

ESCOLA NAVAL

DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS DO MAR



**Regimes de ondulação e vaga no Atlântico Norte – Estudo
climatológico a partir da reanálise ERA-Interim**

Ricardo Gabriel Simões

MESTRADO EM CIÊNCIAS MILITARES NAVAIS

(MARINHA)

ESCOLA NAVAL

2014

DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS DO MAR

TESE DE MESTRADO EM CIÊNCIAS MILITARES NAVAIS

**Regimes de ondulação e vaga no Atlântico Norte – Estudo
climatológico a partir da reanálise ERA-Interim**

O Mestrando,

O Orientador,

ASPOF Gabriel Simões

CFR Milho Semedo

Agradecimentos

Creio ser este o momento indicado para refletir, ainda que brevemente, sobre o percurso dos últimos 5 anos que naturalmente culmina com a finalização da presente dissertação de mestrado, dando-se início a uma nova fase da vida e carreira, enquanto homem e militar da Marinha Portuguesa.

Nos últimos 5 anos aprendi, percebi e experienciei que o mais importante de qualquer percurso, quer para o bem quer para o mal, mais de o que se conquistou ou se perdeu, são as pessoas com as quais esses momentos foram partilhados. Nesse sentido dedico as minhas próximas palavras, tentativamente, a todas essas pessoas.

Em primeiro e como não poderia deixar de ser agradeço à minha família, especificamente aos meus pais (Ana Cristina Félix Gabriel Silveira e António Manuel Calado Silveira), à minha avó (Berta Eugénia Félix Da Silva Gabriel) e ao meu irmão (João Pedro Gabriel Silveira), por em todas e quaisquer circunstâncias me terem apoiado de forma incondicional, sendo que muitas vezes o melhor apoio, enquanto jovem adulto em formação, é ensinar a ouvir e a perceber a palavra NÃO. As possibilidades que me proporcionaram são incalculáveis.

À minha namorada, Joana dos Santos Cardoso, quero agradecer toda a paciência, amor, amizade, dedicação, motivação e sensatez que foram cruciais na travessia de alguns desertos, bem como na minha evolução enquanto pessoa.

A todos os meus amigos mais chegados pelo incentivo e constante acompanhamento da minha vida enquanto Cadete e Aspirante a Oficial.

Aos meus camaradas de curso (Curso CALM Leotte do Rego) com os quais tive o maior prazer em evoluir enquanto pessoa e militar, e partilhar alguns dos momentos mais importantes e inesquecíveis da minha vida. Orgulho-me de o que nos une!

Ao curso Cmdt Nunes Ribeiro (NR) pelo enquadramento quanto aos costumes e formação militar base. Alguns ficaram verdadeiros amigos.

Ao CTEN Cardoso de Moraes e SAJ FZ Lobato, que desde o primeiro dia de Escola Naval primaram pelo exemplo e bons conselhos ao curso CALM Leotte do Rego, enquanto Cmdt e SAR de companhia.

À guarnição do N. R. P. “Almirante Gago Coutinho” agradeço a dedicação e empenho na minha formação e desenvolvimento de competências enquanto ASPOF a realizar estágio de embarque.

Por último e de forma alguma menos importante, deixo um agradecimento especial ao Sr. Cmdt Milho Semedo que na qualidade de orientador lapidou a minha forma de trabalhar e, nos momentos mais críticos, soube motivar à persistência e melhoria do trabalho. Só com a sua ajuda e disponibilidade foi possível executar a presente dissertação.

Resumo

A presente dissertação de Mestrado, intitulada, “Regimes de ondulação e vaga no Atlântico Norte – Estudo climatológico a partir da reanálise ERA-Interim”, tem como propósito o estudo detalhado dos regimes de ondulação e vaga no Atlântico Norte, com especial enfoque na área oceânica de responsabilidade e jurisdição nacional (composta por zona económica exclusiva, área pretendida para a extensão da plataforma continental, e zona de responsabilidade de busca e salvamento no mar). O campo de ondas de vento é aqui analisado quantitativa- e qualitativamente, com base nas médias climatológicas anuais e sazonais dos seguintes parâmetros de onda: altura significativa, direção média de propagação, período médio e fluxo de energia. É também apresentada a climatologia da idade da onda, sendo analisada a média da idade da onda, o peso relativo da ondulação e a probabilidade de ocorrência da ondulação. É seguida a mesma metodologia que em Semedo *et al.* (2011a) e por conseguinte é também apresentada a comparação entre os resultados obtidos em ambos os estudos. Da análise das médias climatológicas conclui-se que o campo de ondas é dominado por ondulação, inclusive nas médias e altas latitudes. Comparativamente a Semedo *et al.* (2011a) obtêm-se médias climatológicas de altura significativa das ondas mais elevadas, bem como dos fluxos energéticos e peso relativo da ondulação. Só relativamente à probabilidade de ocorrência de campos de ondas dominados por ondulação é que foi observado uma ligeira diminuição relativamente à ERA-40.

Abstract

This Master's thesis, entitled "Swell and wind-sea regimes over the North Atlantic – Climatological study from ERA-Interim reanalysis", aims a detailed study of wind waves regime over the North Atlantic, with a special focus in the national responsibility and jurisdiction oceanic area (composed by exclusive economic zone, intended area for the extension of continental shelf and search and rescue responsibility zone at sea). The wind waves field is quantitatively and qualitatively analyzed, based on annual and seasonal climatological averages of the following wave parameters: significant wave height, mean wave direction, mean wave period and energy flow. It's also presented the wave age climatology, being analyzed the wave age average, the swell energy weight and the swell probability. It's followed the same methodology as in Semedo *et al.* (2011a) and therefore it's also showed a comparison between the results of both studies. From the climatological analysis is concluded that the wave field is dominated by swell, even in medium and high latitudes. Compared to Semedo *et al.* (2011a) the significant wave height climatological averages are higher, as well the energy flux and swell energy weight. Only for the probability of swell dominated wave fields occurrence was observed a slight decrease relative to the ERA-40.

Índice

Agradecimentos	V
Resumo	VII
Abstract.....	VIII
Índice	IX
Lista de Figuras	XI
Lista de tabelas	XIV
Lista de siglas e acrónimos	XV
1 Introdução.....	2
2 Teoria da Elementar da Onda	14
2.1 Mecânica básica da onda	14
2.2 Ondas geradas por vento – Processos físicos.....	24
2.3 Separação do Espectro de Ondas	28
2.4 Propagação e atenuação da ondulação	29
3 Dados e metodologia	34
3.1 Fontes de dados.....	34
3.2 A reanálise ERA-Interim	36
3.3 O modelo ondas – WAM	38
4 Climatologia do Campo de Ondas Norte Atlântico.....	42
4.1 Climatologia do campo de vento	42
4.2 Climatologia do campo de ondas.....	46
4.3 Climatologia dos fluxos de energia do campo de ondas.....	65
4.4 Climatologia da idade da onda.....	73
4.5 Comparações com estudos anteriores	83

5	Conclusões.....	86
	Referências bibliográfica.....	92

Lista de Figuras

Figura 1 – Território nacional e a respectiva área delimitadora da ZEE (azul claro), área proposta de expansão da plataforma continental (azul escuro) e a zona de responsabilidade de busca e salvamento no mar (interior da linha vermelha).....	4
Figura 2 - Espectro de densidade de energia de ondas (adaptado de Munk, 1950).....	6
Figura 3 - Campo de ondas sob processo de formação e desenvolvimento (Thurman, 2010).	7
Figura 4 - Campo de ondas dominado por ondulação – desacoplamento quasi-total	8
Figura 5 - Campo de ondas dominado por vaga quasi-saturado.....	9
Figura 6 – Onda sinusoidal (WMO, 1998) ($\lambda=L$).....	15
Figura 7 – Transformação de órbitas de partículas e perfil de superfície de águas profundas para águas pouco profundas (SWL é o nível de água do mar)(Sorensen 1993).	17
Figura 8 – Diferença de trajetória de uma partícula de água durante dois períodos de onda	18
Figura 9 - Distribuição da pressão induzida pelo vento pela superfície do mar Holthuijsen (2008).	26
Figura 10 – Variação da indução da pressão do vento sobre a propagação de uma onda harmónica Holthuijsen (2008).	27
Figura 11 – Médias anuais (a) e sazonais de U_{10} (m/s) e φ (°) para (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA e (e) SON. As setas estão escaladas de acordo com o campo de fundo (ver texto). As escalas de cores variam entre painéis (ver texto).	43
Figura 12 – Médias climatológicas anuais da (a) H_s (m) e θ_m (°), (b) H_s^{ond} (m) e θ_s^{ond} (°), e (c) H_s^{vag} (m) e θ_s^{vag} (°). As setas estão escaladas de acordo com o campo de fundo (ver texto). As escalas de cor variam entre painéis.....	48
Figura 13 – O mesmo que a Figura 12 mas para as médias climatológicas sazonais de DJF	50
Figura 14 – O mesmo que a Figura 12 mas para as médias climatológicas sazonais de JJA.	54

Figura 15 – O mesmo que a Figura 12 mas para as médias climatológicas sazonais de MAM.	56
Figura 16 – O mesmo que a Figura 12 mas para as médias climatológicas sazonais de SON.	56
Figura 17 – Médias climatológicas anuais de T_m (s), T_m^{ond} (s) e T_m^{vag} (s). As escalas de cor variam entre os painéis	58
Figura 18 – O mesmo que a Figura 17 mas para as médias climatológicas sazonais de DJF.	60
Figura 19 – O mesmo que a Figura 17 mas para as médias climatológicas sazonais de JJA.	62
Figura 20 – O mesmo que a Figura 17 mas para as médias climatológicas sazonais de MAM.	64
Figura 21 – O mesmo que a Figura 17 mas para as médias climatológicas sazonais de SON.	64
Figura 22 – Médias climatológicas anuais de E_f (kw/m) (a), E_f^{ond} (kw/m) (b) e E_f^{vag} (kw/m) (c). As escalas de cor variam entre painéis.	66
Figura 23 – O mesmo que a Figura 22 mas para as médias climatológicas sazonais de DJF.	69
Figura 24 – O mesmo que a Figura 22 mas para as médias climatológicas sazonais de JJA.	71
Figura 25 – O mesmo que a Figura 22 mas para as médias climatológicas sazonais de MAM.	72
Figura 26 – O mesmo que a Figura 22 mas para as médias climatológicas sazonais de SON.	72
Figura 27 – Médias climatológicas anuais (a) e sazonais da idade da onda para (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA e (e) SON. As escalas de cor variam entre painéis.	75
Figura 28 - Médias climatológicas anuais (a) e sazonais da P_{ond} para (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA e (e) SON.....	78

Figura 29 – Diagramas Scatter de U_{10} e H_s (do ERA-Interim) para (a) 36°N, (b) 37°N, (c) 38°N, (d) 39°N, (e) 40°N, (f) 41°N, (g) 42°N, (h) 43°N e (i) 44°N, ao longo do meridiano dos 11°W. A linha vermelha representa a relação teórica de Pierson & Moskow 79

Figura 30 - Médias climatológicas anuais (a) e sazonais de W_{ond} para (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA e (e) SON. 82

Lista de tabelas

Tabela 1 - classificação das ondas vs. relação profundidade/comprimento de onda 23

Lista de siglas e acrónimos

CNUDM	Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar
ZEE	Zona Económica Exclusiva
AN	Atlântico Norte
AOJRN	Área Oceânica de Jurisdição e Responsabilidade Nacional
FIR	Flight Information Region
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Re-Analysis</i> – Centro Europeu de Previsão por Reanálise do Tempo a Médio Prazo
H	Altura de onda
L	Comprimento de onda
α	Amplitude de onda
T	Período da onda
f	Frequência da onda
c	Velocidade de fase da onda
g	Aceleração da gravidade
k	Número de onda
ω	Frequência angular
d	Profundidade
SWL	Sea Water Level - Nível da água do mar
m_0	Momento zero

m_n	Momento ordem n
m_0^{ond}	Momento zero da ondulação
m_0^{vag}	Momento zero da vaga
H_s	Altura significativa
H_s^{vag}	Altura significativa da vaga
H_s^{ond}	Altura significativa da ondulação
T_m	Período médio
T_p	Período de pico
T_m^{vag}	Período médio da vaga
T_m^{ond}	Período médio da ondulação
θ_m	Direção média
θ_m^{vag}	Direção média da vaga
θ_m^{ond}	Direção média da ondulação
$E(f)$	Espectro de energia de onda unidimensional
$E(f, \theta)$	Espectro de energia de onda bidimensional
c_g	Velocidade de grupo
S_{in}	Entrada do vento local
S_{dz}	Dissipação de energia da onda devido ao rebentamento
S_{nl}	Interação não-linear entre ondas
S_{bot}	Dissipação de energia da onda devido a atrito com o fundo

WAM	Wave Modeling
β	Coefficiente de crescimento
U_{10}	Velocidade do vento aos 10 metros
φ	Direção do vento
u_*	Velocidade de fricção
f_s	Frequência de separação
DJF	Inverno (Dezembro-Janeiro-Fevereiro)
MAM	Primavera (Março-Abril-Maio)
JJA	Verão (Junho-Julho-Agosto)
SON	Outono (Setembro-Outubro-Novembro)
N	Norte
S	Sul
W	Oeste
E	Leste
NW	Noroeste
SW	Sudoeste
NE	Nordeste
SE	Sudeste
NNW	Nor-noroeste
WNW	Oeste-noroeste
NNE	Nor-nordeste

ENE	Este-nordeste
SSE	Su-sudeste
ESE	Este-sudeste
WSW	Oeste-sudoeste
SSW	Su-sudoeste
ZMM	Zona marítima da Madeira
ZMA	Zona marítima dos Açores
ρ	Densidade da água
P_{ond}	Probabilidade de ocorrência de ondulação
N	Número de eventos
N_{ond}	Número de eventos dominado por ondulação
N_{vag}	Número de eventos dominado por vaga
P_{vag}	Probabilidade de ocorrência de vaga
W_{ond}	Peso/Contribuição energética da ondulação

Capítulo 1

Introdução

1 Introdução

A relação entre o Homem e o mar é uma relação muito estreita. Como é do conhecimento comum, aproximadamente 71% da superfície do planeta Terra é encontrada coberta por água dos oceanos, e portanto é normal que desde sempre o Homem se sirva do mar para inúmeros fins (transporte, extração de recursos, turismo, energia, etc.), quer junto a costa quer, mais recentemente e num domínio mais vasto, em mar aberto. É essencialmente devido a este motivo, i.e., a resposta às crescentes necessidades Humanas de vária ordem, que o Homem “avança para o mar”, tornando-se portanto essencial a sua compreensão e conhecimento. Uma evidência da importância dos oceanos enquanto meio e recurso predominante nas várias atividades humanas é o esforço que desde os meados do século XIX tem sido feito no sentido da compreensão dos fenómenos de agitação marítima. Na primeira metade do século XX, nomeadamente durante a 2ª Guerra Mundial, assistiu-se à aplicação do conhecimento até então adquirido a fim de proporcionar as primeiras soluções práticas e operacionais de previsão da agitação marítima. Posteriormente, entre 1960 e 1970, entra-se numa nova era, recorrendo-se à modulação matemática com vista à previsão numérica da agitação marítima e ao suporte das atividades humanas no mar.

O conhecimento do clima e a previsão da agitação marítima, quer próximo de costa quer em mar aberto, é de fundamental importância em três grandes áreas como a oceanografia, a meteorologia e as engenharias. Relativamente à oceanografia e meteorologia é de destacar a interação entre o oceano e a atmosfera, que devido às trocas de energia e de massa, revela ter um grande impacto em vários processos climáticos, como por exemplo o sistema de monções e a origem de tempestades (Rutgersson & Sullivan, 2005). Relativamente às engenharias o conhecimento relativo ao clima e previsão da agitação marítima é de primordial importância na elaboração de projetos de plataformas *off-shore* de exploração de petróleo, desenho e construção de navios e de estruturas de proteção costeiras, canais e de portos (Muraleedharan, 1991; Abadie *et al.*, 2006), para além de que, atualmente, a palavra de ordem, na matéria respeitante à energia, vai cada vez mais no sentido da sua obtenção de forma sustentável, isto é, preferencialmente renovável. Sabendo-se que o impacto ambiental é praticamente inexistente, a energia das ondas fornece densidades de energia superiores a outras fontes de energia, permitindo que os dispositivos de conversão retirem mais potência de um volume mais pequeno e tenham conseqüentemente menores custos comparativamente a conversores de outros tipos de energias renováveis (Pereira,

2008). Durante o projeto destas obras, são analisadas longas séries temporais dos parâmetros de onda, como a altura significativa, o período médio e a direção média de propagação, para que as infraestruturas consigam suportar com segurança e economia os esforços aos quais estarão sujeitas durante a sua vida útil. Neste contexto, o conhecimento das condições de agitação marítima passíveis de virem a ocorrer torna-se vital para o sucesso do projeto (Melo *et al.*, 2010).

Portugal é um país que, entre a parte continental e os seus arquipélagos dos Açores e da Madeira tem aproximadamente 943, 667 e 250 km de costa, respetivamente, somando um total superior a 1800 km. No seguimento da Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (CNUDM), celebrada em Montego Bay, na Jamaica, em 1982, e após a respetiva ratificação da convenção em 1998, ficou definido que Portugal, enquanto Estado costeiro, teria direitos de soberania numa área denominada Zona Económica Exclusiva (ZEE), com máximo de 200 milhas náuticas de largura a partir da linha base junto a costa (CNUDM, 1982). Daqui resulta a atribuição de uma vasta área de especiais responsabilidades sobre uma parte considerável do Atlântico Nordeste (Borges *et al.*, 2009), cerca de 18 vezes maior que o território continental, com aproximadamente 1700000 km^2 . Tendo estes números e a localização desta área em conta, bem como a exposição ao Oceano Atlântico (OA), é facilmente compreensível que atividades como as descritas anteriormente se tenham desenvolvido quer em zonas costeiras quer em mar aberto. A situação descrita ganha maior importância quando se analisa do ponto de vista da possibilidade de ser aceite a proposta de expansão da plataforma continental, entregue a 11 de maio de 2009 nas Nações Unidas (Resolução de Conselho de Ministros nº 3 de 2011. Diário da República, 1.ª série – N.º8 – 12 de Janeiro de 2011), se bem que, a ser aprovada, os direitos e responsabilidades se estendam apenas sobre o solo e subsolo, e não sobre a coluna de água, que continuará a ser considerada como águas internacionais. A Figura 1 ilustra o território nacional e a respetiva área delimitadora da ZEE (azul claro), bem como a área proposta de expansão da plataforma continental (azul escuro) e a zona de responsabilidade de busca e salvamento no mar (delimitada pela linha vermelha).

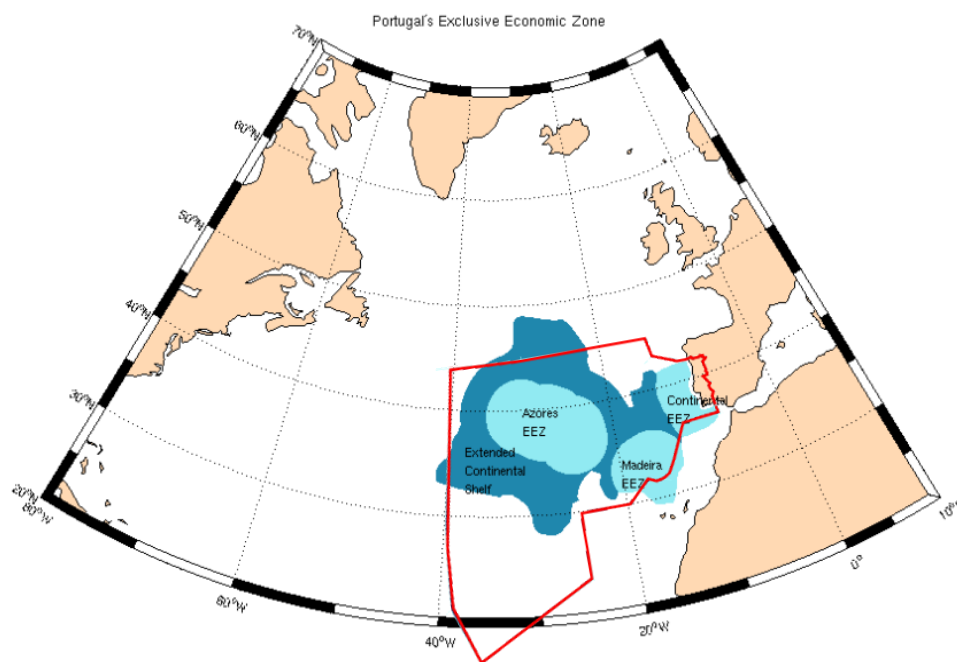


Figura 1 – Território nacional e a respectiva área delimitadora da ZEE (azul claro), área proposta de expansão da plataforma continental (azul escuro) e a zona de responsabilidade de busca e salvamento no mar (interior da linha vermelha).

Na atualidade, estudos como a presente dissertação assumem particular relevância em paralelo com o desenvolvimento crescente do interesse na área das energias renováveis, nomeadamente da energia das ondas, como referido anteriormente. Assim, uma parte considerável do investimento e da tecnologia na área das energias renováveis no mar, tem sido recentemente direcionado para o aproveitamento da energia contida nas ondas, quer perto de costa quer em mar aberto – a ZEE portuguesa é coincidente com uma das regiões do planeta onde a presença de ondulação é predominante (e.g. Sterl *et al.*, 2005, Semedo *et al.*, 2011a, 2011b), sendo que é neste tipo de ondas onde está contida a maior parte da energia transportada pelas ondas existentes na superfície do oceano, que serão discutidas e definidas mais à frente.

Atendendo ao facto de o autor desta dissertação pertencer à instituição Marinha Portuguesa é inevitável associar a importância deste estudo ao planeamento de operações de cariz militar. O planeamento das várias operações marítimas ou navais tem sempre presente o fator “estado do mar”, que inevitavelmente tem sobre elas um impacto direto e significativo, sendo importante destacar fatores como a escolha dos meios, a viabilidade da operação, o seu grau de dificuldade, a segurança e o rendimento do militar, e inclusivamente

o consumo de combustível, em função das condições de agitação marítima. A informação meteorológica e oceanográfica (seja ela de previsão ou de clima) é utilizada para estimar estes impactos, em períodos de tempo que podem ir de semanas a anos (Weatherly, 2004).

Tendo os parágrafos anteriores em linha de conta encontra-se assim justificado o propósito e a motivação para desenvolver a presente dissertação, que tem por objetivo, no âmbito do mestrado em Ciências Militares Navais – Ramo Marinha, o estudo quantitativo e qualitativo da climatologia da agitação marítima no Atlântico Norte, com especial enfoque numa área a que se chamará área oceânica de jurisdição e responsabilidade nacional (AOJRN), composta pela ZEE portuguesa, área proposta de expansão da plataforma continental e a ainda pela área de responsabilidade de busca e salvamento nacional (FIR-Flight Information Region), recorrendo aos dados da reanálise ERA-Interim de ondas, do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Re-Analysis* (ECMWF – Centro Europeu de Previsão por Reanálise do Tempo a Médio Prazo). Os resultados obtidos serão posteriormente comparados com os obtidos por meio de dados resultantes da reanálise ERA-40 (reanálise do ECMWF anterior à ERA-Interim).

Existem vários tipos de ondas na superfície oceânica, em resultado de diferentes forças. Assim, dependendo do sistema de forças gerador, obtêm-se diferentes tipos de ondas com características específicas, podendo estas ser representadas através de um espectro de onda onde é possível fazer a relação entre a génese e o período, que é a característica a que habitualmente se recorre para caracterizar as mesmas (Figura 2). As ondas de maré são geradas devido ao sistema de forças de gravidade dos corpos celestes, nomeadamente do sistema Terra, Sol e Lua, e são ondas de larga escala. As ondas capilares, pertencentes ao lado oposto do espectro relativamente às anteriores, são dominadas pela tensão de superfície da água. Nas situações em que a gravidade e a agitação da água (por ação do vento) são os fatores determinantes tem-se as ondas gravíticas de superfície (WMO, 1998).

As ondas gravíticas de superfície, ou ondas de vento, como o próprio nome indica, são geradas pela ação perturbadora do vento (força geradora) sobre a superfície do oceano, e têm presente uma força restauradora, a gravidade. Dependendo essencialmente da forma como a força geradora (o vento) atua, uma vez que se pode considerar a ação da força restauradora como constante durante todo o processo e em toda a superfície do planeta, estas ondas podem ser caracterizadas como tendo períodos compreendidos entre 1 e 30 segundos. O espectro de ondas oceânicas de superfície é dominado por ondas geradas pelo vento, estando-lhes associada mais de metade da energia transportada por todas as ondas à

superfície do oceano (Kinsman, 1965), ultrapassando a contribuição das marés, tsunamis e outras, tal como pode ser observado na Figura 2 (espectro de densidade de energia das ondas em função do tipo de ondas), que representa o espectro de ondas em função do seu período e o relaciona com a energia associada ao tipo de onda. As ondas de vento têm uma importância vital nos processos de interação entre o oceano e a atmosfera uma vez que são a fonte primária de energia turbulenta, o que significa que é desta interação que resultam as trocas de calor, massa e momento entre os dois meios (Cavaliere *et al.*, 2012). Nesta interação e trocas de energia está a origem de vários processos na atmosfera, como por exemplo a origem e o desenvolvimento de tempestades (e.g. Doyle, 1994; Janssen & Viterbo 1996) ou alterações na estrutura turbulenta da atmosfera (Högstrom *et al.*, 2009).

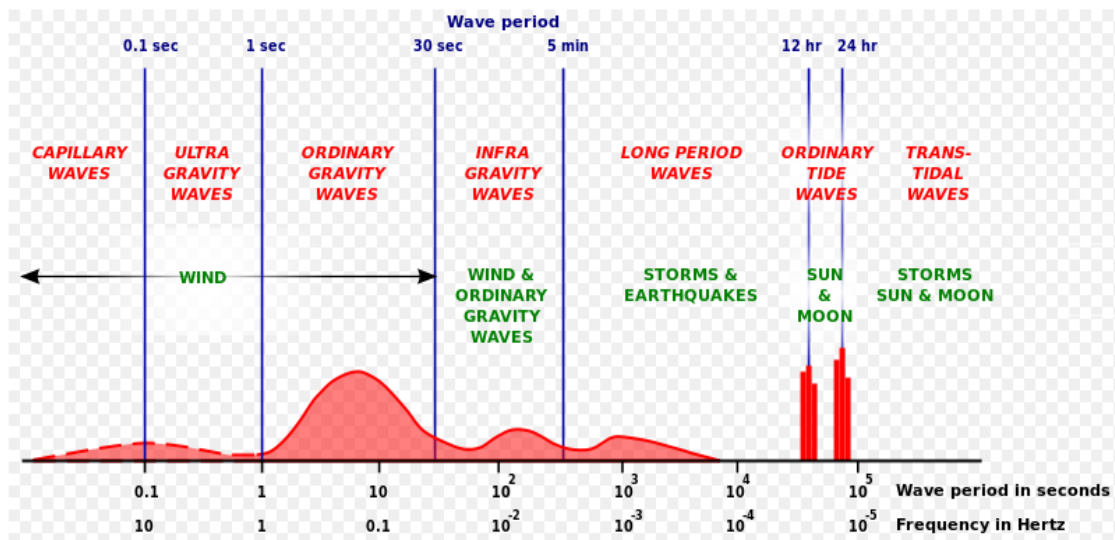


Figura 2 - Espectro de densidade de energia de ondas (adaptado de Munk, 1950).

Existem dois tipos de ondas de vento (a partir daqui denominadas por conveniência simplesmente por “ondas”) na superfície oceânica. Estas ondas designam-se por vaga e por ondulação. A vaga corresponde às ondas que estão em processo de formação e desenvolvimento devido à ação do vento local, com o qual têm uma correlação quase que perfeita. À medida que as ondas se propagam para fora do seu local de geração, ou quando a sua velocidade de fase é mais elevada do que a velocidade do vento (a ação do vento deixa de fornecer energia às ondas que já se encontram num estado maduro), passam a designar-se por ondulação. As características do campo de ondas gerado localmente (portanto a vaga) estão diretamente ligadas às características do campo de vento local, isto é, velocidade do

vento, dimensão do *fetch* (distância horizontal sobre a qual o vento atua) e duração (o tempo que o vento atua sobre uma determinada superfície do oceano) (Andrew, 1999), tal como ilustra a Figura 3 (Thurman, 2010).

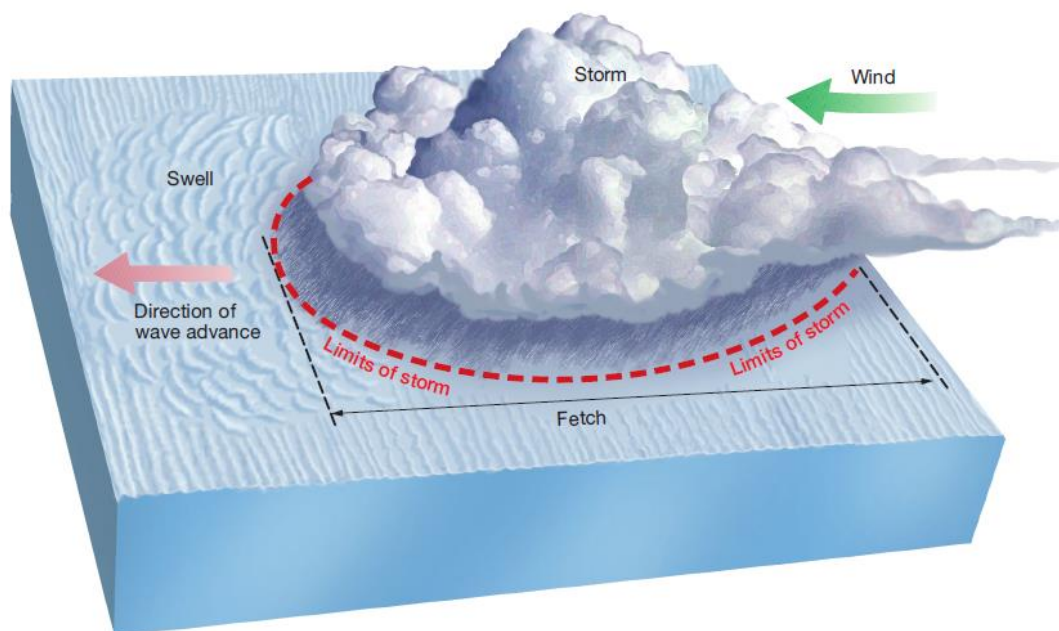


Figura 3 - Campo de ondas sob processo de formação e desenvolvimento (Thurman, 2010).

