

PREVISÃO DA AGITAÇÃO MARÍTIMA NA COSTA NOROESTE PORTUGUESA IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO SWAN

CATARINA SANTOS GOMES FARIA

Dissertação submetida para satisfação parcial dos requisitos do grau de
**MESTRE EM ENGENHARIA CIVIL — ESPECIALIZAÇÃO EM HIDRÁULICA RECURSOS HÍDRICOS
E AMBIENTE**

Orientador: Doutor Paulo Alexandre de Avilez R. A. Valente

FEVEREIRO DE 2009

MESTRADO INTEGRADO EM ENGENHARIA CIVIL 2008/2009

FACULDADE DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE DO PORTO

Tel. +351 - 22 - 508 1901

Fax +351 - 22 - 508 1446

✉ miec@fe.up.pt

Editado por

FACULDADE DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE DO PORTO

Rua Dr. Roberto Frias

4200-465 PORTO

Portugal

Tel. +351-22-508 1400

Fax +351-22-508 1440

✉ feup@fe.up.pt

🌐 <http://www.fe.up.pt>

Reproduções parciais deste documento serão autorizadas na condição que seja mencionado o Autor e feita referência a *Mestrado Integrado em Engenharia Civil – 2008/2009, Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, Porto, Portugal, 2009.*

As opiniões e informações incluídas neste documento representam unicamente o ponto de vista do respectivo Autor, não podendo o Editor aceitar qualquer responsabilidade legal ou outra em relação a erros ou omissões que possam existir.

Este documento foi produzido a partir de versão electrónica fornecida pelo respectivo Autor.

A meus Pais

Numa praia, numa esplanada à beira-mar, num passeio de barco, as ondas do mar são um espectáculo para os sentidos. Ao contemplá-las, não conseguimos evitar um sentimento misto de liberdade e de pequenez... Mas quando as vemos chegar não pensamos na longa viagem que fizeram. Já alguma vez tentou desconstruir este mistério da natureza para perceber, afinal, a que leis as ondas do mar obedecem?

Margarida Nunes

AGRADECIMENTOS

Ao Doutor Paulo Avilez Valente pela paciência e incansável e precioso apoio.

Aos docentes da Secção de Hidráulica, Recursos Hídricos e Ambiente da FEUP pelos conselhos e pela força que me transmitiram.

Aos meus amigos e amigas que sempre estiveram a meu lado, me apoiaram e me acompanharam em todo o meu percurso escolar e pessoal, motivando-me e incentivando-me.

Ao Diogo pela paciência, apoio e presença nos bons e maus momentos.

Ao meu pai, à minha mãe, irmã e restante família por tornarem tudo mais simples!

Os dados do projecto NCEP Reanalysis foram fornecidos pela NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, a partir da sua página *web* <http://www.cdc.noaa.gov>.

Os dados ECMWF ERA-Interim utilizados neste estudo foram obtidos do servidor de dados do ECMWF.

ACKNOWLEDGMENTS

NCEP Reanalysis data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their website at <http://www.cdc.noaa.gov>.

ECMWF ERA-Interim data used in this study have been obtained from the ECMWF data server.

RESUMO

A presente dissertação integra-se num projecto de implementação de um sistema operacional de reconstituição e previsão da agitação marítima na costa portuguesa. Pretende-se utilizar o modelo de ondas de terceira geração SWAN, desde a escala oceânica até à escala costeira e local.

O modelo é construído com base em quatro domínios acoplados e de resolução crescente. Estes domínios cobrem respectivamente o Atlântico Norte, o sector nordeste do Atlântico, a plataforma continental ibérica, e a costa noroeste portuguesa.

Procede-se à validação dos campos de velocidade do vento, obtidos por dois projectos distintos de reanálises de dados meteorológicos: o projecto NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (Reanalysis-2) do National Centers for Environmental Prediction (NCEP); e o projecto ERA-Interim do European Center for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF). Os campos de velocidades do vento aprovados nesta validação servirão posteriormente para a calibração do modelo.

Os dados meteorológicos são validados comparando os resultados da altura significativa e da direcção média de propagação associada ao período de pico, obtidos por simulação, com os registos da bóia de Leixões, para dois meses de Inverno 1993/1994 (Dezembro/93 e Janeiro/94). É efectuada uma comparação gráfica e uma análise estatística dos resultados obtidos.

Conclui-se que a simulação com campos de velocidades do vento oriundos da base de dados do NCEP é a que melhor reproduz o clima de agitação. É incluída uma análise pormenorizada da tempestade registada entre os dias 14 e 17 de Dezembro de 1993, que não é registada nos dados provenientes do projecto ERA-Interim do ECMWF.

PALAVRAS-CHAVE: ondas de vento, modelo SWAN, simulação/previsão de agitação marítima, dados de reanálise, bóia ondógrafo.

ABSTRACT

This study is part of a larger project aiming at the implementation of an operational system for the reconstruction and forecasting of sea waves conditions at the northwestern Portuguese coast. This system shall rely on the third-generation wave model SWAN, for the simulation of wave generation, propagation and dissipation at all scales, from oceanic to coastal scales.

The model is built upon four coupled geographical meshes, with increasing resolution. These meshes cover, respectively, the North Atlantic Ocean, the Atlantic northeastern sector, the Iberian continental platform, and the northwestern Portuguese coast.

We test and validate the wind velocity fields provided by two different reanalysis projects of meteorological data: the NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (Reanalysis-2) project of the National Centers for Environmental Prediction (NCEP); and the ERA-Interim reanalysis project of the European Center for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF).

The validated wind velocity fields will on the future, be used for the calibration of the operational wave forecasting system.

The wind velocity fields are validated through comparison of the SWAN produced significant wave heights and peak wave directions with the historical data registered at the Leixões buoy. A two month-long simulation covering the 1993/1994 winter (December and January) was run. Two type of analysis were performed: a graphical analysis and a statistical analysis.

We concluded that the NCEP set provides the best match between numerical results and buoy data. We also include a detailed analysis of the 14–17 December 1993 registered storm, which the simulation performed with the ERA-Interim data set fails to predict.

KEYWORDS: wind waves, SWAN model, simulation/prediction of sea waves, reanalysis data, waverider buoy.

ÍNDICE GERAL

AGRADECIMENTOS	v
AKNOWLEDGMENTS	vii
RESUMO	ix
ABSTRACT	xi
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. ÂMBITO E OBJECTIVOS DO TRABALHO	1
1.2. ESTRUTURAÇÃO DA DISSERTAÇÃO	3
2. CARACTERIZAÇÃO DA COSTA PORTUGUESA	5
2.1. INTRODUÇÃO	5
2.2. MORFOLOGIA	5
2.3. VENTOS	8
2.4. AGITAÇÃO	9
3. MODELOS NUMÉRICOS DE ONDAS DE VENTOS	11
3.1. INTRODUÇÃO	11
3.2. FÍSICA DAS ONDAS	12
3.3. MODELOS DE ONDAS	13
3.3.1. MODELOS COM RESOLUÇÃO DE FASE	15
3.3.2. MODELOS SEM RESOLUÇÃO DE FASE	18
3.4. TEORIA DO MODELO SWAN	21
3.4.1. EQUAÇÃO DO BALANÇO DE ENERGIA	21
3.4.2. ACÇÃO DO VENTO	22
3.4.3. DISSIPAÇÃO DE ENERGIA	24
3.4.4. INTERACÇÃO NÃO LINEAR DAS ONDAS	27
4. IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO	31
4.1. INTRODUÇÃO	31
4.2. GRELHAS DO MODELO	31
4.2.1. CONSIDERAÇÕES GERAIS	31

4.2.2. CASO DE ESTUDO	33
4.3. FORMULAÇÕES FÍSICAS E NUMÉRICAS.....	34
4.4. DADOS DE VENTO	36
4.5. DADOS DE BATIMETRIA.....	37
4.6. REGISTOS DAS BÓIAS	40
4.6.1. REDE DE BÓIAS ONDÓGRAFO	40
4.6.2. AQUISIÇÃO DE DADOS	42
4.6.3. PROCESSAMENTO E DISPONIBILIDADE DE DADOS	42
4.6.4. DADOS UTILIZADOS	43
 5. SIMULAÇÕES NUMÉRICAS	 45
5.1. INTRODUÇÃO	45
5.2. VALIDAÇÃO DOS DADOS METEOROLÓGICOS	45
5.2.1. ANÁLISE GRÁFICA	46
5.2.2. ANÁLISE ESTATÍSTICA	48
5.3. ANÁLISE DE UMA SITUAÇÃO DE TEMPESTADE	53
 6. CONCLUSÕES.....	 69
 7. BIBLIOGRAFIA.....	 71

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura1 – Costa portuguesa.....	7
Figura 2 – Rosa dos ventos	9
Figura 3 – Rosa de rumos de agitação	10
Figura 4 – Fenómeno de ondulação	13
Figura 5 – Diferentes escalas de aplicação dos modelos e respectivos fenómenos físicos	15
Figura 6 – Transferência de energia a quatro ondas	28
Figura 7 – Coordenadas x_{pc} e y_{pc} correspondentes à origem do domínio de cálculo, em relação ao sistema local de coordenadas.....	32
Figura 8 – Grelhas computacionais definidas	33
Figura 9 – Batimetria no Atlântico Norte, grelha G1	38
Figura 10 – Batimetria no sector nordeste, grelha G2	38
Figura 11 – Batimetria na plataforma continental ibérica, grelha G3.....	39
Figura 12 – Batimetria da costa noroeste portuguesa, grelha G4	39
Figura 13 – Localização das bóias ondógrafo em Portugal.....	41
Figura 14 – Bóia ondógrafo direccional	41
Figura 15 – Comparação da altura significativa registada pela bóia de Leixões e os resultados do modelo com dados do NCEP e do ECMWF, Dezembro 1993	46
Figura 16 – Comparação da altura significativa registada pela bóia de Leixões e os resultados do modelo com dados do NCEP e do ECMWF, Janeiro 1994	46
Figura 17 – Comparação da direcção de propagação associada ao período de pico registada pela bóia de Leixões e os resultados do modelo com dados do NCEP e do ECMWF, Dezembro 1993	47
Figura 18 – Comparação da direcção de propagação associada ao período de pico registada pela bóia de Leixões e os resultados do modelo com dados do NCEP e do ECMWF, Janeiro 1994	47
Figura 19 – Dispersão de H_s simulada com os dados do NCEP em relação à registada pela bóia ...	51
Figura 20 – Dispersão de θ_p simulada com os dados do NCEP em relação à registada pela bóia.....	51
Figura 21 – Dispersão de H_s simulada com os dados do ECMWF em relação à registada pela bóia.	52
Figura 22 – Dispersão de θ_p simulada com os dados do ECMWF em relação à registada pela bóia.	52
Figura 23 – Evolução da tempestade, dias 14, 15, 16 e 17 de Dezembro de 1993, às 00:00 h, no Atlântico Norte, com dados do NCEP	53
Figura 24 – Evolução da tempestade, dias 14, 15, 16 e 17 de Dezembro de 1993, às 00:00 h, no Atlântico Norte, com dados do ECMWF	54

Figura 25 – Altura de onda significativa e direcção de propagação associada ao período de pico, dias 14, 15, 16 e 17 de Dezembro 1993, às 00:00 h, com dados do NCEP (malha G1)	55
Figura 26 – Altura de onda significativa e direcção de propagação associada ao período de pico, dia 16 de Dezembro de 1993, 00:00 h, com dados do NCEP (malha G1).	56
Figura 27 – Altura de onda significativa e direcção de propagação associada ao período de pico, dia 16 de Dezembro de 1993, 00:00 h, com dados do NCEP (malha G2).	56
Figura 28 – Altura de onda significativa e direcção de propagação associada ao período de pico, dia 16 de Dezembro de 1993, 00:00 h, com dados do NCEP (malha G3).	57
Figura 29 – Altura de onda significativa e direcção de propagação associada ao período de pico, dia 16 de Dezembro de 1993, 00:00 h, com dados do NCEP (malha G4).	57
Figura 30 – Altura de onda significativa e direcção de propagação associada ao período de pico, dias 14, 15, 16 e 17 de Dezembro de 1993, às 00:00 h, com dados do NCEP (malha G4)....	58
Figura 31 – Período de pico, dias 14, 15, 16 e 17 de Dezembro de 1993, às 00:00 h, com dados do NCEP (malha G4).....	59
Figura 32 – Velocidades do vento, dias 14, 15, 16 e 17 de Dezembro de 1993, às 00:00 h, com dados do NCEP (malha G4).....	60
Figura 33 – Espectro de variância direccional em Leixões (8.98° W, 41.32° N), dia 14 de Dezembro de 1993, 00:00 h, com dados do NCEP	62
Figura 34 – Espectro de variância direccional em Leixões (8.98° W, 41.32° N), dia 15 de Dezembro de 1993, 00:00 h, com dados do NCEP	62
Figura 35 – Espectro de variância direccional em Leixões (8.98° W, 41.32° N), dia 16 de Dezembro de 1993, 00:00 h, com dados do NCEP.....	63
Figura 36 – Espectro de variância direccional em Leixões (8.98° W, 41.32° N), dia 17 de Dezembro de 1993, 00:00 h, com dados do NCEP	63
Figura 37 – Espectro de variância em Leixões (8.98° W, 41.32° N), dias 14, 15, 16 e 17 de Dezembro de 1993, às 00:00 h, com dados do NCEP	64
Figura 38 – Velocidades do vento, dia 15 de Dezembro de 1993, às 18:00 h, com dados do NCEP (malha G1).....	64
Figura 39 – Altura de onda significativa e direcção de propagação associada ao período de pico, dia 15 de Dezembro de 1993, 18:00 h, com dados do NCEP (malha G1).	65
Figura 40 – Período de pico, dia 15 de Dezembro de 1993, 18:00 h, com dados do NCEP (malha G1).....	65
Figura 41 – Velocidades do vento, dia 15 de Dezembro de 1993, às 18:00 h, com dados do NCEP (malha G4).....	66
Figura 42 – Altura de onda significativa e direcção de propagação associada ao período de pico, dia 15 de Dezembro de 1993, 18:00 h, com dados do NCEP (malha G4)..	66
Figura 43 – Período de pico, dia 15 de Dezembro de 1993, 18:00 h, com dados do NCEP (malha G4).....	67

Figura 44 – Espectro de variância direccional em Leixões (8.98° W, 41.32° N), 15 de Dezembro de 1993, 18:00 h, com dados do NCEP.....	67
Figura 45 – Espectro de variância em Leixões (8.98° W, 41.32° N), dia 15 de Dezembro de 1993, às 18:00 h, com dados do NCEP.....	68

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Dimensão e resolução das grelhas computacionais	34
Tabela 2 – Localização das bóias ondógrafo.....	41
Tabela 3 – Análise estatística de H_s e θ_p com campos de velocidade do vento do NCEP e do ECMWF para os meses de Dezembro de 1993 e Janeiro de 1994	49

