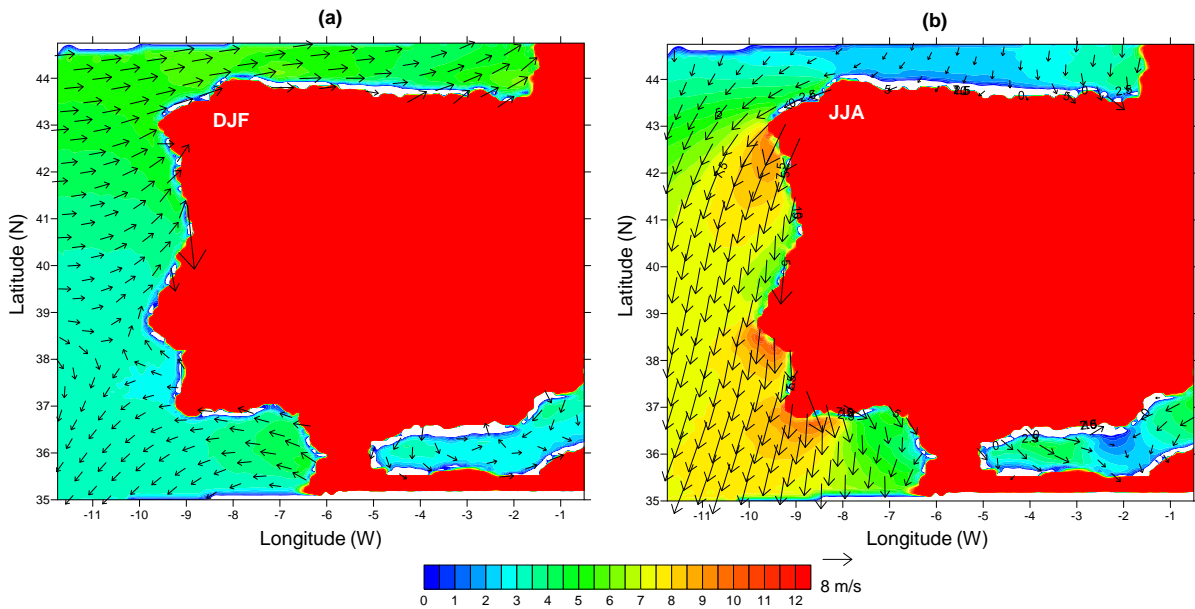


Figura A2 - Escoamentos médios do vento geostrófico (ms^{-1}) próximo da superfície (obtidos através de dados do campo da pressão pelo modelo WRF) segundo (a) Inverno e (b) verão. Os resultados foram obtidos para o período de 1989-2007.

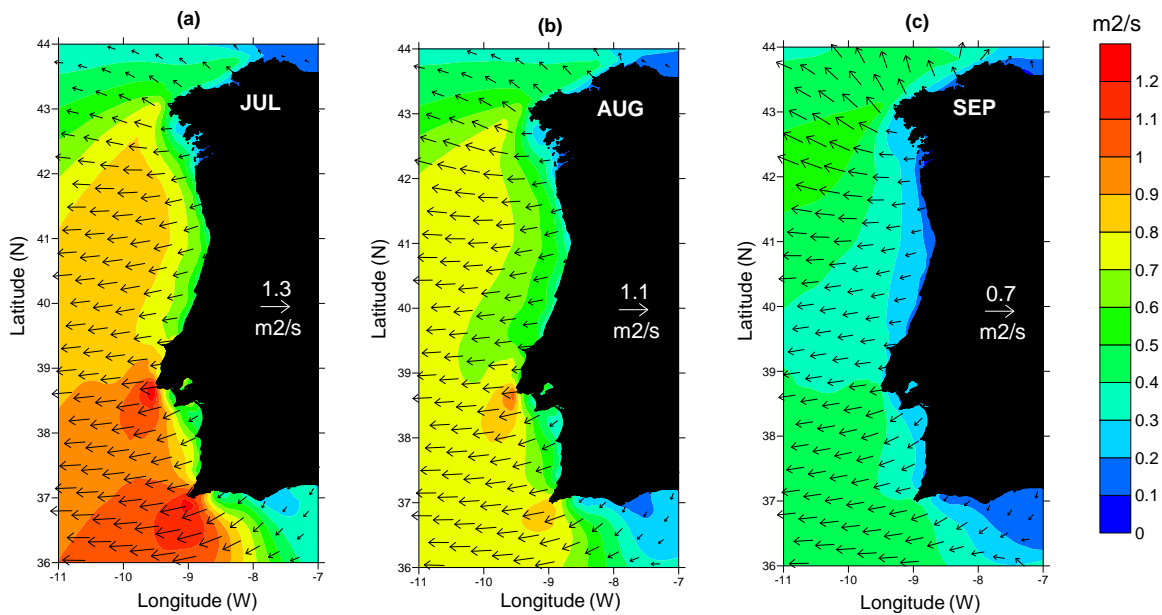


Figura A3 - Transportes de Ekman (m^2s^{-1}) dos escoamentos médios diários mensais para Julho (a), Agosto (b) e Setembro (c) através do WRF, com C_D variável para o período de 2000-2006.