Já a ondulação é conhecida por se propagar por longas distâncias por todo o globo ao longo de círculos máximos (e.g. Barber & Ursell 1948; Munk *et al.*, 1963; Snodgrass *et al.*, 1966), como se pode verificar pelo estudo levado a cabo por Alves (2006), que na sua essência pretendeu, recorrendo a simulações numéricas, verificar até onde é possível fazer-se sentir a ondulação proveniente de um campo geracional de ondas criado por tempestades num dado local. Verificou-se que ondulação proveniente de fortes tempestades na zona extratropical do Atlântico Norte, por exemplo, se pode propagar por todo o atlântico sul, chegando até à costa leste do Brasil e a algumas áreas da costa oeste africana, penetrando inclusive no oceano Índico sul e chegando impressionantemente às proximidades do sudoeste da Austrália. Assim consegue-se perceber a quantidade de energia associada a este tipo de ondas.

Em oceano aberto (não tanto em mares marginais ou junto aos continentes em zonas de ciclogénese; Semedo *et al.*, 2014) o campo de ondas é constituído por ondas geradas

localmente (a vaga) e, maioritariamente (pelo menos em termos energéticos; Semedo *et al.*, 2011a) por ondas que foram geradas noutra zona, mais ou menos remota (a ondulação). Deste facto, como demonstra a Figura 4, resulta que na maioria dos casos predomina um desacoplamento quase permanente entre o vento local e o campo de ondas (Semedo, 2010), que se torna mais evidente quando se assiste à propagação de ondulação perante um campo de vento fraco ou inexistente. Por outro lado, a situação de equilíbrio, ou acoplamento quase-perfeito, correspondente a um equilíbrio entre a energia recebida pelo oceano e a energia fornecida pela atmosfera, raramente é atingida. Essa situação, mais frequente em mares fechados e em zonas de ciclogénese (como nas costas leste dos continentes nas latitudes médias), ocorre quando o campo de ondas é dominado por vaga e está quasi-saturado, tal como está representado na Figura 5.



Figura 4 - Campo de ondas dominado por ondulação – desacoplamento quasi-total



Figura 5 - Campo de ondas dominado por vaga quasi-saturado.

O aspeto da superfície do oceano está em constante e contínua alteração, uma vez que é composta por inúmeras componentes de onda, com diferentes comprimentos de onda (frequência ou período) e direções de propagação (Lionello, 2008). Contudo existe uma tendência para as ondas de maior frequência sob a influência do vento local se agruparem de forma não linear, dando origem a ondas de menor frequência (e logo com maior período e maior velocidade de propagação). Este fenómeno de agrupamento é a razão pela qual a vaga dá lugar à ondulação nova, que rapidamente se “escapa” da tempestade que a formou. Uma vez atingido esse novo estado de maturação a nova ondulação, com velocidade superior à do vento local, irar-se-á propagar para fora do local da tempestade.

Recentemente têm sido publicados na literatura científica vários estudos sobre clima de ondas, focando-se nos parâmetros de onda mais convencionais: a altura significativa da onda e o período médio. Contudo, estes dois parâmetros por si só oferecem apenas uma descrição limitada das características de um dado campo de ondas, uma vez que dois campos de onda com a mesma altura significativa e período podem na verdade ser muito diferentes

(Holthuijsen 2007; Semedo *et al.*, 2011). Um campo de ondas composto por uma mistura de vaga e ondulação, e outro campo de ondas composto predominantemente por vaga, poderão ser caracterizados como tendo a mesma altura significativa e período, mas na verdade, em detalhe, são qualitativamente muito diferentes. Decorrente do tipo de ondas predominante (vaga ou ondulação), o impacto na camada limite atmosférica, isto é, a interação entre oceano e atmosfera, será diferente (e.g. Sullivan *et al.*, 2008; Smedman *et al.*, 2009; Cavalieri *et al.*, 2012). O impacto da vaga (extração de energia da atmosfera) faz-se sentir numa camada de atmosfera muito estreita, na ordem de 1 metro (Janssen, 2004), sendo o fluxo de momento no sentido descendente, mas, por outro lado, o impacto da ondulação, particularmente durante a presença de ventos fracos, é o oposto (fluxo de momento ascendente), sendo que dissipa energia para a atmosfera à medida que se propaga (Ardhuin & Jenkins, 2006).

Justifica-se assim que o estudo do clima de ondas tenha igualmente uma abordagem qualitativa, onde se estuda, em separado, os climas da vaga e da ondulação, bem como a predominância de um tipo de ondas sobre o outro, i.e., a análise dos parâmetros da vaga e ondulação em separado (a altura significativa, o período médio e também a direção de propagação) uma vez que possibilita uma melhor compreensão dos mecanismos de variabilidade climática no campo de ondas, tendo em conta que a vaga reflete somente variações no vento local, enquanto a variabilidade da ondulação reflete mudanças de vento num domínio maior (Hogben, 1995; Bauer *et al.*, 1997).

A separação espectral é a melhor forma de isolar a vaga e a ondulação, quanto às suas características, num dado campo de ondas (Gerling, 1992; Hanson & Phillips, 2001). Uma suficientemente longa e global descrição espectral do campo de ondas só está disponível a partir de modelos de previsão de ondas e de produtos de reanálise, como a ERA-40 e a ERA-Interim, produzidas pelo ECMWF, por exemplo.

Na presente dissertação serão analisados detalhadamente os regimes de vaga e de ondulação no Atlântico Nordeste, a partir da reanálise ERA-Interim para o período de 1979 a 2013 (35 anos), dando especial enfoque à AOJRN (ver Figura 1). Os resultados obtidos serão posteriormente comparados com os obtidos em estudos anteriores por meio de dados provenientes da reanálise ERA-40. A estrutura da presente dissertação assenta assim em 5 capítulos.

O capítulo 1, o presente capítulo, corresponde à introdução, onde é apresentada a motivação, objetivo e importância do tema, bem como a definição de alguns conceitos importantes e, por fim, o método de análise de dados.

O capítulo 2, teoria elementar da onda, expõem inicialmente a teoria básica da onda, de seguida os processos físicos envolvidos na geração das ondas de vento, separação do espectro de ondas e por fim são abordados os conceitos de propagação e atenuação da ondulação.

O capítulo 3, dados e metodologia, no seu primeiro ponto expõem os vários métodos de aquisição de dados, identificando as vantagens e desvantagens associadas a cada um, e a nomeadamente no tocante à modelação numérica; no seu segundo ponto é explicado o que é a reanálise e faz-se também uma breve descrição das reanálises do ECMWF (ERA-15, ERA-40 e ERA-Interim); no terceiro e último ponto é explicado o modelo numérico utilizado, o WAM.

No capítulo 4, climatologia do campo de ondas no AN, é onde se procede à análise das médias climatológicas anuais e sazonais dos parâmetros do campo de vento aos 10 metros e do campo de ondas (mar total, ondulação e vaga) no AN (e mais concretamente na AOJRN). Inicialmente são analisadas as médias climatológicas anuais e sazonais da magnitude e direção do campo de vento aos 10 metros. Posteriormente são analisadas as médias climatológicas anuais e sazonais da altura significativa, da direção, do período e do fluxo de energia para o mar total, ondulação e vaga, separadamente. A climatologia da idade da onda também é analisada, sendo que inicialmente a análise é dirigida às médias climatológicas anuais e sazonais da idade da onda, seguida da análise da probabilidade de ocorrência de ondulação, dos diagramas *scatter* U_{10} e H_s ao longo da costa Oeste da Península Ibérica, e por fim do peso/contribuição energético da ondulação para a energia total contida à superfície. O último ponto deste capítulo destina-se a comparar, de forma qualitativa, os resultados aqui obtidos (ERA-Interim) com os obtidos em estudos anteriores, nomeadamente em Semedo *et al.* (2011a), por meio de dados da reanálise ERA-40.

O último capítulo, o capítulo 5, destina-se às conclusões e sumário dos resultados obtidos.

[Esta página foi intencionalmente deixada em branco]

Capítulo 2

Teoria da Elementar da Onda

2 Teoria da Elementar da Onda

2.1 Mecânica básica da onda

O movimento de uma onda simples pode ser representado por uma senoide, de crista longa e progressiva. Uma onda sinusoidal repete-se e tem uma forma suave como a curva de uma função seno (Figura 6). As ondas são caracterizadas por vários parâmetros (parâmetros de onda) que variam no tempo e no espaço. Tomando como exemplo uma única componente de onda ou uma onda sinusoidal num dado instante, esta onda terá as seguintes dimensões espaciais principais:

- A altura de onda (H): distância vertical entre a crista e a cava da onda;
- Comprimento de onda (L): distância horizontal entre duas cristas ou bases de onda consecutivas;
- A amplitude de onda (α): metade da altura da onda ($\alpha = \frac{H}{2}$);
- Inclinação da onda ($\frac{H}{L}$): relação entre a altura e o comprimento de onda.

Estes parâmetros podem ser identificados na Figura 6. Num dado ponto fixo no espaço, esta onda sinusoidal também é dotada de dimensões no tempo:

- Período da onda (T): tempo decorrido até que duas cristas ou dois vales consecutivos passem por um ponto fixo no espaço;
- Frequência da onda (f): número de cristas ou vales que atravessam um dado ponto fixo num segundo ($f = \frac{1}{T}$).
- Velocidade de fase da onda (c): velocidade a que cada onda se propaga.

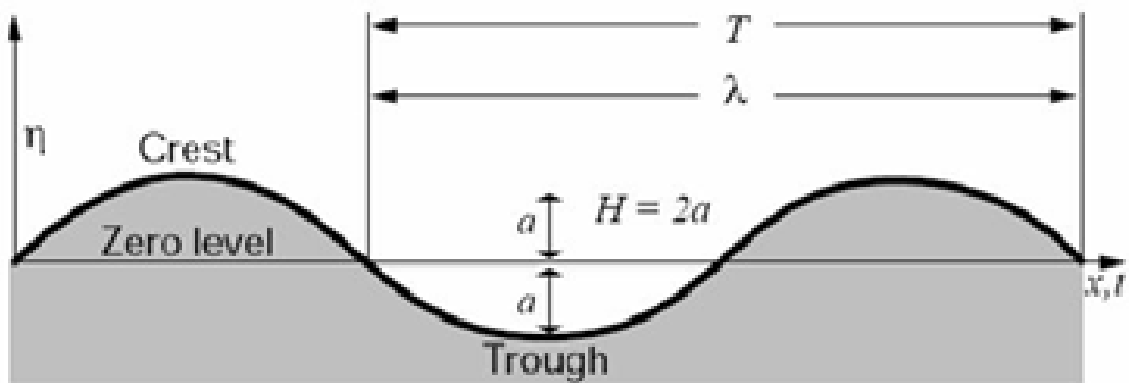


Figura 6 – Onda sinusoidal (WMO, 1998) ($\lambda=L$)

A velocidade de fase da onda resulta da relação de dispersão da teoria linear (Airy, 1845). Uma vez que a distância percorrida durante um período de onda é igual a um comprimento de onda, a velocidade de fase da onda pode ser relacionada com o seu período e comprimento, por:

$$c = \frac{L}{T}. \quad (1)$$

Pela teoria linear a velocidade fase da onda, em águas profundas, é definido como:

$$c^2 = \frac{gL}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right), \quad (2)$$

onde d é profundidade e g é a aceleração da gravidade. Culminando as duas equações anteriores obtêm-se:

$$c = \frac{gT}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right). \quad (3)$$

Em águas profundas, a profundidade é muito superior ao comprimento de onda ($d \gg L$) e, portanto considera-se $\tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \sim 1$, donde resulta a seguinte simplificação:

$$c = \frac{gT}{2\pi}. \quad (4)$$

As equações (1) e (4) representam, de forma diferente a relação dispersam de onda. Estas relações mostram que as ondas são dispersivas, isto é, ondas longas propagam-se mais rapidamente que ondas curtas.

O número de onda e a frequência angular são também parâmetros de onda frequentemente usados, e definem-se como:

- Número de onda $k = \frac{2\pi}{L}$: o número de ondas em 2π metros;
- Frequência angular $\omega = 2\pi f$: o número de radianos por segundo.

A velocidade de fase da onda pode ser definida em função da frequência angular (ω) e do número de onda (k) da seguinte forma $c = \frac{\omega}{k}$. A relação da dispersão mencionada em cima assume, então, a seguinte forma:

$$\omega^2 = gk. \quad (5)$$

O perfil de uma onda sinusoidal pode ser definido em função do numero de onda e da velocidade angular por:

$$\mu(x, t) = \alpha \sin(kx - \omega t), \quad (6)$$

onde x é a distância e t é tempo. Assumindo a teoria linear como válida, esta expressão representa a solução mais simples para descrever o movimento das ondas de gravidade num fluido.

Na verdade, ondas sinusoidais simples tal como têm vindo a ser descritas acima praticamente nunca são encontradas no mar. Elas são aqui mencionadas apenas porque representam a solução básica das equações físicas que governam o movimento das ondas na superfície do mar, e porque a partir delas é possível representar os verdadeiros campos de onda. Devido a esta descrição simplificada, as definições derivadas são bastante usadas na prática e provaram ser bastante úteis.

Através da observação de um objeto flutuante na superfície do mar é evidente que as partículas da água se movem para cima e para baixo e para a frente e para trás à medida que as ondas se propagam através deste meio. Se a profundidade não for pequena relativamente ao comprimento de onda estes deslocamentos são aproximadamente iguais no plano horizontal e vertical. Durante um ciclo de uma onda simples, isto é, um período de onda, as partículas descrevem um círculo no plano vertical. O plano vertical é a secção transversal mostrada na Figura 7. Em águas pouco profundas o movimento da partícula é elipsoidal devido ao efeito do fundo do mar na propagação das ondas. O efeito da profundidade da água e do fundo do mar nas ondas não é descrito em detalhe nesta dissertação. Mais informação poderá ser encontrada em livros sobre os mecanismos básicos da onda, como Kinsman (1965) ou Sorensen (1993).

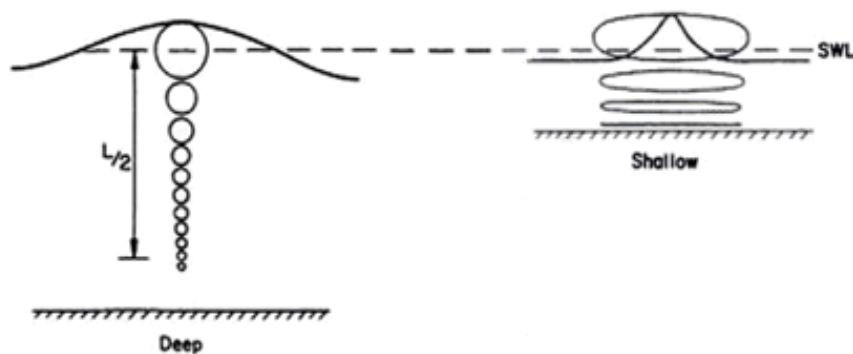


Figura 7 – Transformação de órbitas de partículas e perfil de superfície de águas profundas para águas pouco profundas (SWL é o nível de água do mar)(Sorensen 1993).

A partícula de água percorre a circunferência num tempo igual a um período T . Sendo a velocidade da água é, portanto, dada por $\pi H/T$, e corresponde à velocidade atingida na crista. A velocidade individual das partículas de água não deve ser confundida com a velocidade à qual o perfil de onda se propaga (a velocidade de fase das ondas). A velocidade

de fase da onda é, geralmente, muito maior, uma vez que é dada por $\frac{L}{T}$, e o comprimento de onda L é geralmente muito maior do que πH (onde H é a altura da onda como referido anteriormente). Na realidade, de acordo com a inclinação das ondas, uma partícula de água não volta exatamente ao ponto de partida do seu trajeto; este acaba numa posição um pouco mais adiante, no sentido em que as ondas se propagam (Figura 8). Por outras palavras, no movimento de retorno na base da onda é ligeiramente menor do que o movimento para a frente na crista de onda, o que significa que a órbita da partícula não é fechada e existe um ligeiro deslocamento na direção de propagação das ondas na ordem de $(\alpha K)^2$. Este fenómeno foi pela primeira vez apontado num artigo por Stokes (1847). Por isso, esta deriva das partículas de água é geralmente designada como o deslocamento de Stokes, e resulta do facto das velocidades das partículas de água nas ondas serem periódicas, com uma média diferente de zero.

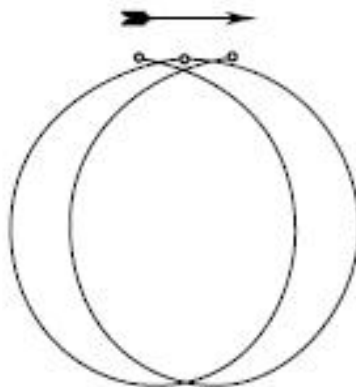


Figura 8 – Diferença de trajetória de uma partícula de água durante dois períodos de onda

Em última análise, o deslocamento de Stokes é uma consequência da transferência do momento da atmosfera para o oceano. Na ausência de ondas todo o momento é transferido diretamente para a corrente oceânica. Quando as ondas estão presentes, o processo é mais complicado porque parte do momento é dissipado na corrente de superfície e irradiado para fora da área de geração de ondas. Assim, na presença de ondas a corrente à superfície é composta por duas componentes, uma componente direta devida ao vento, e uma componente devida à presença das ondas. A componente da corrente devida às ondas é francamente inferior, em termos médios, à componente do vento. Todavia, porque esta

componente é inversamente proporcional à terceira ordem da frequência de onda, nas situações de predominância de vaga esse peso pode ser superior (Semedo *et al.*, 2014).

O deslocamento de Stokes é extremamente importante por razões práticas, uma vez que provoca um deslocamento constante de objetos flutuantes devido à propagação do campo de ondas, mesmo que não haja correntes predominantes. A presença do deslocamento de Stokes no oceano é também responsável por induzir movimentos celulares na camada de mistura do oceano, conhecida como a circulação de *Langmurian* (Leibovitch, 1983). Mais detalhes sobre o deslocamento de Stokes, encontram-se disponíveis no estudo de Sir George Gabriel Stokes (Stokes, 1847), ou em Kantha & Clayson (2000).

Como já havia sido mencionado anteriormente, o aspeto da superfície do oceano está em constante e contínua alteração, uma vez que esta é composta por inúmeras componentes de onda, com diferentes comprimentos de onda (frequências e períodos) e direções de propagação (Lionello, 2008), que constantemente se atravessam, se ultrapassam e se sobrepõem. Nesse sentido as ondas sinusoidais simples, descritas acima, podem ser conjugadas por forma a compor os padrões observados na realidade, isto é, através da combinação de uma série de ondas simples com diferentes características (comprimento de onda, frequência e direção) é possível modelar os padrões de ondas mais complexos observados na superfície do oceano. Uma vez que as ondas são dispersivas, cada componente de onda propaga-se à sua própria velocidade, dependendo da sua frequência. Assim, o espectro de ondas num qualquer ponto fixo no oceano está constantemente em alteração.

Em contraste com a abordagem onda-a-onda, que pretende definir as ondas individualmente, a análise espectral pretende descrever a distribuição da variância da superfície do mar recorrendo-se da frequência. Por convenção, a distribuição da variância é escrita como $E(f)$. Embora $E(f)$ seja na verdade uma medida da variância, é frequentemente referida como um espectro unidimensional, ou espectro de frequência de energia, porque a energia do campo de ondas pode ser estimada pela multiplicação de $E(f)$ por ρg . A partir da análise de Fourier a série temporal do perfil de ondas pode ser escrita como uma soma infinita de sinusoidais de amplitude A_n , frequência ω_n e fase relativa φ_n :

$$\eta(t) = \sum_{n=0}^{\infty} A_n \cos(\omega_n t - \varphi_n) = \sum_{n=0}^{\infty} a_n \cos n\omega t + b_n \sin n\omega t, \quad (7)$$

onde a_n e b_n são coeficientes. No entanto uma importante conclusão deve ser mantida:

$$\sigma^2 = \int_0^{\infty} E(f) \delta f = m_0. \quad (8)$$

A equação anterior indica que a variação do campo de ondas (σ^2 - variância) é igual ao integral do espectro unidimensional, isto é, igual à área sob a curva de $E(f)$, e igual ao momento espectral zero (m_0).

Um espectro de onda representa a distribuição da energia de onda (ou variância da superfície do mar) relacionada com a frequência. Portanto, sendo uma distribuição estatística, muitos dos parâmetros de onda derivados do espectro são semelhantes aos parâmetros de qualquer distribuição estatística. Assim, a forma de um espectro de onda é normalmente expressa em termos de momentos da distribuição estatística (o espectro, para este efeito). O momento de ordem n do espectro é definido como:

$$m_n = \int_0^{\infty} f^n E(f) \delta f. \quad (9)$$

Uma vez que o campo de ondas é aleatório e caótico, por forma a definir a “altura de onda” torna-se necessário recorrer a ferramentas estatísticas. O conceito de altura significativa da onda, originalmente definido por Munk (1944) como a “média da terça parte das ondas individuais registadas com maior altura”, é estatisticamente relacionado com a variância média da elevação da superfície do mar (momento zero). A altura significativa é comumente associada ao acrónimo H_s , mas uma vez que o valor desta pode surgir de grupos de dados diferentes. Pode também ser representada por $H_{1/3}$, se o valor tiver origem na “média da terça parte dos registos mais altos de altura de onda”, ou pode também surgir como H_{m_0} , indicando assim que esse valor foi calculado a partir do espectro de onda, através do momento zero, m_0 .

A área sob o espectro, (o momento zero ou a ainda a variância do campo de ondas) tem um significado físico, que é utilizado em aplicações práticas para a definição dos parâmetros de ondas derivados do espectro. O parâmetro altura da onda espectral mais comumente usado (H_s) pode ser calculado a partir da área sob o espectro (m_0) da seguinte maneira:

$$H_s \sim H_{m_0} = 4.04 \sqrt{m_0}. \quad (10)$$

A derivação da relação entre a altura significativa e o espectro de ondas não está incluída na presente dissertação – ver, por exemplo Kantha & Clayson (2000), para mais detalhes. Em teoria, a correspondência entre $H_{1/3}$ e H_{m_0} só é válida para um espectro de onda muito estreito/reduzido, o qual não ocorre com frequência na natureza (WMO, 1998). No entanto, na maioria dos casos, a diferença é relativamente pequena, sendo que, em média:

$$H_{m_0} = 1.05 \times H_{1/3}. \quad (11)$$

A derivação do parâmetro período de onda é uma questão mais complicada, devido à grande variedade de formas espectrais relacionadas com várias combinações de vaga e ondulação. Existem vários parâmetros estatísticos que definem período de onda (detalhes sobre as várias formas e derivações do período de onda podem ser encontradas em Ochi (2008) ou em WMO (1998)). Na presente dissertação o período da onda é definido apenas pelo período médio e pelo período de pico da seguinte forma:

O período médio (T_m) corresponde à média dos períodos observados durante um determinado tempo de observação. O período médio aqui usado é dado por:

$$T_m = \frac{m_1}{m_0}, \quad (12)$$

onde:

$$m_1 = \iint f^1 E(f, \theta) \delta f \delta \theta. \quad (13)$$

A direção média (Θ_m) representa a média ponderada da direção de origem da totalidade do espectro de energia, medida em graus em relação ao Norte geográfico, com valor positivo no sentido da rotação dos ponteiros do relógio. A direção média é definida como:

$$\theta_n = \tan^{-1} \frac{SF}{CF}, \quad (14)$$

onde,

$$SF = \iint \sin \theta E(f, \theta) \delta f \delta \theta, \quad (15)$$

e

$$CF = \iint \cos \theta E(f, \theta) \delta f \delta \theta. \quad (16)$$

O período de pico (T_p) de uma onda é definido o período da onda, num campo de ondas ou num espectro, é o período correspondente à onda que transporta mais energia. O período de pico permite caracterizar o período associado ao sistema de ondas predominante. É definido como

$$T_p = \frac{2\pi \times c}{g}, \quad (17)$$

onde g é a aceleração da gravidade, e c é a velocidade de fase da onda.

O conceito de espectro de onda é comumente usado para a modelação do estado do mar. Vários modelos espectrais permitem que o espectro ser expresso de forma funcional, habitualmente em termos de frequência, $E(f)$ – espectro unidimensional, ou frequência e direção, $E = (f, \theta)$ – espectro bidimensional. Os modelos espectrais são usados para obter uma estimativa de todo o espectro de onda a partir de valores conhecidos de um número limitado de parâmetros, tais como, a altura de onda significativa e período das ondas. Estes valores podem ser obtidos por cálculos de previsão, por medição direta ou através de observação visual. Exemplos destes espectros são: o espectro de Pierson & Moskowitz (Pierson & Moskowitz, 1964), o espectro de Phillips (Phillips, 1977) ou o espectro de Donelan (Donelan *et al.*, 1985). Mais detalhes a este respeito podem ser encontrados em Koeman *et al.* (1994).

As ondas são podem ser classificadas em função da profundidade da água onde se propagam. Esta classificação está relacionada com a magnitude da relação entre profundidade e comprimento de onda ($\frac{d}{L}$), e os valores limite de classificação são dados pela

função $\tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)$. Considera-se então a situação de águas profundas quando a relação entre profundidade e comprimento de onda é superior a 0.5 ($\frac{d}{L} > \frac{1}{2}$), e portanto $\tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \sim 1$. Quando a relação é inferior a 0.05 ($\frac{d}{L} < \frac{1}{20}$), considera-se águas pouco profundas e portanto $\tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \sim \frac{2\pi d}{L}$. Quando a relação entre a profundidade e o comprimento de onda corresponde a valores intermédios ($\frac{1}{2} > \frac{d}{L} > \frac{1}{20}$), considera-se em águas de transição e portanto $\tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) = \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)$. Sumariamente (Tabela 1):

Tabela 1 - classificação das ondas Vs. relação profundidade/comprimento de onda.

Classificação	$\frac{d}{L}$	$\tanh(2\pi d / L)$
Ondas em águas profundas	$> 1/2$	~ 1
Ondas em águas de transição	$1/20 - 1/2$	$\tanh(2\pi d / L)$
Ondas em águas pouco profundas	$< 1/20$	$2\pi d / \lambda$

Num campo de ondas irregular o número de ondas com frequências (ou períodos e comprimentos de onda) diferentes é bastante grande. À medida que estas se propagam, ondas simples com diferentes frequências combinam-se e formam grupos de ondas. Apesar das várias cristas num grupo nunca serem equidistantes, existe uma distância média e portanto um comprimento de onda médio dentro de um grupo de ondas. Apesar do facto de uma crista ou onda individual avançar a uma velocidade correspondente ao seu comprimento de onda (velocidade de fase – c), o grupo, como unidade coerente, avança com uma velocidade própria – a velocidade de grupo (c_g). Para águas profundas a velocidade de grupo é definida como:

$$c_g = \frac{c}{2}. \quad (18)$$

A partir da teoria linear a velocidade de grupo pode ser representada por:

$$c_g = \frac{\partial \omega}{\partial k}. \quad (19)$$

Para mais detalhes podem ser encontrados em Sorensen (1993) ou em Kanthe & Clayson (2000).

2.2 Ondas geradas por vento – Processos físicos

A evolução do espectro de ondas em ordem ao tempo é descrita em modelos espetraais de onda pela chamada equação de equilíbrio de energia das ondas. Esta equação descreve a evolução do espectro da onda 2D ($E(f, \theta)$) como a soma da entrada de vento local (S_{in}), a dissipação da onda devido ao rebentamento (S_{dz}), a interação não-linear entre ondas (S_{nl}), e ainda um termo adicional que representa a perda de energia devido ao atrito de fundo em águas rasas (S_{bot}):

$$\frac{\delta}{\delta t} E(f, \theta) + \nabla(c_g E(f, \theta)) = S_{in} + S_{dz} + S_{nl} + S_{bot}. \quad (20)$$

A geração de ondas por ação do vento (S_{in}) será descrita de seguida. Relativamente a mais detalhes sobre os restantes parâmetros podem ser encontrados em Koeman *et al.* (1994).

Considerando um vento turbulento a fluir sobre uma superfície sólida. Um pouco acima da superfície, a tensão (ou fluxo de momento descendente) ocorre devido às tensões turbulentas de Reynold. À medida que se aproxima da superfície, as amplitudes das flutuações da velocidade de turbulência são suprimidas pelas condições de fronteira de fluxo não paralelo ou perpendicular à superfície. Ao mesmo tempo, a tensão de corte aumenta. Se a superfície for lisa (por exemplo uma superfície de vidro) a transferência de tensão na superfície ocorre por tensão de corte molecular viscoso. Se a superfície foi áspera (por exemplo areia de praia) as saliências na superfície farão com que o fluxo de ar se separe – existirá uma diferença de pressão positiva entre o vento ascendente e o vento descendente.

Parte, ou talvez a maioria, da transferência de tensão será devida a estas diferenças de pressão ou ao chamado “*form drag*”. Como a pressão é uma tensão normal (perpendicular à superfície, i.e., força perpendicular por unidade de área) pode-se dizer que a transferência (ou fluxo) de momento é maioritariamente normal, em vez de por tensão de corte, para a superfície áspera.

Uma vez que as ondas são quase irrotacionais (ou seja, vorticidade quase zero), e uma vez que os movimentos irrotacionais são produzidos por tensões normais, enquanto que os movimentos de rotação são produzidos por tensões de corte, a maior parte da geração de ondas deve-se a tensões normais (a pressão). O facto de as ondas serem praticamente irrotacionais e lineares é importante para explicar o motivo pelo qual as ondas fora da área de geração se dissipam-se muito lentamente. Assim, as ondas de ondulação não são suscetíveis de produzir turbulência e fricção turbulenta de amortecimento.

Uma das primeiras teorias sobre o desenvolvimento das ondas, uma vez pressuposto que as ondas já existiam, era que estas cresciam por “*form drag*” com a separação de fluxo de vento entre as cristas. Esta teoria foi proposta por Jeffreys (1925). Testes com fluxos relativamente aos modelos sólidos mostraram que o efeito era muito pequeno para explicar as taxas de crescimento das ondas observadas. Novas tentativas para resolver o problema foram feitas no final dos anos 1950 e início dos anos 1960.

Phillips (1957) sugeriu que as ondas são geradas pela ressonância entre ondas que se propagam devido à indução da pressão atmosférica e ondas que se propagam livremente pela superfície do mar. Quando as ondas iniciais foram geradas, Miles (1957) percebeu que estas modificam o fluxo de ar e, conseqüentemente, a pressão induzida pelo vento na água, de tal forma que elas aumentam o seu próprio crescimento. As ondas são portanto geradas pela pressão do vento induzido na superfície do mar (e não pelo vento induzido por atrito com a superfície). Janssen (1991) estendeu a teoria de Miles (1957) e incluiu o efeito sobre toda a camada mais baixa da atmosfera, que por sua vez afeta novamente as ondas. Os modelos de ondas de terceira geração, como o modelo WAM (WAMDI, 1988), ou o WW# (Tolman, 1991), são baseados na teoria de Miles, suplementados com a extensão de Janssen, e incluem a teoria de Phillips para iniciar o crescimento da onda.