SÍMBOLOS E ABREVIATURAS

LETRAS LATINAS MINÚSCULAS

a_b	: amplitude representativa do fundo mais próximo
c	: velocidade de fase
c_g	: velocidade de grupo das ondas
c_x	: velocidade na direcção x de propagação
c_y	: velocidade na direcção y de propagação
c_σ	: velocidade de propagação no espaço de frequência
c_θ	: velocidade de propagação no espaço de direcções
$f_{\min}$	: frequência mínima
$f_{\max}$	: frequência máxima
f_w	: coeficiente adimensional de atrito
g	: aceleração da gravidade
h	: profundidade relativa ao nível médio do mar
k	: número de onda
$\tilde{k}$	: número de onda médio
n	: número de observações
p	: coeficiente do modelo de declividade de Komen
r	: coeficiente de correlação linear
$\tilde{S}$	: declividade total da onda
$\tilde{S}_{PM}$	: declividade total da onda para o espectro de Pierson-Moskowitz
t	: tempo

LETRAS LATINAS MAIÚSCULAS

A	: crescimento linear da energia no tempo
B	: crescimento exponencial da energia no tempo; enviesamento
C_D	: coeficiente de arrastamento
C_{ds}	: coeficiente do modelo de declividade de Komen
C_f	: coeficiente de atrito do fundo

D_{tot}	: taxa média de dissipação da energia por área horizontal de unidade devido à rebentação da onda
E	: densidade espectral de energia
E_{tot}	: energia total da onda
H	: altura da onda local
H_0	: altura da onda incidente
$H_{m\acute{a}x}$	: altura máxima local da onda
H_s	: altura significativa
I_H	: índice de agitação
K_N	: escala inferior do comprimento do fundo
N	: densidade espectral de acção da onda
Q_B	: fracção de rebentação
S	: espalhamento; densidade espectral de energia
$S_{ds,b}$	: termo de dissipação devido ao atrito do fundo
$S_{ds,br}$	: termo de dissipação devido à rebentação induzida pela profundidade relativa de propagação
$S_{ds,w}$	: termo de dissipação devido à rebentação parcial (<i>whitecapping</i>)
S_{in}	: termo fonte de energia devido ao vento
S_{nl3}	: interacções não lineares a três ondas
S_{nl4}	: interacções não lineares a quatro ondas
S_{tot}	: fluxo energético da acção das ondas
$\overline{T}$	: período médio
T_p	: período de pico
U_{10}	: velocidade do vento medida 10 m acima do nível médio da superfície
U_*	: velocidade de atrito
U_{rms}	: valor característico da velocidade orbital junto ao fundo
X_i	: valor do parâmetro de onda observado no i -ésimo ponto
$\overline{X}$	: média do parâmetro de onda observado
Y_i	: valor do parâmetro de onda modelado no i -ésimo ponto
$\overline{Y}$	: média do parâmetro de onda modelado

LETRAS GREGAS MINÚSCULAS

α_{BJ}	: parâmetro do modelo de rebentação de Battjes e Janssen
δ	: coeficiente do modelo de declividade de Komen
ψ	: factor de atrito
γ	: coeficiente de rebentação
ζ	: elevação da superfície livre acima do nível médio do mar
ω	: frequência angular da onda
θ	: direcção de propagação da onda
θ_p	: direcção de propagação associada ao período de pico
θ_w	: direcção do vento
ρ_a	: massa volúmica do ar
ρ_w	: massa volúmica da água
σ	: frequência relativa; desvio padrão
$\tilde{\sigma}$	: média da frequência relativa
σ_{PM}^*	: frequência de pico em estado de mar completamente desenvolvido, de acordo com o espectro de Pierson-Moskowitz

LETRAS GREGAS MAIÚSCULAS

Γ	: coeficiente de declividade relativa
----------	---------------------------------------

ABREVIATURAS

APRAM	: Administração dos Portos da Região Autónoma da Madeira
BSBT	: Backward Space, Backward Time
CFL	: Courant–Friedrich–Lewy
DIA	: Discrete Interaction Approximation
ECGL	: Engineering Computer Graphics Laboratory
ECMWF	: European Center for Medium-Range Weather Forecast
EMQ	: Erro Médio Quadrático
GSE	: Garden Sprinkler Effect
GEODAS	: Geophysical Data System for Marine Geophysical Data
IH	: Instituto Hidrográfico
JONSWAP	: Joint North Sea Wave Project

LNEC	:	Laboratório Nacional de Engenharia Civil
LTA	:	Lumped Triad Approximation
MARETEC	:	Centro de Tecnologia Marinha e Ambiental
NATO	:	North Atlantic Treaty Organization
NAVEOCEANO	:	Naval Oceanographic Office
NCEP	:	National Centers for Environmental Prediction
NGDC	:	National Geophysical Data Center
NOAA	:	National Oceanic and Atmosphere Administration
PNJ	:	Pierson, Neumann and James
SAEN	:	Secção Autónoma de Engenharia Naval
SMS	:	Surface Wave Modeling System
SWAN	:	Simulating Waves Nearshore
STWAVE	:	Steady State Spectral Wave
SORDUP	:	Second Order Upwind
S&L	:	Stelling and Leendertse scheme
WAM	:	Wave Model
WAMDI	:	Wave Model Development and Implementation
WMO	:	World Meteorological Organisation
WW3	:	Wave Watch 3
WRT	:	Webb–Resio–Tracy

INTRODUÇÃO

1.1. ÂMBITO E OBJECTIVOS DO ESTUDO

Do litoral ao interior, do mar às serras e planícies, Portugal encerra um conjunto de valores naturais, paisagísticos, sócio-económicos e culturais que lhe atribuem uma diversidade difícil de encontrar. Se por um lado esta riqueza nos privilegia, por outro confere-nos uma particular responsabilidade na sua protecção. Torna-se sobretudo essencial que esta riqueza seja conhecida, reconhecida e valorizada.

A orla costeira é alvo de constantes alterações naturais e de intervenções humanas, sendo particularmente preocupante a acção erosiva do mar. A gestão integrada da zona costeira envolve o planeamento e gestão do sistema costeiro e dos seus recursos tendo em conta, entre outros factores, a evolução actual e previsível para o futuro. É indispensável, portanto, o conhecimento do meio ambiente marítimo e costeiro, nos seus múltiplos aspectos, de forma a planear e assegurar o seu futuro uso. Os processos responsáveis pela formação e evolução morfológica da zona costeira são múltiplos e complexos para além de que ocorrem a várias escalas temporais e espaciais. Uma decisão de gestão da zona costeira terá, por isto, repercussões nas gerações futuras, e esta realidade está bastante patente visto que nos últimos anos bastantes passos têm sido dados no sentido de melhorar o conhecimento dos processos físicos da dinâmica costeira e de fornecer aos gestores ferramentas que permitam prever, com maior exactidão, a resposta de um sistema costeiro a uma dada medida de gestão.

Muitas das questões que se levantam no domínio da hidráulica marítima relacionam-se com o dimensionamento e planeamento de obras marítimas e portuárias, estruturas de elevado investimento que justificam a realização de simulações da agitação no local de implantação da obra, de forma a prever a estabilidade, eficácia e utilidade para que são propostas.

Portanto, o conhecimento das propriedades da agitação marítima revela-se importantíssima em diversas áreas de aplicação já que as mudanças cíclicas dos regimes das ondas e das correntes conduzem a modificações mais ou menos irregulares dos fundos e da geometria da costa, do transporte de sedimentos e dos processos de propagação de poluição, para além de influenciarem projectos de navegabilidade ou de qualquer obra marítima, em que se enquadram:

- estruturas marítimas (quebramares, muros cais, terminais, etc);
- estruturas *off-shore* de exploração petrolífera;
- protecção costeira;
- navegação (costeira, portuária e de alto mar);
- condições de operacionalidade de sistemas actuando sob a acção da agitação (dragagens, rebocadores, construção de estruturas diversas, etc);
- estudos de ecologia.

A caracterização do clima de agitação nas zonas costeiras, baseava-se até há bem pouco tempo em medições de bóias colocadas em locais estratégicos da costa. Contudo este método apresenta-se com

algumas limitações já que a caracterização do clima de agitação se cinge à zona específica de instalação da bóia, para além de a capacidade de previsão ser insuficiente na caracterização das interações entre a ondulação e qualquer obra de protecção da zona costeira, de regularização dos fundos, ou mesmo, com os fundos fora do local de implantação da bóia. Os modelos numéricos que representam a geração e propagação de agitação marítima permitem conhecer as condições de mar em qualquer ponto de uma dada área geográfica, fornecendo assim uma cobertura bem mais ampla que as bóias. Para além disto, quando nos modelos se utilizam previsões de campos de vento podem ser utilizados para prever o estado do mar em locais de interesse.

O reconhecimento da importância do estudo das características da agitação e do contributo dos modelos numéricos para tal, tem vindo a revelar-se, na medida em que têm surgido, quase exponencialmente, principalmente nas últimas duas décadas, modelos matemáticos cada vez mais completos, capazes de representar uma realidade física complexa como é o estado do mar, para além de que mais acessíveis. Actualmente encontram-se potencialidades informáticas no mercado que se cingem, com base na teoria linear, a modelos de uma e duas dimensões no plano horizontal, mas também, modelos tridimensionais por resolução integral das equações gerais da Mecânica dos Fluidos. Existem também já com relativa frequência modelos uni e bidimensionais no plano horizontal com base em sistemas de equações do tipo Boussinesq.

A presente dissertação visa obter, através de um modelo numérico de geração, propagação e dissipação da agitação marítima irregular, simulações da propagação da agitação marítima na Costa Noroeste Portuguesa. O modelo numérico a usar é o SWAN (Booij et al., 1999) — acrónimo de *Simulating WAVes Nearshore* — desenvolvido na Universidade Técnica de Delft (TUDelft) da Holanda. É um modelo não-estacionário baseado na equação espectral de conservação de acção da onda, na gama total de frequências de agitação e de direcções de propagação (0 a 360°) e que permite simular a geração e propagação das ondas de gravidade geradas pelo vento na superfície livre do mar na zona costeira, desde a plataforma continental até à zona de rebentação. A implementação do modelo será realizada com recurso a sub-grelhas sucessivas de resolução crescente desde (1) Atlântico Norte, (2) Sector Nordeste do Atlântico Norte, (3) Plataforma Continental Ibérica e, por último, (4) Zona Costeira Noroeste de Portugal. Pretende-se reproduzir as condições da agitação gerada pelo vento na costa noroeste portuguesa e os resultados obtidos pelos modelos numéricos serão comparados com registos históricos de ondulação na bóia de Leixões. Os dados de agitação serão testados utilizando para isso duas origens diferentes de dados de reanálise de velocidades do vento com o intuito de se fundamentar tecnicamente a preferência por uma das duas base de dados meteorológicas para a futura calibração do modelo. Esta comparação do modelo será realizada num período temporal que compreende o Inverno de 1993/1994, particularmente, os meses de Dezembro de 1993 e Janeiro de 1994.

Em paralelo com a construção do modelo computacional no SWAN desenvolve-se, em ambiente MATLAB (versão 7.4.0.287 (R2007a)), uma interface de cálculo e de visualização dos dados.

Sintetizando, os principais objectivos desta tese centram-se na aplicação e análise de desempenho do modelo SWAN na costa noroeste portuguesa, objectivos que envolveram as seguintes acções:

- pesquisa bibliográfica da literatura de referência;
- análise da estrutura dos ficheiros de dados e dos resultados do modelo SWAN;
- teste de sensibilidade realizados com o modelo SWAN para a avaliação da influência de alguns parâmetros do modelo (resolução da malha de ventos ou da grelha computacional, aplicações em regime estacionário e não estacionário) nos resultados numéricos;
- aplicação do modelo SWAN à zona pretendida;

- desenvolvimento de uma interface em MATLAB para visualização dos resultados do modelo SWAN.
- comparação dos resultados numéricos dos dois testes que se realizam com as medições obtidas nos registos históricos;
- análise e interpretação dos resultados;
- avaliação da fiabilidade dos campos de velocidades do vento provenientes das duas bases de dados meteorológicos;
- avaliação das potencialidades e limitações do modelo SWAN.

Desta forma, pretende-se que a aplicação favoreça o conhecimento mais aprofundado no domínio da propagação e deformação de ondas em zonas costeiras, quer ao nível dos fenómenos físicos envolvidos, quer ao nível da sua modelação numérica. Pretende-se também uma maior familiarização com as condições de aplicação do modelo SWAN, e a possibilidade da sua aplicação desde a escala oceânica até à escala da zona costeira, para a sua aplicação como modelo operacional para a previsão da agitação na costa noroeste portuguesa.

1.2. ESTRUTURAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

O presente trabalho encontra-se dividido em seis capítulos.

O primeiro capítulo é a Introdução onde se explanam os objectivos da dissertação e a sua estruturação.

No segundo capítulo, procede-se a uma caracterização não muito pormenorizada da faixa litoral portuguesa, sob o ponto de vista morfológico, em que se destacam as principais singularidades, que são possíveis encontrar em toda a costa de Portugal, tais como praias, estuários, afloramentos rochosos, etc. É também realizada uma caracterização geral do regime de ventos, seus máximos e direcções predominantes, registados em estudos de referência e, por último, uma caracterização genérica do clima de agitação que comumente se faz sentir na costa: alturas de onda, direcções, períodos máximos, mínimos e os mais característicos que se registaram até hoje.

No terceiro capítulo, depois da introdução de alguns conceitos relativos a alguns dos mecanismos envolvidos na dinâmica do grande sistema oceânico, tece-se uma perspectiva teórica sobre os modelos numéricos de ondas de vento: os vários tipos de modelos numéricos desenvolvidos até à actualidade, os princípios gerais segundo os quais se regem, as suas aplicações, vantagens e limitações. Depois de uma perspectiva histórica da evolução dos modelos numéricos de ondas de ventos até à actualidade, abrangem-se os vários modelos com resolução de fase — modelos tipo raio de onda, modelo tipo fundo suave e modelos de Boussinesq — e sem resolução de fase — WAM, SWAN e STWAVE. Entre estes últimos, dá-se especial ênfase ao modelo SWAN, indicando-se as equações em que se baseia, as suas aplicações e as suas limitações.

O quarto capítulo incide sobre a implementação do modelo SWAN à área em estudo. Reporta-se ao esclarecimento das fontes dos dados possíveis e das usadas, os tipos de dados disponíveis e os usados, para ventos e batimetria, para além da definição dos domínios computacionais de cálculo em termos de geometria (localização, discretização espacial), discretização no tempo, no espaço de frequências e discretização de direcções. São também indicadas as técnicas de cálculo e interpolação dos dados: velocidade do vento e batimetria. Ainda neste capítulo, indicam-se as bóias que existem em Portugal, o seu tipo e localização, e esclarece-se qual a bóia a usar e os tipos de dados disponíveis e usados para a comparação com os resultados obtidos pelo modelo.