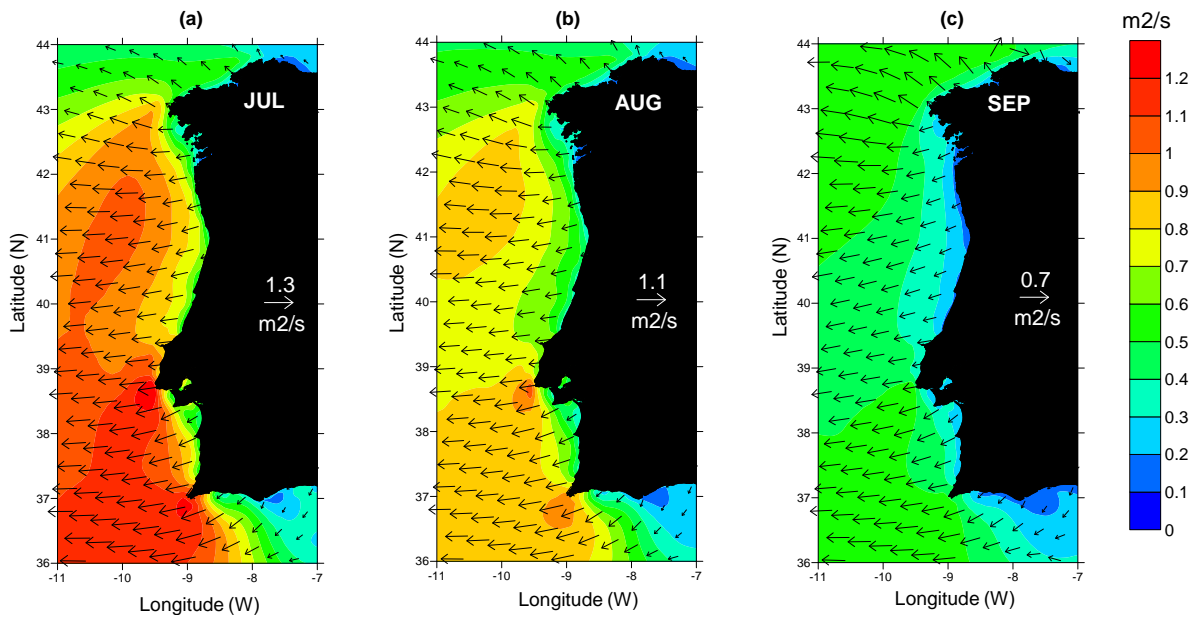


Figura A4 - Transportes de Ekman (m^2s^{-1}) dos escoamentos médios diários mensais para Julho (a), Agosto (b) e Setembro (c) através do WRF, com um valor médio de C_D ($C_D=1,4 \times 10^{-3}$) para o período de 1989-2007.

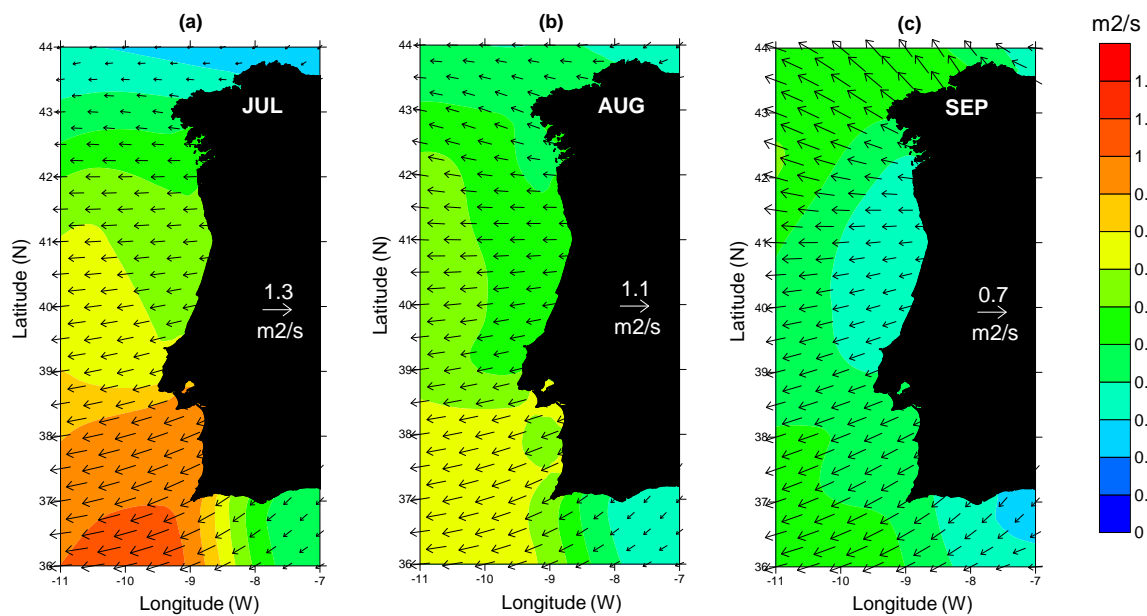


Figura A5 - Transportes de Ekman (m^2s^{-1}) dos escoamentos médios diários mensais para Julho (a), Agosto (b) e Setembro (c) através das Observações SeaWind, com C_D variável, para o período de 2000-2006.