A teoria de Phillips pode ser descrita de forma sucinta da seguinte forma: inicialmente, quando a superfície do mar é plana, o vento, pela sua própria natureza, induz uma pressão de turbulência na superfície da água, de forma aleatória (Figura 9). Este campo

de pressão pode ser visto como a sobreposição de várias ondas harmônicas de pressão de ar, todas orientadas em várias direções diferentes, mas todas propagando-se na direção do vento (contrastando com as ondas à superfície da água, que se propagam cada uma na sua própria direção, normal à crista da onda). O vento, no seu movimento padrão de pressão, tem alguns componentes que têm a mesma velocidade, comprimentos de onda, e direção, tal como alguns componentes de ondas à superfície da água que se propagam livremente. Estas ondas de pressão transferem energia para as ondas na superfície do mar por ressonância. Para um vento constante, Phillips (1957) estimou que esta transferência de energia seria constante no tempo, resultando num crescimento linear no tempo:

$$S_{in}(f, \theta) = \alpha, \text{ com } \alpha = \alpha(f, \theta, \vec{U}). \quad (21)$$

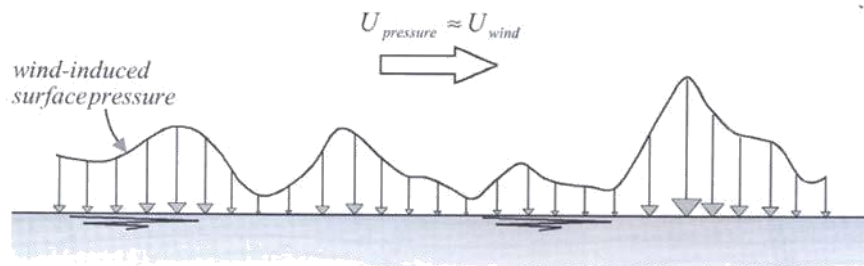


Figura 9 - Distribuição da pressão induzida pelo vento pela superfície do mar Holthuijsen (2008).

Na maioria dos modelos de ondas operacionais, este mecanismo de ressonância é ignorado porque no oceano ondas pequenas estão sempre presentes para provocar o crescimento de onda. Alternativamente, as pequenas ondas podem simplesmente ser impostas no modelo, ou pode ser usada uma expressão empírica para gerar as ondas iniciais, tal como a proposta por Cavalieri & Malanotte-Rizzoli (1981).

No seu modelo teórico, Miles (1957) conclui que a pressão do ar na superfície da água atinge um máximo para o lado de barlavento da crista da onda e um mínimo no lado de sotavento da crista da onda (Figura 10). Isto implica que o vento empurre eficazmente a superfície da água para baixo, onde a superfície da onda se está a mover para baixo (o lado de barlavento da crista) e puxa a superfície a água onde a superfície se está a mover para cima (lado de sotavento da crista). Este acoplamento fora-de-fase entre a pressão e o movimento da superfície transfere energia do vento para as ondas. Uma vez que esta transferência depende da amplitude da onda da água, torna-se mais eficaz à medida que a

onda se desenvolve. Por outras palavras, à medida que a onda cresce por este mecanismo, o mecanismo torna-se mais efetivo, e portanto a onda passa a crescer mais rapidamente. O processo em si é um mecanismo de *feedback* positivo que Miles (1957) formulada como:

$$S_{in}(f, \theta) = \beta E(f, \theta), \quad (22)$$

onde, o coeficiente de crescimento β depende da velocidade e direção do vento e das ondas: $\beta \sim [U \cos(\theta - \theta_{wind}/c)]^2$, onde U é a velocidade do vento de referência (habitualmente aos 10 metros de altitude), e \hat{c} é a velocidade de fase da onda. Uma vez que este termo depende da densidade de energia dele próprio, esta formulação resulta num crescimento exponencial de $E(f, \theta)$ no tempo e para um vento contante. Medições confirmam este efeito e o coeficiente β tem sido estimado a partir de tais medições, como, por exemplo, em Snyder *et al.* (1981) ou Plant (1982).

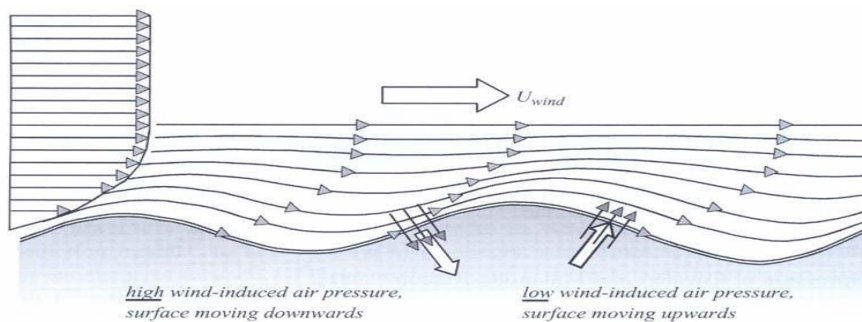


Figura 10 – Variação da indução da pressão do vento sobre a propagação de uma onda harmónica Holthuijsen (2008).

Na teoria de Miles o vento é dissociado das ondas, no sentido de que as ondas não afetam o vento médio (afetam apenas as flutuações de pressão do vento na camada superficial). Janssen (1991) desenvolveu uma versão desta teoria na qual o sistema onda-atmosfera é tratado como um sistema de acoplamento e demonstra que as ondas, na verdade, têm alguma influência sobre toda a atmosfera mais baixa (a indução de fricção na superfície da camada mais baixa da atmosfera é maior para estados de mar mais novos do que para estados de mar mais velhos), afetando assim de alguma forma a evolução de tempestades em latitudes médias (Janseen, 2004).

2.3 Separação do Espectro de Ondas

A separação espectral é a melhor forma de isolar a vaga e a ondulação relativamente às suas características num dado local (Gerling, 1992; Hanson & Phillips, 2001). O espectro pode ser obtido a partir de medições *in situ* (a partir de boias, por exemplo), satélites através de deteção remota, e também a partir de modelos de onda.

A idade de onda é um parâmetro adimensional e é a forma mais comum de caracterizar o campo de ondas. A idade de onda é habitualmente definida como a velocidade de fase de pico c_p , normalizada pela velocidade do vento aos 10 metros de altura (U_{10}). O critério de idade de onda para separação da vaga e ondulação baseia-se no espectro de um estado de mar completamente desenvolvido de Pierson & Moskowitz (1964), e postula que o campo de ondas é considerado como sendo dominado por vaga se $\frac{c_p}{U_{10}} < 1.2$, e dominado por ondulação se $\frac{c_p}{U_{10}} > 1.2$. Isto significa que, num sentido relativo, qualquer verdadeiro estado de mar é considerado dominado por vaga ou por ondulação. Dada a complexidade do campo de ondas real, esta classificação é muito simplista, mas fornece uma classificação significativa do ponto de vista estatístico dos dois regimes de onda. Alternativamente a idade de onda pode ser definida pela c_p normalizada pela velocidade de fricção u_* , onde o campo de ondas é considerado dominado por vaga se $\frac{c_p}{u_*} < 30$, e dominado por ondulação se $\frac{c_p}{u_*} > 30$ (Smith, 1992).

Um outro método de caracterização do campo de ondas assenta na separação e no balanço da energia espectral das partes do espectro unidimensional correspondentes à ondulação e à vaga. A divisão do espectro unidimensional nessas duas partes é feita por:

$$E_1 = \int_0^{f_s} E(f) \delta f, \quad (23)$$

e

$$E_2 = \int_{f_s}^{\infty} E(f) \delta f, \quad (24)$$

onde a frequência de separação é definida como:

$$f_s = \frac{g}{2\pi U_{10}}. \quad (25)$$

O critério de separação seria portanto:

- $\frac{E_1}{E_2} < 0.2$ – Campo de ondas dominado por vaga
- $0.2 < \frac{E_1}{E_2} < 4$ – Campo de ondas misto
- $\frac{E_1}{E_2} > 4$ – Campo de ondas dominado por ondulação

Neste estudo o critério de separação utilizado é o critério da idade da onda.

2.4 Propagação e atenuação da ondulação

A ondulação, a componente de baixa frequência das ondas oceânicas, propaga-se por centenas de quilómetros, ao longo de círculos máximos através de oceanos, ou mesmo através de bacias oceânicas (Alves 2006) sofrendo pouca atenuação, tal como foi inicialmente descoberto por Snodgrass *et al.* (1966). No entanto, existe alguma dissipação da energia da ondulação à medida que esta se propaga, sendo que os mecanismos físicos responsáveis por esta atenuação continuam pouco compreendidos (Komen *et al.*, 1994; Rogers *et al.*, 2002; Kantha, 2006; Ardhuin & Jenkins, 2006, Ardhuin, 2009). A dissipação da energia da ondulação nos modelos de ondas é geralmente retratada usando parametrizações empíricas, moldadas por dados de boias ou de altímetros (Tolman, 2002). Devido a este facto a previsão dos regimes de ondulação é uma tarefa difícil (Komen *et al.*, 1994; Rogers, 2002), uma vez que uma inadequada ou excessiva dissipação pode conduzir a erros significativos na previsão. Tal como Roger (2002) afirma, apesar da previsão de crescimento das ondas tenha feito um enorme progresso na última metade do século XX, a ondulação é ainda a parte do espectro de ondas com maior dificuldade de previsão. Por outro lado o parâmetro chave relativamente aos processos de *feedback* da ondulação, à medida que esta se propaga mais rápido que o vento, é a transferência da energia de onda, das ondas para a atmosfera, em função da taxa de dissipação da ondulação. Como tal, enquanto o processo

de dissipação de energia da ondulação permanece pouco compreendido, a parametrização do efeito da ondulação na dinâmica e energia cinética turbulenta da estrutura da camada limite mar-atmosfera é apenas conseguida ajustando os dados com base em observações ou soluções empíricas.

Ardhuin & Jenkins (2005) combinaram os mais recentes desenvolvimentos relativos à teoria de interação entre ondas e turbulência (Teixeira & Belcher, 2002) e o impacto da ondulação na camada limite atmosférica (Kudryavtsev & Makin, 2004), com a teoria de modelação da ondulação curta (Hasselmann, 1971). O seu propósito era avaliar a relevância das novas descobertas relativas à previsão da ondulação, principalmente da atenuação da energia das ondas. Uma das suposições chave era a de que a ondulação perde energia devido à interação com a turbulência oceânica. A ondulação é amortecida ao propagar-se por áreas oceânicas de turbulência, devido à transformação de energia em energia cinética turbulenta e ao melhoramento dos processos de mistura. A ondulação também perde energia quando se propaga mais rápido ou contra o vento. Esta energia é transferida para a camada limite atmosférica uma vez que a propagação com velocidades superiores produz trabalho no contacto com o ar e por conseguinte gera uma aceleração do vento junto à superfície ou um jato de vento. Além de destacarem a complexidade do problema da propagação da ondulação, as conclusões a que chegaram foram que, para ondulação propagando-se na mesma direcção que o vento, a dissipação da energia das ondas devido à turbulência no oceano era uma ordem de magnitude mais pequena que a perda de energia para a atmosfera, devido à interação com o vento a baixa altitude.

Considerando a superfície do mar como sendo um campo de ondas resultante da sobreposição de várias ondas com diferentes frequências e direcções de propagação, o total de densidade de energia local das ondas que se propagam pode ser dada por:

$$E = \rho_w g \overline{\mu^2} = \rho_w g \iint E(f, \theta) \delta f \delta \theta , \quad (26)$$

onde E é a energia total por unidade de área (J/m^2), ρ_w é a densidade da água, g é a aceleração da gravidade, μ é a elevação instantânea da superfície da água, e o campo de ondas é descrito por um espectro bidimensional $E(f, \theta)$. A taxa de crescimento ou de dissipação da energia de uma componente espectral de onda específica é descrita por um parâmetro β de crescimento/atenuação dado por:

$$\frac{\delta E}{\delta t} = \beta E, \quad (27)$$

onde β é positivo no caso de crescimento de ondas, e negativo no caso da situação oposta.

Uma solução definitiva e totalmente aceita para a parametrização de β até agora ainda não foi alcançada, quer para os regimes de crescimento quer para os de dissipação (como descrito por Hanley & Belcher, 2008). Existem alguns estudos laboratoriais relativos à atenuação da energia das ondas que descrevem a taxa de dissipação da ondulação, mas são maioritariamente focados na taxa de atenuação por efeito que um campo de vento oposto (Donelan 1999; Pierson *et al.*, 2003).

Por outro lado observações reais da taxa de atenuação da ondulação relacionada com a transferência de energia para a atmosfera continuam a ser escassas e de difícil observação. Infelizmente as medições de campo para os diferentes regimes de ondas no Mar do Norte, levadas a cabo por Hasselman & Bosenger (1991), não foram conclusivas relativamente à atenuação da ondulação. Mais recentemente Semedo *et al.* (2009) propôs um modelo para a dinâmica dominante da ondulação na camada fronteira atmosfera-oceano, onde a energia transferida para a atmosfera é em função da taxa de atenuação da ondulação, mas que ainda não foi incluído nos modelos de ondas.

[Esta página foi intencionalmente deixada em branco]

Capítulo 3

Dados e metodologia

3 Dados e metodologia

3.1 Fontes de dados

A aquisição de dados de ondas pode ser feita de 4 formas principais: *in situ*, por satélite através de deteção remota, por observações visuais em navios voluntários, e através de modelação numérica. As boias ondógrafo permitem observações *in situ*, sendo o método mais fiável (rigoroso), uma vez que não têm qualquer estrutura que influencie o fluxo do vento, e a medição da agitação marítima e do vento ocorre à superfície do mar (WMO, 1998).

A medição das características das ondas por boias, no entanto, tem como grandes inconvenientes o elevado custo associado ao equipamento e sua manutenção, e o facto de serem estacionárias, isto é, aquisição de dados é efetuada apenas no local onde estão fundeadas. Nesta conformidade não é viável, pelos motivos óbvios, colocar este tipo de equipamento em todos os pontos do oceano, em particular nas zonas de maior profundidade. Deste facto resulta que a cobertura mundial das boias ondógrafo é escassa, em particular no hemisfério sul, e tem uma densidade de cobertura elevada apenas junto a costa. Por outro lado as boias ondógrafo, estando sujeitas à intempérie, com frequência cessam a recolha de dados, dando origem a descontinuidades nas séries temporais. Nas latitudes mais elevadas, devido à formação de gelo, as boias são muitas vezes recolhidas no inverno, daí resultando mais uma vez interrupções nas séries temporais.

Os satélites meteorológicos embora representem uma forma expedita e válida de medição da agitação marítima, possibilitando uma cobertura praticamente total, apresentam todavia algumas limitações, sendo de referir que ainda não existem dados em quantidade suficiente para poderem ser extensivamente aplicados para estudos de variação climática, uma vez que só recentemente começaram a fornecer séries de tempo globais das características das ondas para um período de uma a duas décadas (Gulev & Grigorieva, 2006). Outro grande problema dos dados provenientes dos satélites de altimetria surge quando se pretende estudar as características dos campos de vaga e de ondulação, relacionada com a reconstituição do espetro de ondas, uma vez que estes fornecem apenas a altura significativa, não fazendo a distinção entre vaga e ondulação (Gulev & Grigorieva, 2006).

O histórico de registos de observações visuais de ondas a partir dos navios data a 1856 (Gulev *et al.*, 2003; Worley *et al.*, 2005), e portanto além de representarem o mais

longo e contínuo registo também fornecem a estimativa dos parâmetros de ondulação e vaga de forma independente, como por exemplo o período, que dificilmente é obtido a partir de satélites (Gulev, Grigorieva, Strel & Woolf, 2003). Contudo, embora o histórico de registos das características das ondas a partir de navios se tenha provado como muito útil (Hogben *et al.*, 1986) e usado com sucesso na compilação de estatísticas e climatologia de ondas quer a nível regional quer global (Korevaar 1990; Gulev & Hasse 1998, 1999; Gulev & Grigorieva, 2004), tem inevitavelmente associados vários fatores de problemas. Os principais erros estão associados ao erro induzido pelo observador, que podendo ser mais ou menos experiente, terá maior ou menor capacidade de fazer a correta separação entre vaga e ondulação, bem como o correto julgamento relativamente às características que observa, sendo que as pequenas ondas tendem a ser sistematicamente sobrestimadas (essencialmente devido ao sistema de codificação) e os períodos de onda subestimados (principalmente quando a vaga e ondulação se propagam na mesma direção) (Gulev & Grigorieva, 2006). Outra fonte de erro, em semelhança às boias, é a falta de observações em alguns locais, uma vez que a maior densidade de dados coincide logicamente com regiões onde também existe maior tráfego marítimo, sendo que a região com menos registos é o Hemisfério Sul no geral, havendo locais onde existem menos de 5 observações mensais durante um período de 48 anos (Gulev & Grigorieva, 2006). Também constitui motivo para a falta de observações o facto de não ser possível recolher dados no momento e local de ocorrência das tempestades, uma vez que a tendência lógica dos navios é afastar e não aproximar desses locais.

A modelação numérica pode, em certa medida, suprir as principais dificuldades sentidas pelas outras fontes. Recorrendo a modelos de onda é possível estudar lugares onde é inacessível, ou muito difícil, a realização de medições, i.e., os modelos permitem um aumento, no espaço e no tempo, da quantidade de dados para interpretação de fenómenos. Os modelos de onda são baseados em princípios físicos de conservação e são aplicados de modo a tentar reproduzir da maneira mais fiável possível o que ocorre na natureza. Young (1999) chama à atenção para a inviabilidade computacional de modelos que incorporem por completo os princípios físicos das ondas, pois, assim sendo, os modelos seriam aplicáveis em qualquer situação. Ao invés disso uma série de modelos são propostos para situações específicas cujos processos físicos mais relevantes são considerados em cada domínio, tornando o modelo adequado para uma dada circunstância. Young (1999) ressalva a existência de quatro domínios principais a serem modelados: oceano profundo, onde os efeitos de interação com o fundo podem ser desprezados; mares costeiros onde essas

interações tornam-se importantes; zonas de empolamento e *surf*, onde o efeito de empolamento e rebentação são importantes; e regiões onde existem interações entre onda e estrutura (quebra-mar, plataforma, ilha, etc.).

No geral a metodologia de simulação de ondas pode ser dividida em duas grandes classes: os modelos de fase e os modelos espectrais. Os modelos de fase requerem uma resolução espacial correspondente a uma pequena fração do comprimento de onda o que os limita a domínios relativamente pequenos (Booij *et al.*, 1997). Os modelos espectrais possuem um campo de aplicação relativamente mais extenso, pois contam com os processos de geração, dissipação e interações não-lineares onda-a-onda, quer em águas profundas quer em águas rasas, para além de que os efeitos de refração são representados de forma eficaz (Piumbini, 2009). Atualmente os modelos espectrais já contemplam parametrização da difração, o que amplia ainda mais o seu campo de aplicação para regiões costeiras (Holthuijsen *et al.*, 2003). Os modelos espectrais, que são pelos motivos a cima indicados, os mais indicados para o caso de estudo da presente dissertação, estimam as propriedades médias ou integrais do campo de ondas a partir do espectro direcional $F(f, \Theta)$. No caso presente o modelo usado é o WAM - WAve Modelling (WAMDI Group, 1988), que é um modelo numérico de 3ª geração, que será explicado adiante.

3.2 A reanálise ERA-Interim

Um sistema de reanálise consiste na combinação de um modelo de previsão com um sistema de assimilação de dados e o seu propósito é ultrapassar inhomogeneidades /descontinuidades/imperfeições relacionadas com o modelo e com alterações da assimilação de dados. O melhor modelo disponível e o esquema de assimilação de dados que não varia no tempo são usados para repetir a análise anterior; assim, a reanálise produz um conjunto de dados que é tão temporalmente homogéneo quanto possível. Infelizmente, a falta de homogeneidade (descontinuidades/imperfeições) devido a irregularidades na cobertura de dados e alterações no sistema de observações, continuará a existir (Uppala 1997; Strel 2004). O ECMWF produziu no passado recente dois produtos de reanálise anteriores à ERA-Interim: a ERA-15 e a ERA-40.

A ERA-15 é uma reanálise de observações meteorológicas que cobre um período de 1979 a 1993. Os dados da ERA-15 foram produzidos nos finais dos anos 90 usando um

modelo de resolução T106L31 (modelo espectral de circulação geral da atmosfera com resolução horizontal T106 e resolução vertical de 31 níveis – indica à partida uma resolução de $\sim 1,2^\circ$, mas devido à difusão horizontal, que filtra a parte correspondente às altas frequências do espectro de energia, a resolução efetiva é de apenas $\sim 2^\circ$) e uma técnica de assimilação de dados por interpolação, que a cada 6 horas renova o modelo de circulação (Strel *et al.*, 1998). A reanálise atmosférica foi produzida em primeiro lugar, e a partir daí obteve-se os dados relativamente aos ventos. Posteriormente os dados do vento foram utilizados para produzir os dados de ondas, ou seja, os dados de onda foram produzidos *offline* (Strel, Komen & Cotton, 1998).

O ERA-40 é uma reanálise de observações meteorológicas de Setembro de 1957 a Agosto de 2002, ou seja 45 anos, produzida pelo ECMWF (Uppala *et al.*, 2005). O conjunto de dados consiste em campos globais de 6 horas (período de assimilação) e com uma resolução em grelha de $1.5^\circ \times 1.5^\circ$. Além das variáveis atmosféricas, também inclui parâmetros de onda. O ERA-40 foi produzido usando o Sistema Integrado de Previsão (IFS – Integrated Forecasting System) do ECMWF, um modelo acoplado onda-atmosfera e um esquema de assimilação de dados tridimensional (3DVAR). Observações de velocidades de ventos oceânicos a partir de registos dos navios, boias e satélites (dispersómetros), foram também assimilados no processo de reanálise. Desde 1991 os dados de altura significativa da onda provenientes de satélites de altimetria são também assimilados. O modelo de ondas usado no sistema acoplado é de 3ª geração.

A mais recente reanálise atmosférica à escala global é o ECMWF Re-Analysis Interim (ERA-Interim). A ERA-Interim foi inicialmente descrita como uma reanálise “de nova geração com” o intuito de substituir a ERA-40. Foi inicialmente produzida para o período de 1989 até ao presente, tendo sido recentemente estendida para mais uma década, para o ano de 1979, com tendência para novas actualizações (Dee & Uppala, 2008; Dee *et al.*, 2011). Neste estudo utilizam-se dados da reanálise ERA-Interim de 1979 a 2013. Os produtos ERA-Interim incluem uma grande variedade de parâmetros (incluindo os parâmetros de onda mais convencionais, como a altura significativa, o período médio, o período de pico ou a direção de propagação), em “grelhas” de 1° de latitude por 1° de Longitude ($0.7^\circ \times 0.7^\circ$ para os produtos atmosféricos). Ao nível dos parâmetros de onda, estes são derivados de um modelo de ondas de terceira geração, o WAM, indicado para simulações em escala oceânica (Hemer *et al.*, 2012).

A reanálise *ERA-Interim* surgiu, então, com o objetivo de, em primeiro lugar, ultrapassar as dificuldades na assimilação de dados, encontradas durante a produção do *ERA-40* (relacionadas na sua maioria com a representação do ciclo hidrológico, a qualidade da circulação estratosférica, e a consistência em tempo do campos geofísicos reanalisados); em segundo lugar pretendeu-se melhorar os vários aspetos técnicos da reanálise, como a seleção de dados e o controlo de qualidade, os quais têm um impacto crucial na qualidade dos produtos finais de reanálise (informações mais detalhadas sobre a reanálise *ERA-Interim* e a versão do modelo utilizada encontram-se em Hasselmann *et al.*, 1988; Komen *et al.*, 1994; Courtier *et al.*, 1998; Bidlot *et al.*, 2002; Bidlot *et al.*, 2007; Dee & Uppala, 2008; Dee *et al.*, 2001)

3.3 O modelo ondas – WAM

Um modelo espectral de previsão de ondas é um modelo matemático que tem por objetivo representar o melhor possível o comportamento, tendencialmente caótico, do estado do mar (WMO, 1998). O modelo WAM (WAMDI Group, 1988; Koeman), é um modelo numérico de terceira geração. A sua formulação assenta basicamente sobre duas condições: a parametrização exata da fonte de transferência não linear de energia com o mesmo número de graus de liberdade do espectro, e a especificação de uma função representativa da dissipação que feche o balanço de energia. A interação não linear, como referido, é parametrizada de forma a reduzir o esforço computacional, permitindo a sua operacionalização em tempo útil (Banner e Young, 1994).

O WAM produz um espectro de energia de onda $E(f, \theta)$ de duas dimensões (2D), obtido em cada ponto da grelha pela integração da equação de balanço energético da onda (Equação 20) (Komen *et al.*, 1994). O espectro de energia de onda descreve como a variação da elevação da superfície do mar está distribuída em função da frequência (f) e da direção de propagação (θ) (Semedo *et al.*, 2011a). A partir da integração do espectro de energia da onda podem ser obtidos os vários parâmetros de onda descritos no capítulo anterior.

No modelo de ondas WAM, a altura significativa, o período e a direção da vaga (H_s^{vag} , T_m^{vag} e θ_m^{vag}) e da ondulação (H_s^{ond} , T_m^{ond} e θ_m^{ond}) são obtidos através da separação do espectro de energia em componentes de vaga e ondulação. No WAM a frequência de separação é definida como a frequência correspondente à velocidade de fase

c , definida por: $\frac{c}{u_*} \cos(\theta - \varphi) = 1.2 \times 28$ (Bidlot, 2001), onde u_* é a velocidade de fricção, θ é a direção de propagação das ondas e φ é a direção de propagação do vento. O fator 28 corresponde ao pico da velocidade de fase, $c_p = 28u_*$, do espectro de onda de Pierson-Moskowitz e 1.2 é um parâmetro de ajuste. As partes correspondentes às altas e baixas frequências espectrais correspondem aos componentes de vaga e ondulação respectivamente. Os parâmetros de vaga e ondulação que são utilizados na presente tese são obtidos a partir da integração da respectiva parte do espectro (Semedo *et al.*, 2011a)

[Esta página foi intencionalmente deixada em branco]

Capítulo 4

Climatologia do

Campo de Ondas

4 Climatologia do Campo de Ondas Norte Atlântico

A climatologia das médias anuais e sazonais (DJF – inverno; MAM – primavera; JJA – verão; SON – outono) dos parâmetros do campo de vento e do campo de ondas no Atlântico Norte é aqui apresentada. Inicialmente é analisada a climatologia da velocidade e direção do vento aos 10 metros. Seguidamente são analisadas as médias climatológicas anuais e sazonais de vários parâmetros do campo de ondas. A análise é feita separadamente para ondulação e vaga, bem como para mar total. A sequência de análise segue a seguinte ordem: climatologia do mar total, da ondulação e da vaga (altura significativa, direção e período); fluxos de energia do mar total, da ondulação e da vaga; e climatologia da idade da onda (média da idade da onda, probabilidade de ocorrência de ondulação, diagramas *scatter* e “peso energético” ou contribuição energética da ondulação). No final do capítulo será apresentada uma relação entre parte dos parâmetros climatológicos aqui obtidos com os da reanálise ERA-40.

4.1 Climatologia do campo de vento

A Figura 11 mostra, respetivamente, os mapas das médias climatológicas anuais e sazonais (DJF, MAM, JJA e SON) da direção ($\varphi(^{\circ})$) e velocidade do campo de vento aos 10 metros ($U_{10}(m/s)$). As setas nos mapas representam as médias climatológicas de φ , e estão escaladas de acordo com a escala de cores indicativa de U_{10} , sendo que a escala nem sempre é igual em todas as imagens (cada imagem deverá ser analisada conforme a sua própria escala quando estas não são coincidentes, aqui e em algumas das figuras subsequentes). Das médias anuais destaca-se de imediato um padrão de distribuição espacial, também comum a todas as médias sazonais, que revela uma zona onde a velocidade do vento é mais elevada. A referida zona situa-se, aproximadamente entre os 45 e 60 ° N e os 20 e 45° W, tal como a Figura 11(a) confirma. Essa zona tende a manter-se inalterável durante todo o ano (embora tenha ligeiras oscilações de magnitude próprias de cada estação) e consequentemente também se destaca na figura da média anual.

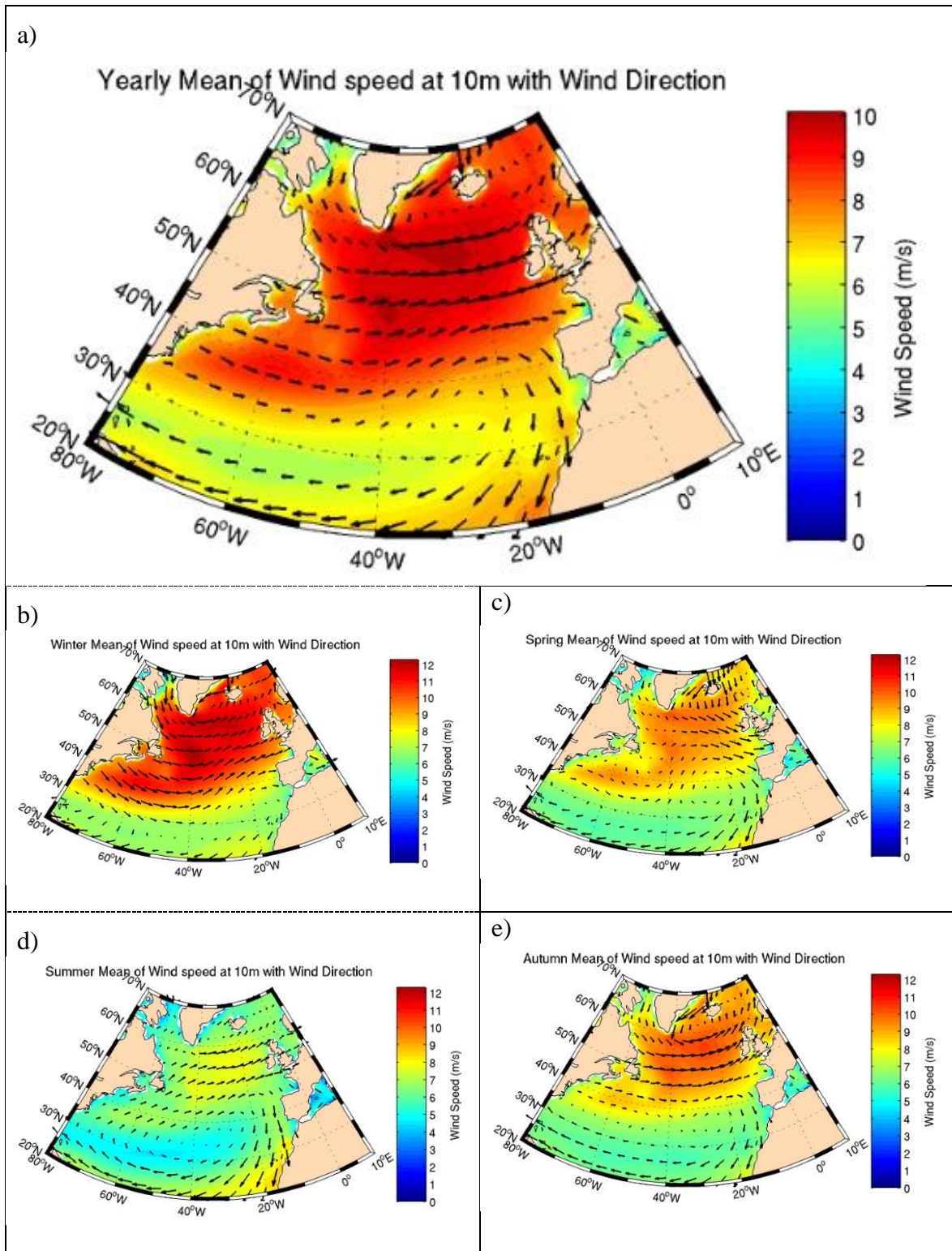


Figura 11 – Médias anuais (a) e sazonais de U_{10} (m/s) e φ (°) para (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA e (e) SON. As setas estão escaladas de acordo com o campo de fundo (ver texto). As escalas de cores variam entre painéis (ver texto).