No quinto capítulo, o modelo é aplicado e apresentados os resultados, para o período de tempo a que se refere a simulação de validação do modelo. Os resultados do modelo simulado com os dados de

velocidades de vento das duas diferentes bases de dados meteorológicos são comparados entre si e com os registos históricos da bóia seleccionada, graficamente e através de uma análise estatística. É realizada uma análise de parâmetros de agitação, como a altura de onda significativa, período, direcção e forma espectral. Este capítulo fecha com uma análise dos erros e com o esclarecimento quanto a possíveis origens desses mesmos erros.

No sexto capítulo, Conclusão, apresentam-se as conclusões do trabalho e indicam-se as linhas de orientação a seguir no que respeita à melhoria de implementação do modelo à área em estudo, para além de uma perspectiva das principais dificuldades sentidas no decurso do trabalho.

O texto encerra-se com as referências bibliográficas, utilizadas pela autora, na realização do presente estudo.

2

CARACTERIZAÇÃO DA COSTA PORTUGUESA

2.1. INTRODUÇÃO

As zonas costeiras encontram-se entre os ambientes marítimos de maior complexidade da Terra. Com efeito, estão sujeitas a um conjunto de acções exteriores laterais, internas e superficiais devidas ao movimento das marés, à gravidade, a impulsões e ao vento, para além de que se encontram restringidas por geometrias irregulares da costa e do fundo, e compreendem um largo espectro espacial e temporal. As circulações costeiras resultantes são constituídas por frentes permanentes e/ou variáveis, correntes com forte variação espacial (ao longo da costa e/ou na vertical), ondas, variações horizontais das características das massas de água, fortes estratificações verticais e zonas de intensa mistura turbulenta, quer em camadas superficiais quer em camadas junto ao fundo.

Portanto, a dinâmica de evolução morfológica de uma faixa costeira está dependente de um conjunto vasto de factores cuja interacção, em cada local, condiciona os processos predominantes. O agente activo mais importante nos processos litorais da costa portuguesa continental é a acção das ondas. A ondulação é, seguramente, o grande responsável pelo recuo de grande parte dos litorais rochosos, pelo transporte de sedimentos e pela sua acumulação em locais mais abrigados, e é a variável preponderante no projecto de estruturas costeiras e de abrigo portuário. Assumem também alguma importância as marés, as correntes, as sobrelevações de origem meteorológica, e o vento. Com menor importância surgem ainda a variação do nível médio do mar e as ondas provocadas por actividade sísmica.

No que se refere à acção das ondas para o estudo do regime aluvionar das costas interessam, basicamente, a direcção e a altura das ondas ocorrentes habitualmente e, em muito menor grau, o período. Este será então definido pelas frequências de ocorrência de pares direcções–alturas e, no que se refere aos períodos, não existe correlação entre estes e as direcções e as alturas, apesar de a grandes alturas de onda estarem associados períodos elevados.

2.2. MORFOLOGIA

A costa portuguesa tem uma extensão aproximada de 1853 km, distribuída por uma área continental de 950 km à qual se somam 691 km do arquipélago dos Açores e 212 km do arquipélago da Madeira, sendo uma das mais extensas dos países que integram a União Europeia. Pode dizer-se que o litoral continental português é quase rectilíneo, pouco recortado, sem grandes reentrâncias, com troços extensos de praia, baixas e arenosas. Os poucos relevos que existem no litoral dispõem-se perpendicularmente à linha de costa (como é o caso das Serras da Boa Viagem, de Sintra, etc). Em

quase toda a sua extensão, a costa é de erosão, talhada pelo mar, embora se notem, de onde a onde, influências tectónicas e estruturais.

A costa portuguesa (ver Figura 1) é composta por troços com orientação geral N–S — foz do Minho ao Cabo Raso; foz do Tejo ao cabo Espichel; foz do Sado ao cabo de S. Vicente — e troços com uma orientação geral W–E — cabo Raso à foz do Tejo; cabo Espichel à foz do Sado; cabo de S. Vicente à foz do Guadiana.

Partindo do Norte, num troço entre as embocaduras do Minho e do Douro, a existência de numerosos afloramentos rochosos quase ao longo de todo o troço é uma característica. Destaca-se a existência de muitas praias de enseada contidas ou apoiadas em saliências rochosas da costa, para além de embocadura de rios razoavelmente importantes como o Minho, o Lima, o Cávado e o Ave, nos quais não se verificam processos erosivos importantes, apenas de carácter local. A saliência costeira constituída pela zona do porto de Leixões tem efeitos de retro-difracção sobre a agitação (predominante de rumos entre N e W) que levam a inverter localmente, junto do bordo sul da embocadura do Douro, o sentido predominante N–S do transporte litoral. Forma-se assim, nessa embocadura, um cabedelo ou restinga que se desenvolve de Sul para Norte atingindo uma configuração de equilíbrio (que pode variar em função da agitação exterior e do caudal fluvial) já que o seu avanço para Norte é travado pela corrente do estuário à qual se sobrepõe a devida aos caudais fluviais.

Num segundo troço, entre a foz do Douro e a Nazaré, destacam-se duas extensas praias, praticamente contínuas, separadas pela foz do Mondego. A primeira, com cerca de uma centena de quilómetros de extensão é interrompida pela ria de Aveiro, enquanto que a segunda tem cerca de sessenta quilómetros. O transporte litoral de N–S verifica-se no troço em análise mesmo através das embocaduras da ria de Aveiro e da foz do Mondego na Figueira da Foz. A necessidade de acesso aos portos de Aveiro e da Figueira da Foz justificou a construção de molhes de controlo das embocaduras, e justifica ainda frequentes dragagens de aprofundamento dos canais de navegação. À ria de Aveiro aflui o rio Vouga constituindo aquela a zona de deposição de sedimentos deste. O rio Mondego tem também uma extensa zona deltaica, com uma extensa ilha, que separa os dois braços terminais do estuário, que só se juntam em zona próxima da embocadura.

Continuando para Sul, encontram-se dois troços com características geomorfológicas e aluvionares idênticas, sendo que o primeiro se estende desde a Nazaré até ao cabo Raso, e o segundo desde o cabo de Sines até ao cabo de S. Vicente. Uma das principais características é a de que, nos dois troços definidos, a existência de baías ou praias razoavelmente estáveis e mais ou menos abertas, formadas por saliências mais ou menos acentuadas é uma constante. Assim temos, no troço Nazaré–cabo Raso, as praias da Nazaré, da Foz do Arelho, de Santa Cruz, da Ericeira, da Aguda, das Mações do Guincho, entre outras. No troço entre os cabos de Sines e S. Vicente destacam-se a ilha do Pessegueiro e as praias da Zambujeira, de Odeceixe, da Amoreira e outras.

No troço entre a Nazaré e o cabo Raso encontram-se algumas singularidades que merecem referência, como o canhão ou vale submarino da Nazaré, com uma orientação E–W, sensivelmente, e que se prolonga por mais de 170 km de comprimento atingindo uma profundidade superior a 5000 m na planície abissal onde o canhão desemboca; a concha de S. Martinho do Porto, que é uma pequena laguna, com uma bacia marítima de forma elíptica constituída por três quilómetros de areal e uma barra com cerca de 250 m de abertura; a embocadura da lagoa de Óbidos que é uma laguna fortemente aluvionar, separada do mar através de uma praia barreira; por último, o tómbolo de Peniche que resultou de uma acumulação de sedimentos marítimos originando um cordão arenoso ligando uma pequena ilha à plataforma continental.

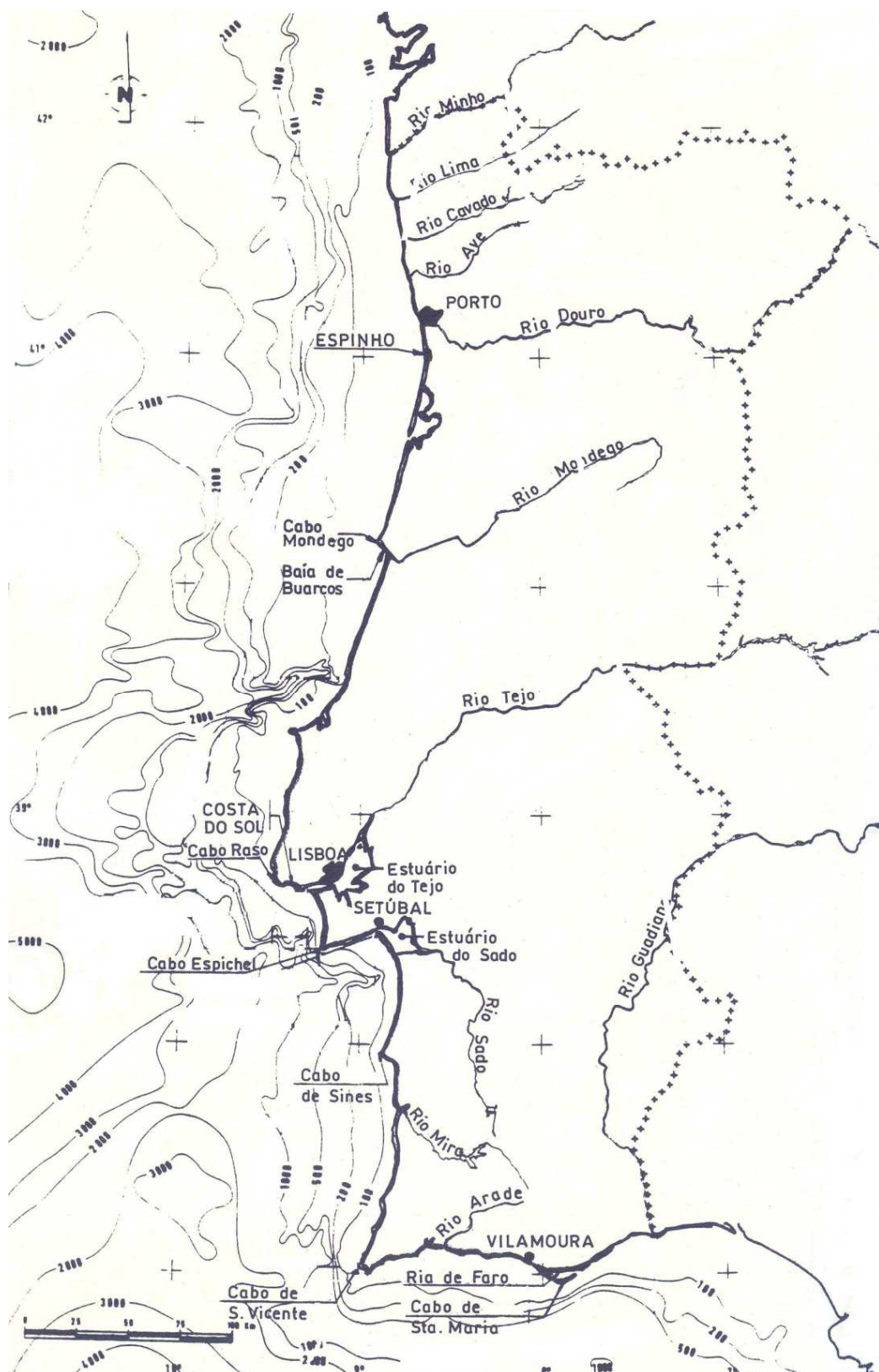


Figura 1 – Costa portuguesa (retirado de Abecasis, 1997).

O conjunto de locais costeiros que se encontram desde o cabo Raso até ao cabo de Sines, passando pelo cabo Espichel, pode ser analisado em simultâneo já que aqueles apresentam características análogas. Neste troço não existem linhas de água importantes e as falésias são dificilmente erodíveis.

Geologicamente este troço caracteriza-se pela existência de formações rochosas duras e irregulares que avançam até ao mar e que reúnem condições para que se formem aglomerados aluvionares discretos onde a sua acumulação e manutenção são favorecidos, à semelhança do que acontecia nos dois troços anteriores: troço Nazaré–cabo Raso e troço cabo de Sines–cabo S. Vicente. Porém, existem duas diferenças entre este troço e os anteriores dois analisados. As irregularidades das configurações das formações rochosas costeiras são, no troço em análise, muito menos acentuadas que nos troços anteriormente apresentados. Como consequência as praias deste troço, apesar de estáveis, são exíguas e aluvionariamente pobres. Basta apenas destacar que no troço em exame se encontram a foz do Tejo e a foz do Sado.

Num troço com orientação de W para E, entre o cabo de S. Vicente e Vilamoura, encontram-se praias de enseada mais ou menos em equilíbrio. Como singularidade deste troço realça-se a extensa baía de Lagos com a embocadura da ria de Alvor e a foz do Arade. Note-se que o conjunto cabo de S. Vicente–ponta de Sagres, ponto mais a sudoeste da Europa, constitui uma barreira praticamente intransponível sob o ponto de vista aluvionar, dado as grandes profundidades junto a um e a outro.

O troço Vilamoura–foz do Guadiana é constituído por uma tira de areia quase contínua, formada em quase toda a sua extensão pelo cordão litoral da ria de Faro, recortada por algumas embocaduras da ria de Faro.

2.3. VENTOS

O vento é um elemento climático essencial no processo de modelação das zonas costeiras. É fundamental no processo de transporte de areias de praia, sendo o principal interveniente no processo de formação de dunas costeiras. O regime de ventos é também importante quando se procede a uma análise do clima de agitação, pois é por acção do vento que se formam ondas na superfície do mar.

Nas zonas litorais, o regime de ventos é determinado pela sobreposição à circulação atmosférica de larga escala do efeito das brisas locais, com periodicidade diurna, geradas pelo desigual aquecimento e arrefecimento da terra e do oceano. A costa noroeste de Portugal é, normalmente, varrida por ventos que apresentam um regime típico das regiões costeiras das latitudes médias situadas nas margens oceânicas ocidentais. A ocorrência de ventos com grandes intensidades nas regiões costeiras de Portugal está, frequentemente, associada a depressões frontais localizadas sobre o norte da Península Ibérica, acompanhadas de sistemas frontais em Portugal.

Segundo a análise de Coelho (2005) que se baseia em dados do Instituto de Meteorologia, num período de Janeiro de 1980 a Agosto de 2002, verifica-se que, para a generalidade das direcções, as velocidades médias dos ventos são superiores nos meses de Inverno, atingindo um valor máximo de 7.3 m/s no mês de Dezembro, com o rumo de SW. Os valores de 6.7 m/s e 6.6 m/s para o quadrante Sul, no mês de Dezembro, e para o quadrante SW, em Janeiro, são respectivamente os valores seguintes mais elevados. As velocidades mais baixas são de 1.6 m/s, 1.7 m/s e 1.8 m/s e ocorrem nos meses de Verão, nomeadamente Julho e Agosto, com proveniências de SE e E, ficando evidente que nos meses de Inverno e de Verão o comportamento do vento é distinto.

Os quadrantes com maior uniformidade de valores médios mensais da velocidade do vento ao longo do ano são os de Norte e de Nordeste. De facto, a oscilação destes valores é inferior a 1.0 m/s ao longo de todo o ano. Os quadrantes Sul e Sudoeste são os que registam maiores diferenças ao longo do ano,

com valores médios mensais de velocidade do vento no Verão menores que 4.0 m/s, e com as velocidades médias mensais nos meses de Inverno excedendo o valor de 6.5 m/s.