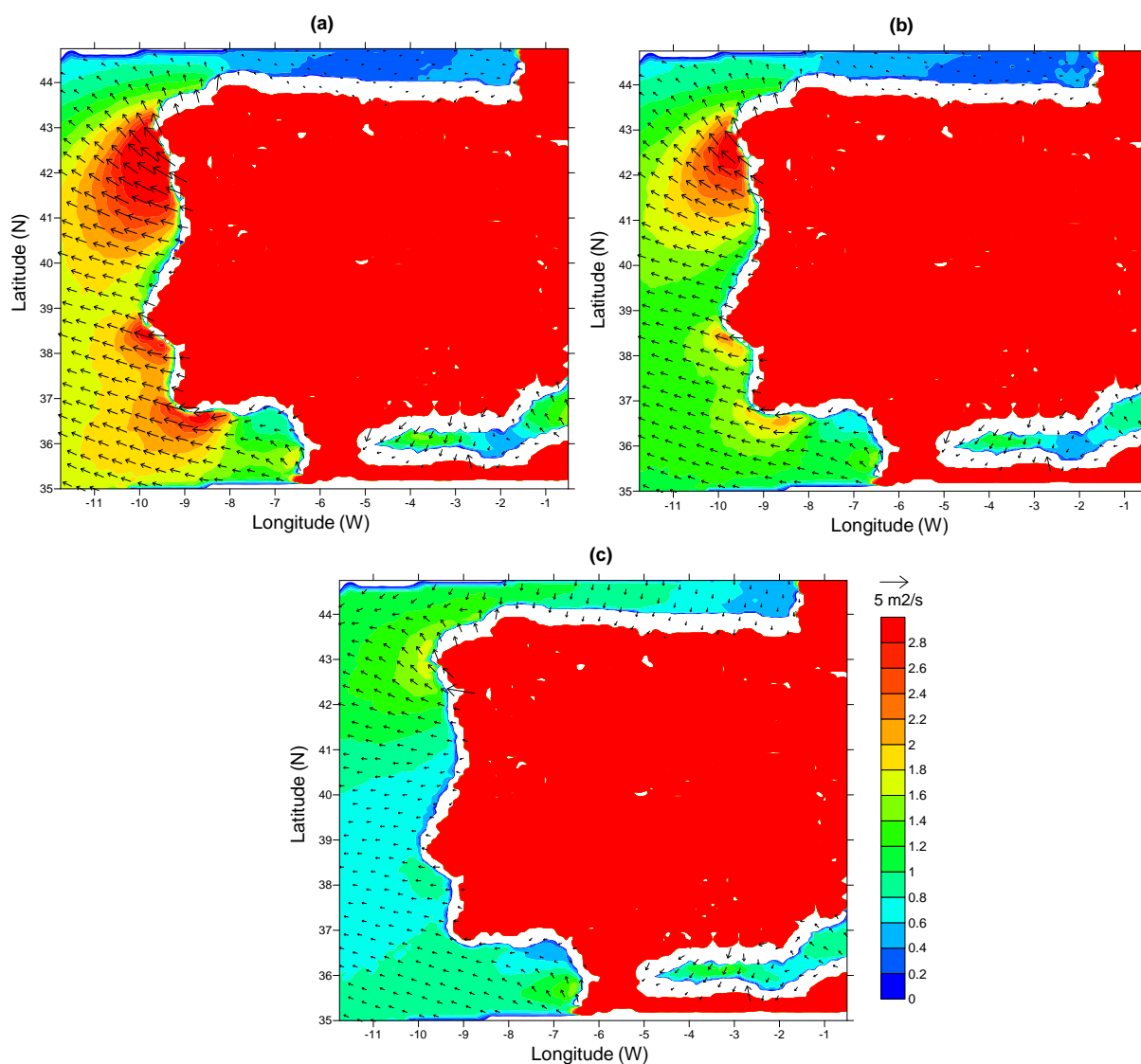


Figura A6 - Transportes de Ekman (m^2s^{-1}) dos escoamentos médios diários mensais para Julho (a), Agosto (b) e Setembro (c) através do vento geostrófico, para com um valor de C_D variável e período de 1989-2007.