Durante DJF, Figura 11(b), têm lugar as velocidades de vento mais elevadas, da ordem dos 12 m/s, numa zona que vai deste a costa leste da América do Norte (região de

formação de tempestades extratropicais) até aproximadamente aos 30°W. A velocidade do vento é inferior para sul dos 30°N, na ordem dos 6,5 *m/s*, o que resulta numa amplitude meridional da velocidade média de aproximadamente 5,5 *m/s*. Próximo da costa ocidental europeia a variação meridional da velocidade média do vento também é considerável, sendo que a norte dos 40°N é aproximadamente 10 *m/s*, e a sul vai gradualmente diminuindo até atingir os já referidos 6,5 *m/s*. Relativamente à AOJRN, devido à sua grande área (Figura 1), verifica-se igualmente uma considerável amplitude meridional da velocidade do vento, isto é, na zona norte é de aproximadamente 11,5 *m/s* e na zona mais a sul aproximadamente 7 *m/s*. Relativamente à média sazonal da direção do vento em DJF, na zona de formação de tempestades extratropicais (maior velocidade média do vento) a predominância é de Oeste e tende a rodar ligeiramente para sul, ficando de WSW, à medida que se aproxima da costa noroeste europeia. Aquando da aproximação da costa sudoeste europeia, a sul dos 45°N, a direção média do vento, no inverno, roda ligeiramente para norte, ficando de WNW, com tendência a continuar a rodar, e ficando de N à medida que se avança para sul (aproximadamente latitude 35° N), e posteriormente NE (sul da latitude 35° N – costa NW africana). Na AOJRN, tal como a velocidade, a direção média do vento também varia, sendo que na maior parte da área o vento em DJF é de SW, com exceção da zona mais junto a costa – W no norte e NW no sul – e na zona sul onde verifica-se uma rotação para NE, consequência da inversão da direção média.

A primavera (MAM – Figura 11(c)) representa claramente uma situação transitória entre as estações extremas de DJF e JJA, uma vez que a velocidade média do vento, embora menor, mantém o padrão espacial de DJF, e a direção média, embora também conserve igualmente algumas características do padrão de DJF, é todavia mais semelhante ao padrão espacial de JJA, nomeadamente na AOJRN.

Durante o verão, Figura 11(d), verificam-se as menores médias climatológicas sazonais da velocidade do vento, sendo que o valor mais alto é na ordem dos 8 *m/s* e o mais baixo aproximadamente 5 *m/s*, o que não é alheio ao facto de nesta altura do ano a maior parte da bacia do Atlântico Norte nas latitudes intermédias estar sobre a influência do anticiclone dos Açores. Os valores mais elevados da média climatológica da velocidade do vento continuam a verificar-se na zona anteriormente definida como a zona de maior velocidade do vento comum a todas as estações, e nas proximidades da costa noroeste africana (englobando a parte sul da AOJRN). Próximo de toda a costa ocidental europeia a velocidade média do vento, no verão, pouco varia, sendo aproximadamente de 6,5 *m/s*.

Aproximadamente a sul dos 40° N e para oeste dos 30°W verificam-se as médias da velocidade do vento mais baixas, na ordem dos 5 m/s. Quanto à AOJRN verificam-se magnitudes na ordem dos 7,5 m/s na zona norte. Na zona costeira do continente, costa oeste da Península Ibérica, a velocidade média do vento é de aproximadamente 6,5 m/s e na restante área, correspondente à ZMM e zona sul, é de aproximadamente 5 m/s. Relativamente à direção média do vento no verão, a situação é muito semelhante à de DJF para norte dos 45° N, sendo a única diferença na zona mais próxima da costa leste americana, em que a direção predominante é SW. Para sul dos 45° N a situação já é bastante diferente, sendo que perto do continente europeu a tendência é o vento médio ficar inicialmente de NW e posteriormente de N (ao longo da costa portuguesa). Na região sul, nomeadamente nas proximidades da costa noroeste africana, verifica-se uma rotação da direção do vento para NE, em direção aos ventos alísios, e à medida que avança para W tende a rodar completamente para leste. Quanto à AOJRN verifica-se que é a região onde tem lugar uma inversão da direção média do vento, sendo que na zona norte e na ZMA o vento é de SW, e à medida que se aproxima do continente tende a rodar gradualmente, ficando de N, e na região sul e ZMM a direção já é NE.

No outono, Figura 11(d), fase de transição entre JJA e DJF, como era de esperar, ocorre um ligeiro aumento geral da velocidade média do vento relativamente à situação de verão, sendo a única exceção a costa NW africana onde se verifica uma diminuição na ordem dos 2 m/s, passando a ficar com uma velocidade na ordem dos 8 m/s, à semelhança do que acontece em DJF. Relativamente à direção também se verifica uma manutenção do padrão de distribuição espacial, sendo as únicas diferenças junto à costa leste americana e zona norte da AOJRN, onde a direção predominante passa a ser W, aproximando-se da situação de DJF.

A Figura 11(a), representativa da média anual da velocidade e direção do vento, confirma algumas das tendências que, naturalmente, também se verificam durante a maior parte do ano, destacando-se uma maior semelhança com as estações de inverno e outono no respeitante quer à velocidade do vento quer à sua direção. É de notar também a manutenção de alguns padrões, como: a velocidade média do vento sempre superior para norte dos 40° N e inferior para sul; a zona praticamente inalterável de ocorrência das maiores velocidades médias; a direção média predominante dos sectores de W na zona de formação de tempestades extratropicais; e a rotação da direção do vento (que termina na inversão completa) com origem na zona da AOJRN.

O padrão espacial da climatologia da velocidade do vento à superfície, anual e sazonal, no NA, é, como seria de esperar coincidente com outros estudos prévios, em que foram utilizados dados de detecção remota ou de reanálise. Ressalta todavia os valores mais elevados da velocidade do vento, em particular para DJF, na ERA-Interim, comparados com a ERA-40, mostrados em Sterl & Caires (2005), em Semedo *et al.*, (2011) e Stopa *et al.*, (2012).

4.2 Climatologia do campo de ondas

Como referido na nota introdutória do capítulo, aqui serão analisadas as médias climatológicas anuais e sazonais da altura significativa, da direção média de propagação (representadas em simultâneo) e do período médio (representado isoladamente), para a situação de mar total, ondulação e vaga, separadamente – H_s , H_s^{ond} e H_s^{vag} , θ_m , θ_m^{ond} e θ_m^{vag} , e T_m , T_m^{ond} e T_m^{vag} , respetivamente. As Figuras 12, 13, 14, 15 e 16 mostram, respetivamente, os mapas das médias climatológicas anuais, DJF, MAM, JJA e SON da altura significativa do mar total, ondulação e vaga (a cada mapa está associada uma escala de cores usada para quantificar, em metros (m), a altura significativa) e da direção de propagação das ondas (as setas são usadas para qualificar as ondas quanto à direção média de propagação e estão escaladas de acordo com o campo de fundo, indicativo das médias das alturas significativas). As Figuras 17, 18, 19, 20 e 21 mostram, respetivamente, os mapas das médias climatológicas anuais, DJF, MAM, JJA e SON do período médio do mar total, ondulação e vaga.

Analisando as Figuras 12, 13, 14, 15 e 16, percebe-se a existência de um padrão de distribuição espacial muito bem definido e, de um modo geral, comum a todos os mapas de médias climatológicas, ou seja, constante durante todo o ano e aplicável às três situações (mar total, ondulação e vaga). Esse padrão trata-se das médias da altura significativa serem sempre maiores numa região definida, aproximadamente, para norte dos 35°N e entre as linhas de costa da América do Norte e da Europa. Daqui resulta naturalmente uma diminuição progressiva das médias anuais e sazonais da altura significativa à medida que se avança para sul, principalmente no que diz respeito à costa oeste da Europa. Existem outras três observações que também se destacam: a primeira é a quase total igualdade, a nível de distribuição espacial (e não de valores das médias), entre os mapas das médias anuais e das médias de DJF, quer a nível de altura significativa quer a nível da direção das ondas, o que demonstra a supremacia das médias de DJF relativamente às restantes estações, e portanto a

elevada contribuição para as médias anuais; a segunda é do mesmo tipo que a anterior mas acontece entre as médias anuais e sazonais do mar total e da ondulação; e a terceira, como já seria de esperar, trata-se da grande semelhança entre as médias anuais e sazonais θ_m^{vag} e φ .

Para a situação do mar total as médias anuais de H_s , Figura 12(a), variam aproximadamente, entre 1.70 a 2.30 *m* na costa leste da América do Norte, entre 2,0 e 3,0 *m* na costa oeste da Europa, entre 2,50 e 3,50 *m* na região de maiores valores das médias de H_s (norte dos 35°N e entre linhas de costa continentais) e entre 1,70 e 2,20 *m* para sul dos 35°N. Quanto às médias anuais da θ_m , para o mar total, a predominância é W entre, aproximadamente, os 50 e 60°N. Entre os 40 e 50°N a predominância também é W até que, aproximadamente, aos 35°W começa a rodar para norte e quando se chega à costa europeia a direção predominante é NW. Para sul dos 40°N a tendência é para ocorrer uma inversão da direção de propagação, que toma lugar nas longitudes para oeste dos 30°W. Na região para leste dos 30°W, costa SW de Portugal e NW de África, não há lugar a uma inversão da direção de propagação e a direção média predominante é NW. Relativamente à AOJRN: a média anual H_s é de, aproximadamente, 2,80 a 3,20 *m* na zona norte e 2,0 a 2,50 *m* na zona sul e costa continental; a média anual θ_m é de, aproximadamente, W na zona norte, NW na costa continental e NNW na zona sul.

Relativamente às médias climatológicas anuais da ondulação, Figura 12(b), como referido anteriormente, a situação é muito semelhante, mantendo-se praticamente idêntico o padrão espacial de direção de propagação, diferindo apenas numa ligeira diminuição dos valores das médias anuais da H_s . As médias anuais de H_s^{ond} são portanto, aproximadamente, entre 1.20 e 1.70 *m* na costa leste da América do Norte, entre 1,90 e 2,50 *m* na costa oeste da Europa, entre 2,10 e 2,70 *m* na região de maiores valores das médias (norte dos 35°N e entre linhas de costa continentais) e entre 1,50 e 2,00 *m* para sul dos 35°N. Para a AOJRN verifica-se média anual de H_s^{ond} , aproximadamente, 2,30 a 2,50 *m* na zona norte e 1,80 a 2,20 *m* na zona sul e costa continental.

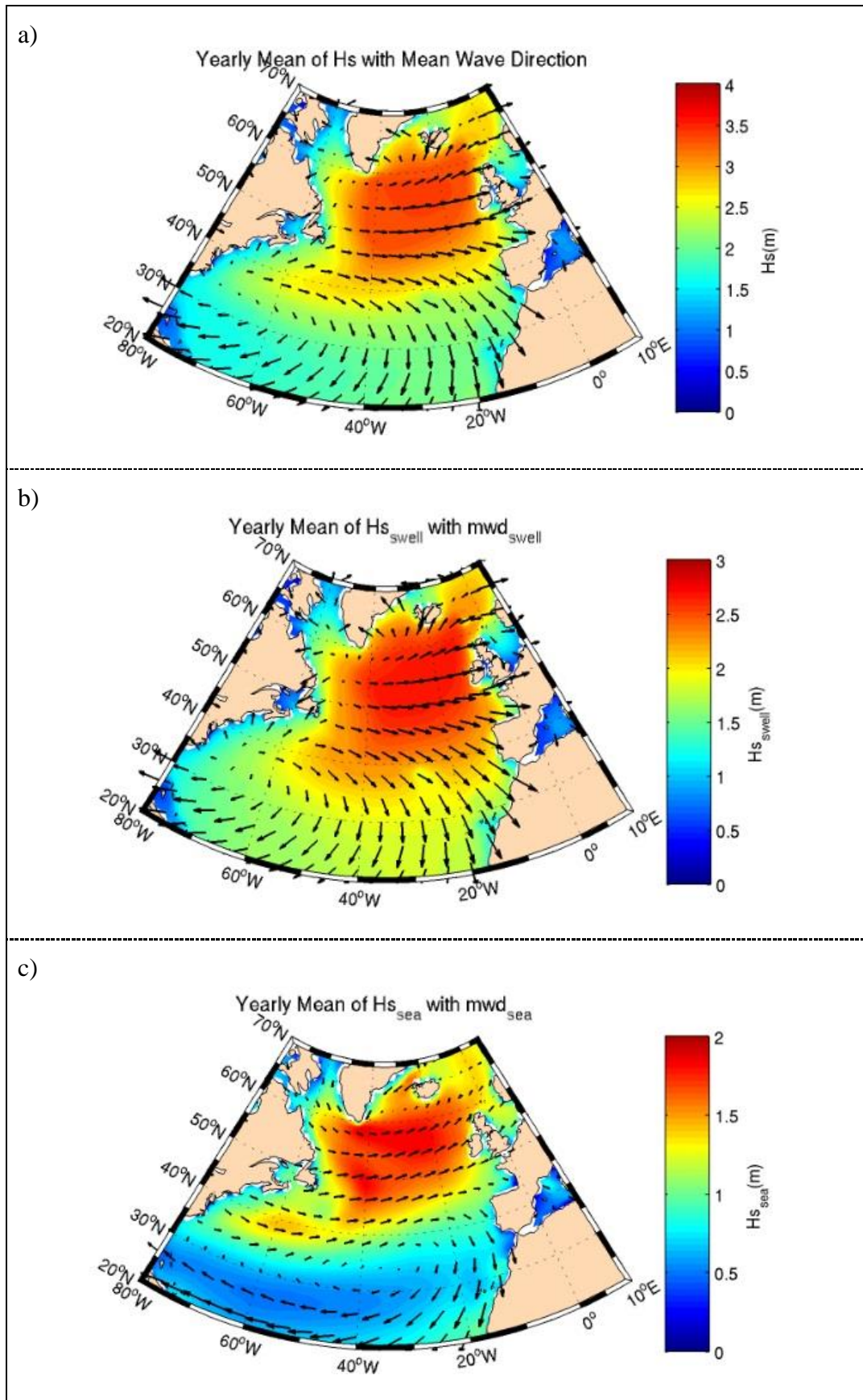


Figura 12 – Médias climatológicas anuais da (a) H_s (m) e θ_m ($^\circ$), (b) H_s^{ond} (m) e θ_m^{ond} ($^\circ$), e (c) H_s^{vag} (m) e θ_m^{vag} ($^\circ$). As setas estão escaladas de acordo com o campo de fundo (ver texto). As escalas de cor variam entre painéis.

Analisando as médias climatológicas anuais da vaga, Figura 12(c), a situação já muda consideravelmente em comparação com as anteriores, principalmente no que diz respeito à média anual da altura significativa. A média anual de H_s^{vag} varia, aproximadamente, entre 0,70 e 1,30 m ao longo da costa leste da América do Norte, 0,80 e 1,60 m ao longo da costa oeste da Europa, 1,10 e 1,80 m na região a norte dos 35°N e entre linhas de costa continentais e para sul dos 35°N é inferior a 0,80 m. Quanto à média da direção de propagação é predominante de W na costa da América do Norte, mantendo-se assim (a norte dos 45°N) até à costa europeia. Para sul dos 45°N a direção também é predominante de W, mas, aproximadamente, aos 40°W começa a rodar e na costa da Península Ibérica a direção predominante é N, com tendência a ficar NNE à medida que se avança para sul, em correlação com o vento médio aí predominante. Ao completar a rotação, para oeste dos 40°W a direção predominante é E. Analisando mais concretamente a AOJRN: a média anual da H_s^{vag} é, aproximadamente, entre 1,10 e 1,50 m na zona norte e 0,60 a 0,90 m na zona sul e costa continental; a média anual da θ_m^{vag} é, aproximadamente, WSW na zona norte, NNW na costa continental e na zona sul, é onde, aproximadamente, se localiza o eixo em torno do qual ocorre a inversão da direção de propagação.

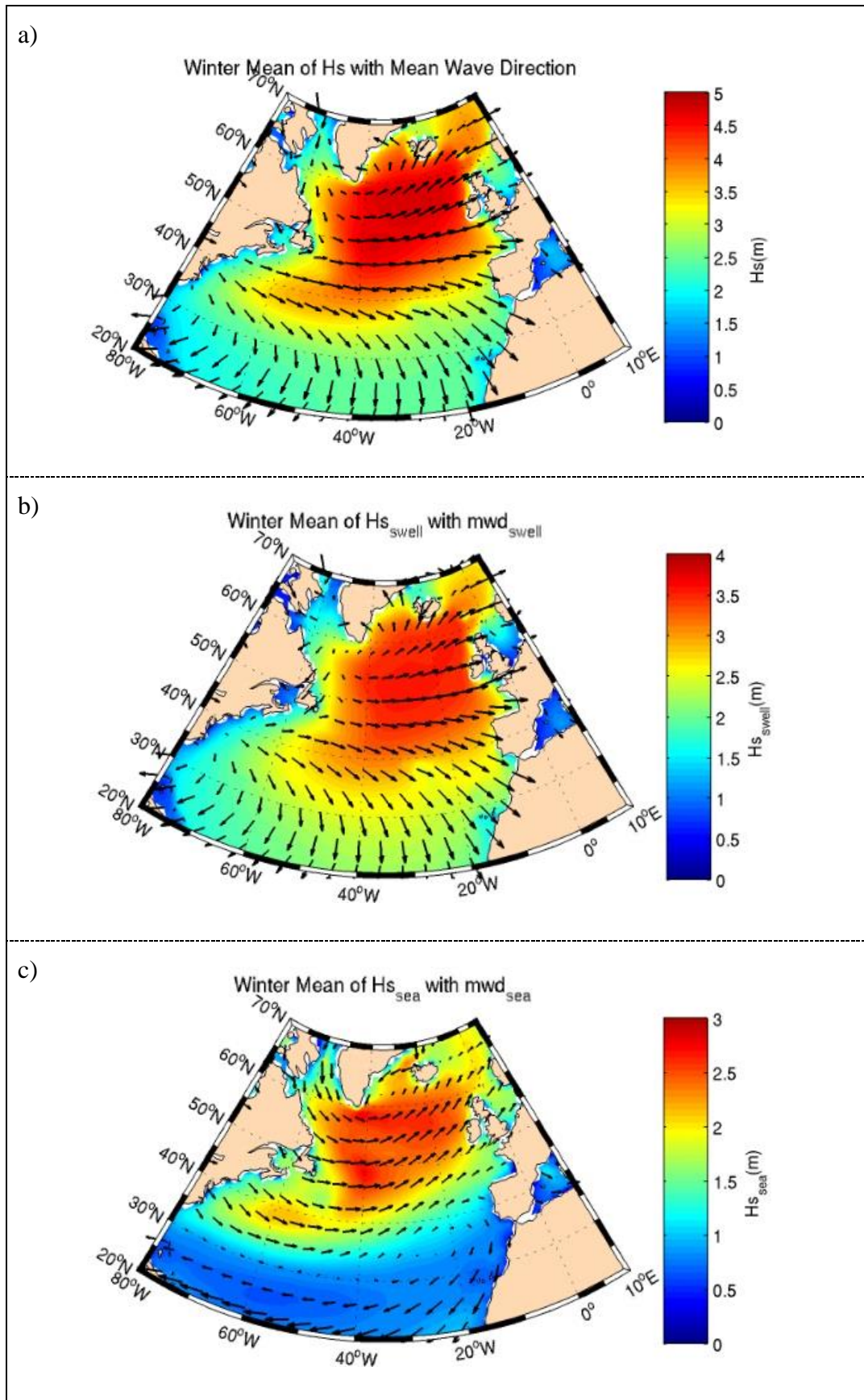


Figura 13 – O mesmo que a Figura 12 mas para as médias climatológicas sazonais de DJF

No que diz respeito às médias de DJF do mar total, tal como expressa a Figura 13(a), a altura significativa atinge os valores máximos, de quase 5,0 m, entre, aproximadamente, 50 e 60° N e os 18 e 40° W. Ao longo da costa leste da América do Norte as médias climatológicas de inverno de H_s variam aproximadamente entre os 2,0 e os 3,20 m, sendo que os valores menores têm lugar mais a sul. Do outro lado do AN, ao longo da costa oeste europeia, as médias da altura significativa variam aproximadamente entre 2,80 e 4,10 m (sentido decrescente de N para S). Para sul dos 35°N as médias da altura significativa são praticamente sempre menores que 3,0 m, atingindo os mínimos de aproximadamente 2,10 m numa pequena área entre as Canárias e a costa africana. Relativamente às médias da direção de propagação, a norte dos 50°N (analisando de W para E) inicialmente a direção média predominante é NW, mas para leste, aproximadamente, dos 50°W, a predominância passa a ser WSW até à costa noroeste europeia. Entre os 40 e 50°N, inicialmente, a direção média predominante é de W e para leste, aproximadamente, dos 25°W, roda ligeiramente, ficando predominante de NW. Entre os 30 e 40°N a direção média é inicialmente de WNW, e para leste dos 35°W é de NW. Para sul dos 30°N a direção varia consideravelmente, ocorrendo uma inversão da direção de propagação tal como se pode observar pela Figura 13(a). Relativamente à AOJRN: a média H_s é de, aproximadamente, 3,90 a 4,30 m na zona norte e 2,70 a 3,20 m na zona sul e costa continental; a θ_s é de, aproximadamente, WNW na zona norte, NW na costa continental e NNW na zona sul.

Quanto às médias da altura significativa e direção de propagação da ondulação para DJF, Figura 13(b), como referido anteriormente, a distribuição espacial é muito semelhante à do mar total, variando apenas os valores das médias de altura significativa respetiva, que são ligeiramente inferiores. Assim, os valores da média da altura significativa mais elevados são ~ 3,70 m e têm lugar, aproximadamente, entre 50 e 60° N e os 15 e 40° W. Ao longo da costa leste da América do Norte as médias de H_s^{ond} variam aproximadamente entre os 1,70 e os 2,20 m. Ao longo da costa europeia, com uma tendência decrescente de norte para sul, as médias de H_s^{ond} variam aproximadamente entre 2,40 e 3,20 m. Para sul dos 35°N as médias da altura significativa são praticamente sempre inferiores a 2,50 m, atingindo valores mínimos de aproximadamente 1,70 m na mesma pequena área entre as Canárias e a costa africana. Relativamente à AOJRN: a média da H_s^{ond} é de, aproximadamente, 2,90 a 3,40 m na zona norte e 2,30 a 2,80 m na zona sul e costa continental; a média da θ_m^{ond} é de, aproximadamente, WNW na zona norte, NW na costa continental e NNW na zona sul.

As médias climatológicas de DJF da altura significativa e direção de propagação da vaga, Figura 13(c), são consideravelmente diferentes em comparação com as de mar total e ondulação, para o mesmo período, mas muito semelhantes (a nível de distribuição espacial) com as médias anuais da vaga. A média sazonal de H_s^{vag} varia, aproximadamente, entre 1,40 e 2,00 m ao longo da costa leste da América do Norte (sentido decrescente de N-S), 0,90 e 2,20 m ao longo da costa oeste da Europa (sentido decrescente de N-S), 2,20 e 2,60 m na região a norte dos 45°N e entre 15 e 50°W. Para sul dos 35°N é praticamente sempre inferior a 1,0 m. Quanto à média da direção de propagação, para norte dos 50°N (analisando no sentido zonal) é, inicialmente, predominante de NW e, aproximadamente aos 50°W, prolongando-se posteriormente até à costa europeia, a direção média predominante é WSW. Entre os 40 e 50°N a direção é inicialmente predominante de W, mas, aproximadamente aos 40°W, a roda ligeiramente, ficando também predominante de WSW até à costa europeia, se bem que na costa da Península Ibérica a direção predominante seja NW, com tendência a ficar NNW à medida que se avança para sul, mais uma vez em correlação com o vento médio na zona. Para sul dos 40°N inicialmente a direção média predominante é também de W, mas à medida que se avança para leste, assiste-se a uma inversão da direção de propagação, e assim sendo, como já referido, na costa SW da Península Ibérica a direção predominante é NNW e na costa NW africana é de NE, em correlação com os ventos Alísios. À medida que se avança novamente para oeste, a sul dos 35°N, a direção média é predominante de ENE com tendência para ficar de E para oeste dos 40°W, completando assim a inversão direção de propagação. Analisando mais concretamente a AOJRN: a média anual da H_s^{vag} é, aproximadamente, entre 1,80 e 2,30 m na zona norte e 0,80 a 1,10 m na zona sul e costa continental; a média anual da θ_m^{vag} é, aproximadamente, WSW na zona norte, NNW na costa continental e na zona sul tem lugar, aproximadamente, o eixo em torno do qual se dá a inversão da direção de propagação.

Como se pode perceber pela Figura 14, as médias da altura significativa e direção de propagação de JJA são as que mais contrastam com as médias anuais, principalmente no que diz à altura significativa. Quanto à média sazonal da altura significativa para o mar total, tal como expressa a Figura 14(a), o valor mais elevado é de 2,20 m e tem lugar, aproximadamente, entre os 45 e 60° N e os 15 e 40° W. Na costa leste da América do Norte as médias da altura significativa variam, aproximadamente, entre 1,0 e 1,40 m, e no lado oposto do oceano, costa europeia, variam entre 1,50 e 2,0 m (sentido decrescente N-S). Para sul dos 35°N as médias de H_s tomam os valores menores, sendo que variam,

aproximadamente, entre 1,0 e 1,80 *m* , sendo que os valores maiores têm lugar na região mais próxima da costa NW de África. Quanto à média sazonal da direção de propagação do mar total, aproximadamente a norte dos 45° N e a oeste dos 40° W a direção predominante é WSW e à medida que se propaga para leste a média da direção de propagação predominante passa a ser W. Entre, aproximadamente, os 40 e os 45°N, de W para E, a direção média inicialmente é predominante de SW, e à medida que se avança para leste, assiste-se a uma rotação, sendo que próximo da costa N e NW da Península Ibérica a direção predominante é NW. Para sul dos 40°N assiste-se à inversão da direção de propagação, com eixo de rotação, aproximadamente, nas latitudes de 30 a 35°N e longitudes de 45 a 55°W. Nesse sentido, a direção média na costa SW da Península Ibérica é NNW e N na costa NW africana, com tendência a ficar NE à medida que avança novamente para oeste, completando assim a inversão. Analisando mais concretamente a AOJRN: a média anual da H_s é, aproximadamente, entre 1,90 e 2,10 *m* na zona norte, ~1,50 *m* na costa continental e entre 1,20 e 1,60 *m* na zona sul; a média anual da θ_m é, aproximadamente, W na zona norte, NNW na costa continental e N na zona sul.

No que diz respeito às médias da altura significativa e da direção de propagação da ondulação, Figura 14(b), a situação é muito semelhante, a nível de distribuição espacial, à de JJA do mar total (descrita no parágrafo anterior), sendo a única alteração uma ligeira diminuição dos valores das médias da altura significativa. Assim, na costa leste da América do Norte a H_s^{ond} varia, aproximadamente, entre 1,0 e 1,40 *m*, e na costa oeste da Europa, sentido decrescente N-S, varia, aproximadamente, entre 1,30 e 1,80 *m*. Aproximadamente entre os 45 e 60°N e 15 e 44°W tomam lugar as médias mais elevadas, de 1,80 a 2,0 *m*. A sul dos 35°N varia entre 1,30 e 1,50 *m*, sendo naturalmente os valores mais elevados registados nas proximidades da costa NW africana. Quanto à AOJRN as médias de altura significativa naturalmente também são ligeiramente menores e a média da direção de propagação também varia ligeiramente: na zona norte a média da H_s^{ond} é, aproximadamente, 1,60 a 1,80 *m* com direção média de WNW; na costa continental a média da H_s^{ond} é, aproximadamente, 1,40 a 1,50 *m* com direção média de NNW; e na zona sul a média da H_s^{ond} é também, aproximadamente, 1,40 a 1,50 *m* com direção média de N.

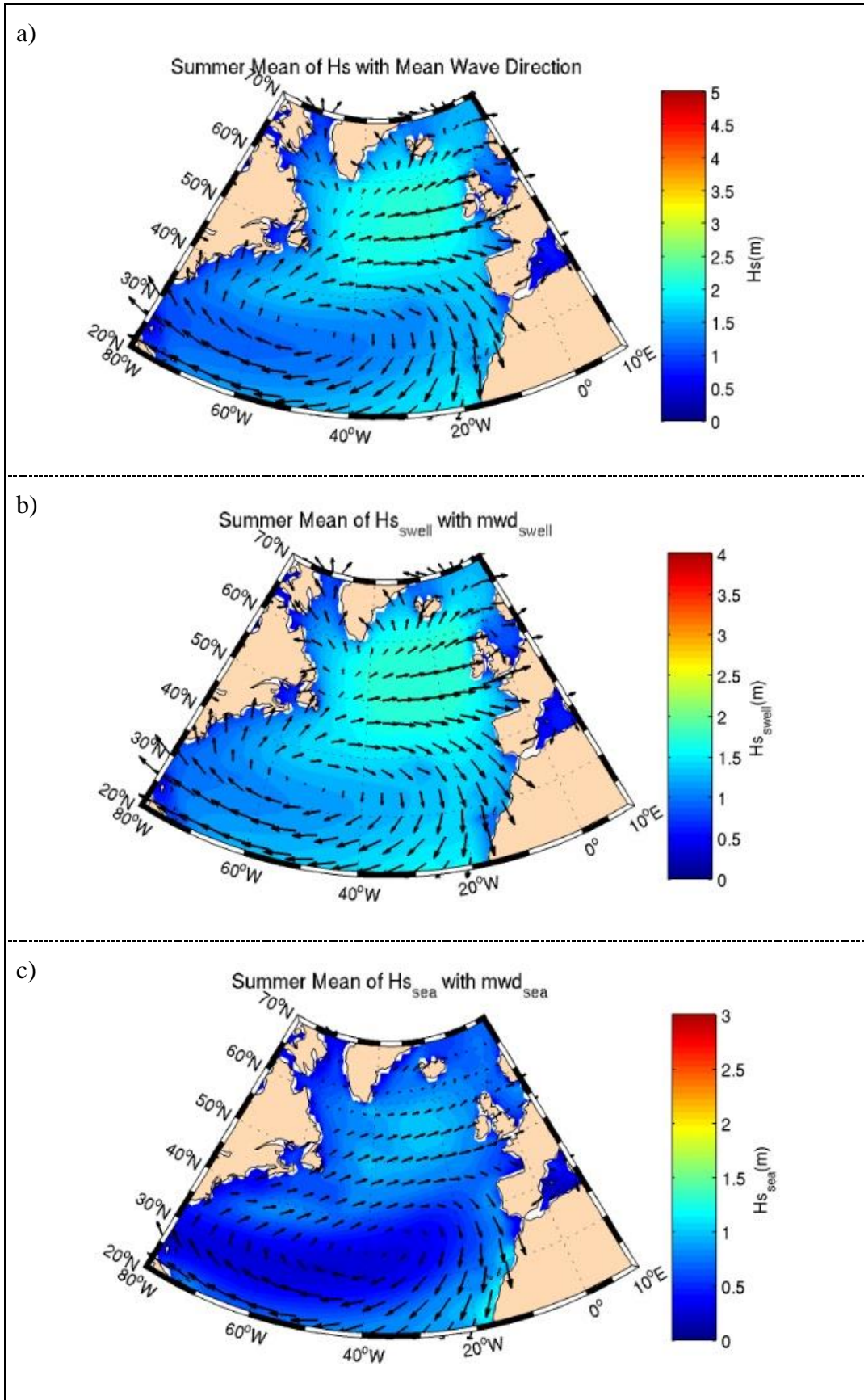


Figura 14 – O mesmo que a Figura 12 mas para as médias climatológicas sazonais de JJA.