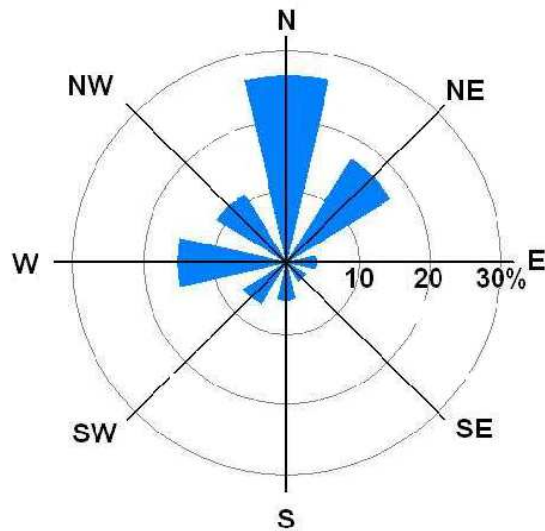


Figura 2 – Rosa dos ventos (retirada de Capitão et al., 2007).

Citando Capitão et al. (2007), com base em dados recolhidos na Base Aérea do Montijo pelo Instituto Hidrográfico, as direcções de ventos mais frequentes são, por ordem decrescente de importância, N, NE, W, NW, SW, S e E (ver Figura 2).

2.4. AGITAÇÃO

O projecto de caracterização sistemática com bóias do clima de agitação marítima da costa portuguesa foi iniciado pelo Instituto Hidrográfico (IH) em 1979, com o apoio de várias instituições. De 1979 a 1986 foram estabelecidas várias bóias não direccionais e recolhidos um grande volume de dados, na sua maior parte processados e publicados pelo IH (IH, 2008). Em 1986 foi lançada a primeira bóia direccional a sul de Faro e no ano seguinte, através do programa *Science for Stability*, obteve-se o apoio da NATO conferindo assim grande visibilidade e importância ao estudo, o que permitiu a sua continuidade até aos dias de hoje.

Actualmente o IH dispõe de três bóias ondógrafo na costa continental portuguesa (Leixões, Sines e Faro). O sistema de recolha de dados é constituído pela bóia, componente molhada do sistema e que integra registadores e transmissores de rádio, a estação terrestre da bóia, que incorpora o receptor de rádio e um computador que controla a gravação e efectua algum cálculo em tempo real, e por último um servidor de base de dados.

As bóias funcionam através de sensores que permitem obter a inclinação da superfície livre do mar, e os dados transmitidos pela bóia e recebidos pelo receptor correspondem a valores do deslocamento vertical da superfície (elevação), a senos dos ângulos entre o plano horizontal e os eixos coordenados da bóia, e a componentes espaciais do campo magnético terrestre. Com estes dados são calculados os valores dos declives da superfície livre segundo os eixos N–S e E–W, o que permite obter a direcção da ondulação. A aplicação informática lê e regista, num ficheiro circular com comprimento de quatro dias, a média de cada 10 minutos de parâmetros como: a altura significativa, H_s , que corresponde à média do terço mais elevado das alturas de onda de zero ascendente; a altura máxima, $H_{máx}$, que é a

máxima diferença de nível entre uma crista e uma cava consecutivas; o período médio, $\bar{T}$, que corresponde à média dos períodos das ondas que foram utilizadas no cálculo da altura significativa; o período máximo observado, o intervalo de tempo máximo entre duas cristas ou duas cavas sucessivas; o período da onda de altura máxima; a direcção de propagação da ondulação; a temperatura da água.

Carvalho e Barceló (1966) verificaram que na costa ocidental portuguesa as alturas significativas mais frequentes, com 45% de ocorrência, são de 1 m a 2 m, sendo o máximo registado de 11 m, que pode ser ultrapassado em episódios de temporal. A frequência de valores superiores a 3 m corresponde a 15%, e apenas 2% para alturas superiores a 6 m. Os valores mais frequentes de período significativo da onda variam entre os 9 s e os 11 s, sendo o valor mínimo observado de 6 s e o máximo de 18 s. Estes parâmetros mantêm-se praticamente constantes ao longo de todo o ano, com tendência para diminuir nos meses de Junho, Julho e Agosto.

A altura de onda significativa e o respectivo período, para as ondas ao largo da costa oeste portuguesa, são em geral de 2 m a 2.5 m e de 9 s a 11 s, com proveniência dos quadrantes N e NW e geradas por ventos de altas latitudes no Atlântico Norte, ultrapassando, frequentemente, os 5 m entre Outubro e Março (Andrade e Freitas, 2002).

A agitação ao largo é entendida como agitação em águas profundas, que corresponde a uma profundidade superior a metade do comprimento de onda. Para as profundidades a que se encontram as bóias operadas pelo IH, as ondas são já afectadas pelos fundos.

Ao contrário dos registos de alturas e períodos de onda, os registos de direcções da ondulação só existem desde 1993. Em Coelho (2005), foram tratadas informações recolhidas em Leixões e fornecidas pelo Instituto Hidrográfico, correspondentes a um período de 1993 a 2003, verificando-se que o quadrante de Noroeste é aquele com predominância de origem de ondulação, com 88.4% dos registos a situarem-se no intervalo de 11.25° a 78.75° ¹. O sector NW representa 42.4% do total de registos de rumos. Do quadrante Sudoeste surgem apenas 3.9% do total dos registos, enquanto que a classe de direcção de ondulação de Oeste corresponde a 7.7% dos registos (ver Figura 3).

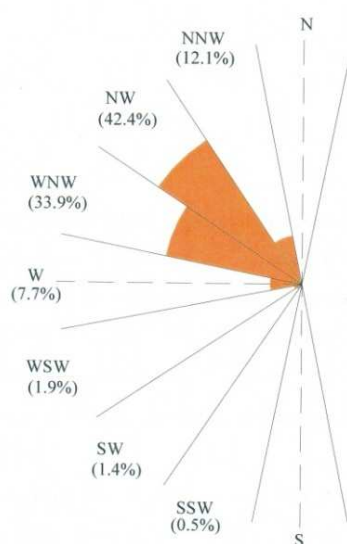


Figura 3 – Rosa de rumos de agitação (dados do IH para a bóia de Leixões, recolhidos entre 1993 e 2003).

¹ Notação náutica.

3

MODELOS NUMÉRICOS DE ONDAS DE VENTO

3.1. INTRODUÇÃO

As ondas têm vindo a despertar interesse desde a antiguidade. Aristóteles, Leonardo da Vinci e Benjamin Franklin já estudavam o problema (Komen et al., 1994).

Até aproximadamente ao início da década de 40 do século XX, a única forma que os navegantes tinham para descrever o estado do mar era a escala de Beaufort. Desenvolvida pelo almirante inglês Francis Beaufort em 1805, e adoptada pela marinha inglesa em 1834, a escala relaciona a intensidade do vento com a força do mar.

Durante a segunda guerra mundial, o crescimento da importância das forças navais no conflito levou a marinha dos Estados Unidos a investir em estudos nesse campo, e, desde então, modelos de previsão das ondas têm vindo a ser desenvolvidos e utilizados operacionalmente por diversas instituições de pesquisa e organismos internacionais, em especial na Europa, nos Estados Unidos e no Japão. Exemplos actuais são o European Centre for Medium-Range Weather Forecast — ECMWF (Reino Unido), o Fleet Numerical Oceanography Center (EUA), a National Oceanic and Atmospheric Administration — NOAA (EUA), o British Meteorological Office (Reino Unido), o Koninklijke Nederlandse Meteorologisch Instituut (Holanda), o Scripps Institution of Oceanography (EUA), o Instituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse (Itália), entre outros. Em Portugal, modelos operacionais de previsão de agitação marítima, são utilizados pelo Instituto Hidrográfico da Marinha Portuguesa, pelo Instituto de Meteorologia e pelo Instituto Superior Técnico (através do Centro de Tecnologia Marinha e Ambiental, MARETEC, e da Secção Autónoma de Engenharia Naval, SAEN). A dependência dos dados de ventos faz com que a maioria dos modelos de onda sejam operados por agências meteorológicas.

De acordo com a World Meteorological Organisation (WMO) (Lavrenov, 2003) já em 1991 eram mais de quarenta os modelos de previsão de ondas de vento a serem implementados em mais de dezasseis países em todo o mundo, o que constitui uma enorme diversidade de modelos. Para além dos domínios de aplicação a que cada um se refere, já que a modelação de ondas de ventos passou rapidamente de uma escala regional a global, a diversidade de fundamentação teórica dos mesmos é uma realidade. Caracterizam-se portanto, pela sua heterogeneidade de fundamentação uma vez que a modelação dos fenómenos de agitação é compreendida como uma tarefa bastante complexa, pois os parâmetros das ondas variam significativamente, à escala das dezenas de metros, no espaço e no tempo. Deste modo se entende o quão difícil é a descrição matemática dos fenómenos de ondulação e assim se entende como será difícil a criação de um modelo universal, completo e que englobe todos os fenómenos passíveis de se verificarem ao nível da agitação. Contudo, uma mais valia associada ao facto de

existirem diferentes modelos será a vantagem de se adoptar o modelo mais apropriado ao caso particular em estudo e é a forma de evitar que o cálculo se prolongue em demasia no tempo.

Um modelo matemático é uma representação de um fenómeno, geralmente caracterizada num conjunto de equações com condições fronteira. Nos estudos de propagação e deformação das ondas de gravidade, os modelos matemáticos são apoiados em programas computacionais que permitem quantificar a variação das grandezas características do fenómeno físico (neste caso a altura de onda, o período, a direcção e a forma espectral) entre o largo e a costa. A escolha do modelo a utilizar em cada caso requer uma análise crítica de quais os efeitos principais a ter em consideração e quais as limitações de cada modelo.

3.2. FÍSICA DAS ONDAS

O oceano é um sistema físico. No seu interior e através das suas fronteiras desenrolam-se processos físicos cujo conhecimento se revela importantíssimo para o domínio do mar e para trabalhos de defesa costeira em diferentes âmbitos.

No domínio hidrodinâmico são múltiplas as origens e os tipos de transferência de energia que ocorrem, dando origem às ondas geradas pelo vento, às correntes litorais, às oscilações de longo período e às marés.

As ondas de superfície resultam de forças cíclicas que actuando na superfície da água transferem energia à massa fluida, sendo normalmente o vento o principal agente de actuação. A dimensão da perturbação da superfície líquida dependerá da intensidade de actuação dos ventos, bem como do período de tempo durante o qual sopra e da distância ao longo do qual ele se faz sentir (*fetch*). Será razoável afirmar que ondas maiores podem ser criadas por ventos fortes locais mas, ondas ainda maiores podem ter origem em tempestades em alto-mar, sendo que estas viajam por milhares de milhas em mar aberto até que a sua energia se dissipe quando atingem baixas profundidades.

Nas ondas podem ser distinguidas três principais componentes:

- crista — parte superior da onda que é projectada acima da linha da água do mar;
- cava — parte inferior da onda que permanece abaixo da linha da água do mar;
- base — parte da onda que se liga com a linha da água.

Para a caracterização das ondas utilizam-se alguns parâmetros particulares:

- período — tempo que leva para duas cristas de ondas consecutivas passarem num dado ponto;
- comprimento — distância horizontal entre duas cristas ou duas cavas consecutivas;
- altura — distância vertical entre a crista e a cava de uma onda;
- celeridade — velocidade com a qual uma onda se desloca.

A diminuição da celeridade das ondas em águas de pouca profundidade faz com que elas mudem de direcção. De um modo geral, elas desviam o seu rumo de forma a ficarem paralelas à costa, fenómeno este que se designa por refacção.

Um mecanismo que ocorre de forma recorrente na dinâmica das ondas é a dispersão de frequência, que se refere ao espalhamento gradual e seleccionado das ondas e que se torna mais perceptível após estas se terem deslocado em grandes distâncias. Este fenómeno é em parte responsável por uma propagação organizada da ondulação, ou seja, verifica-se que após viagens de milhares de quilómetros

em que as ondas estão já longe dos centros de tempestade que as originaram, estas ficam bem seleccionadas, com as cristas paralelas e comprimentos uniformes, ao que se chama de ondulação.



Figura 4 – Fenómeno de ondulação.

Um outro fenómeno que pode ocorrer durante o processo de propagação de uma onda é o embate desta num qualquer obstáculo, um muro por exemplo, através do qual o movimento orbital circular não se propaga, pelo que se cria um movimento para cima e para baixo ao longo do muro, o que faz com que a onda seja reflectida. Quando as ondas contornam o obstáculo as cristas das ondas caem dando origem a novas ondas que se movem para a frente e para os lados, fenómeno que se caracteriza como sendo a difracção.

De uma maneira geral, a velocidade das ondas diminui à medida que se vão aproximando da zona costeira. De igual forma o comprimento da onda diminui enquanto a sua altura aumenta e o período permanece inalterado. Diz-se então que a onda sofre o efeito de empolamento e, caso se torne instável, ocorre a rebentação.

A definição de um sistema de protecção costeira passa essencialmente pelo conhecimento da física dos processos costeiros onde o vento e a ondulação criam as forças dominantes e pelo estudo dos seus impactos quer através de observações de campo quer através de modelos numéricos.

3.3. MODELOS DE ONDAS

A complexidade associada à descrição das ondas obrigou a que se fizessem simplificações para que se pudesse estudar o fenómeno da agitação, surgindo, em primeiro lugar, as teorias de ondas regulares e só depois as teorias de ondas irregulares.

Dentro dos estudos de ondas regulares desenvolveram-se dois tipos de teorias: a teoria linear de ondas (Airy, 1845) e as teorias não lineares de ondas. A teoria linear de ondas assume que a superfície da água pode ser descrita por uma função sinusoidal perfeita. Esta teoria encontra aplicabilidade em zonas profundas e para ondas de baixa amplitude, i.e. quando a amplitude da onda é muito pequena quando comparada com o comprimento da onda e/ou com a profundidade. As teorias não lineares explicam o comportamento das ondas quando a amplitude é elevada ou quando estas se aproximam de zonas menos profundas. Nestas situações a superfície desvia-se de uma sinusóide perfeita e o

problema deixa de ser linear. Stokes (1847, 1880), Bretschneider (1960) e Fenton (1985) são alguns dos autores que se destacam no desenvolvimento de teorias não lineares de ondas.

A teoria espectral que é utilizada nos modelos de ondas sem resolução de fase, inclui-se na formulação de ondas irregulares, e surge por Pierson et al. (1955). Aqueles investigadores desenvolveram um método denominado PNJ, que estabelece que a geração de ondas é melhor descrita como um fenómeno espectral, descrevendo-o matematicamente através de uma função que relaciona o quadrado da altura das ondas com a frequência. No entanto, ainda não tinha sido desenvolvida uma formulação capaz de descrever a dinâmica da evolução dos espectros. O conceito de espectro é baseado no trabalho de Fourier e permite representar uma superfície como a soma de senos e co-senos com diferentes frequências e orientados em todas as direcções. Esta aproximação é a que melhor consegue descrever a variabilidade espacial e temporal das ondas observadas na natureza.