Nas médias da altura significativa e direção de propagação da vaga, Figura 14(c), a situação é também muito semelhante, a nível de distribuição espacial, à de JJA do mar total e ondulação (descritas nos parágrafos anteriores), sendo, de um modo geral, as únicas alterações a diminuição dos valores das médias da altura significativa e a localização mais a leste do eixo de rotação da inversão direção. As médias de H_s^{vag} , variam entre, aproximadamente, 0,40 e 0,60 m na costa leste da América do Norte, e 0,60 e 0,80 m na costa oeste da Europa. Os valores mais elevados da média da altura significativa média da vaga no verão têm lugar, aproximadamente, entre os 50 e 60°N e 20 e 35°W, e na costa de Marrocos, sendo na ordem dos 1,10 m, correlacionando com as áreas de maior velocidade do vento médio no verão (Figura X(d)). Para sul dos 35°N e oeste dos 25°W a média de H_s^{vag} é maioritariamente da ordem dos 0,60 m. Em consequência do eixo de rotação da inversão da direção média da vaga estar localizado mais a leste resulta que θ_m^{vag} é predominante de N na costa da Península Ibérica e NNE na costa marroquina. Analisando mais concretamente a AOJRN: a média anual da H_s^{vag} é, aproximadamente, entre 0,80 e 1,0 m na zona norte, 0,60 a 0,80 m na costa continental e entre 0,40 e 0,70 m na zona sul; a média anual da θ_m^{vag} é, aproximadamente, W na zona norte, N na costa continental e NNE a NE na zona sul.

Relativamente a MAM e SON, às médias da altura significativa e da direção de propagação, do mar total, ondulação e vaga, Figura 15 e 16, são claramente situações intermédias entre as estações extremas. Durante MAM as médias da altura significativa e direção de propagação do mar total, ondulação e vaga apresentam uma evolução no sentido da estação de verão e durante SON observa-se o mesmo nas evoluindo no sentido da estação de inverno.

Após a análise das médias climatológicas anuais e sazonais da altura significativa e direção de propagação são analisadas as médias climatológicas anuais e sazonais do período médio para o mar total, ondulação e vaga. As médias do período são quantificadas (em segundos, s) com base numa escala de cores presente em cada um dos mapas de média climatológica.

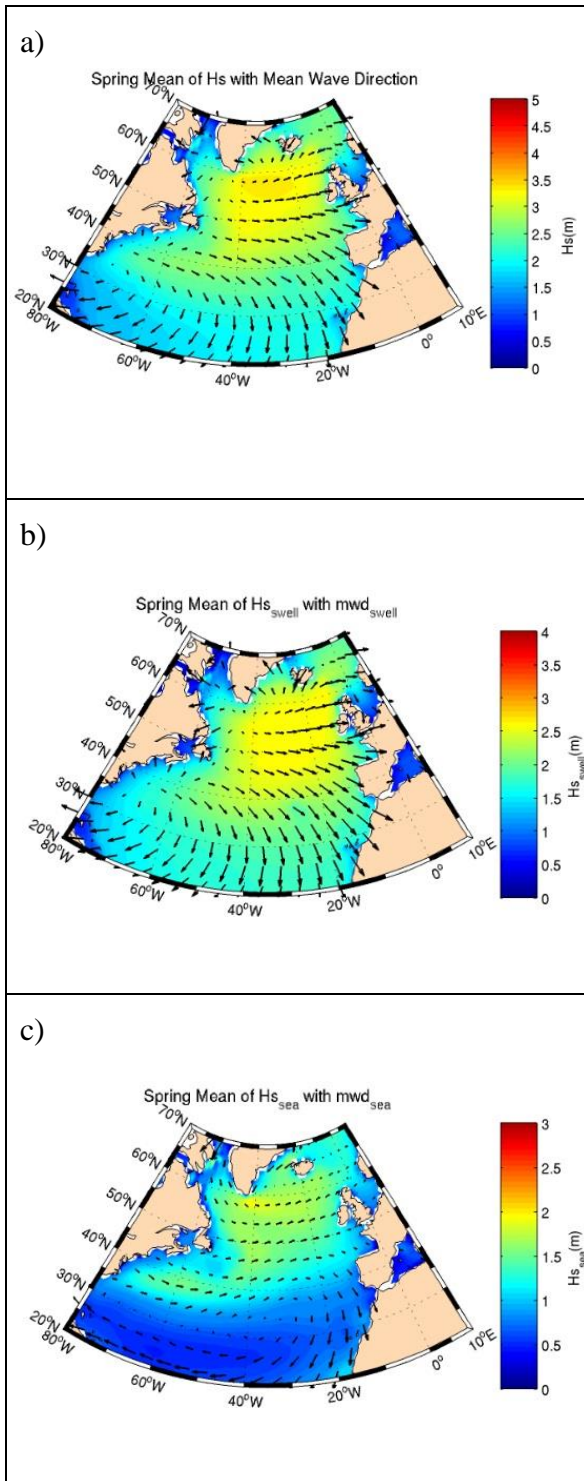


Figura 15 – O mesmo que a Figura 12 mas para as médias climatológicas sazonais de MAM.

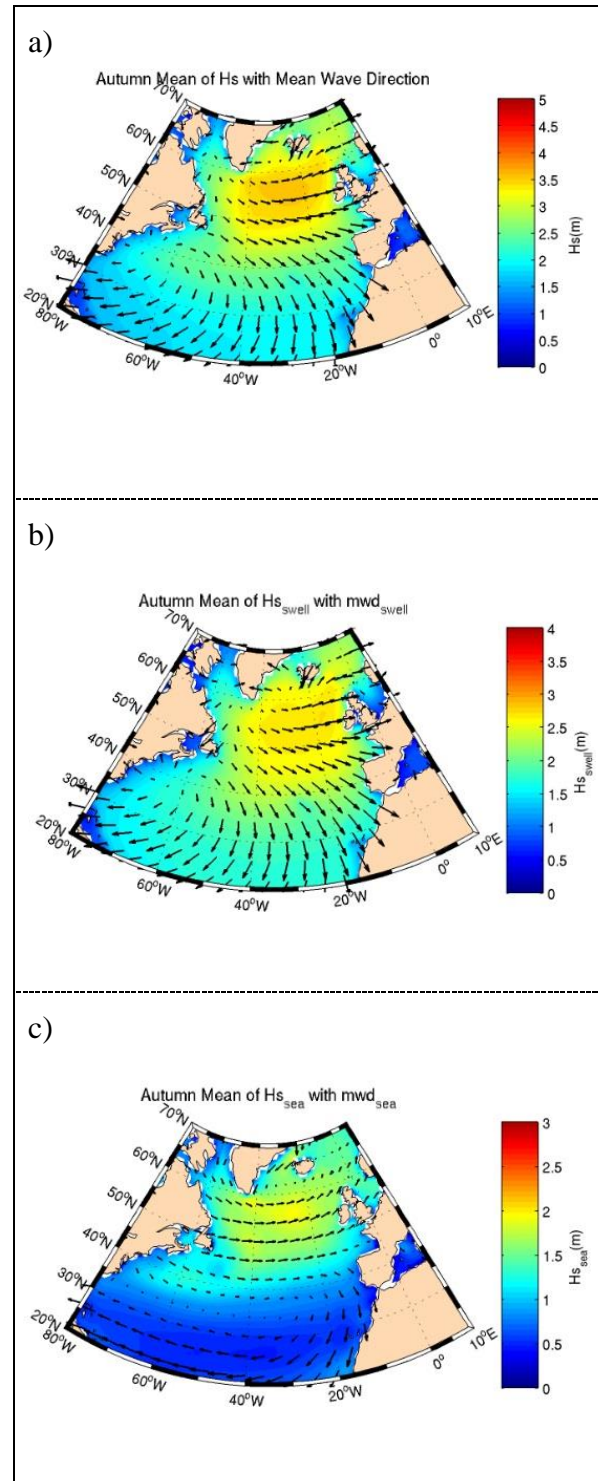


Figura 16 – O mesmo que a Figura 12 mas para as médias climatológicas sazonais de SON.

Analisando todos os mapas das médias climatológicas do período, Figuras 17, 18, 19, 20 e 21, é possível identificar alguns padrões espaciais, embora de uma forma diferente aos estabelecidos anteriormente. O primeiro padrão é a grande semelhança entre os mapas de mar total e ondulação, quer para as médias climatológicas anuais quer sazonais, o que revela um domínio do campo de ondas dominado por ondulação relativamente à vaga. Os mapas das médias climatológicas do período médio da vaga, têm o seu próprio padrão espacial, que se mantêm praticamente inalterável durante todo o ano. Outro padrão que se identifica é a evidente tendência para os períodos médios do mar total e da ondulação serem menores na costa leste da América do Norte (região de formação de tempestades extratropicais) e à medida que se avança para leste, em direção à costa da Europa, os períodos aumentam, seguindo a trajetória de propagação da ondulação proveniente das tempestades extratropicais no Atlântico Norte. Quanto às médias dos períodos médios anuais e sazonais da vaga, o AN parece estar dividido em duas regiões – a norte dos 35°N toma lugar a vaga com períodos médias maiores e a sul a vaga com períodos médios menores.

A média anual do período médio do mar total, Figura 17(a), é de aproximadamente 6,5 a 7,5 s ao longo da costa leste da América do Norte e vai aumentado progressivamente, até atingir o seu máximo de 9,1 s na costa oeste da Europa. O mesmo acontece com a média anual da ondulação, Figura 17(b), que na costa leste da América do Norte varia, aproximadamente, entre 7,0 e 8,0 s e na costa leste da Europa atinge o máximo de aproximadamente 10 s. Quanto à média anual do período médio da vaga, Figura 17(c), para norte dos 35°N, na costa leste da América do Norte é de, aproximadamente, 3,5 a 4,0 s e na costa leste da Europa é de ~4,1 a 4,6 s, sendo que atinge os valores mais altos (>5,0 s) aproximadamente entre os 55 e 60° N e os 20 e 40° W. A norte dos 35°N existe uma exceção na costa europeia, uma vez que no Golfo da Biscaia e costa NW da Península Ibérica o período médio varia entre 3,0 e 4,0 s. Para sul dos 35° N os períodos médios caracterizam-se por ser inferiores, variando entre 2,90 e 3,70 s, sendo que desde a costa leste da América do Norte até aproximadamente os 25° W mantêm-se constantes, na ordem dos 3,0 a 3,20 s, e mais próximo da costa sul da Península Ibérica e costa NW africana é que se verificam os períodos de 3,50 s. Analisando mais concretamente a AOJRN, para as médias anuais de período médio, verifica-se o seguinte: aproximadamente entre 8,70 e 9,10 s em toda a AOJRN (mar total), 9,30 a 9,80 s em toda a AOJRN (ondulação) e para a vaga, aproximadamente, 4,0 a 4,80 s para a zona norte e 3,10 a 3,70 s para a zona sul e costa continental.

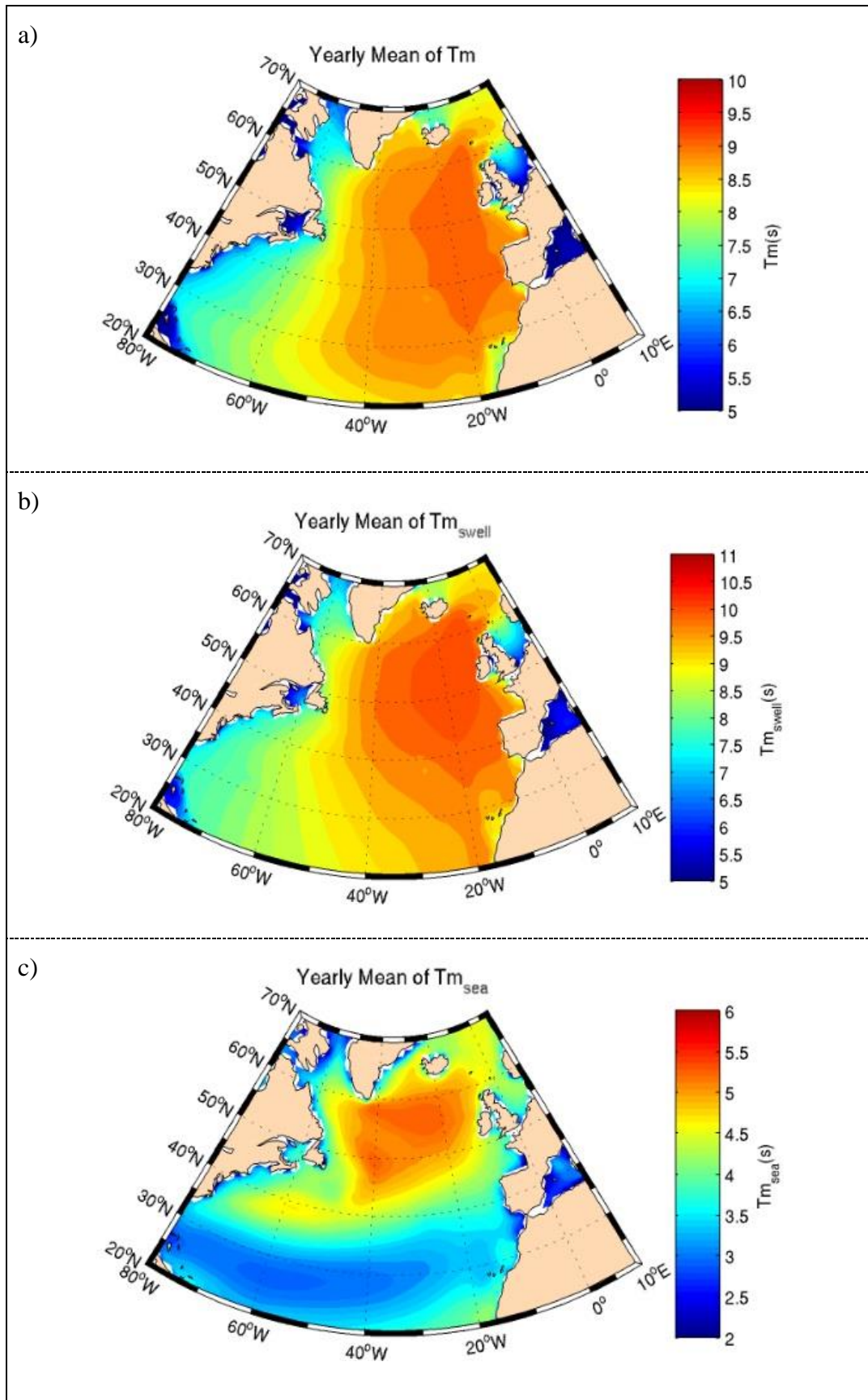


Figura 17 – Médias climatológicas anuais de T_m (s), T_m^{ond} (s) e T_m^{vag} (s). As escalas de cor variam entre os painéis

A Figura 18(a) representa o mapa da média climatológica do período do mar total para DJF. Constata-se que os valores médios variam entre, aproximadamente, 7.0 e 10.50 s. As médias mais baixas do período coincidem com a costa da América do Norte (~7,0 a 8,50 s) e vão aumentando progressivamente em direção à costa oeste da Europa, sendo aí, mais concretamente na costa oeste da Península Ibérica onde se registam os valores mais elevados (~10,50 s), identificados visualmente pela área a vermelho mais escuro. Ao longo da costa oeste europeia os valores da média do período são praticamente constantes. Quanto à AOJRN a média do período é, aproximadamente, 9,90 a 10,20 s na zona norte, 10,50 s na costa continental e 9,50 a 10,0 s na zona sul.

A Figura 18(b) representa o mapa da média climatológica do período da ondulação para DJF. Nesta situação verifica-se que os valores da média do período variam, aproximadamente, entre 8,0 e 11,50 s. O padrão espacial do período médio da ondulação é semelhante ao do mar total, embora apresente valores mais elevados, que agora têm lugar na costa oeste da Irlanda – os valores mais baixos coincidem com a costa leste da América do Norte (~8,0 a 9,50 s) e aumentam à medida que se avança para a costa oeste da Europa (máximo ~11,50). Ao longo da costa oeste europeia os valores da média do período continuam a ser praticamente constantes. Quanto à AOJRN a média do período é, aproximadamente, 10,90 a 11,30 s na zona norte e costa continental, e 10,40 a 10,70 s na zona sul.

A Figura 18(c) representa o mapa da média climatológica do período da vaga no inverno. É de imediato que se repara na diferença relativamente anteriores aos períodos médios do mar total e da ondulação. Aqui os valores da média do período variam, aproximadamente, entre 3,20 e 6,0 s. Ao longo da costa leste da América do Norte a média do período varia entre 4,20 e 5,20 s. À medida que se avança para leste a tendência é para existir um aumento desses valores, atingindo os valores máximos da média do período (~>6,0 s) numa região definida por, aproximadamente, 45 e 60° N e os 20 e 45° W. Continuando para leste, em direção à costa oeste da Europa, os valores tendem a diminuir novamente. Ao longo da costa oeste europeia a média do período varia entre 3,80 e 6,0 s, no sentido decrescente de N para S. Para sul dos 35° N a variação da média do período é menor, aproximadamente entre 3,20 a 3,70 s. Quanto à AOJRN a média do período é, aproximadamente, 5,10 a 6,0 s na zona norte, 3,80 a 4,20 s na costa continental e zona sul.

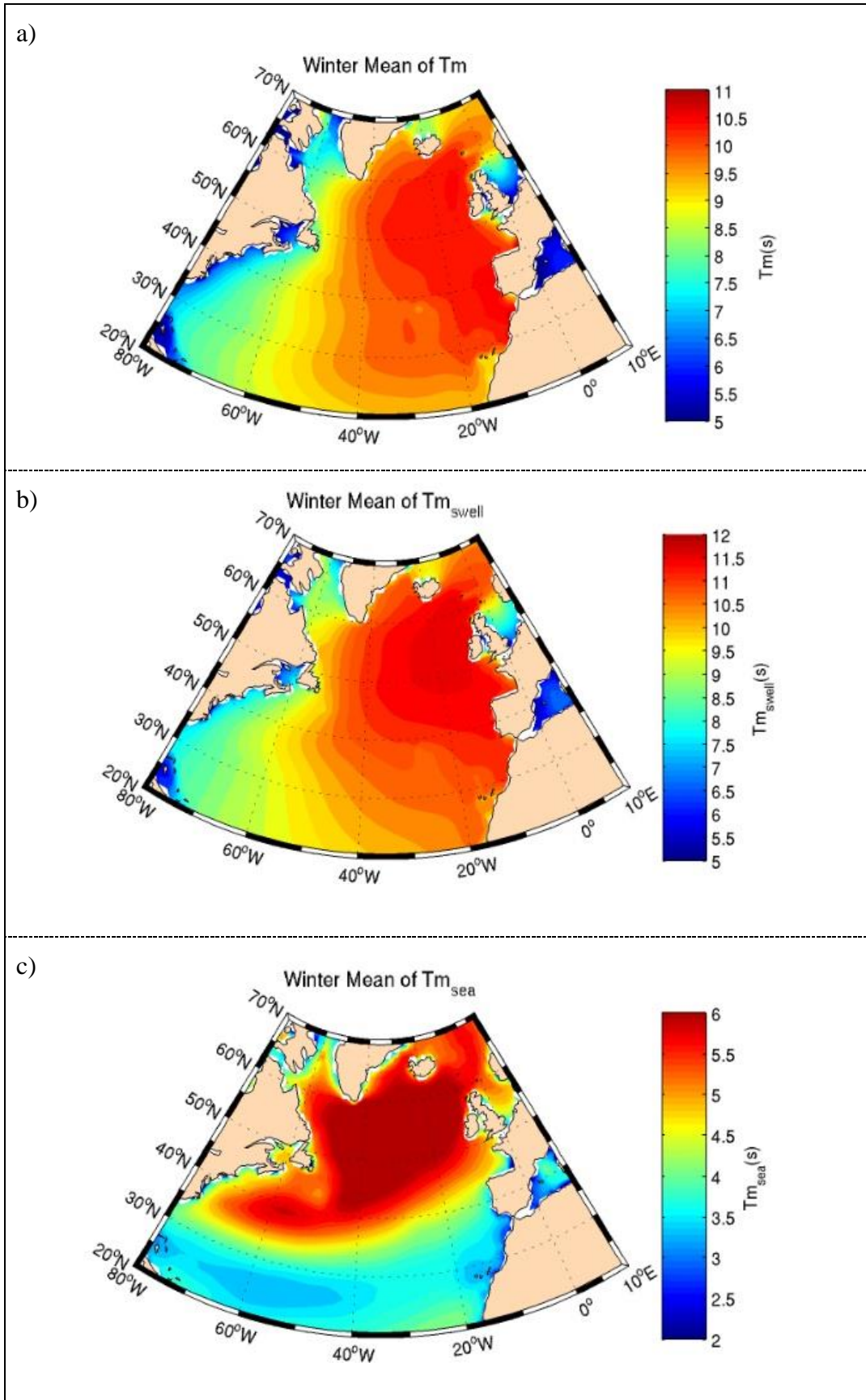


Figura 18 – O mesmo que a Figura 17 mas para as médias climatológicas sazonais de DJF.

A Figura 19 (a) representa o mapa da média climatológica do período do mar total para JJA. Os valores da média do período variam entre 6,30 e 7,80 s, sendo o sentido crescente da média do período de W para E até aproximadamente os 20°W. A partir dos 20°W, em direção a costa, a tendência é para a média do período diminuir. Assim, na costa leste da América do Norte a média do período varia, aproximadamente, entre 6,30 e 6,50 s e aumenta progressivamente até atingir os valores máximos, na ordem dos 7,80 s, na região definida por, aproximadamente, 32 a 45° N e 25 a 30° W. Avançando-se para leste dos 20°W a média do período médio diminui. Ao longo da costa oeste europeia varia aproximadamente entre 7,20 e 7,60 s, e na costa NW africana entre 6,90 e 7,10 s. Quanto à AOJRN a média do período é, aproximadamente, 7,40 a 7,60 s na zona norte, 7,10 a 7,30 s na costa continental e 7,40 a 7,80 s na zona sul.

A Figura 19(b) apresenta o mapa da média climatológica do período da ondulação para JJA. Os valores de T_m^{ond} variam aproximadamente entre 7,0 e 8,50 s, sendo que os valores menores têm lugar ao longo da costa leste da América do Norte e os maiores ao longo do meridiano dos 20°W – os períodos aumentam no sentido da propagação da ondulação, com origem na costa leste da América do Norte (zona de formação das tempestades extratropicais), e voltam a diminuir ao aproximar da costa oeste da Europa devido ao facto de começarem a estar já sobre a influência do vento local (Soares *et al.*, (2014)), tal como se pode perceber pela comparação com a Figura 11(c). Assim, na costa leste da América do Norte a média do período da ondulação é aproximadamente 7,0 s, e à medida que se avança para leste assiste-se a um aumento progressivo, consistente com a propagação da ondulação nessa direção. Aproximadamente ao longo do meridiano dos 20°W T_m^{ond} atinge o máximo de ~ 8,50 s. À medida que se continua a avançar em direção a costa W europeia a tendência é para T_m^{ond} diminuir. Ao longo da costa oeste europeia e da costa NW africana T_m^{ond} varia aproximadamente entre 8,0 e 8,40 s. Quanto à AOJRN T_m^{ond} é, aproximadamente, 8,20 a 8,40 s na zona norte, 8,20 s na costa continental e 8,10 a 8,30 s na zona sul.

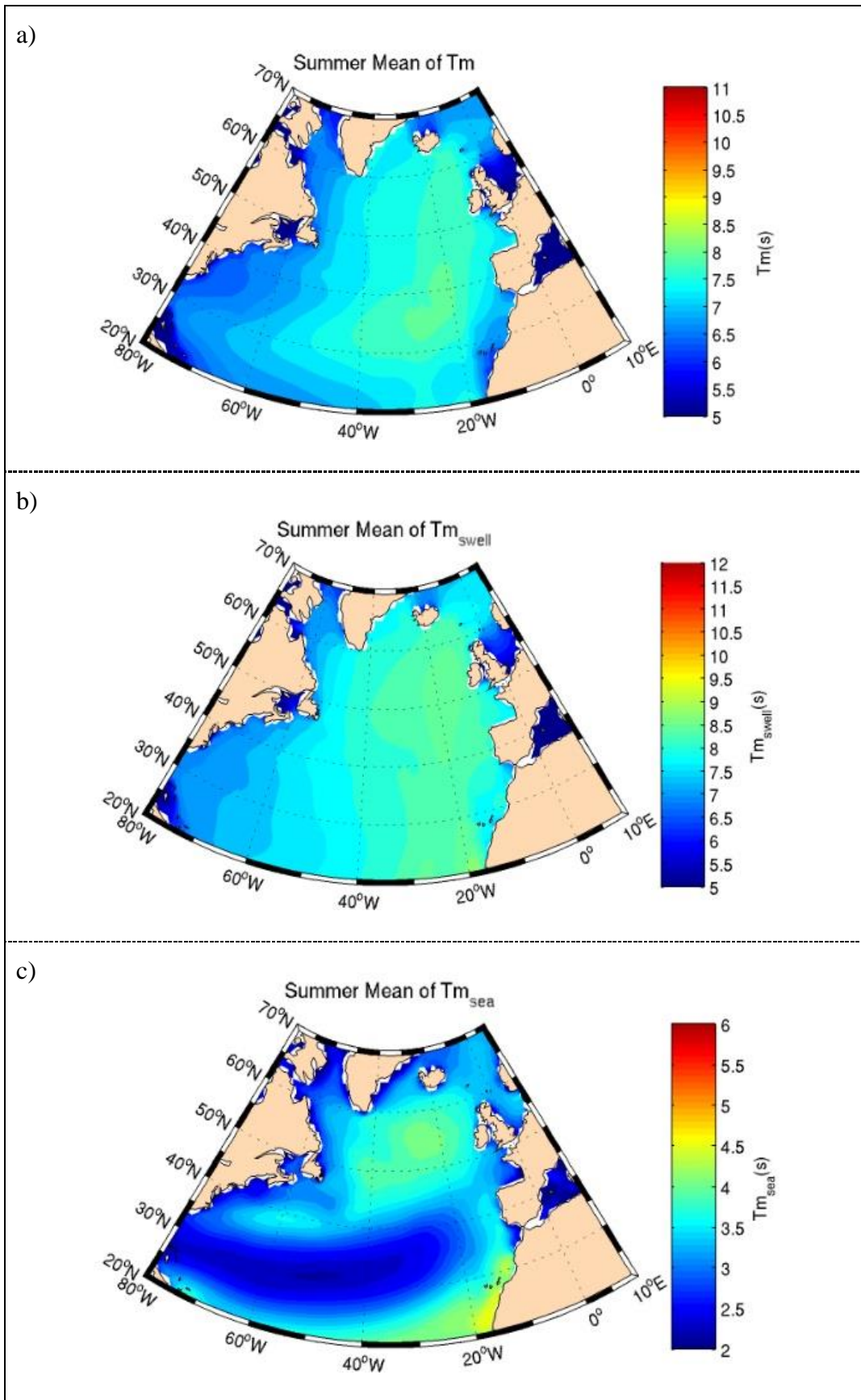


Figura 19 – O mesmo que a Figura 17 mas para as médias climatológicas sazonais de JJA.

Na Figura 19(c) é apresentado o mapa da média climatológica do período da vaga para o verão, e à semelhança das médias anuais e de DJF, o mapa da média sazonal do período da vaga é muito diferente dos mapas das médias sazonais do mar total e da ondulação. Aqui T_m^{vag} varia entre 2,60 e 4,50 s. A média do período da vaga ao longo da costa leste da América do Norte é de aproximadamente 2,90 a 3,0 s. A longo da costa oeste europeia varia entre, aproximadamente, 3,0 a 3,50 s. Os valores mais altos de T_m^{vag} têm lugar numa área definida aproximadamente por 45 a 60° N e 15 a 45° W (~4,0 s), e ao longo da costa NW africana (~ 4,50 s). A restante região para sul dos 40°N e oeste dos 30°W apresenta T_m^{vag} inferiores a 3,9 s. Quanto à AOJRN T_m^{vag} é, aproximadamente, 3,0 a 4,0 s na zona norte, 3,50 s na costa continental e 2,70 a 3,90 s na zona sul.

Relativamente a MAM e SON, às médias do período médio do mar total, da ondulação e da vaga, Figura 20 e 21, são mais uma vez claramente situações intermédias entre as estações extremas. Durante MAM as médias climatológicas do período do mar total, ondulação e vaga apresentam uma evolução no sentido da estação de verão e durante SON observa-se o mesmo nas evoluindo no sentido da estação de inverno, uma vez que os padrões espaciais são, de um modo geral, mantidos, variando os valores das médias do período.

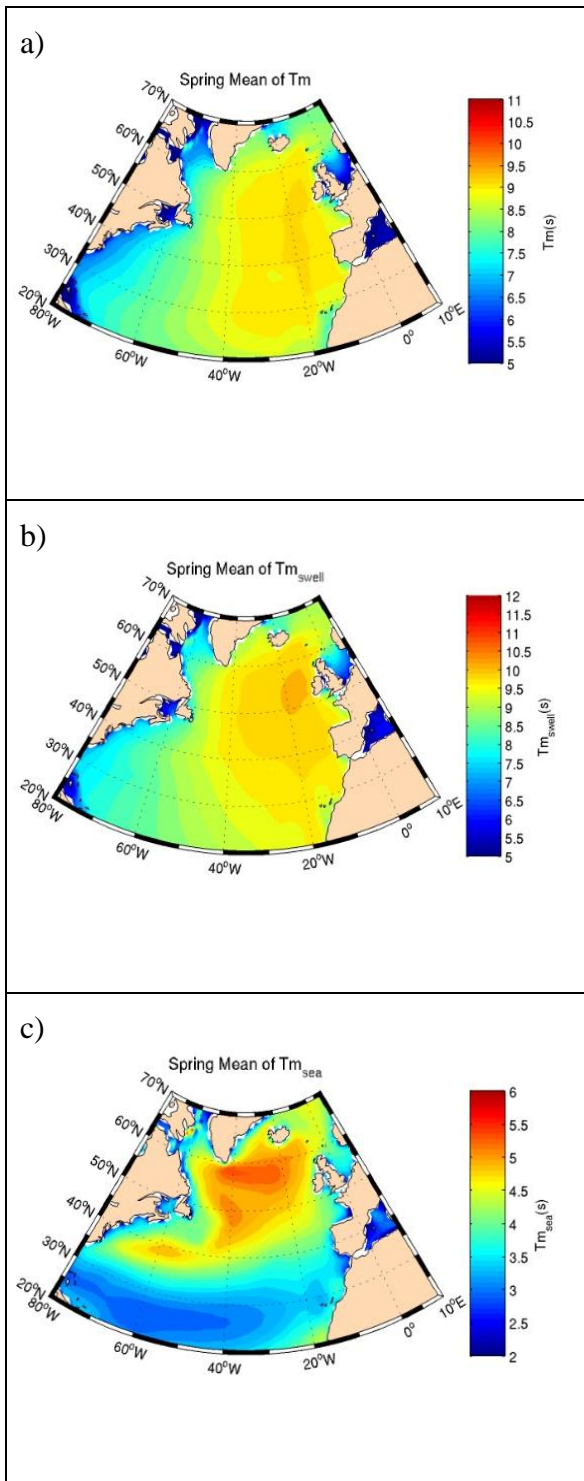


Figura 20 – O mesmo que a Figura 17 mas para as médias climatológicas sazonais de MAM.

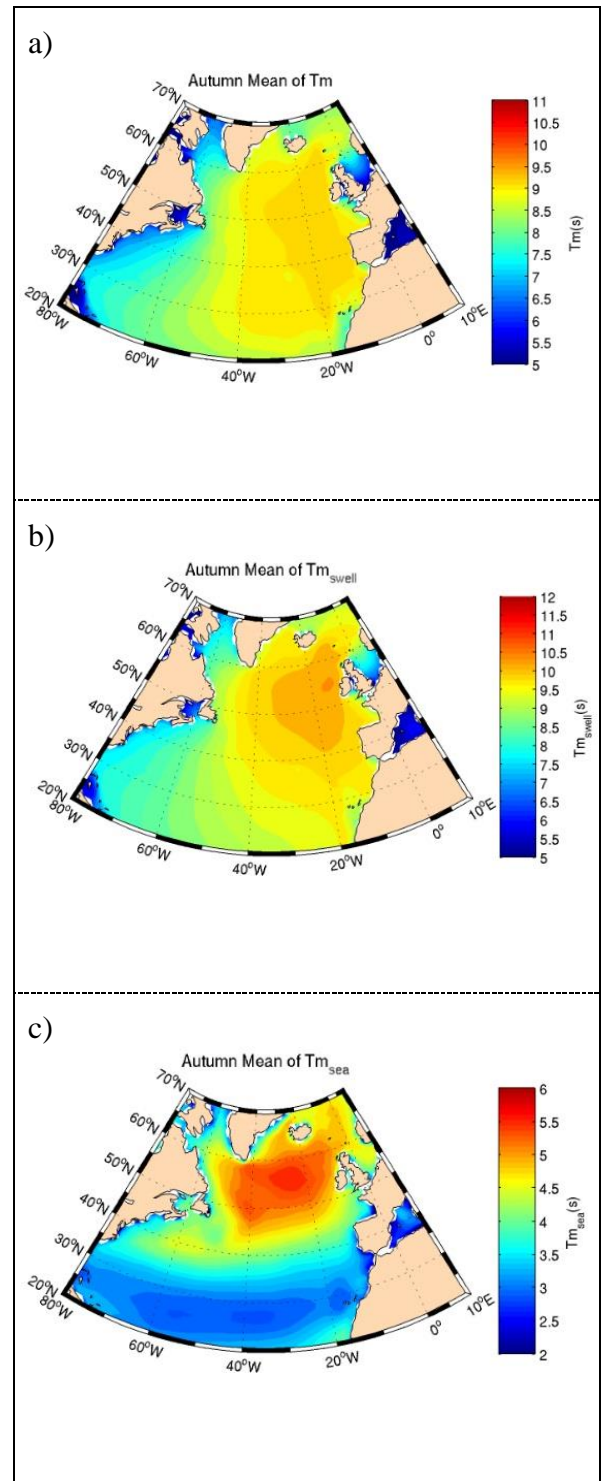


Figura 21 – O mesmo que a Figura 17 mas para as médias climatológicas sazonais de SON.

4.3 Climatologia dos fluxos de energia do campo de ondas

A análise das médias climatológicas anuais e sazonais do fluxo de energia (potência) do mar total, da ondulação e da vaga (E_f , E_f^{ond} e E_f^{vag} respetivamente) permitem compreender a distribuição espacial e sazonal no AN, da energia contida nas ondas, uma vez que fornecem a quantidade de energia (kW) por área (m) – kWm^{-1} . Deste modo é também possível obter, para um dado local, a contribuição energética de um e outro tipo de onda para o mar total.

No subcapítulo anterior ficou claro que as médias anuais e sazonais de H_s^{ond} são, de um modo geral, sempre maiores que as de H_s^{vag} . Do ponto de vista estatístico, isso significa que a ondulação domina o espectro de ondas, isto é, $m_0^{ond} > m_0^{vag}$, onde, como referido anteriormente, m_0^{ond} e m_0^{vag} são os momento zero da ondulação e vaga respetivamente. Do ponto de vista da densidade de energia, isto também significa que, quanto ao espectro de ondas, a energia contida na parte respeitante à ondulação é maior que a contida na parte respeitante à vaga, ou seja, $E_f^{ond} = \rho g m_0^{ond} > E_f^{vag} = \rho g m_0^{vag}$, o que pode ser facilmente confirmado pela observação dos mapas das médias climatológicas anuais e sazonais dos fluxos energéticos anuais e sazonais (Figuras 22, 23, 24, 25 e 26).

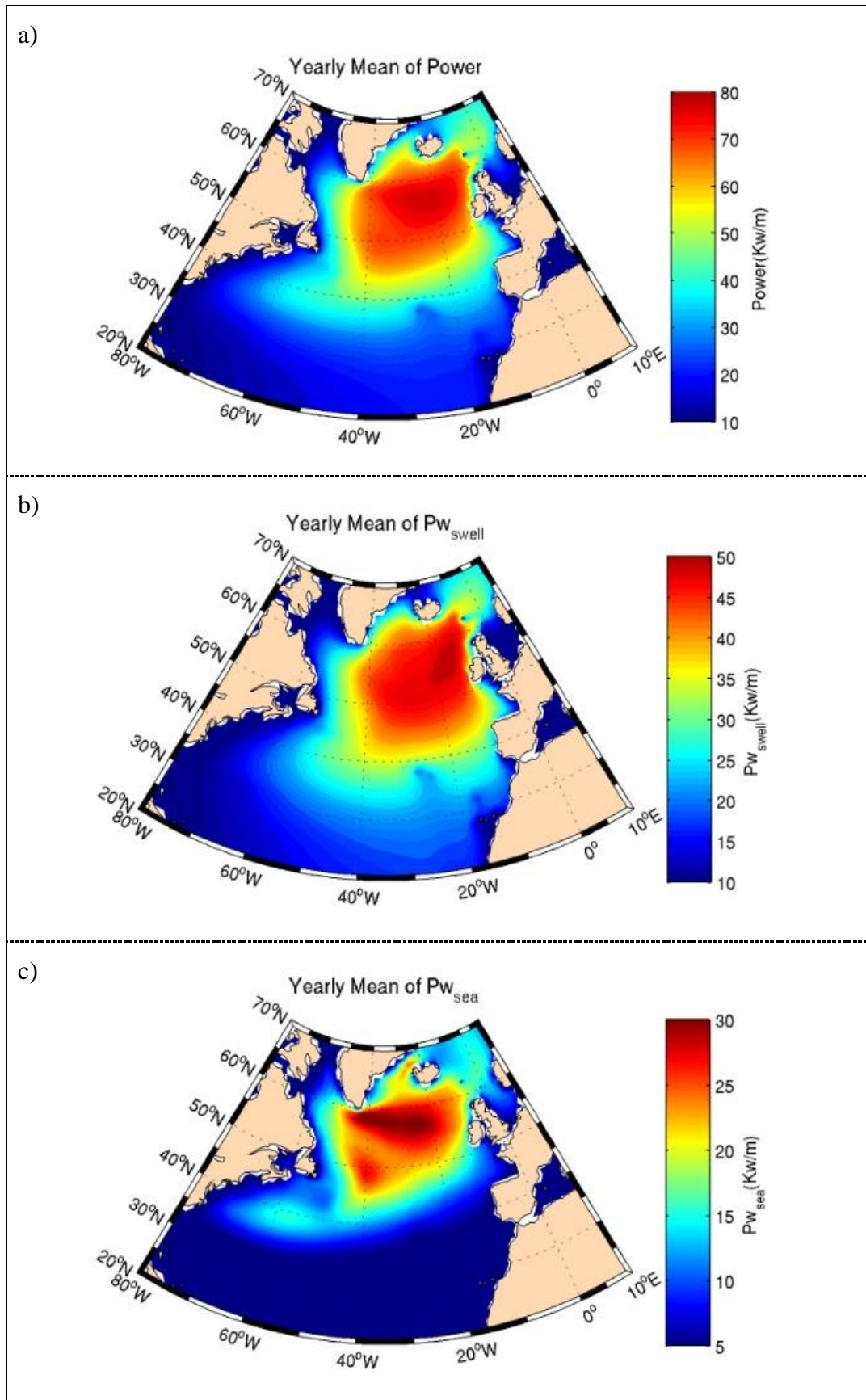


Figura 22 – Médias climatológicas anuais de E_f (kWm^{-1}) (a), E_f^{ond} (kWm^{-1}) (b) e E_f^{vag} (kWm^{-1}) (c). As escalas de cor variam entre painéis.

Através da escala de cores (cada imagem tem a sua própria escala) é possível fazer corresponder a cada local um valor da média do fluxo de energia das ondas. A Figura 22 contempla os mapas das médias anuais do fluxo de energia do mar total (a), da ondulação (b) e da vaga (c). Analisando a Figura 22 é de imediato que se deteta um padrão espacial quanto à região onde as médias anuais são maiores, bem como a maior semelhança entre o mapa climatológico da ondulação com o do mar total. Como se poderá verificar mais à frente, quer o padrão quer a semelhança, são também comuns às médias climatológicas sazonais. A referida região é definida, aproximadamente, a norte dos 40° N e entre os meridianos de *Greenwich* e dos 50°W, o que coincide bastante com a região onde as médias climatológicas anuais e sazonais da altura significativa são maiores, tal como se pode constatar pela comparação das Figuras 22, 23, 24, 25 e 26 com as Figuras 12, 13, 14, 15 e 16. Outra característica importante a destacar, comum às médias climatológicas anuais e sazonais, é a contribuição energética quase equitativa entre ondulação e vaga para o mar total na região a norte dos 40°N, em contraste com contribuição quase total por parte da ondulação na região a sul dos 40°N. Esta característica transmite a ideia, verdadeira, de que a ondulação é a grande responsável pela distribuição espacial da energia no AN, o que vai de encontro à conclusão obtida em Semedo *et al.* (2011a), relativamente à predominância geral da ondulação.

A média climatológica anual do fluxo de energia do mar total na costa leste da América do Norte (aproximadamente entre os 10 e os 38 kWm^{-1}) é inferior ao verificado na costa oeste da Europa (aproximadamente entre os 30 e os 65 kWm^{-1}), se bem que os valores mais elevados ocorrem a norte da Península Ibérica. Entre os 52 e 60°N e os 10 e 35°W (mancha vermelha mais escura) é onde são atingidos os valores máximos da média climatológica anual do mar total ($\geq 75 kWm^{-1}$). A sul dos 40°N a média vai diminuindo progressivamente. Quanto à média anual do fluxo de energia da ondulação a situação é muito semelhante, no entanto os valores médios são menores, e a região dos valores climatológicos máximos está ligeiramente descaída para SE (relativamente à situação do mar total), como confirma o painel (b) da Figura 22. Relativamente à média anual da vaga a distribuição espacial também pouco altera, com exceção dos valores das médias climatológicas serem consideravelmente inferiores (a sul dos 40°N a média climatológica toma valores muito baixos) e da região dos valores máximos climatológicos ser ligeiramente descaída para NW (relativamente à situação do mar total), como confirma o painel (c) da Figura 22. Analisando mais especificamente a AOJRN define-se de imediato dois padrões comuns às três médias

climatológicas anuais dos fluxos de energia: na zona norte os valores são mais elevados e diminuem progressivamente para sul, e a amplitude de valores é considerável. Assim, relativamente à média climatológica do fluxo de energia do mar total, os valores na zona norte são aproximadamente entre 50 e 65 kWm^{-1} , e na costa continental e zona sul são de aproximadamente entre 22 e 35 kWm^{-1} . Relativamente à média climatológica da ondulação, os valores na zona norte são aproximadamente entre 36 e 44 kWm^{-1} , e na costa continental e zona sul são de aproximadamente entre 20 e 30 kWm^{-1} . Quanto à média climatológica do fluxo de energia da vaga, os valores na zona norte são aproximadamente entre 14 e 22 kWm^{-1} , e na costa continental e zona sul são de aproximadamente 5 kWm^{-1} .

A análise das médias climatológicas sazonais de DJF do fluxo de energia do mar total, da ondulação e da vaga, Figura 23, é muito semelhante à descrita no parágrafo anterior, relativamente às médias anuais, com a única exceção sendo relativamente aos valores, que são maiores para DJF. Esta situação decorre do facto de o padrão de distribuição espacial ser praticamente inalterável durante todo o ano e de ser no inverno que se registam os valores mais elevados (consideravelmente mais elevados em comparação que qualquer outra estação). Assim, para o AN, os valores das médias climatológicas de fluxo de energia (DJF) do mar total, da ondulação e da vaga são, respetivamente: ~28 a 60 kWm^{-1} , 12 a 35 kWm^{-1} e 5 a 24 kWm^{-1} para a costa leste da América do Norte; ~90 a 140 kWm^{-1} , 60 a 88 kWm^{-1} e 40 a 58 kWm^{-1} para a zona de valores mais altos no norte do AN; ~56 a 125 kWm^{-1} , 40 a 80 kWm^{-1} e 10 a 42 kWm^{-1} para a costa oeste da Europa; e ~ 20 a 65 kWm^{-1} , 18 a 55 kWm^{-1} e 27 a <10 kWm^{-1} para a região sul do AN (sul dos 40° N). Quanto à AOJRN os valores das médias climatológicas de fluxo de energia (DJF) do mar total, da ondulação e da vaga são, respetivamente: ~90 a 120 kWm^{-1} , 60 a 80 kWm^{-1} , e 17 a 45 kWm^{-1} na zona norte; e ~ 44 a 60 kWm^{-1} , 36 a 48 kWm^{-1} , e <10 kWm^{-1} na zona sul e costa continental.

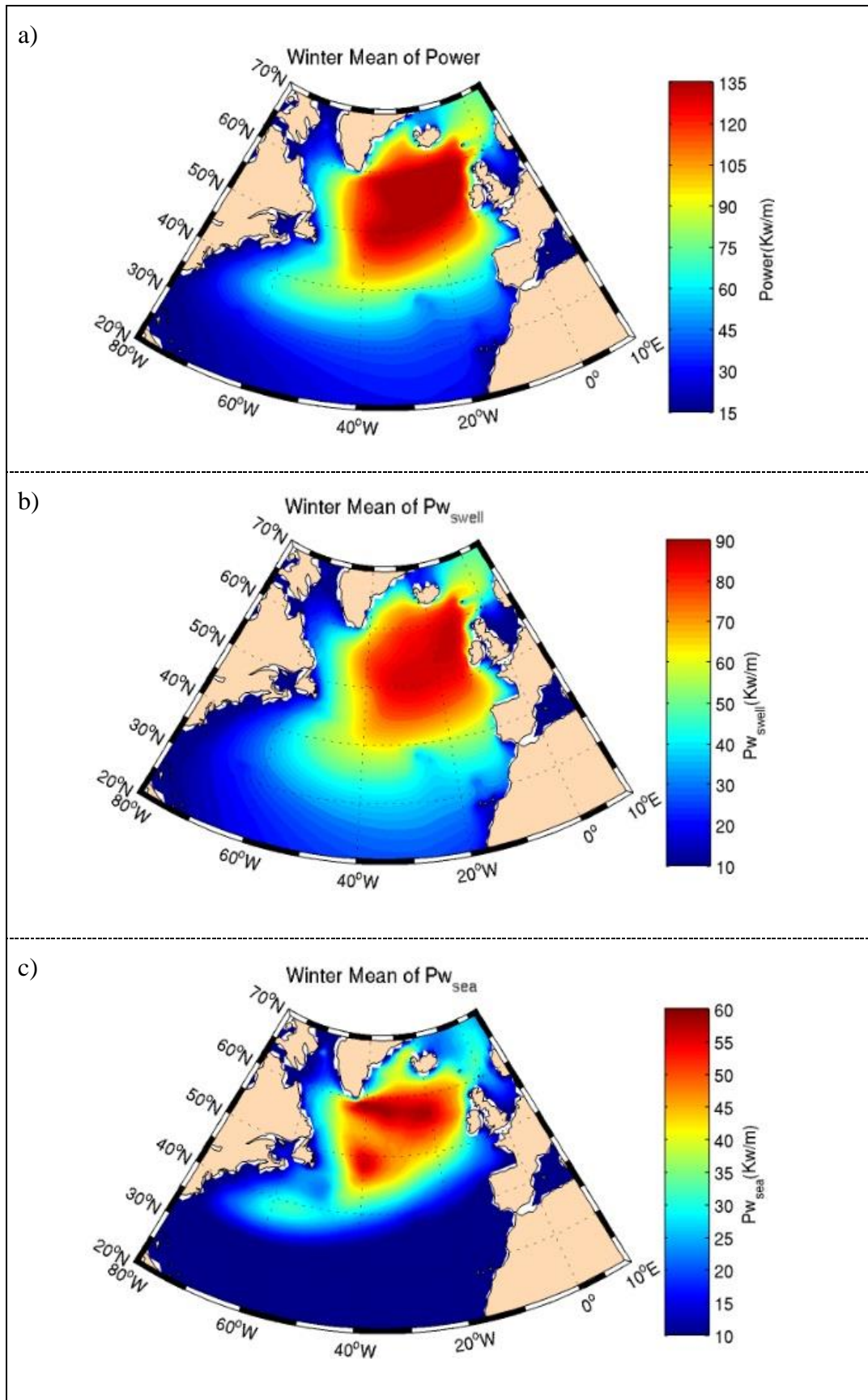


Figura 23 – O mesmo que a Figura 22 mas para as médias climatológicas sazonais de DJF.

A análise das médias climatológicas sazonais de JJA do fluxo de energia do mar total, da ondulação e da vaga, Figura 24, revelam uma variação considerável em termos quantitativos. Ao contrário do que se passa no período DJF, no verão a contribuição das médias climatológicas da ondulação e vaga para a média climatológica do mar total é mais equilibrada, embora a média da ondulação continue a ser mais preponderante.

Para o mar total, ondulação e vaga, durante JJA, os valores das médias climatológicas do fluxo de energia variam, em todo o AN, entre ~ 7 e 25 kWm^{-1} , 6 e 16 kWm^{-1} e 1 e $6,50 \text{ kWm}^{-1}$, respetivamente. Ao longo da costa leste da América do Norte e a sul de 40°N os valores das médias climatológicas são sempre menores comparativamente aos encontrados a norte dos 40°N e entre a costa oeste da Europa e o meridiano dos 45°W . Na costa leste da América do Norte e para sul dos 40°N esses valores são, para o mar total, ondulação e vaga, aproximadamente, 7 a 10 kWm^{-1} , $<7 \text{ kWm}^{-1}$ e $<2 \text{ kWm}^{-1}$, respetivamente. Para a restante área (definida por a norte dos 40°N e entre a costa oeste da Europa e o meridiano dos 45°W) os valores das médias climatológicas de JJA do fluxo de energia para o mar total, ondulação e vaga são, aproximadamente, 11 a 25 kWm^{-1} , 9 a 16 kWm^{-1} e 4 a $6,5 \text{ kWm}^{-1}$, respetivamente. Quanto à AOJRN os valores das médias climatológicas de fluxo de energia (JJA) do mar total, da ondulação e da vaga são, respetivamente: ~ 12 a 24 kWm^{-1} , 11 a 14 kWm^{-1} , e 3 a 5 kWm^{-1} na zona norte; e ~ 7 a 12 kWm^{-1} , 7 a 10 kWm^{-1} , e $<2 \text{ kWm}^{-1}$ na zona sul e costa continental.

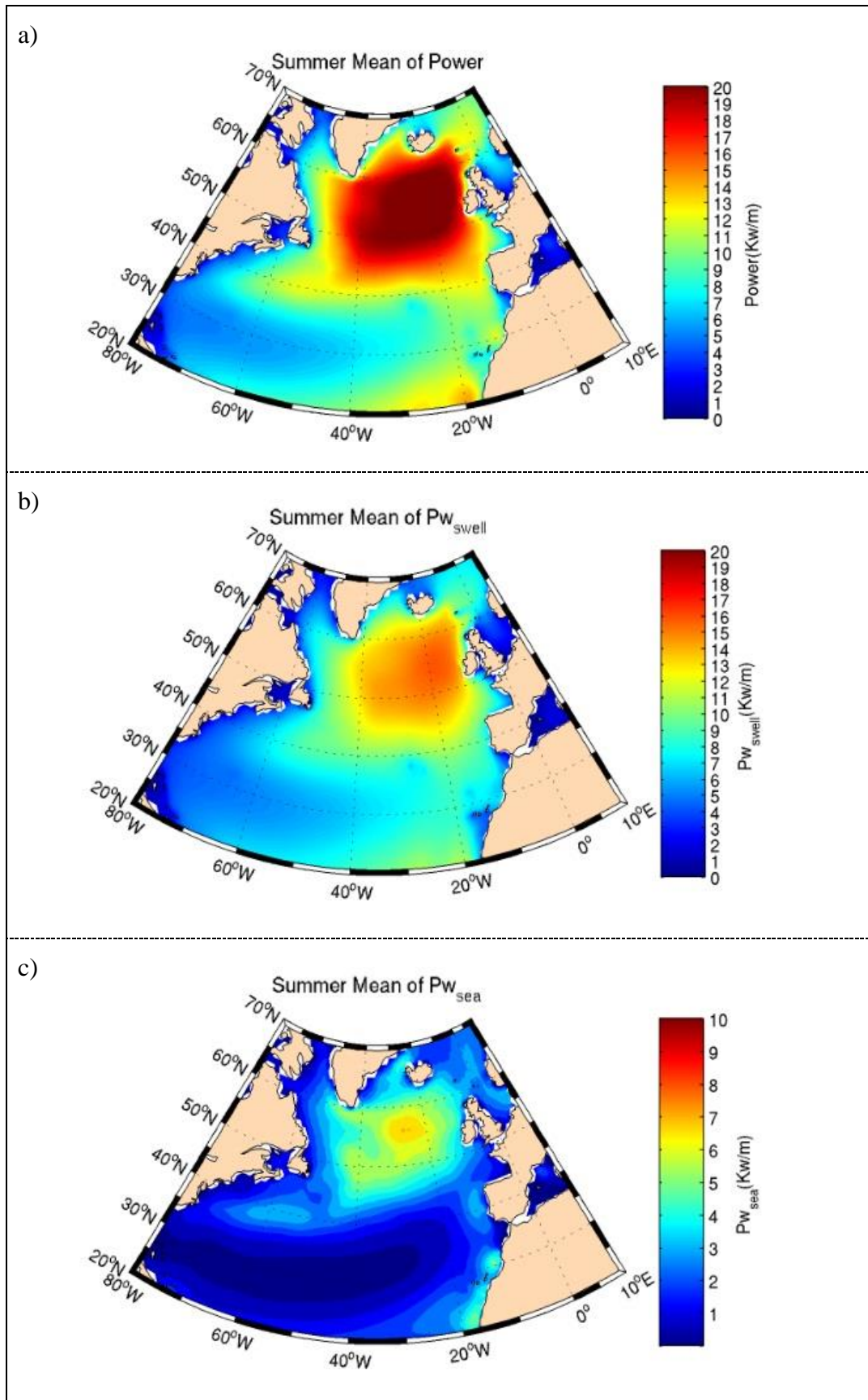


Figura 24 – O mesmo que a Figura 22 mas para as médias climatológicas sazonais de JJA.

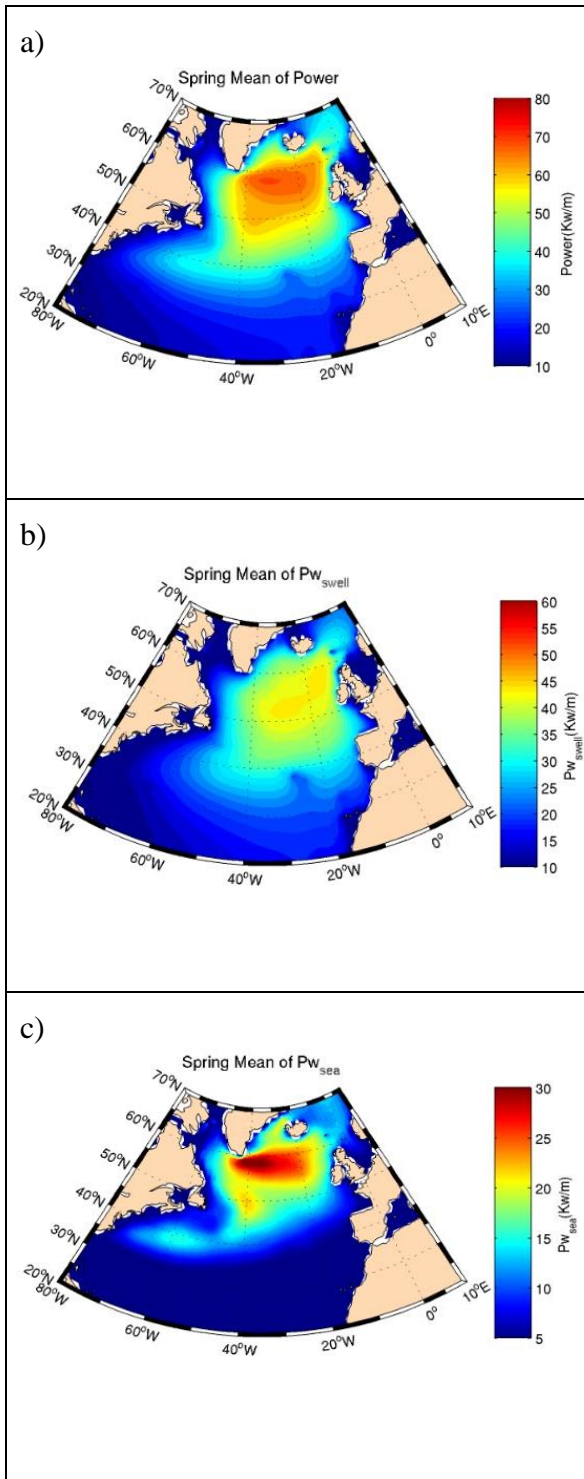


Figura 25 – O mesmo que a Figura 22 mas para as médias climatológicas sazonais de MAM.

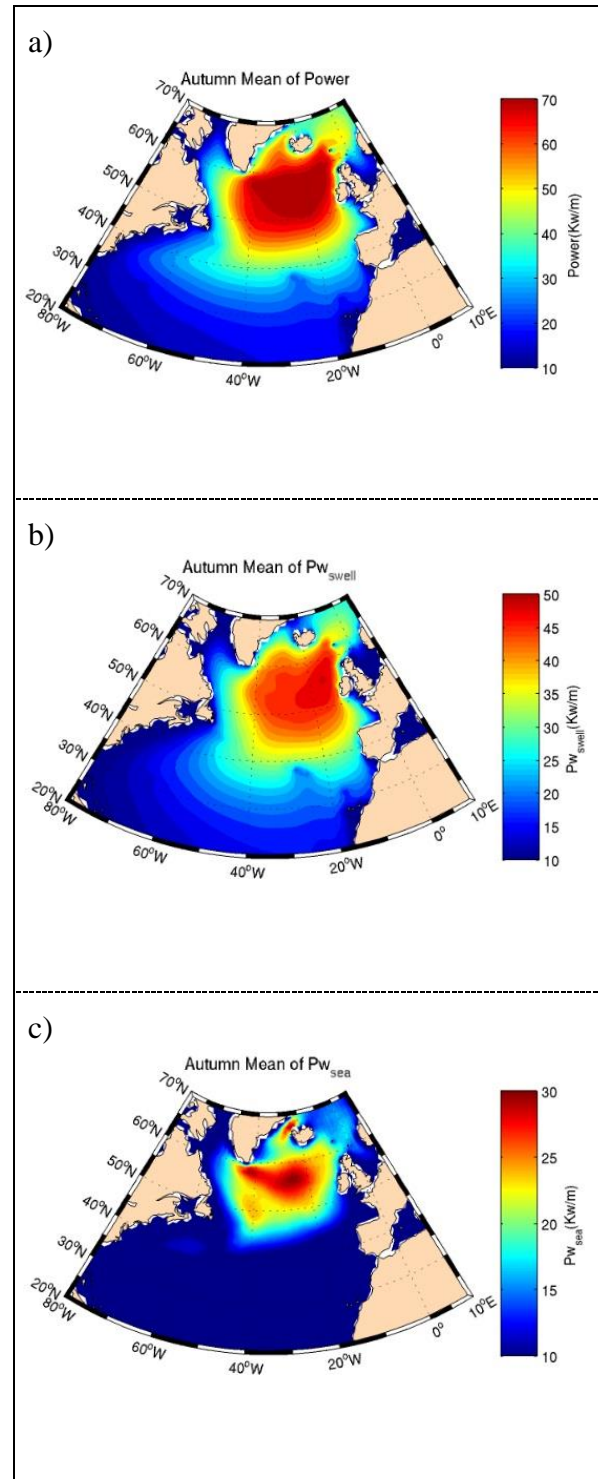


Figura 26 – O mesmo que a Figura 22 mas para as médias climatológicas sazonais de SON.