A primeira tentativa de desenvolvimento de um modelo de previsão de ondas, baseado na equação diferencial de transporte de energia, foi realizada por Gelci et al. (1957), que utilizavam expressões empíricas para a determinação da evolução espectral, devido à falta de teorias adequadas. A partir dos estudos de Phillips (1958) e Miles (1957) sobre os processos de geração de ondas, principalmente as interacções do campo de velocidades do vento com a superfície da água, e o estudo de Pierson e Moskowitz (1964) sobre o espectro, abriu-se o caminho para o surgimento de modelos de ondas a que se chamaram os modelos de primeira geração. Nos modelos tidos como de primeira geração, cada componente do espectro de energia propaga-se com a sua própria velocidade de grupo, desenvolvendo-se de forma independente em relação às demais, até atingir um nível individual de saturação. A interacção não linear é desprezada ou, se parametrizada, pouco significativa, sendo representada de uma forma simples (WMO, 1988). Os principais erros associados a este tipo de modelo parecem ser a subestimação do crescimento das ondas, por sobrestimar a transferência de energia do vento para as ondas e subestimar a interacção não linear entre ondas na região de alta frequência.

Os modelos de ondas de segunda geração (anos 70 do século XX) desenvolveram-se a partir de estudos de Hasselmann et al. (1973) que após análise de dados do Joint North Sea Wave Project (JONSWAP) verificaram que o espectro nunca se encontra completamente desenvolvido devido a interacções não lineares onda-onda. Estas interacções provocam a transferência de energia dentro do espectro. Neste tipo de modelos a interacção não linear é representada através de parametrizações, o que impede o crescimento independente dos diversos componentes do espectro.

Os modelos actuais de terceira geração distinguem-se dos de segunda pelo método de solução da interacção onda-onda, permitindo aos componentes (comprimentos de onda) propagar-se pela malha em várias direcções, crescendo com o vento ou decaindo com o tempo à medida que estabelecem interacções com as outras ondas (Stewart, 1980).

Alguns modelos de terceira geração são o WAM (WAVE Model) e o WW3 (Wave Watch 3), desenvolvidos na National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) (Hasselmann et al., 1988, Komen et al., 1994). O WW3 é um modelo global de ondas, utilizado para previsões em todo o globo, e pode ser utilizado para malhas fora da zona costeira, enquanto que o WAM resultou da primeira tentativa de implementação de um modelo de ondas operacional de terceira geração.

Outro modelo bastante difundido é o SWAN (Simulating Waves Nearshore) desenvolvido na Faculdade de Engenharia Civil e Geociências em Delft, Holanda. Para além dos atributos em comum com o WAM (como a geração da onda, crescimento e decaimento desta devido ao vento, devida ao atrito com o fundo ou à interacção entre ondas e fenómenos de refacção), apresenta ainda a propagação, e rebentamento, em zonas costeiras. Os modelos WAM e SWAN são modelos que não

simulam o fenómeno físico da difracção, pelo que tradicionalmente estes modelos são utilizados desde ao largo até à zona costeira, sendo depois rematados com modelos de resolução de fase como os modelos do tipo de Boussinesq ou do tipo fundo suave de Berkhoff, para as zonas de interacção com estruturas costeiras.

Um modelo mais simples é o STWAVE (STeady State spectral WAVE) do Coastal and Hydraulics Laboratory do US Army Engineer Research and Development Center. Este modelo simula a transformação das ondas (parâmetros de onda) desde o largo até as zonas junto à costa. É muito utilizado para estudar o comportamento das ondas na vizinhança de estruturas portuárias.

De uma maneira geral, os modelos de geração e propagação de agitação podem ser classificados em três categorias, consoante os fenómenos físicos que descrevem e a escala da sua aplicação (ver Figura 5), podendo estar mais direccionados para a representação das condições de geração de ondulação ao largo, para as condições de propagação até à zona costeira ou então, focalizados nos processos físicos que ocorrem na zona de rebentação.

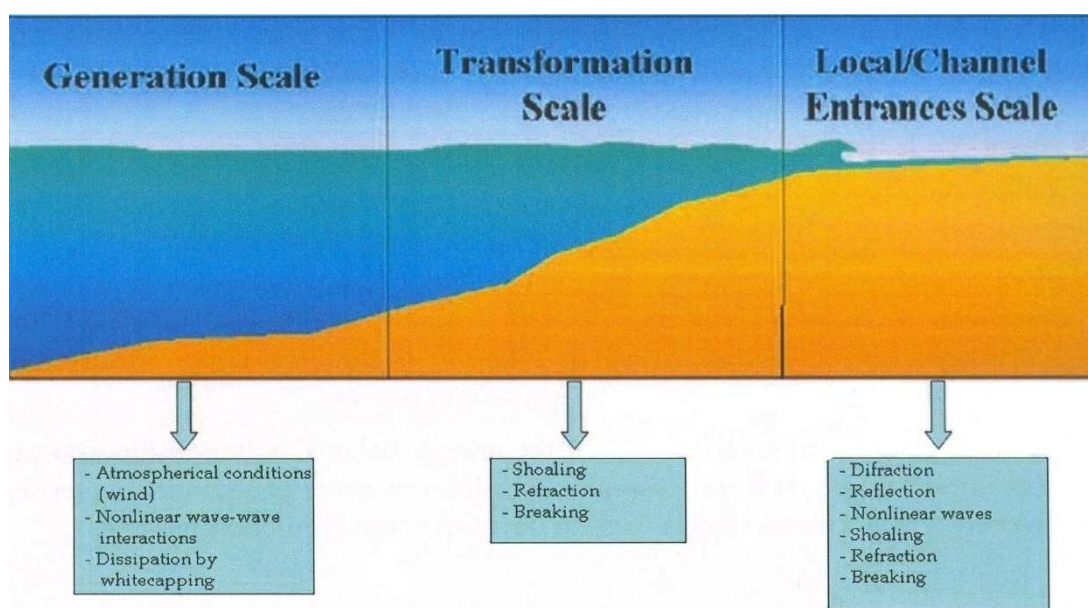


Figura 5 – Diferentes escalas de aplicação dos modelos e respectivos fenómenos físicos (retirada de Mihai, 2008).

3.3.1. MODELOS COM RESOLUÇÃO DE FASE

Modelos Tipo Raio de Onda

Os modelos tipo raio de onda estudam a propagação de um raio de onda e a variação das características da mesma por efeito separado da refração nos fundos e do empolamento. Os efeitos são depois adicionados por sobreposição linear. Uma distribuição horizontal da altura de onda é obtida por interpolação entre raios de onda (Covas, 1984).

Partindo da equação do raio de onda e da equação do afastamento dos raios de onda, os dados necessários e a fornecer ao modelo são os valores das direcções ao largo e o período das ondas monocromáticas a estudar (apenas uma frequência), os níveis de maré e os valores batimétricos definidos segundo uma grelha computacional. Os resultados respeitantes a cada onda monocromática

são constituídos pelos diagramas de refração e pelos valores das principais grandezas características referentes a esses diagramas.

As principais limitações deste tipo de modelo estão associados a algumas das hipóteses de base do seu desenvolvimento, nomeadamente no que se refere à utilização da teoria das ondas de amplitude infinitesimal, ou teoria linear, e à não consideração de qualquer mecanismo de transmissão lateral de energia (difracção). Portanto, este tipo de modelos deixa de ter validade em regiões onde, por via da existência de obstáculos à propagação da onda, os efeitos de difracção e de reflexão são importantes, como é o caso de portos ou zonas abrigadas.

Modelo Tipo Fundo Suave (*Mild Slope*)

As equações de ondas *mild slope*, também designadas por equações refração–difracção, surgiram inicialmente formuladas por Eckart (1952) e só mais tarde reformuladas por Berkhoff (1972, 1976), sendo actualmente um modelo reconhecido como válido para a estimativa das condições de ondulação em zonas costeiras, portos e zonas abrigadas.

Este tipo de modelo baseia-se na equação elíptica de declive suave e descreve os efeitos combinados da refração, da difracção e da reflexão de ondas lineares harmónicas propagando-se em fundos de inclinação suave, como os que ocorrem em portos, baías e zonas costeiras. Definido um potencial de velocidades complexo, $\phi(x, y)$, a equação de fundos suaves é:

$$\nabla(cc_g \nabla \phi) + \frac{c_g}{c} \omega^2 \phi = 0, \quad (1)$$

em que $c(x, y)$ é a celeridade de fase definida como $c = \omega/k$, c_g é a celeridade de grupo definida como $c_g = \partial\omega/\partial k$, sendo ω a frequência angular da onda e k o número de onda. O operador $\nabla = (\partial/\partial x, \partial/\partial y)$ é o gradiente horizontal.

A equação (1) simula os fenómenos de refração, difracção e reflexão, mas muitos outros mecanismos influenciam a propagação de agitação nas zonas costeiras, pelo que a equação de *mild slope* é passível de ser reformulada, de forma a que se incluam efeitos como a dissipação por atrito ou a rebentação:

$$\nabla(cc_g \nabla \phi) + \left(\frac{c_g}{c} \omega^2 + i\omega\psi + ic_g\omega\gamma \right) \phi = 0, \quad (2)$$

em que ψ é o factor de atrito, γ é o parâmetro de rebentação e $i = \sqrt{-1}$ é a unidade imaginária.

O modelo numérico desenvolvido por Berkhoff (1972) recorre a uma formulação de Galerkin do método dos elementos finitos para a resolução da equação (1), uma vez estabelecidas as condições de fronteira. As condições de fronteira são a condição de radiação, que permite a saída das ondas geradas no domínio, a condição de geração e radiação combinadas que simula a entrada e saída de ondas numa fronteira no domínio, por exemplo, aplicada em fronteiras abertas no mar, e a condição de reflexão

(total ou parcial) que simula fronteiras sólidas como molhes, quebramares, praias ou fronteiras de simetria.

Do cálculo do potencial de velocidades complexo, podem ser obtidos resultados de altura de onda em cada ponto e a velocidade superficial máxima em cada ponto. A altura de onda local é dada directamente por:

$$H = \frac{2\omega}{g} |\phi|, \quad (3)$$

em que g é a aceleração da gravidade.

Os resultados são apresentados em diagramas de distribuição espacial de índices de altura de onda ou de agitação, I_H :

$$I_H = \frac{H}{H_0}, \quad (4)$$

em que H_0 é a altura da onda incidente em águas profundas.

Actualmente, um dos principais campos de aplicação do modelo de *mild slope* é o estudo de comportamentos oscilatórios junto a portos e a propagação de ondulação dentro dos mesmos (Demirbilek e Panchang, 1998)

Modelo Tipo Fundo Suave — Versão Parabólica

Um dos modelos mais amplamente divulgados para o estudo das condições de ondulação local é o REF/DIF (REFraction/DIFraction). O REF/DIF1, modelo que foi originalmente desenvolvido por Kirby e Dalrymple (1983), é um modelo de fraca não linearidade que combina refacção e difracção. É baseado numa formulação parabólica da equação de fundos suaves e, com base numa expressão de Stokes, inclui uma correcção de terceira ordem da velocidade de fase apesar de não incluir a teoria de terceira ordem completa, uma vez que não são retidos todos os termos. A não linearidade das ondas tem um forte efeito na velocidade de fase, podendo assim alterar significativamente os efeitos de refacção e difracção. O REF/DIF faz a simulação da propagação de ondas monocromáticas em profundidades intermédias/baixas, com a modelação explícita dos fenómenos de refacção e difracção, e permite ainda a simulação da interacção onda-corrente, fenómeno que afecta a altura de onda e a sua direcção de propagação, para além do empolamento e da dissipação de energia.

Modelos Tipo Boussinesq

As equações do tipo Boussinesq são capazes de fornecer uma descrição precisa da evolução da onda em zonas costeiras. O desenvolvimento recente destes modelos foi desencadeado por dois eventos. O primeiro foi o aumento da disponibilidade dos recursos informáticos, e o segundo foi o desenvolvimento de parâmetros da teoria que poderiam ser optimizados de modo a que se obtivesse

melhor dispersão, permitindo a sua aplicação a domínios mais alargados e com menores profundidades relativas.

O primeiro modelo caracterizava-se pela baixa dispersão e pela não linearidade fraca, e foi introduzido por Boussinesq (1871). Peregrine (1967) retomou este modelo e durante os últimos trinta anos vários autores modificaram e desenvolveram este tipo de modelo por forma a permitir a sua extensão a zonas de grande profundidade relativa (elevada dispersão) e a ondas com elevada não linearidade.

As equações de Boussinesq descrevem a maior parte dos fenómenos a que se encontram sujeitas as ondas na sua propagação: refacção, difracção, empolamento, interacção não linear onda-onda e interacção onda-corrente. Os fenómenos de dissipação de energia por atrito e rebentação são introduzidos, nestes modelos, de forma paramétrica.

O sistema de equações do modelo de Boussinesq descreve a propagação de ondas relativamente longas e de pequena amplitude sobre fundos de profundidade variável:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla[(h + \zeta)\bar{\mathbf{u}}] &= 0, \\ \frac{\partial \bar{\mathbf{u}}}{\partial t} + (\bar{\mathbf{u}}\nabla)\bar{\mathbf{u}} + g\nabla\zeta + \frac{h^2}{6}\nabla\left(\nabla\frac{\partial \bar{\mathbf{u}}}{\partial t}\right) - \frac{h}{2}\nabla\left[\nabla\left(h\frac{\partial \bar{\mathbf{u}}}{\partial t}\right)\right] &= 0,\end{aligned}\tag{5}$$

onde $\zeta = \zeta(x, y, t)$ é a elevação da superfície livre acima do nível médio do mar, $\bar{\mathbf{u}} = \bar{\mathbf{u}}(x, y, t)$ é a média vertical do vector velocidade horizontal instantânea, $h = h(x, y)$ é a profundidade relativa ao nível médio do mar, e g é a aceleração devida à gravidade.

Este modelo apresenta algumas limitações das quais se destacam:

- não simulação de ondas de elevadas frequências devido às características assintóticas da sua relação de dispersão;
- aplicação restringida a situações de onda relativamente longa e/ou água pouco profunda;
- o erro relativo das celeridades de fase e de grupo é bastante elevado.

Com o objectivo de melhorar as características dispersivas deste modelo, Madsen et al. (1991) e Nwogu (1993) introduziram termos suplementares nas equações e correcções no cálculo da velocidade média. Weir et al. (1995) incluíram termos dispersivos adicionais nas equações permitindo estender o domínio de validade destas equações a profundidades intermédias e em presença de efeitos não lineares fortes. Mais tarde, estas equações foram modificadas por Kennedy et al. (2000) e Chen et al. (2000), de forma a que o modelo simulasse a propagação de ondas tendo em conta os efeitos da rebentação e correntes geradas pelas ondas.