Analisando às médias climatológicas de fluxo de energia de MAM e SON, Figura 25 e 26, observa-se que os padrões de distribuição espacial do fluxo de energia são mantidos e as médias climatológicas do mar total, da ondulação e da vaga, tomam valores aproximadamente intermédios relativamente às estações extremas. Para MAM verifica-se uma diminuição das médias do fluxo de energia, que atingem os seus valores mínimos em JJA. Em SON assiste-se ao aumento das médias do fluxo de energia, evoluindo no sentido de DJF. Desta forma MAM e SON são claramente situações intermédias entre as estações extremas.

4.4 Climatologia da idade da onda

a) Média climatológica da idade da onda

A Figura 27 apresenta os mapas das médias climatológicas anuais (a) e sazonais da idade da onda para (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA e (e) SON. A escala de cores, própria de cada painel, classifica, de forma adimensional, cada ponto do AN quanto à média climatológica da idade da onda.

Observando a Figura 27 de imediato percebe-se que, qualquer que seja a altura do ano, é difícil de encontrar uma região onde a média climatológica da idade de onda seja inferior a 1.2 (isto é, o campo de ondas ser dominado por vaga). Desse modo é possível afirmar que existe prevalência de um regime de ondas (ondulação) sobre o outro (vaga). Da observação da Figura 27 sobressai também a aparente existência de duas regiões, divididas, aproximadamente, por uma linha curva que vai da costa leste da América do Norte (~30°N) até ao norte da Península Ibérica. Embora ambas as regiões sejam caracterizadas por valores de média climatológica da idade da onda superiores a 1.2, na região sul as médias climatológicas de idade da onda são maiores, ou seja, em termos médios, em ambas as áreas prevalece a ondulação mas a região sul é caracterizada por ondulação mais velha. Este padrão espacial verifica-se durante todo o ano.

Analisando o mapa da média climatológica anual da idade da onda pode-se definir a região norte como sendo dominada por médias de idade da onda, aproximadamente, entre 2,0 e 2,50, e a região sul dominada por médias de idade da onda entre 2,50 a 3,50, sendo que só em locais específicos, como o canto SE do Golfo da Biscaia, costa S e SW portuguesa e costa NW de Marrocos, é que se verificam médias superiores a ~3,50. Quanto à AOJRN

pode-se classificar toda a área, naturalmente, como prevalecendo a ondulação sobre a vaga. Na zona norte as médias de idade da onda variam, aproximadamente, entre 2,2 e 3,0, na costa continental e zona sul entre 2,80 e 3,70

Relativamente à média climatológica da idade da onda para DJF verifica-se que na zona de formação das tempestades extratropicais a média sazonal de idade de onda é inferior ao resto do oceano, embora continue a prevalecer o regime de ondulação sobre o regime de vaga (caraterizada por valores superiores a 1.2 (~2,0)). Na restante área da região norte as médias da idade da onda não vão além dos 2,80. A região sul é dominada por médias de idade da onda superiores a 2,60, sendo que o sentido crescente é em direção a costa, onde se verificam os valores máximos nos mesmos locais específicos referidos anteriormente. Quanto à AOJRN o regime de ondas prevalecente continua a ser a ondulação. Na zona norte as médias de idade da onda variam, aproximadamente, entre 2,0 e 2,70, na costa continental e na zona sul entre 3,0 e 3,90.

Relativamente à média climatológica da idade da onda para JJA verificam-se duas grandes mudanças relativamente à outra estação extrema. A primeira diz respeito ao aumento geral da média climatológica da idade da onda na região norte e a segunda é a grande diminuição da mesma na costa NW africana. A região norte é dominada por médias de idade da onda, aproximadamente, entre 2,30 a 2,80. Na região sul têm lugar os valores de média de idade da onda máximos e mínimos. Entre aproximadamente os 30 e 35°N e 35 e 45°W os valores da média da idade da onda são na ordem dos 4,0, e na região entre as Canárias e a costa africana os valores são mínimos, na ordem de 1,20 a 1,80. Quanto à AOJRN a prevalência do regime de ondulação continua naturalmente a verificar-se. Na zona norte e costa continental as médias de idade da onda variam, aproximadamente, entre 2,3 a 2,70, e na zona sul entre 2,0 e 3,80, sendo o valor máximo na parte W da ZMA.

Quanto aos períodos de MAM e SON são, como esperado, situações intermédias entre as estações extremas, o que se pode verificar pela forma como a região norte e a região da costa NW africana evoluem entre as estações extremas. Na costa NW africana verifica-se a maior amplitude de valores da média climatológica da idade da onda ao longo do ano – média de idade da onda maior em DJF do que em JJA, com valores intermédios durante MAM e SON.

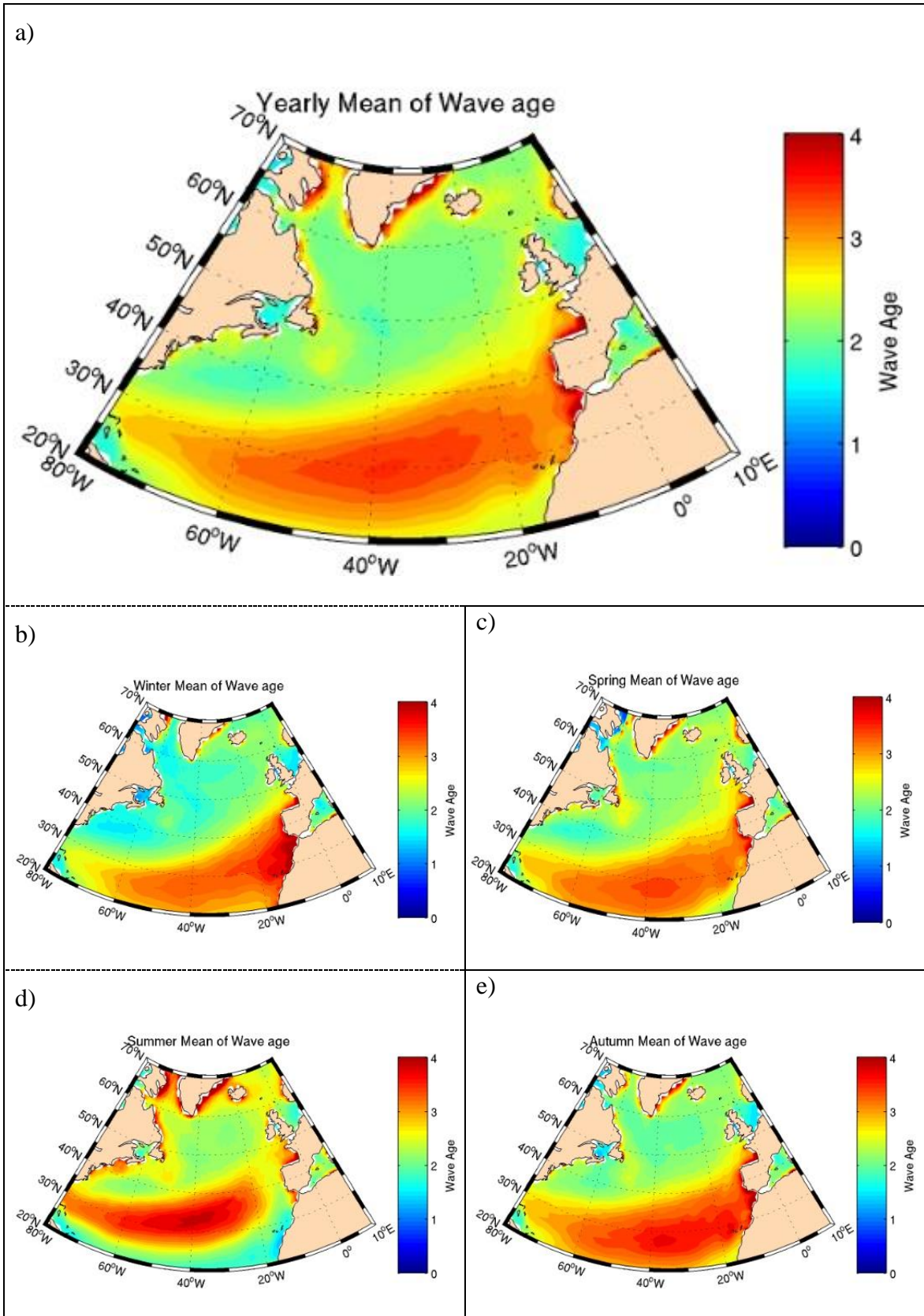


Figura 27 – Médias climatológicas anuais (a) e sazonais da idade da onda para (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA e (e) SON. As escalas de cor variam entre painéis.

b) Probabilidade ocorrência de ondulação

A Figura 28 mostra os mapas de probabilidade de ocorrência de ondulação, P_{ond} , anual (a) e sazonal (DJF (b), MAM (c), JJA (d) e SON (e)), sendo P_{ond} quantificada através da escala de cores. A quantificação de P_{ond} é feita da mesma forma que em Semedo *et al.*, (2011a):

$$P_{ond} = N_{ond}/N \quad (28)$$

onde $P_{ond} = P(C_p/U_{10} > 1.2)$ e N_{ond} é o número de eventos dominados por ondulação ($N = N_{ond} + N_{vag}$, N_{vag} – número de eventos dominados por vaga).

Observando da Figura 28 de imediato é notória a semelhança, a nível de padrão espacial, com a figura referente às médias anuais e sazonais da climatologia da idade da onda, uma vez que as zonas onde a probabilidade de ocorrência de ondulação é maior/menor, inevitavelmente, coincidem com as zonas onde a média da idade da onda também é maior/menor. Da observação da Figura 28 também se destaca o domínio da ondulação sobre a vaga, uma vez que $P_{ond} - 1 = P_{vag}$ (probabilidade de ocorrência de vaga) e a P_{ond} é, com exceção da região de formação das tempestades extratropicais e costa SW de Marrocos (JJA), praticamente sempre superior a 80%.

Analisando a Figura 28(a), facilmente se distinguem dois padrões de distribuição espacial, também comuns aos mapas sazonais. O primeiro praticamente divide o Atlântico Norte em duas regiões. A divisão corresponde a uma linha curva que vai desde, aproximadamente, da costa leste dos E.U.A. (Estados Unidos da América) (~30° N, 80° W) até à costa ocidental da Irlanda (~55° N, 10° W). Embora a maior parte da região a norte dessa linha corresponda à região de formação das tempestades extratropicais, a média anual da probabilidade de ocorrência de ondulação é praticamente sempre igual ou superior a 65%, o que vai de encontro à conclusão obtida em Semedo *et al.* (2011a) quanto à predominância global da ondulação. A região a sul é caracterizada por uma probabilidade de ocorrência de ondulação sempre superior a aproximadamente 90% (coincidente com a região onde a velocidade do vento é menor), sendo de destacar a área compreendida entre, aproximadamente, os 20 e os 35° N e os 25 e 65°W (identificada no mapa anual como a mancha vermelho mais escuro), onde a probabilidade é muito próxima de 98%. O segundo padrão que se identifica é a tendência geral, junto à costa W da Europa, de quanto mais para norte, menor é probabilidade de ocorrência de ondulação. Quanto à AOJRN a probabilidade

de ocorrência de ondulação anual é alta e varia pouco (~10-12%), sendo que na zona mais a sul esta é aproximadamente sempre superior a 90%, e portanto maior que na zona mais a norte (~82-90%) e próxima da costa continental (~88-90%).

Comparando as estações extremas, DJF e JJA, verificam-se as maiores diferenças de probabilidade de ocorrência de ondulação, se bem que de um modo geral, o padrão definido no parágrafo anterior mantém-se presente em JJA, bem como para MAM e SON.

O mapa correspondente a DJF apresenta os valores mais baixos de probabilidade de ocorrência de ondulação, sendo que esses valores são registados na costa leste da América do Norte, onde a velocidade do vento é mais elevada, atingindo um mínimo de aproximadamente 50%, o que sem surpresa corresponde à região, para a mesma altura do ano, onde a média da idade da onda também é menor (como já referido anteriormente corresponde à região de formação de tempestades extratropicais). À medida que se avança para leste, em direção à costa europeia, a probabilidade de ocorrência da ondulação aumenta progressivamente e de forma considerável, atingindo o máximo na costa de Portugal (~92%). Essa probabilidade é ligeiramente superior (~95%) na costa NW africana e a sul dos 30° N, entre os 30 e os 65° W (correspondente à região onde as magnitudes do vento são menores, para a mesma altura do ano). Relativamente à AOJRN o panorama é muito semelhante ao descrito para a situação da probabilidade anual, havendo ligeira variação de ~2% na zona mais a norte (~80-82%) e próximo da costa continental (~90-92%).

Relativamente a JJA a situação altera-se consideravelmente em algumas regiões específicas, como a costa leste da América do Norte e para sul dos 45° N no lado oposto do oceano (costa portuguesa e NW africana). Na costa oeste da América do Norte observa-se uma mudança considerável, sendo que agora a probabilidade de ocorrência de ondulação varia aproximadamente entre 72 e 82 %, uma vez que a velocidade do vento diminui. Por outro lado, na costa de Portugal e NW africana, acontece o contrário, isto é, a probabilidade de ocorrência de ondulação diminui, variando aproximadamente entre 78 e 84% na costa portuguesa e 50 a 80% na costa NW africana (com exceção de uma área muito pequena próxima do estreito de Gibraltar onde se mantêm os valores elevados), devido à ocorrência da Nortada ou de jatos costeiros (Soares et al., 2014). Para norte dos 45° N os valores da probabilidade de ocorrência de ondulação mantêm-se praticamente inalteráveis (~82-92%). A região definida anteriormente como a área onde a probabilidade de ocorrência de ondulação é maior, embora sendo agora menor, mantém-se semelhante à situação anual. Relativamente à AOJRN também existem algumas alterações, e na zona norte a

probabilidade de ocorrência de ondulação é de aproximadamente 85 a 90 %, na costa continental 80 a 85%, e na zona sul 82 a 92%.

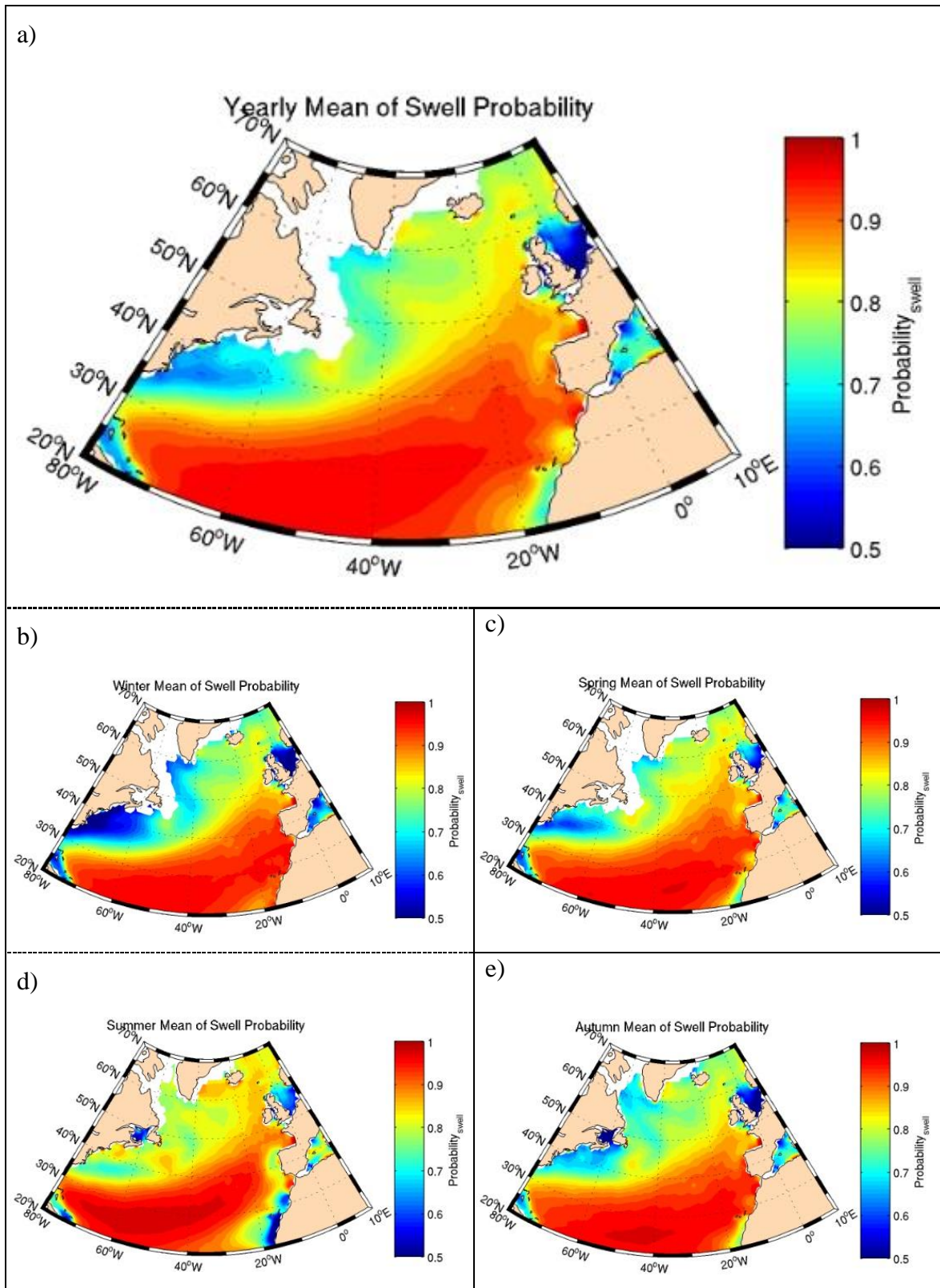


Figura 28 - Médias climatológicas anuais (a) e sazonais da P_{ond} para (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA e (e) SON.

Quanto aos períodos de MAM e SON importa apenas referir que são claramente, mais uma vez e como esperado, situações intermédias entre os períodos extremos. Analisando SON, nota-se claramente uma evolução da situação de JJA no sentido da situação de DJF, uma vez que a probabilidade de ocorrência de ondulação diminui junto da costa leste da América do Norte (com o aumento das médias climatológicas da velocidade do vento) e aumenta junto da costa oeste de Portugal e NW de África (concordante com uma ligeira diminuição da média climatológica do vento local). O mesmo acontece relativamente a MAM, enquanto situação intermédia de DJF para JJA, sendo que quanto às médias climatológicas da velocidade do vento ocorre o contrário.

c) Diagramas Scatter U_{10} e H_s

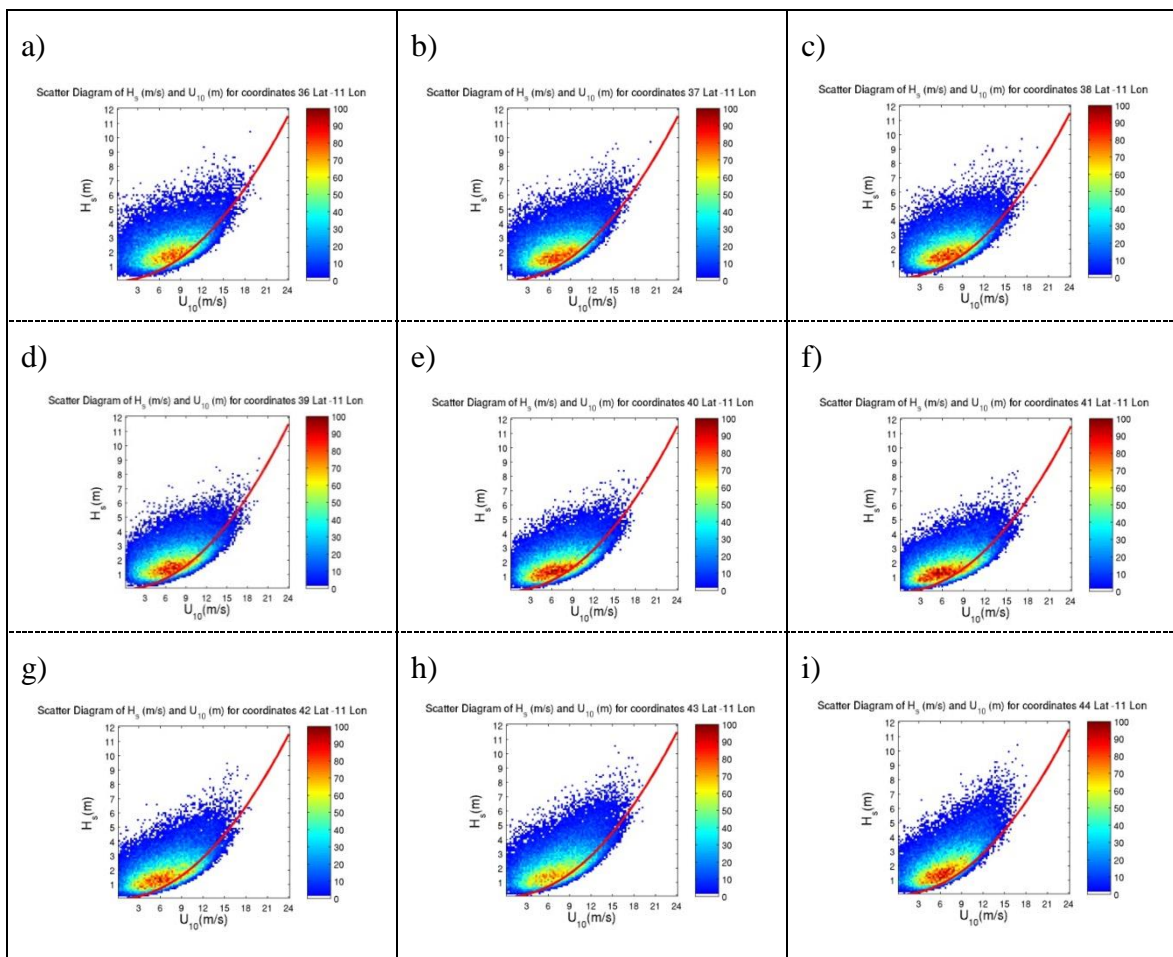


Figura 29 – Diagramas Scatter de U_{10} e H_s (do ERA-Interim) para (a) 36°N, (b) 37°N, (c) 38°N, (d) 39°N, (e) 40°N, (f) 41°N, (g) 42°N, (h) 43°N e (i) 44°N, ao longo do meridiano dos 11°W. A linha vermelha representa a relação teórica de Pierson & Moskow

A Figura 29 fornece, ao longo da costa da Península Ibérica (para um conjunto de posições de Norte para Sul ao longo de uma linha paralela à costa Oeste da Península: 36°N e 11°W, 37°N e 11°W, 38°N e 11°W, 39°N e 11°W, 40°N e 11°W, 41°N e 11°W, 42°N e 11°W, 43°N e 11°W, e 44°N e 11°W), os diagramas *scatter*, isto é, o estado de maturação média do mar associado à relação entre velocidade do vento aos 10 metros de altitude e a altura significativa das ondas. A linha vermelha representa a relação teórica de Pierson & Moskowitz entre o U_{10} e H_s para um estado de mar completamente desenvolvido, e é usada para separar ondulação da vaga. Assim sendo os pontos abaixo da linha correspondem a um campo de ondas dominado por vaga e os acima correspondem a um campo de ondas dominado por ondulação (os pontos coincidentes com a linha representam uma relação de quase-total equilíbrio entre campo de vento e campo de ondas). A escala de cores representa a percentagem (obtida por normalização da densidade de dados) de mar existente nas condições correspondentes. Pela observação conjunta dos vários diagramas é possível afirmar, como já seria esperado, que a ondulação domina o panorama da costa da Península Ibérica, uma vez que, em cada diagrama, a densidade de dados acima da linha vermelha é maioritária. É também possível afirmar que nas latitudes mais elevadas o domínio da ondulação é ainda mais evidente, uma vez que a densidade de dados abaixo da linha vermelha é muito reduzida, comparativamente à densidade de dados acima da mesma linha. Para a latitude 36°N, o domínio da ondulação verifica-se para, aproximadamente, U_{10} entre 6 e 11,5 m/s e H_s entre 1,0 e 2,5 m, representado pelo foco vermelho na Figura X (a). À medida que se avança para norte os valores para os quais se verifica o domínio da ondulação no campo de ondas tende a diminuir, sendo que, na latitude 44°N são, aproximadamente, U_{10} entre 4 e 8,5 m/s e H_s entre 0,8 e 2,1 m. Mas na verdade o domínio da ondulação no campo de ondas, é encontrada na latitude 41°N, com, aproximadamente, U_{10} entre 3 e 8,5 m/s e H_s entre 0,5 e 1,9 m.

d) Contribuição energética da ondulação (peso energético)

Os mapas das médias climatológicas anuais e sazonais da contribuição energética da ondulação, W_{ond} , para a energia total contida à superfície do oceano, são aqui apresentados. De imediato nota-se a semelhança, ao nível do padrão de distribuição espacial, com as médias climatológicas anuais e sazonais da probabilidade de ocorrência da ondulação, uma

vez que é lógico que a média de probabilidade de ocorrência de ondulação seja maior/menor onde a média da contribuição energética da ondulação também é maior/menor.

O mapa da média anual da contribuição energética da ondulação revela também dois padrões de distribuição espacial muito fáceis de identificar e de um modo geral comuns também às médias sazonais. O primeiro é a aparente divisão do AN em duas regiões, separadas, aproximadamente, por uma linha curva que vai desde a costa leste dos E.U.A. (~30° N, 80° W) até à costa ocidental da Irlanda (~55° N, 10° W). Na região a norte da linha de separação têm lugar as médias anuais menores e a sul as médias anuais maiores. As médias na parte norte variam entre, aproximadamente, 64 e 74%, enquanto na parte sul variam entre 74 e 88%, o que mais uma vez vai de encontro aos resultados obtidos em Semedo et al. (2011a), quanto à predominância da ondulação. O segundo padrão tem a ver com a tendência que a média anual da contribuição energética da ondulação tem em crescer à medida que se vai descendo em latitude ao longo da costa leste da Europa e NW de África, com a pequena exceção da região a sul das Canárias (devido aos valores de média de verão muito baixos, comparativamente às restantes médias sazonais). Relativamente à AOJRN é na zona sul onde se registam as médias anuais maiores (aproximadamente entre 84 e 88%), e na zona norte e costa continental onde se registam as médias anuais mais baixas (aproximadamente entre 76 e 82%).

Relativamente à média sazonal de DJF os padrões de distribuição espacial referidos no parágrafo anterior também se verificam, embora com valores médios de probabilidade diferentes. Na costa leste da América do Norte a média da contribuição energética da ondulação é sempre inferior a 60%, mostrando concordância com os baixos valores da média sazonal de probabilidade de ocorrência de ondulação e da média da idade da onda. À medida que se avança para a costa europeia a média sazonal da contribuição da ondulação também diminui progressiva e significativamente, atingindo máximo na costa de Portugal e costa NW de África, de aproximadamente 86%. Para sul dos 30°N, e em toda a sua extensão em longitude, a média sazonal é praticamente sempre superior a 85%. Quanto à AOJRN verifica-se uma variação da média sazonal da contribuição energética da ondulação considerável, uma vez que na zona sul e costa continental é aproximadamente entre 82 e 86% e na zona norte varia entre os 70 e os 80%.

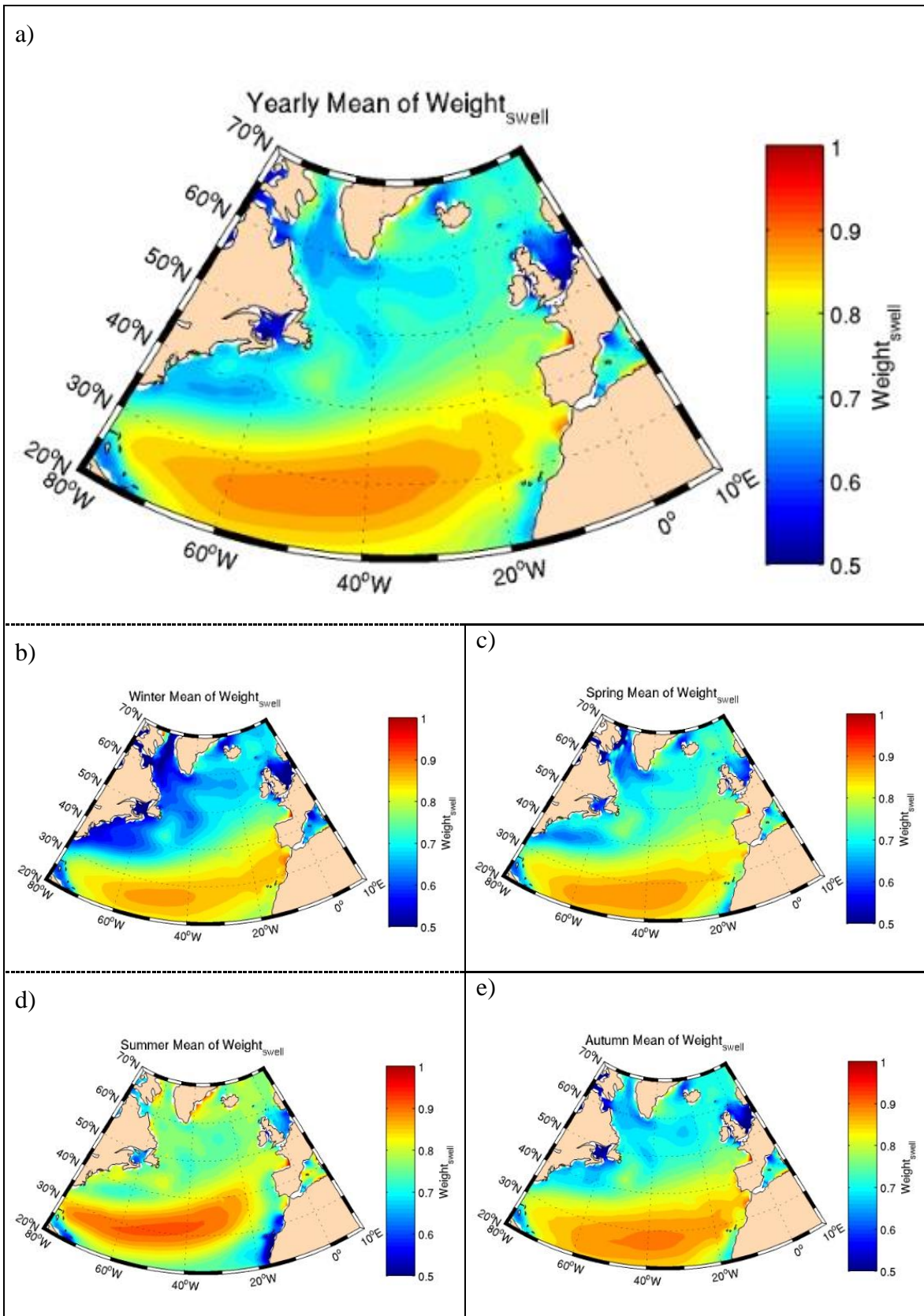


Figura 30 - Médias climatológicas anuais (a) e sazonais de W_{ond} para (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA e (e) SON.