3.3.2. MODELOS SEM RESOLUÇÃO DE FASE

Estes modelos assumem que as fases relativas dos componentes espectrais são aleatórias, logo, que a informação de fase não é detectável, sendo assim um modelo sem resolução de fase. Normalmente, informação de fase será apenas necessária para obter as variações de elevação da superfície livre, junto a estruturas costeiras, de modo a ser possível uma resolução detalhada de padrões de reflexão e difracção.

Modelo WAM

O modelo WAM (acrónimo de WAVE Modelling) (Hasselmann et al., 1988) resultou do esforço de um grupo de investigadores, o WAMDI Group, que se juntaram a convite do Prof. Klaus Hasselmann com o objectivo de construir um modelo numérico de terceira geração, aliando o mais complexo conhecimento científico com o desenvolvimento computacional disponível, de forma a tornar o modelo operacional. O WAM Group estabeleceu, para o modelo pretendido, as seguintes características:

- desenvolver um modelo de terceira geração que agregasse os vários processos físicos de evolução da ondulação;
- aplicação a uma escala global e de médio–longo alcance de previsão;
- desenvolver versões regionais do modelo de terceira geração;
- executar o estudo físico de processos dinâmicos de ondas de forma dar a conhecer a evolução da ondulação em locais específicos pretendidos;
- ser capaz de assimilar dados de forma a que se consiga desenvolver técnicas que tornem possíveis a plena utilização de observações de satélite do estado do mar.

Assim, resultou um modelo largamente reconhecido e aplicado actualmente, cuja formulação assenta basicamente sobre duas condições, e são elas: a parametrização exacta 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 interacção não linear, como referido, é parametrizada, de forma a reduzir o esforço computacional, permitindo a sua operacionalização (Banner e Young, 1994).

A versão para águas pouco profundas inclui ainda, entre outros parâmetros, o termo de atrito no fundo, alteração da expressão da velocidade de grupo, alteração na parametrização do fornecimento de energia pelo vento e efeitos de refacção pela variação da profundidade.

Estudos recentes mostram, ainda, que as principais fontes de erro dos modelos em geral, incluindo o WAM, residem na parametrização dos termos de fonte e dissipação de energia (Banner e Young, 1994).

O WAM é utilizado operacionalmente, entre outros, pelo ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasting) e tem obtido sucesso na predição de alturas significativas e períodos (Banner e Young, 1994, Komen et al., 1994).

Modelo STWAVE

O STWAVE (STeady-state spectral WAVE model), desenvolvido pelo Coastal and Hydraulics Laboratory do U.S. Army Corps of Engineers, é um modelo numérico de diferenças finitas baseado na equação de balanço de ondas e usa como interface o *software* SMS (Surface-Water Modeling System) da Brigham Young University Engineering Computer Graphics Laboratory (ECGL). A interface com o SMS suporta a geração de malhas, interpolação de campos de correntes, geração do espectro de energia e visualização dos resultados do modelo de parâmetros como alturas de onda, períodos, direcções e espectro gerado.

O STWAVE utiliza um espectro direccionado como condição de fronteira e permite a simulação de fenómenos como a refacção, empolamento, rebentação, difracção, interacção vento–onda e interacção onda–onda responsáveis pela redistribuição e dissipação de energia num campo de ondas, bem como a geração de espectros de energia. Como resultado o modelo permite calcular o valor das distribuições

das alturas e períodos significativos e das direcções predominantes em cada ponto da malha de cálculo bem como a distribuição espectral de energia em pontos seleccionados.

Sendo a sua resolução numérica baseada num esquema de diferenças finitas, o STWAVE tem por base uma malha cartesiana regular. As células da malha possuem espaçamento igual em ambas as direcções, e no caso de ser necessária uma resolução variável da malha de cálculo, é possível optar pelos métodos dos modelos encaixados através da simulação da propagação das ondas na malha de cálculo geral, guardando os valores do espectro em pontos da malha que serão utilizados como condições fronteira na malha encaixada de maior resolução.

Modelo WW3

O modelo WW3, desenvolvido por Tolman (1991), e posteriormente aperfeiçoado com base nos estudos de Chalikov e Belevich (1993), baseia-se na parametrização dos termos de fonte e de dissipação de energia os quais podem tornar-se negativos, em situações de ângulos grandes entre as direcções da onda e do vento ou no caso da onda se tornar mais rápida que o vento. A dissipação que, segundo os mesmos autores, é o termo sobre o qual menos se conhece, é dividida numa constituinte para frequências próximas e abaixo da frequência de pico, e noutra para a região de equilíbrio. Este modelo está principalmente direccionado para a representação de fenómenos de grande profundidade, pelo que está fortemente conectado aos modelos atmosféricos aos quais vai buscar dados de campos de velocidade de ventos, mas também a modelos de pequenas profundidades aos quais fornece dados de condições fronteira.

Modelo SWAN

O modelo SWAN (Simulating WAVes Nearshore) (Booij et al., 1999), desenvolvido na Universidade Técnica de Delft (TUDelft), Holanda, é um modelo numérico de terceira geração que permite obter os parâmetros caracterizadores da agitação marítima em águas pouco profundas.

Baseado na equação de balanço da acção espectral, surge da necessidade de complementar os modelos de terceira geração desenvolvidos essencialmente para aplicações operacionais em águas profundas. O modelo propaga, no domínio geográfico, o espectro direccional e calcula a evolução das ondas geradas pelo vento a qualquer escala, desde oceanos até zonas costeiras, lagos e estuários a partir do conhecimento de condições fronteira, batimetria, campos de ventos e correntes.

Basicamente, os dados a introduzir no modelo são as características do espectro a propagar e da malha de diferenças finitas com que é discretizada a região em estudo e as opções de cálculo. Os principais resultados constam dos valores de alturas significativas, direcções médias espectrais e períodos de pico na região em estudo, para além do espectro direccional em cada ponto do domínio.

O modelo que se apresenta tem implementado os processos físicos presentes na propagação da agitação marítima, nomeadamente:

- propagação da agitação no espaço geográfico;
- refração devida à variação da profundidade e correntes;
- empolamento devido a variações no fundo ou nas correntes;
- transmissão através de pequenos obstáculos;
- reflexões devidas a correntes opostas.

Os processos para geração ou dissipação de energia das ondas representados no SWAN são:

- geração de ondas devidas ao vento;
- dissipação por rebentação parcial (*whitecapping*);
- dissipação devida à rebentação induzida pelos fundos;
- interações não lineares entre ondas (quadrupletos e tríades).

O SWAN é um modelo que pode ser aplicado a escalas oceânicas. Esta não é em geral recomendada na literatura, uma vez que os modelos WAM e WW3, que foram especificamente concebidos para grandes escalas se apresentavam como mais eficientes. A aplicação do SWAN a grandes escalas, maiores que a escala das zonas costeiras, pode justificar-se em casos de estudo em que se pretenda a aplicação do modelo em escalas que vão sendo reduzidas, cada vez mais refinadas, em que haja a transição da escala oceânica para a costeira.

Está-se perante um modelo excelente para modelação de ondas oceânicas, apresentando, contudo, algumas limitações. O modelo não modela de forma directa o fenómeno físico que é a difracção, pelo que não deve ser utilizado em áreas onde a variação da altura de onda ao longo da crista da onda é demasiado elevada em relação ao comprimento de onda. Em consequência disso, o campo de ondas calculado pelo SWAN pode não ser fiável na vizinhança de obstáculos e no interior de portos. O SWAN permite o cálculo de *wave induced setup*, elevação do nível médio da superfície livre induzida pela ondulação. No caso de uma dimensão, o cálculo é baseado em equações exactas e a duas dimensões resulta de aproximações.

O SWAN pode ser utilizado em modo estacionário e em modo não estacionário. O modo estacionário deverá apenas ser utilizado para ondas com um tempo de permanência relativamente pequeno, nas áreas computacionais em estudo, ou seja, o tempo que a onda demora a percorrer a área em estudo, deverá ser pequeno comparado com a escala de tempo das condições geofísicas (condições de limite da onda, ventos, marés e tempestade). O modelo pode ser aplicado em coordenadas cartesianas ou curvilíneas (recomendado a pequenas escalas) ou coordenadas esféricas (aplicado a pequenas escalas e largas escalas).

3.4. TEORIA DO MODELO SWAN

3.4.1. EQUAÇÃO DE BALANÇO DE ENERGIA

A equação de balanço de energia espectral formulada em coordenadas eulerianas é expressa por:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \frac{\partial(c_x E)}{\partial x} + \frac{\partial(c_y E)}{\partial y} + \frac{\partial(c_\theta E)}{\partial \theta} = S_{tot}. \quad (6)$$

Esta equação inclui fenómenos como o empolamento, que está implícito na celeridade de grupo em função da profundidade, e a refração, expressa pela taxa de velocidade de mudança de direcção, c_θ . A difracção não é considerada pelo que a velocidade c_θ se refere exclusivamente ao fenómeno de refração.

Ao considerar correntes no meio marítimo, é necessário ponderar a transferência de energia entre as ondas e as correntes e os efeitos associados a este fenómeno. Neste caso define-se a densidade

espectral de acção da onda, $N(x, y, t, \sigma, \theta)$, no espaço (x, y) e no tempo t , já que esta grandeza se conserva na presença de correntes, contrariamente à energia sendo,

$$N(\sigma, \theta) = \frac{E(\sigma, \theta)}{\sigma}, \quad (7)$$

em que σ é a frequência relativa e θ a direcção da onda. Deste modo, a equação de balanço da acção da onda, definida para coordenadas cartesianas, é expressa por:

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} (c_x N) + \frac{\partial}{\partial y} (c_y N) + \frac{\partial}{\partial \sigma} (c_\sigma N) + \frac{\partial}{\partial \theta} (c_\theta N) = \frac{S_{tot}}{\sigma}. \quad (8)$$

Os termos presentes no lado esquerdo da igualdade (8) referem-se à parte cinemática da equação. O primeiro termo da equação representa a taxa de variação da acção das ondas no tempo, o segundo e terceiro termo descrevem a propagação da acção das ondas no espaço geográfico, com celeridades c_x e c_y , nas direcções principais de propagação OX e OY respectivamente. O quarto termo representa o efeito da variação da frequência relativa da onda induzida pela variação de profundidade relativa e das correntes actantes, sendo c_σ a velocidade de propagação no espaço de frequência. Este termo é nulo na ausência de correntes. Relativamente ao último termo do lado esquerdo da equação, descreve o efeito da refração induzida pela variação da profundidade e pela presença de correntes, sendo c_θ a velocidade de propagação no espaço θ . A parcela do lado direito da equação, engloba todos os termos fontes ou sumidouros associados aos fenómenos físicos que geram, dissipam ou redistribuem a energia da onda.

Em águas pouco profundas, para o fluxo da acção das ondas e em termos de intensidade de energia, observam-se seis fenómenos que contribuem para o parâmetro S_{tot} :

$$S_{tot} = S_{in} + S_{nl3} + S_{nl4} + S_{ds,w} + S_{ds,b} + S_{ds,br} \quad (9)$$

O termo S_{tot} pode ser subdividido na geração de energia devido ao vento, S_{in} , nas interacções não lineares, S_{nl} , a três ondas ou a quatro ondas, conforme se trate de águas pouco profundas ou profundas/intermédias, respectivamente, e na dissipação de energia. A dissipação da energia da onda é modelada por três mecanismos: rebentação parcial (*whitecapping*), $S_{ds,w}$, atrito no fundo, $S_{ds,b}$ e rebentação induzida pela profundidade relativa de propagação, $S_{ds,br}$.

3.4.2. ACÇÃO DO VENTO

Há dois tipos de aproximação que descrevem os mecanismos de transferência da energia do vento para a superfície livre do mar: um considera um crescimento de energia da onda linear no tempo, enquanto que o outro defende que o processo de interacção entre o vento e as ondas resulta num crescimento destas de forma exponencial.

Com o contributo das teorias mencionadas, descreve-se o efeito do vento na superfície livre como um mecanismo de realimentação, iniciado por um crescimento linear:

$$S_{in}(\sigma, \theta) = A + B E(\sigma, \theta). \quad (10)$$

Na expressão (10), o parâmetro A descreve o crescimento linear da energia no tempo, devido a flutuações da pressão atmosférica induzidas pelo vento, enquanto que a segunda parcela, parametrizada por B , é relativa ao crescimento exponencial da energia. Ambos dependem da frequência e direcção da onda, da velocidade e da direcção do vento.

Deve notar-se que o modelo SWAN está parametrizado para a velocidade do vento medida 10 m acima do nível médio das águas, U_{10} , valor que é convertido na velocidade de atrito, U_* , através da expressão:

$$U_*^2 = C_D U_{10}^2, \quad (11)$$

onde C_D é o coeficiente de arrastamento, cuja expressão utilizada no SWAN é:

$$C_D = \begin{cases} 1.2875 \times 10^{-3} & U_{10} < 7.5 \text{ m/s} \\ (0.8 + 0.065 U_{10}) \times 10^{-3} & U_{10} \geq 7.5 \text{ m/s} . \end{cases} \quad (12)$$

Crescimento Linear

Para calcular o crescimento linear devido ao vento é utilizado um filtro que permite eliminar as frequências mais baixas, tal que:

$$\begin{aligned} A(\sigma, \theta) &= \frac{1.5 \times 10^{-3}}{g^2 2\pi} \{U_* \max[0, \cos(\theta - \theta_w)]\}^4 H, \\ H(\sigma) &= e^{-(\sigma/\sigma_{PM}^*)^4}, \\ \sigma_{PM}^* &= \frac{0.13g}{28U_*} 2\pi, \end{aligned} \quad (13)$$

onde θ_w é a direcção do vento, H é um filtro e σ_{PM}^* é frequência de pico em estado do mar completamente desenvolvido.

Crescimento Exponencial

A expressão para o crescimento exponencial disponível no modelo SWAN, assenta na seguinte expressão:

$$B(\sigma, \theta) = \max \left\{ 0, 0.25 \frac{\rho_a}{\rho_w} \left[28 \frac{U_*}{c} \cos(\theta - \theta_w) - 1 \right] \right\} \sigma, \quad (14)$$

onde c é a celeridade de fase para a frequência σ , e ρ_a e ρ_w são respectivamente as massas volúmicas do ar e da água.

3.4.3. DISSIPACÃO DE ENERGIA

Dissipação por Rebentação Parcial

A rebentação da onda é inicialmente dependente do equilíbrio físico relativo da superfície geométrica definida pela massa de água da onda, representada em termos de declividade. No modelo SWAN, em analogia com os modelos de terceira geração actualmente utilizados, o termo dissipativo devido à rebentação é formulada através da expressão:

$$S_{ds,w}(\sigma, \theta) = -\Gamma \tilde{\sigma} \frac{k}{\tilde{k}} E(\sigma, \theta), \quad (15)$$

onde Γ é o coeficiente de declividade relativa, k é o número de onda e $\tilde{\sigma}$ e $\tilde{k}$ representam a frequência e o número de onda médios respectivamente (Hasselmann et al., 1988). De acordo com Komen et al. (1984), o valor de Γ depende das características do vento que são formuladas, já que é estimado através da equação de balanço de energia para um estado completo de desenvolvimento. Por defeito o modelo SWAN utiliza a formulação dada por Komen et al. (1994):

$$\Gamma = C_{ds} \left((1 - \delta) + \delta \frac{k}{\tilde{k}} \right) \left(\frac{\tilde{s}}{\tilde{s}_{PM}} \right)^p. \quad (16)$$

Na expressão (16), os coeficientes C_{ds} , δ e p são coeficientes ajustáveis, $\tilde{s}$ é a declividade total da onda e, $\tilde{s}_{PM}$ é o valor da declividade total para o espectro de Pierson-Moskowitz. A declividade total da onda é definida como:

$$\tilde{s} = \tilde{k} \sqrt{E_{tot}}. \quad (17)$$

A frequência média, $\tilde{\sigma}$, o número médio da onda, $\tilde{k}$, e a energia total da onda, E_{tot} , são definidas da seguinte forma:

$$\begin{aligned}
\tilde{\sigma} &= \left(E_{tot}^{-1} \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \frac{1}{\sigma} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \right)^{-1}, \\
\tilde{k} &= \left(E_{tot}^{-1} \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \frac{1}{\sqrt{k}} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \right)^{-2}, \\
E_{tot} &= \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta.
\end{aligned} \tag{18}$$

Dissipação Induzida pelo Atrito dos Fundos

Em águas menos profundas os movimentos orbitais das partículas líquidas estendem-se ao fundo. O atrito no fundo surge assim, no contexto da transferência de energia, como resultado da interacção das partículas líquidas com o fundo.

Vários estudos foram realizados com o intuito de criar uma boa caracterização deste fenómeno. Os modelos de atrito do fundo que foram seleccionados para o SWAN foram:

- o modelo empírico de JONSWAP;
- o modelo da lei de arrasto;
- o modelo de viscosidade.

A dissipação induzida pela profundidade pode ser causada pelo atrito do fundo, pelo relevo do fundo, por filtração ou então por espalhamento (*scattering*) em fundos irregulares. De uma forma geral, pode ser representada pela seguinte expressão:

$$S_{ds,b}(\sigma, \theta) = -C_f \frac{\sigma^2}{g^2 \sinh^2(kd)} E(\sigma, \theta), \tag{19}$$

onde C_f é o coeficiente de atrito do fundo, o qual geralmente depende do movimento orbital inferior. A velocidade orbital junto ao fundo é caracterizada por U_{rms} , tal que:

$$U_{rms}^2 = \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \frac{\sigma^2}{\sinh^2(kd)} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta. \tag{20}$$

Muitos modelos foram estudados na tentativa de chegar a valores do coeficiente de atrito do fundo. Destacam-se dois, ambos disponíveis no modelo SWAN. Hasselmann et al. (1973) partindo de resultados de experiências de JONSWAP, concluíram que, para condições de ondulação suave (*swell*) $C_f = 0.038 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$; Bouws e Komen (1983) deduziram que $C_f = 0.067 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ para águas pouco profundas, no seu estado completo de desenvolvimento. Contudo, Madsen et al. (1988), partindo de uma formulação de Hasselmann e Collins (1968), obtêm uma relação entre o coeficiente de atrito do fundo e a velocidade orbital junto ao fundo:

$$C_f = f_w \frac{g}{\sqrt{2}} U_{rms}, \quad (21)$$

onde f_w é um coeficiente adimensional de atrito, definido pela seguinte igualdade:

$$\frac{1}{4\sqrt{f_w}} + \log_{10} \left[\frac{1}{4\sqrt{f_w}} \right] = m_f + \log_{10} \left[\frac{a_b}{K_N} \right]. \quad (22)$$

Na expressão (22), $m_f = -0.08$ (Jonsson e Carlsen, 1976), a_b é a amplitude representativa do relevo do fundo:

$$a_b^2 = 2 \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \frac{1}{\sinh^2(kd)} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta, \quad (23)$$

e K_N é a escala inferior do comprimento do fundo. Para valores de a_b / K_N inferiores a 1.57 o valor do coeficiente f_w é igual a 0.30.

Dissipação por Rebentação Induzida pela Profundidade Relativa de Propagação

À medida que a profundidade diminui, a energia da onda concentra-se de tal forma que num dado instante a onda rebenta, dissipando rapidamente a energia. No modelo SWAN a formulação utilizada para descrever o efeito da rebentação induzida pelo fundo baseia-se no modelo desenvolvido por Battjes e Janssen (1978). A taxa média da dissipação da energia por área horizontal de unidade devido à rebentação da onda, D_{tot} , depende do coeficiente de rebentação definido pelo quociente $\gamma = H_{m\acute{a}x} / h$ onde $H_{m\acute{a}x}$ é a altura máxima local da onda para a profundidade h . No modelo SWAN o coeficiente γ pode assumir tanto um valor constante como variável, sendo que o valor constante de $\gamma = 0.73$ corresponde ao valor mínimo a partir da qual a onda atinge o desequilíbrio e rebenta. O valor de D_{tot} será:

$$D_{tot} = -\frac{1}{4} \alpha_{BJ} Q_b \left(\frac{\tilde{\sigma}}{2\pi} \right) H_{m\acute{a}x}^2, \quad (24)$$

onde $\alpha_{BJ} = 1$ e Q_b é a fracção de rebentação que é determinada pela relação

$$\frac{1 - Q_b}{\ln Q_b} = -8 \frac{E_{tot}}{H_{m\acute{a}x}^2}, \quad (25)$$

onde a frequência média, $\tilde{\sigma}$, é definida como:

$$\tilde{\sigma} = E_{tot}^{-1} \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \sigma E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta. \quad (26)$$

A dissipação total, i.e. integrada através do espectro, devida a este tipo de rebentação da onda pode ser modelada através da versão espectral do modelo de Battjes e Janssen (1978), a qual é dada por:

$$S_{ds,br}(\sigma, \theta) = \frac{D_{tot}}{E_{tot}} E(\sigma, \theta). \quad (27)$$

3.4.4. INTERACÇÃO NÃO LINEAR DAS ONDAS

As interacções não lineares são as principais responsáveis pela evolução do espectro e a sua representação constitui a diferença básica entre as gerações de modelos de ondas. É um importante mecanismo físico no que se refere à interacção entre parâmetros espectrais, resultando na transferência de energia entre componentes, redistribuindo a energia do espectro.

Segundo Hasselmann (1960, 1962, 1963, 1965, 1966) e Zakharov (1968), essas interacções entre ondas seriam responsáveis não apenas pelo rápido crescimento das ondas na face frontal do espectro, mas também pela forma do espectro, o desenvolvimento do pico de energia e a migração desse pico para frequências mais baixas. Segundo os mesmos autores, a influência da entrada de energia na taxa de migração do pico de energia é desprezável se comparada com a interacção não linear.

Simplificadamente, o que ocorre é que, na região do espectro próxima do pico, o ganho de energia é maior que a dissipação e o excesso de energia é transferido através das interacções para as baixas e, parcialmente, para as altas frequências. Repare-se na Figura 6 que a solicitação do vento influi na transferência de energia entre quadrupletos no sentido das baixas frequências sendo que, apenas uma parte se desloca no sentido crescente das frequências. Ilustra-se também o fenómeno de dissipação de excesso de energia por rebentação parcial (*whitecapping*) que ocorre quando as ondas atingem um certo nível de densidade de energia.

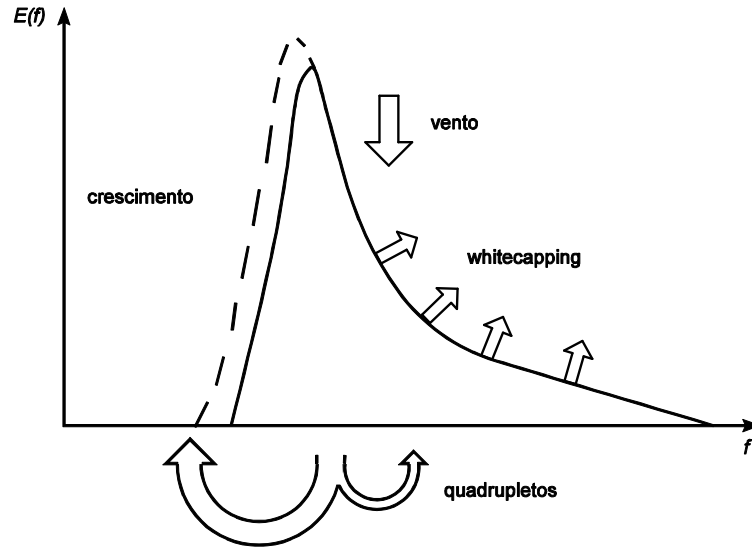


Figura 6 – Transferência de energia a quatro ondas (extraído de Sousa, 2002).

Um exemplo teórico deste mecanismo é o caso em que no tanque de ondas são geradas duas ondas, e em que, sob certas condições, elas podem interagir e gerar uma terceira de acordo com o padrão de interferência. O padrão de interferência tem o seu próprio comprimento de onda, celeridade e direcção que irá entrar em ressonância e provocar uma transferência de energia. No entanto, em águas profundas isto ocorre unicamente entre três componentes harmónicas que geram uma quarta componente: interacções onda-onda entre quadrupletos.

O cálculo das interacções não lineares a quatro ondas, S_{nl4} , envolve um integral de Boltzman (Komen et al., 1994). Os modelos numéricos, nomeadamente o SWAN, usam aproximações para este cálculo, de que é exemplo o *Discrete Interaction Approximation* (DIA), sugerido por Hasselmann et al. (1985), que apesar de ser um método simplificado de resolução do integral de Boltzman, conserva as principais propriedades do integral inicial. Mais tarde, esta aproximação foi também adoptada pelos modelos WAM (Komen et al., 1994) e WAVEWATCH (Tolman, 1991, Lavrenov, 2003).

Um segundo método de computação das interacções não lineares no SWAN é o método Webb–Resio–Tracy (WRT) que resultou do estudo de Hasselmann (1962), e mais tarde de Webb (1978) e Tracy e Resio (1982), que se basearam na formulação original do integral de Boltzmann, o qual descreve a taxa de variação da densidade de uma onda devido à interacção entre pares de quatro ondas. Resulta numa expressão relativamente complicada:

$$S_{nl4} = \iint T_1 E(\underline{k}_1) E(\underline{k}_2) E(\underline{k}_3 = \underline{k}_4 - \underline{k}_1 - \underline{k}_2) d\underline{k}_1 d\underline{k}_2 - \iint T_2 E(\underline{k}_1) E(\underline{k}_2) E(\underline{k}_4) d\underline{k}_1 d\underline{k}_2. \quad (28)$$

É de notar que o cálculo exacto desta integração é extremamente extenso e complexo e, tipicamente, requer de 1000 a 10000 vezes mais o tempo de computação do método DIA (SWAN Team, 2008).

O principal efeito de S_{nl4} é a transferência de energia de altas frequências para baixas frequências, logo, o pico desloca-se para as baixas frequências. As experiências numéricas mostram que desvios iniciais relativamente ao espectro JONSWAP são corrigidos por esta transferência.

Em águas menos profundas as interações não lineares quase ressonantes a três ondas, também chamadas de tríades, tornam-se relevantes na evolução do espectro, transferindo energia das frequências mais baixas para frequências mais altas. Este processo de transferência de energia pode ser realizado em distâncias muito curtas, mudando consideravelmente a configuração do espectro. O modelo SWAN utiliza o termo relativo às interações não lineares de três ondas, S_{nl3} , através da *Lumped Triad Approximation* (LTA) de Eldeberky (1996) (SWAN Team, 2008).

4

IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO

4.1. INTRODUÇÃO

Tal como foi já referido, o SWAN é um modelo de terceira geração, pelo que gera o espectro e permite a sua propagação livremente, sem qualquer tipo de impedimento, baseando-se no conhecimento das condições fronteira, velocidade do vento, batimetria e correntes.

Para que se iniciem os cálculos é necessário que o utilizador forneça ao modelo um ficheiro com dados de batimetria, velocidade do vento e um ficheiro de entrada que defina todos os parâmetros de configuração do modelos referidos, tais como as condições fronteira, o domínio geográfico, espectral e temporal (caso se introduza a não estacionariedade), bem como os fenómenos físicos a considerar nos cálculos a efectuar e o tipo de saída de dados. Cabe ao utilizador activar os diferentes fenómenos físicos que podem afectar a propagação das ondas, como a refacção, o empolamento, o atrito de fundo, a rebentação parcial e a rebentação induzida pela diminuição da profundidade, as interacções não lineares a três e quatro ondas e a interacção com as correntes na forma de refacção, de empolamento e de variação de frequência.

A saída dos dados deve ser controlada pelo utilizador, podendo-se definir as suas localizações e tipos (em forma paramétrica e/ou espectral).

Neste trabalho pretende-se que o modelo SWAN seja capaz de uma reconstituição fiável da agitação marítima na costa noroeste portuguesa em condições extremas de tempestade, o qual será testado para os meses de Dezembro de 1993 e Janeiro de 1994.

4.2. GRELHAS DO MODELO

4.2.1. CONSIDERAÇÕES GERAIS

No SWAN é necessária a definição da localização geográfica da zona em estudo, tal como a sua dimensão e respectiva resolução, para além da escolha entre um sistema de coordenadas geográficas ou cartesianas.

No sistema cartesiano, a origem geográfica (0,0) de todos os domínios é definida pelo utilizador, sendo as respectivas localizações determinadas relativamente a um sistema local de coordenadas (ver Figura 7).

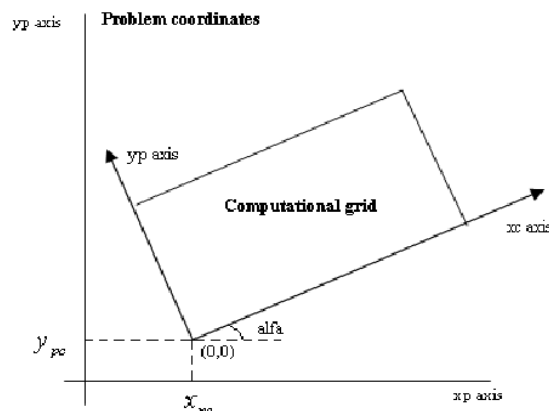


Figura 7 – Coordenadas x_{pc} e y_{pc} correspondentes à origem do domínio de cálculo, em relação ao sistema local de coordenadas.

O espaço geográfico é descrito por uma malha rectangular definida por células Δx e Δy constantes nas direcções OX e OY respectivamente. O espaço espectral é discretizado através de uma resolução, constante, direcciona $\Delta\theta$ e de frequência relativa $\Delta\sigma/\sigma$, ao passo que o tempo é discretizado com um intervalo de tempo Δt constante integrando, simultaneamente, os termos relativos à propagação das ondas e os termos fonte, $S(\sigma, \theta)$.