A média sazonal de JJA da contribuição energética da ondulação, de um modo geral, é bastante mais constante, uma vez que a variação em todo o NA é de aproximadamente 12 a 14 %, à exceção de uma pequena área, na zona das canárias e junto à costa africana, onde se registam valores na ordem dos 45%. Embora a diferença de médias seja baixa, o padrão de distribuição espacial continua a verificar-se, uma vez que na região a norte da linha delimitadora as médias são inferiores 82% e a sul superiores a esse mesmo valor. Relativamente à AOJRN existem algumas alterações relativamente a DJF, principalmente na zona sul e costa continental. Na zona norte o intervalo de valores da média sazonal é semelhante, aproximadamente entre 76 e 82%. Ao longo de toda a zona sul e da área que liga a ZMM e costa continental (e inclusive) assiste-se a uma diminuição considerável, sendo o intervalo de valores da média sazonal aproximadamente entre 72 e 78%. Na zona norte da ZMA é onde se verificam os maiores valores (> 90%).

Os períodos de MAM e SON são novamente situações intermédias entre DJF e JJA. Pela observação do mapa da média de MAM verifica-se que a evolução dá-se no sentido de aproximação das médias climatológicas presentes no mapa de SON, uma vez que a média aumenta na costa leste da América do Norte e diminui na região a sul das Canárias. A mesma situação, mas no sentido inverso é observável no mapa da média climatológica de SON.

4.5 Comparações com estudos anteriores

É sabido que na reanálise ERA-40, alturas de onda baixas tendem a ser sobrestimadas e alturas de onda altas tendem a ser subestimadas (Strel & Caires, 2005). Velocidades de vento elevadas também tendem a ser subestimadas (Caires & Strel, 2003), essencialmente devido à resolução (1,5° na ERA-40 e 1,0° no ERA-Interim), e à assimilação de dados (3DVAR na ERA-40 e 4DVAR na ERA-Interim). A ERA-Interim resolve substancialmente melhor tempestades extremas, nomeadamente ciclones extratropicais, daí resultado, comparativamente, velocidades do vento de maior qualidade.

Tendo em conta as diferenças acima apontadas, e comparando os resultados aqui obtidos com os de Semedo *et al.* (2011a), obteve-se o seguinte: as magnitudes do vento aqui obtidas, como referido, são ligeiramente superiores às obtidas pela ERA-40, e por conseguinte, as alturas significativas das ondas, e mais especificamente as da vaga, também aqui são superiores (aproximadamente na ordem dos 0,5 m/s). Relativamente aos fluxos de energia a diferença é considerável, principalmente nas regiões onde são atingidos os picos

de E_f . Por exemplo, para DJF, a diferença das médias de E_f^{ond} aqui obtidas para as de Semedo *et al.* (2011a) é de, aproximadamente, 25 kWm^{-1} . Para o mesmo período, a diferença relativamente aos E_f^{vag} , é de, aproximadamente 15 kWm^{-1} , sendo que, para ambos os casos, os valores mais elevados correspondem aos obtidos pela ERA-Interim. Quanto às médias climatológicas da probabilidade de ocorrência da ondulação a diferença encontrada foi pouca, na ordem dos 2 a 3%, sendo que é maior em Semedo *et al.* (2011a) do que as aqui obtidas. No respeitante a W_{ond} mais uma vez a diferença encontrada é mínima, na ordem dos 1 a 2%, sendo que desta vez tende a ser menor em Semedo *et al.* (2011a).

Capítulo 5

Conclusões

5 Conclusões

Na presente dissertação foi apresentada uma análise detalhada da climatologia da agitação marítima na bacia do Atlântico Norte, seguindo uma perspectiva qualitativa (separação por tipo de onda – vaga e ondulação) para além do habitual método quantitativo. Foi seguida a metodologia de Semedo *et al.*, (2011a), cuja génese está, em parte no trabalho anterior de Chen *et al.* (2002). Foram calculadas as médias climatológicas anuais e sazonais (para as quatro estações, DJF, MAM, JJA, e SON) de vários parâmetros do campo de ondas (mais do que em Semedo *et al.*, 2011a), bem como da velocidade e direção do vento aos 10 metros de altitude, com especial enfoque na área oceânica de responsabilidade e jurisdição nacional, ou AOJRN como foi denominada no texto. Os parâmetros de onda sob análise foram a altura significativa, a direção média de propagação, o período médio e o fluxo de energia (potência). Foram ainda apresentadas a climatologia da idade da onda, recorrendo a valores médios anuais e sazonais, e ainda as frequências de ocorrência (ou probabilidade de ocorrência) de campos de onda denominados por ondulação, e a climatologia, para iguais períodos, da predominância espectral (peso relativo da energia) de um tipo de ondas sobre o outro. As médias anuais e sazonais desses parâmetros foram analisadas separadamente para a situação de mar total, ondulação e vaga, recorrendo a dados provenientes da reanálise ERA-Interim.

Foi utilizada a reanálise ERA-Interim uma vez que é o produto mais recente do ECMWF e que encerra em si algumas melhorias relativamente à anterior reanálise ERA-40, nomeadamente no respeitante a velocidades de vento elevadas e altura das ondas extremas (baixas e altas), que por sua vez exercem influência nos restantes parâmetros. As diferenças prendem-se com a resolução espacial (maior no ERA-Interim) e no esquema de assimilação de dados (4DVAR), o que permitiu resolver de melhor forma eventos extremos, em particular tempestades extratropicais nas latitudes médias e médias-altas, como é o caso da área em análise. A reanálise ERA-40, utilizada por Semedo *et al.* (2011a), tem uma resolução menor (1.5°x1.5°) e teve por detrás um esquema de assimilação de dados menos elaborado (3DVAR), de que resultou uma subestimação relativamente às velocidades do vento mais elevadas, e consequentemente às ondas com alturas significativas também elevadas, e ainda à sobrestimação de ondas com alturas significativas baixas (em particular na ondulação). Daqui resulta que as médias climatológicas das magnitudes do vento são superiores na ERA-Interim e consequentemente também as médias climatológicas das alturas significativas são

maiores, mais concretamente as da vaga. Por conseguinte as médias climatológicas dos fluxos energéticos e do peso/contribuição da ondulação também são maiores. Só relativamente à probabilidade de ocorrência de ondulação é que se verificou uma ligeira diminuição dos valores da ERA-Interim relativamente à ERA-40, o que se prende com as velocidades do vento superiores.

Sendo que uma das principais referências da presente dissertação é Semedo *et al.* (2011a), onde é feita uma análise semelhante à aqui efetuada, mas com dados provenientes da reanálise ERA-40, os resultados obtidos são comparados (são aqui apresentados também outros parâmetros além dos obtidos em Semedo *et al.* (2011a), como as médias climatológicas anuais e sazonais do período, da idade da onda e dos diagramas *scatter* U_{10} e H_s ao longo da costa da Península Ibérica).

As médias climatológicas permitem concluir que o campo de ondas é dominado por ondulação, inclusive nas médias e altas latitudes, correspondentes às regiões de formação das tempestades extratropicais, e onde o peso relativo da parte respeitante à vaga no espectro é maior. Este resultado foi igualmente obtido por Chen *et al.* (2002) e por Semedo *et al.* (2011a), mas aqui é mostrado com maior detalhe e estrutura, fruto da maior resolução ERA-Interim. Quanto às baixas latitudes o domínio da ondulação é ainda mais pronunciado, uma vez que as médias de H_s^{vag} são consideravelmente baixas. No respeitante à energia contida na superfície do oceano a ondulação também é claramente dominante relativamente à vaga. Assim sendo é normal que as variações das médias climatológicas do mar total sejam maioritariamente devidas às variações das médias climatológicas da ondulação, e analogamente, o mesmo se verifica quanto à preponderância da estação de inverno para a média anual.

De forma sumária, quanto à AOJRN, conclui-se que:

- a) As médias climatológicas da velocidade do vento além de serem sempre mais elevadas durante DJF, verificam-se também sempre mais elevadas na zona norte do que na zona sul e do que na costa continental (com exceção em JJA);
- b) As médias climatológicas de H_s , H_s^{ond} e H_s^{vag} são também, de um modo geral, sempre mais elevadas durante DJF. São também sempre maiores na zona norte do que na zona sul e do que na costa continental, qualquer que seja a altura do ano, com exceção em JJA, onde a média climatológica da H_s^{vag} é ligeiramente

mais elevada na zona sul, de acordo com o aumento da média da velocidade do vento nesse local;

- c) As médias climatológicas dos períodos médios são de um modo geral também sempre mais elevadas durante DJF do que durante JJA. Na zona norte e costa continental também se verificam médias climatológicas do período mais elevadas do que na zona sul (mais especificamente a ZMM) em qualquer altura, com exceção da média climatológica do período da vaga para JJA;
- d) As médias climatológicas dos fluxos de energia além de sempre mais elevadas durante DJF também se verificam sempre mais elevadas na zona norte do que na zona sul e do que na costa continental;
- e) As médias climatológicas da idade da onda são sempre mais elevadas na zona sul e costa continental do que na zona norte, com exceção de em JJA, onde é apenas na zona SW da AOJRN que se verificam as médias da idade de onda maiores;
- f) A probabilidade de ocorrência de ondulação é sempre menor na zona norte e maior na zona sul, com exceção de JJA, em que a probabilidade de ocorrência de ondulação, em concordância com a média da idade da onda, é maior somente na zona SW da AOJRN, mantendo-se aproximadamente constante na restante área;
- g) A análise dos diagramas de *scatter* U_{10} e H_s apontam igualmente para um campo de ondas dominado por ondulação e para valores de U_{10} e H_s , de um modo geral, menores nas maiores latitudes;
- h) As médias climatológicas do peso/contribuição energética da ondulação, são em concordância com a probabilidade de ocorrência de ondulação e com as médias da idade da onda, sempre crescentes de norte para sul, com exceção de JJA, onde é na zona SW da AOJRN onde se verifica o valor máximo.

No que concerne a sugestões para investigação subsequente, será por certo de considerar a análise do impacto do aquecimento global no clima de ondas futuro, partindo de estudos

como os de Fan *et al.* 2012, Hemer *et al.* (2013), e Semedo *et al.* (2013), mas analisando as possíveis alterações para a vaga e para a ondulação.

[Esta página foi intencionalmente deixada em branco]

Referências bibliográficas

Referências bibliográfica

- ABADIE, S.; BUTEL, R.; MAURIET, S.; MORICHON, D.; DURUS, H. (2006). *Wave climate and longshore drift on the South Aquitaine coast*. Cont. Shelf Res., v. 26, p. 1924-1939.
- ALVES, J.H.; BANNER, M.L.; YOUNG, I. (2003). *Revisiting the Pierson-Moskowitz asymptotic limits for fully developed wind waves*. Journal of Physical Oceanographic, 33, 1301-1323.
- ALVES, J. H. G. M. (2006). *Numerical modeling of ocean swell contributions to the global wind-wave Climate*. Ocean Modelling. Vol. 11 (1-2), p. 98-122.
- ARDHUIN, F.; CHAPRON, B.; COLLARD, F. (2009). *Observation of swell dissipation across ocean*. Geophysical Research Letters. 36(6): L06607.
- ARDHUIN, F; JENKIS, A. (2006). *On the interaction of surface waves and upper ocean turbulence*. Journal of Physical Oceanography, 33, 551-557
- BANNER, M.; YOUNG, I. (1994). *Modeling Spectral Dissipation in the Evolution of wind Waves Part I: Assessment of Existing Model Performance*. Journal of Physical Oceanography, 24, 1550 – 1571
- BARBER, N. F.; URSELL, F. (1948). *The generation and propagation of ocean waves and swell – I: Wave periods and velocities*. Philos. Trans. Roy. Soc. Lodon, 240A, p.527-560.
- BAUER, E.; STOLLEY, M.; STORCH, H. von (1997). *On the response of surface waves to accelerating the wind forcing*. GKSS Manuscript 96/E/89, 24 pp.
- BIDLOT, J-R.; HOLMES, D.; WITTMAN, P.; LALBEHARRY, R.; CHEN, H.; (2002). *Intercomprison of the Performance of Operational Ocean Wave Forecasting Systems with Buoy Data*. WEATHER AND FORECASTING, Vol. 17, 287-310.
- BOOIJ, N.; HOLTHUIJSEN, L. H. (1987). *Propagation of ocean waves in discrete spectral models*. Journal comput. Phys., 68, 307 – 326.

- BORGES, Maria de Fátima; CABRAL, Henrique; ANDRADE, Francisco (2009). *Ecossistemas e Bem-estar Humano em Portugal – Capítulo 13: Oceano*, p.437-441
- CAVALIERI, L.; FOX-KEMPER, B.; HEMER, M. (2012). *Wind waves in the coupled climate system. Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, 1651 – 1661.
- CAVALIERI, L.; MALANOTTE-RIZZOLI (1981). *Wind wave prediction in shallow water: theory and application. J. Geophys. Res.*, 86, C11, 10961-10973.
- CHEN, G.; CHAPRON, B.; EZTRATY, R.; VANDEMARK, D. (2002). *A Global View of Swell and Wind Sea Climate in the Ocean by Satellite Altimeter and Scatterometer. J. Atmos. Oceanic Technol.*, 19, 1849-1859.
- CNUDM (1982). *Convenção das Nações Unidas sobre os Direitos do Mar. Art. 76°*, Montego Bay
- COURTIER, P.; ANDERSSON, E.; HECKLEY, W.; PAILLEUX, J.; VASILJEVIC, D.; HAMRUD, M.; HOLLINGSWORTH, A.; RABIER, F.; FISHER, M. (1998). *The ECMWF implementation of three-dimensional variational assimilation (3DVar). I: Formulation. Q.J.R. Meteorol. Soc.* 124, p. 1783-1807.
- DEE, D.; UPPALA, S. (2008). *Variational bias correction in ERA-Interim. ECMWF Tech. Rep. Memorandum.*
- DEE, D.; UPPALA, S. M.; SIMMONS, A. J.; BERRISFORD, P.; POLI, P.; KOBAYASHI, S.; ANDRAE, U.; BALMASEDA, M. A.; BALSAMO, G.; BAUER, P.; BECHTOLD, P.; BELJAARS, A. C. M.; VAN DE BERG, L.; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; DELSOL, C.; DRAGANI, R.; FUENTES, M.; GEER, A. J.; HAIMBERGER, L.; HEALY, S. B.; HERSBACH, H.; HÓLM, E. V.; ISAKSAN, L.; KÅLLBERG, P.; KÖHLER, M.; MATRICARDI, M.; MCNALLY, A. P.; MONGE-SANZ, B. M.; MORCRETTE, J.-J.; PARK, B. K.; PEUBEY, C.; DE ROSNAY, P.; TAVOLATO, C.; THÉPAUT, J.-N.; VITART, F. (2011). *The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 137, 553-597
- DONELAN, M. A.; HAMILTON, J.; HUI, W. H. (1985). *Directional spectra of wind-generated waves. Philos. Trans. Roy. Soc. London*, A315, 509 – 562.

- DONELAN, M. (1999). *Wind-induced growth and attenuation of laboratory waves, Wind-Over-Wave Couplings*. S. G. Sajjadi, N. H. Thomas, J. C. R. Hunt, Eds., Oxford University Press, 183-194.
- FAN Y.; LIN S.-J.; HELD I.M.; YU Z.; TOLMAN H.L. (2012). *Global Ocean Surface Wave Simulation using a Coupled Atmosphere-Wave Model*. J. Climate. Vol. 25, 6233- 6252.
- GERLING, T. W. (1992). *Partitioning sequences and arrus of directional wave spectra into component wave systems*. J. Atmos. Oceanic Technol., 9, 444-458.
- GULEV, S. K.; HASSE, L. (1998). *North Atlantic wind waves and wind stress fields from voluntary observing data*. J. Phys. Oceanogr., 28, 1107-1130.
- GULEV, S. K.; HASSE, L. (1999). *Changes of wind waves in the North Atlantic over the last 30 years*. Int. J. Climatol., 19, 1091-1117
- GULEV, S. K.; GRIGORIEVA, V (2004). *Last Century changes in ocean wind wave height from global visual wave data*. Geophys. Rest. Lett., 31, L24302, doi:10.1029/2004GL021040.
- GULEV, S. K.; GRIGORIEVA, V (2006). *Variability of the winter wind waves and swell in the North Atlantic and North Pacific as revealed by the voluntary observing ship data*. Journal of. Climate, 19, 5667-5685.
- GULEV, K.; JUNG, T.; HILMER. M.; RUPRECHT, E.; KLEPPEK, S.; ZOLINA, O. (2003). *Characteristics of the Recent Eastward Shift of Interannual NAO Variability*. Journal of Climate, vol. 16, 3371 – 3382.
- GULEV, S. K.; GRIGORIEVA, V.; STERL, A.; WOOLF, D. (2006). *Assessment of the reliability of wave observations from voluntary observing ships: Insights from the validation of a global wind wave climatology based on voluntary observing ship data*. J. Geophys. Res., 108, 3236, doi: 10.1029/2002JC001437.
- HANLEY, K. E.; BELCHER, S. E.(2008). *Wave-driven wind jets in the marine atmospheric boundary layer*. Journal atmosphere sci., 65, 2646-2660.
- HANSON, J. L.; PHILLIPS, O. M. (2001). *Automated analysis of ocean surface directional wave spectra*. J. Atmos. Oceanic Technol., 18, 277-293

HASSELMANN, K. (1971) “*On the mass and momentum transfer between short gravity waves and larger-scale motions*”. J. Fluid Mech., 230, 391-428.

HASSELMANN, S.; HASSELMANN, K.; BAUER, E.; JANSSEN, P. A. E. M.; KOMEN, G. J.; BERTOLLI, L.; LIONELLO, P.; GUILLAUME, A.; CARDONE, V. C.; GREENWOD, J. A.; REISTAD, M.; ZAMBERSKY, L.; EWING, J. A. (1988). *The WAM model- a third-generation ocean wave prediction model*. The WAMDI Group, J. Phys. Oceanogr.,18, pp. 1775-1810.

HASSELMANN, D.; BOSENBERG, J. (1991). *Field measurements of wave-induced pressure over wind-sea and swell*. J. Fluid Mech., 230, 391-428.

HEMER, Mark A.; FAN, Yalin; MORI, Nobuhito; SEMEDO, Álvaro; WANG, Xiaolan (2012). *Projected future changes in wind-wave climate in a multi-model ensemble*. Supplementary Material for Manuscript submitted to Nature Climate Change, Centre for Australian Weather and Climate Research, p.2.

HEMER, M.A.; FAN, Y.; MORI, N.; SEMEDO, A.; WANG, X. (2013). *Projected changes in wave climate from a multi-model ensemble*. Nat. Climate Change, 3, 471–476, doi:10.1038/NCLIMATE1791.

HOGBEN, N.; DACUNKA, N.M.C.; OLIVER, G.F. (1986). *Global wave statistics*. Unwin brothers, London, 661 pp.

HOGBEN, N. (1995). *Increases in wave heights over the North Atlantic: A review of the evidence and some implications for the naval architect*. Trans. Roy. Inst. Nav. Archit., 137A, 93-115.

HÖGSTROM, U.; SMEDMAN, A.; SAHLÉE, E.; DRENNAN, W. M.; KAHMA, K. K.; PETTERSSON, H.; ZHANG, F. (2009). *The atmospheric boundary layer during swell: A field study and interpretation of the turbulent kinetic energy budget for high wave ages*. J. Atmos. Sci., 66, 2764-2779.

HOLTHUIJSEN, L. H. (2007). *Waves in oceanic and coastal waters*. Cambridge University Press, 387 pp.

JANSSEN, P.A.E.M. (1991). *Quasi-linear theory of wind wave generation applied to wave forecasting*. Journal of Physical Oceanography 21: 1631 – 1642.

JANSSEN, Peter (2004). *The interaction of ocean waves and wind*. Cambridge, UK

JANSSEN, P.A.E.M.; VITERBO, P. (1996). *Ocean waves and atmospheric climate*. J. Climate 9, 1269-1287.

JEFFREYS, H.. (1925). *On the formation of waves by wind. II*. Proceedings of the royal society, A110, 341-347

KANTHA, L.; CLAYSON, C. A. (2000). *Small scale processes in geophysical fluid flows*. Academic press. pp 889.

KANTHA, L. H. (2006). *A note on the decay rate of swell*. Ocean Modelling. 11, 167-173.

KINSMAN, B. (1965). *Wind waves*. Prentice-Hall, 676 pp.

KOMEN, G. J.; CAVALERI, L.; DONELAND, M.; HASSELMANN, K., HASSELMANN, S.; JANSSEN, P.A.E.M. (1994): *Dynamics and Modelling of Ocean Waves*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

KOREVAAR, C. G. (1990). *North Sea Climate based on observations from ships and light vessels*. Kluwer Academic Publishers, Dordtech/Boston/London, 137 pp.

KUDRYAVTSEV, V.; MAKIN, V. K. (2004). *Impact of swell on the marine atmosphere boundary layer*. J. Phys. Oceanogr., 34, 934-948.

LEIBOVICH, S. (1983). *The form and dynamics of Langmuir circularions*. Annu. Rev. Fluid Mech., 99, 715-724.

LIONELLO, P.; GALATI, M. B. (2008). *Links of the significant wave height distribution in the Mediterranean sea with the North Hemisphere teleconnection patterns*. Adv. Geosci. 17, 13 – 18.

MELO, Eloi; ROMEU, Marco A. R.; HAMMES, Guilherme R. (2010). *Condições extremas de agitação marítima ao largo do Rio Grande a partir do modelo WW3*. 4º Seminário e Workshop em Engenharia Oceânica, FURG, Laboratório de Engenharia Costeira, Escola de Engenharia, Rio Grande, RS, p.1.

- MILES, J. W., (1957). *On the generation of surface waves by shear flows*. J. Fluid Mech., v.22. p. 185-204.
- MUNK, W. H.; MILLER, G. R.; SNODGRASS, F. E.; BARBER, N. F. (1963). *Directional recording of swell from distant storms*. Philos. Trans. R. Soc. London, A255, 505-584.
- MUNK, W. H. (1944). *Proposed uniform procedure for observing waves and interpreting instrument records*. Scripps Institution of Oceanography, Wave Project Rep. 26, 22 pp.
- MURALEEDHARAN, G. (1991). *Studies On Waves Climate Along The South West Coast Of India*. Thesis Submitted To The Cochin University Of Science And Technology For The Degree Of Doctor Of Philosophy In Oceanography, M. Sc., Physical Oceanography And Meteorology Division, School Of Marine Sciences, Cochin University Of Science And Technology, p. 1-3.
- OCHI, M. (2008). *Ocean Waves: The Stochastic Approach*. Cambridge University Press.
- PEREIRA, Ana Isabel dos Santos (2008). *Modelação da Agitação Marítima em Zonas Costeiras*, Dissertação para a obtenção de Grau de Mestre em Engenharia e Arquitectura Naval, Instituto Superior Técnico, Universidade Técnica de Lisboa, p. 15-19, 39-55
- PHILLIPS, O. M. (1957). *On the generation of wave by turbulence wind*. J. Fluid Mech., v.2, p. 417-445.
- PHILLIPS, O. M. (1958). *The equilibrium range in the spectrum of Wind-generated waves*. J. Fluid Mech., 4, 426-434.
- PHILLIPS, O. M. (1977). *The dynamics of the upper ocean*. Cambridge University Press.
- PIERSON, W. J.; GARCIA, A. W.; PELLIS, S. E. (2003). *Water wave attenuation due to opposing wind*. J. Fluid Mech., 487, 345-365.
- PIERSON, Willard J., Jr.; MOSKOWITZ, Lionel A. (1964). *Proposed Spectral Form for Fully Developed Wind Seas Based on the Similarity Theory of S. A. Kitaigorodskii*. Journal of Geophysical Research, V-ol. 69, p. 5181-5190.

PIUMBINI, P. Pestana. (2009). *Clima de Ondas de Gravidade e Estado de Agitação Marítima em Ambientes Marinhos no Espírito Santo*. Dissertação de Mestrado em Engenharia Ambiental. Universidade Federal do Espírito Santo.

ROGERS, W. E. (2002). *An investigation into sources of error in low frequency energy predictions*. Technical Reports 7320-02-10035. Oceanography division. Naval Research Laboratory. Stennis Space Center, MS.

RUTGERSSON, A.; SULLIVAN, P. (2005). *Investigating the effects of water waves on the turbulence structure in the atmosphere using direct numerical simulations*. *Dynam. Atmo. Oceans*. 38, 141-171.

SEMEDO, Álvaro; SUSELJ, Kay; RUTGERSSON, Anna. (2009). *Variability of Wind Sea and Swell Waves in the North Atlantic Based on ERA-40 Re-analysis*. Proceeding of the 8th European Wave and Tial Energy Conference, Uppsala, Sweden, p. 120-121.

SEMEDO, Álvaro (2010). *Atmosphere-ocean Interactions in Swell Dominated Wave Fields*. Acta Universitatis Upsaliensis, Digital Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from Faculty of Science and Technology 764, Uppsala, Sweden, 53 pp.

SEMEDO, Álvaro; SUSELJ, Kay; RUTGERSSON, Anna; STERLA, Andreas (2011a). *Globalview on the Wind Sea and Swell Climate and Variability from ERA-40*. *Journal of Climate*, American Meteorological Society.

SEMEDO, A.; RUTGERSSON, A.; STERLA, A.; SUŠELJ, K. (2011b). *The global wave age climate*. In G. Soares *et al.* (Eds), *Marine Engineering and Technology*, Taylor and Francis Group, London, pp539-543.

SEMEDO, A., WEISSE, R.; BEHERENS, A.; STERLA, A.; BENGTSSON, L.; GUNTHER, H.; (2013) *Projection of global wave climate toward the end of the twenty-first century*. *J. Climate*. 26, 8269-8288.

SEMEDO, A.; CARRASCO, A.; ISACHEN, P.E.; CHRISTENSEN, K.H.; SAETRA, Ø. (2014). *Global Surface Wave Drift Climate from ERA-40: The contributions from wind-sea and swell*. Accepted in *Ocean Dynamics*.

- SMEDMAN, A.; Hoögström, U.; Bergström, H.; Rutgersson, A.; Kahma, K. K.; Petterson, H. (1999). *A case study of air–sea interaction during swell conditions*. J. Geophys. Res., 104, 25 833–25 852.
- SMITH, S. D. (1992). *Sea surface wind stress and drag coefficients: The HEXOS results*. Bound. Layer Meteor., 60, 109-142.
- SNODGRASS, F. E.; GROVES, G. W.; HASSELMANN, K.; MILLER, G. R.; MUNK, W. H.; POWERS, W. H. (1966). *Propagation of ocean swell across the Pacific*. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A249, p.431-497.
- SNODGRASS, S. D.; and COAUTHORS, 1992: Sea surface wind stress and drag coefficients: The HEXOS results. Bound.-Layer Meteor., 60, 109-142.
- SNYDER, R. L.; DOBSON, F. W.; ELLIOT, J. A.; LONG, R. B. (1981). *Array measurements of atmospheric pressure pressure fluctuations above surface gravity waves*. Journal Fluid Mech., 102, 1 – 59.
- SOARES, M. M. Pedro; CARDOSO, Rita; SEMEDO, Álvaro; CHINITA, Maria J.; RANJHA, Raza; *Climatology of the Iberia coastal low-level wind jet: weather research forecasting model high-resolution results*. Instituto Dom Luiz, University of Lisbon, Lisbon, Portugal.
- SORENSEN, R. M. (1993). *Basic waves mechanics*. New York. Jonh Willey & sons.
- STERL, A& CARIES, S. (2005). *Climatology, variability and extrema of ocean waves: The Web-based KNMI/ERA-40 wave atlas*. Int. J. Climatol., 25, 963-997.
- STREL, A. (2004). *On the (in-)homogeneity of reanalysis products*. J. Climate, 17, 3866-3873.
- STREL, A.; KOMEN, G. J.; COTTON, D. (1998). *15years of global wave hindcasts using ERA winds: Validating the reanalyzed winds and assessing the wave climate*. J. Geophys. Res., 103, 5477-5492.
- STEWART, R. H. (2008). *Introduction To Physical Oceanography*. Department of Oceanography – Texas A&M University, USA.

- STOKES, G. G. (1947). *On the theory of oscillatory waves*. Cam. Trans., 8, 441-473.
- SVERDRUP, H.U.; MUNK, W. H. (1947). *Wind, sea and swell: Theory of relations for forecasting*. Publication 601, Hydrographic Office, U.S. Navy, 50 pp.
- STOPA, J.; CHEUNG, K. F. (2012) *Intercomparison of wind and wave data from the ECMWF Reanalysis Interim and the NCEP Climate Forecast System Reanalysis*. Oc. Modeling, 75, 65-83.
- SULLIVAN, P. P.; EDSON, J. B.; HRISTOV, T.; MCWILLIAMS, J.C. (2008). *Large eddy simulations and observations of atmospheric marine boundary layers above nonequilibrium surface waves*. J. Atmos. Sci., 65, 1225 – 1245.
- TEIXEIRA, M.A.C.; BELCHER, S. E. (2002). *On distortion of turbulence by a progressive surfasse wave*. J. Fluid Mech., 458, 229-267.
- TOLMAN, H. L., (1991). *A third-generation model for wind waves on slowly varying, unsteady and inhomogeneous depths and currents*. Journal of Physics Oceanogr. 21, 782 – 797.
- TOLMAN, H. L.; BALASUBRAMANIYAN, B.; BURROUGHS, L. D.; CHALIKOV; CHAO, D. V.; CHEN Y. Y., CHEN, H. S.; GERALD, V. M. (2002). *Development and implementation of wind generated ocean surface wave models at NCEP*. Weather Forecasting 17, 311 – 333.
- TRUJILLO, A.; THURMAN, H. (2010). *Essentials of Oceanography*. New Jersey, Pearson Prentice Hall; 10th edition. 576 pp.
- UPPALA, S. M. (1997). *Observing system performance in ERA*. ECMWF Re-Analysis Final Rep. Series 3, 261 pp.
- UPPALA, S. M., et al. (2005). *The ERA-40 Re-Analysis*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 131, 2961-3012.
- WAMDI Group (1988). *The WAM Model – A Third Generation Ocean Wave Prediction Model*. Journal of Physical Oceanography, vol.18, p. 1775-1810

WANG, D. W., HWANG, P. A. (2001). *An operational method for separating wind sea and swell from ocean wave spectra*. Journal Atmos. Oceanic Technol., 18, 2052 – 2062.

WEATHERLY, J.W.; HILL, D. R.; (2204).OS-02: *The Impact Of Climate And Extreme Weather Events On Military Operations*. U.S. Army Engineering Research and Development Center, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, New Hampshire, p.1-2.

WORLEY, S. J.; WOODRUFF, S. D.; REYNOLDS, R. W.; LUBKER, S. J.; LOTT, N. (2005). *ICOADS release 2.1 data and products*. J. Climatol., 25, 823 – 842.

WMO (1998). *Guide to wave analysis and forecasting*. No. 702. 2nd ed., Secretariat of the World Meteorological Organization, Geneva.

YOUNG, I. R. (1999). *Seasonal variability of the global ocean wind and wave climate*. Int. J. Climatol., 19, 931-950.