De modo a obter uma solução mais económica, é possível, no SWAN, limitar os valores das direcções relativas à origem das componentes das ondas, direcções para as quais o modelo realiza todos os cálculos das componentes das ondas.

É necessário também, que o utilizador imponha dois valores limite fixos para as frequências inferior, $f_{\min}$, e superior, $f_{\max}$. Neste intervalo o espectro desenvolver-se-á livremente, sendo o conjunto das frequências descrita por uma distribuição logarítmica. Para valores menores que $f_{\min}$ as densidades espectrais são assumidas com valor nulo, e para valores superiores a $f_{\max}$ é imposto no espectro uma forma do tipo f^m de forma a calcular as interações não lineares entre as ondas nas frequências mais elevadas, sendo que o valor de m é fixado mediante a formulação escolhida para o termo do vento, podendo tomar valores entre 4 e 5. Por exemplo, se o *input* do vento obedecer à formulação de Komen et al. (1984), como é o caso, o SWAN usa $m = 4$.

Depois disto, a organização do ficheiro de cálculo do SWAN torna-se relativamente simples. Com o comando CGRID e definindo a geometria da grelha como REGULAR, um rectângulo uniforme, segue-se a indicação das coordenadas de origem das grelhas de cálculo, as variáveis x_{pc} e y_{pc} , e também o valor de $alpc$, que é a direcção que o eixo da direcção OX toma em cada grelha. O SWAN obriga o utilizador a fixar de seguida o comprimento, em graus, da malha na direcção OX , $xlenc$, e na direcção OY , $ylenc$, e então depois, o número de células da grelha computacional em OX e em OY , mx e my . Para a definição do espaço espectral o SWAN dá-nos a opção de o fazer num determinado sector limitado de direcções ou então não o limitando, sendo, neste caso, o comando CIRCLE o indicado pelo manual. O número de direcções em que a equação de balanço de energia será integrada é fixada pela variável mdc , à qual se segue os limites e o número de frequências, f_{low} , f_{high} e msc , respectivamente (SWAN Team, 2008).

4.2.2. CASO DE ESTUDO

O modelo foi aplicado num domínio de cálculo discretizado num sistema de coordenadas geográficas através de quatro malhas regulares com diferentes resoluções (ver Figura 8).

A primeira grelha, G1, abrangendo grande parte do Oceano Atlântico Norte, tem origem no ponto de latitude 14°N e longitude 64°W , e estende-se em latitude até aos 70°N e em longitude até aos 20°E , com uma resolução espacial de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Desta primeira grelha geram-se condições fronteira para o sector nordeste do Atlântico, grelha G2, que é definido por uma malha de maior resolução, $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$, com a origem no ponto de latitude 24°N e longitude 33°W estendendo-se até à latitude 60°N e longitude 0°E . A terceira grelha, abrangendo a plataforma continental ibérica, G3, ainda com maior resolução espacial, $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$, está definida entre as latitudes 35°N e 45°N e as longitudes 12°W e 6°W . Finalmente, a grelha G4, cobrindo a costa noroeste portuguesa, com condições fronteira obtidas do cálculo realizado sobre a grelha G3, e que se define com a origem à latitude 40°N e longitude 10°W com um comprimento de 1.7° de longitude, ou seja, até aos 8.3°W , enquanto que em latitude, se estende até aos 42°N , o que perfaz um comprimento de 2° . Esta última malha é a de maior resolução espacial, $1' \times 1'$. Esta informação encontra-se sumariada na Tabela 1.

Relativamente ao espaço espectral, e para as grelhas G1, G2 e G3, a equação de balanço da energia (8) foi integrada em 24 direcções cobrindo os 360° e as frequências são distribuídas logaritmicamente com 25 frequências entre 0.0418 Hz e 0.4114 Hz, e o passo de cálculo é de 10 min. Para a grelha de maior resolução, G4, com um passo de cálculo de 20 min, a discretização do espectro realiza-se em 30 frequências espaçadas logaritmicamente desde 0.033 Hz a 0.5 Hz e 36 direcções igualmente espaçadas, o que dá uma resolução de 10° . Em todas as malhas os eixos OX e OY coincidiram respectivamente com as direcções W-E e S-N, ou seja $alpc = 0^{\circ}$.

É importante referir que os passos de tempo de cálculo adoptados foram aqueles que se mostraram com melhor eficiência computacional e exactidão numérica, depois de testados diferentes passos em regime não estacionário, nas diferentes situações experimentais.

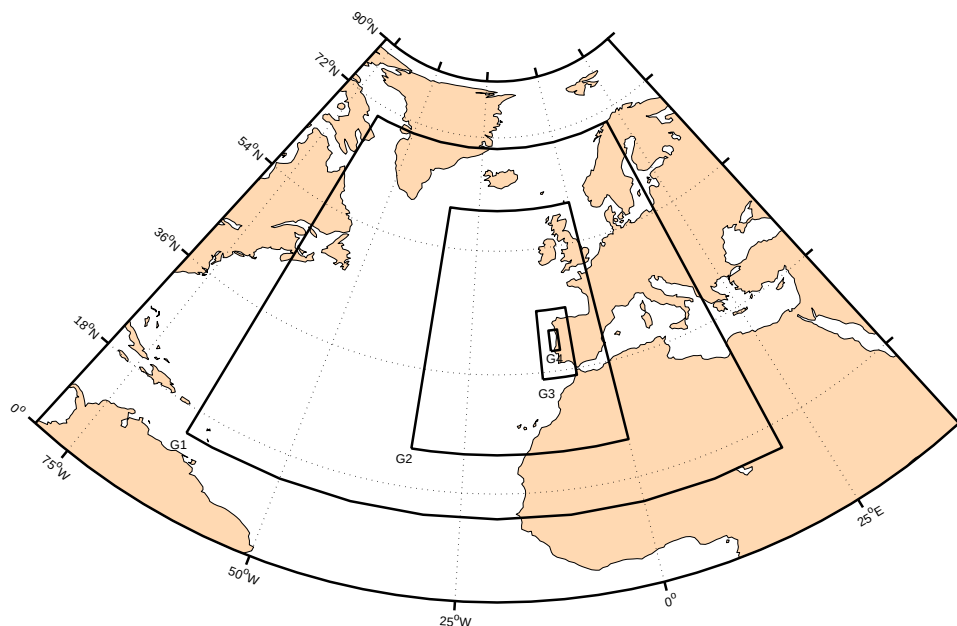


Figura 8 – Grelhas computacionais definidas.

Tabela 1 – Dimensão e resolução das grelhas computacionais.

Grelhas	Latitude	Longitude	$\Delta x \times \Delta y$	Δt (s)	nf	$n\theta$	$f_{\min} - f_{\max}$ (Hz)
G1	14°N – 70°N	64°W – 20°E	1°×1°	600	25	24	0.0418 – 0.4114
G2	22°N – 60°N	33°W – 0°E	0.5°×0.5°	600	25	24	0.0418 – 0.4114
G3	35°N – 45°N	12°W – 6°W	0.25°×0.25°	600	25	24	0.0418 – 0.4114
G4	39°N – 42°N	10°W – 8.3°W	1'×1'	1200	30	36	0.033 – 0.5

4.3. FORMULAÇÕES FÍSICAS E NUMÉRICAS

Embora o modelo comporte a formulação de diferentes processos físicos que estão já validados, uma análise de sensibilidade do modelo aos diferentes parâmetros intervenientes nos processos físicos em diferentes configurações costeiras possíveis permitirá a sua correcta calibração.

SWAN é um modelo numérico computacional desenvolvido principalmente para zonas costeiras. No entanto, a aplicação do modelo SWAN a grandes domínios, apesar de caro e computacionalmente extenso no tempo, é possível e viável.

Para um domínio de aplicação de grandes dimensões, o modelo SWAN permite a execução de várias simulações com domínios encaixados, ou seja, pode realizar-se uma simulação num domínio relativamente grande e a partir daí gerar as condições de fronteira para um domínio mais pequeno e assim sucessivamente, sendo, neste caso, necessário construir um ficheiro de entrada para cada domínio. Realizar simulações com domínios encaixados melhora significativamente os resultados em termos de resolução, sendo mesmo essencial quando se quer efectuar uma análise mais rigorosa das condições de agitação marítima na zona de rebentação.

Uma das principais preocupações que surge na utilização de modelos numéricos é a do tempo de cálculo dispendido. Nesse sentido a escolha dos esquemas numéricos para a propagação das ondas através do espaço geográfico é de extrema importância, sendo que devem satisfazer critérios de estabilidade, consistência e convergência. Os esquemas de variação temporal variam desde esquemas totalmente explícitos (os valores das variáveis dependentes num instante posterior são calculados directamente a partir dos seus valores no instante anterior) a esquemas totalmente implícitos (as variáveis independentes são obtidas a partir da resolução de um sistema de equações estabelecido a partir do esquema de diferenças finitas, ou de elementos finitos, utilizado).

Tal como escreve Sampaio (2008), são normalmente utilizados, para águas profundas, modelos baseados em esquemas explícitos pela sua relativa facilidade de aplicação. No entanto, para águas pouco profundas, como o cálculo deve ser feito com um *time step* mais pequeno, este tornar-se-ia inviável sob o ponto de vista de tempo computacional, o que é explicado pelos condicionalismos do critério de Courant–Friedrich–Lewy (CFL). Segundo este, a energia da onda, num passo temporal, não se pode propagar nas direcções OX e OY através de mais do que uma célula geográfica Δx e Δy , ou seja, limitam-se as velocidades de propagação no espaço numérico, o que obriga a passos temporais, Δt , muito pequenos:

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{c_x} \quad \text{e} \quad \Delta t \leq \frac{\Delta y}{c_y}, \quad (29)$$

com c_x e c_y sendo respectivamente as velocidades de propagação de energia da onda nas direcções OX e OY .

No modelo SWAN a equação de balanço de acção da onda (8) é integrada através de esquemas numéricos implícitos, pelo método de diferenças finitas, no tempo, espaço geográfico e espaço espectral. Para o processo de propagação das ondas tanto no espaço geográfico como espectral e mediante os critérios do utilizador na realização dos cálculos e resultados que deseja obter, o SWAN apresenta três alternativas na escolha do esquema numérico implícito a usar, e são eles:

- o esquema de primeira ordem de diferenças atrás, BSBT (Backward Space, Backward Time), que se aplica em condições estacionárias e não estacionárias;
- o esquema de segunda ordem Stelling and Leendertse (S&L), usado para condições não estacionárias;
- o esquema de segunda ordem SORDUP (Second ORDER UPwind), utilizado para condições estacionárias.

No entanto, junto a fronteiras abertas, obstáculos ou costa, o esquema BSBT é utilizado independentemente do esquema escolhido. Os esquemas S&L e SORDUP possibilitam cálculos com maior precisão. O esquema S&L ao ser aplicado prevê na sua formulação a minimização de erros do tipo *Garden and Sprinkler-Effect* (GSE). Este tipo de erro resulta da limitação da largura do espectro de frequências e das direcções e é responsável por concentrações indevidas de energia, a certa distância da fonte de energia, numa determinada direcção específica. Por isto, o modelo S&L ao ser aplicado é-o atendendo à minimização deste tipo de erro, através do comando GSE e indicando o intervalo de tempo do processo de difusão das ondas no domínio de cálculo (SWAN Team, 2008, Lavrenov, 2003).

Para o início de qualquer processo de cálculo no SWAN, é necessário que se defina um estado de agitação inicial, a partir do qual os cálculos se seguirão. Esta indicação é dada no SWAN através do comando INITial. O utilizador aqui tem a possibilidade de definir quais as condições iniciais de agitação que deseja, podendo mesmo defini-las como zero, ou então, através do comando DEFAULT, aceitar os valores iniciais que o próprio modelo estabelece para o início de cálculo.

Apesar do modelo SWAN ser de terceira geração, este possibilita a computação nos modos de primeira e segunda geração. Através do comando GEN3 o utilizador indica ao SWAN que a transferência de energia do campo de ventos para as ondas, as interacções não lineares entre quadrupletos e a dissipação por rebentação parcial (*whitecapping*) é efectuada no modo terceira geração. O SWAN disponibiliza três formulações, a de Janssen (1991a,1991b), a de Komen et al. (1984) e a de Yan (1987) para tal.

A averiguação da sensibilidade do modelo às diferentes formulações de processos de dissipação de energia por atrito dos fundos considera-se de relativa importância. No SWAN três formulações distintas estão patenteadas para a descrição do fenómeno de dissipação por atrito dos fundos, a formulação JONSWAP de Hasselmann et al. (1973), a formulação de Collins (1972) e a formulação de Madsen et al. (1988).

Esta fase de análise de sensibilidades conduz à experimentação, ajustes e análise de resultados depois de tomadas opções de modelação, até que o modelo em construção esteja calibrado e validado.

Assim, o modelo SWAN implementado neste estudo toma como esquema implícito de integração da equação de balanço de energia o esquema de segunda ordem S&L para os domínios das grelhas G1, G2 e G3, partindo das condições iniciais definidas por defeito e utilizando a formulação de Komen (1984) e de JONSWAP (Hasselmann et al., 1973) para o estudo dos mecanismos de dissipação de energia.

Para o domínio da grelha G4, junto à costa noroeste portuguesa, também as formulações de Komen (1984), de JONSWAP (Hasselmann et al., 1973) e as condições iniciais definidas por defeito são entendidas como as mais apropriadas para a modelação da agitação junto à costa. No entanto, o esquema de segunda ordem de integração da equação (8) não foi aceite pelo SWAN. O modelo SWAN, no domínio da grelha G4, ao ser corrido com o esquema S&L não aceita o passo de cálculo de 20 min já que, tal como foi explicado acima e segundo o critério de CFL, as velocidades de propagação no espaço numérico são limitadas, o que obrigaria a um passo de cálculo mais pequeno. Numa fase em que o modelo foi testado, com um passo Δt igual a 20 min e com o esquema de integração numérica S&L (segunda ordem), verificava-se no cálculo um valor de CFL maior que 10 que, de acordo com o modelo, não era aceitável, pelo que a simulação abortava. O SWAN entende que um valor de CFL maior que 10 era responsável por demasiadas situações de instabilidade e divergência de resultados. Por razões de tempo de computação, a decisão passou pela não diminuição do passo de cálculo passando, no entanto, a usar-se o esquema implícito BSBT que é de primeira ordem. Os esquemas numéricos de primeira ordem caracterizam-se, em relação aos de segunda ordem, por um efeito dissipativo mais elevado, pelo que ao simular as condições de agitação com o esquema BSBT esperar-se-ão alturas de onda com valores inferiores aos reais.

A computação das interacções não lineares entre quadrupletos em águas profundas é descrita no modelo por dois métodos, tal como já foi narrado no capítulo anterior. Nesta implementação optou-se pelo algoritmo DIA (ver Capítulo 3).

Relativamente à interacção não linear entre tríades para o caso de águas pouco profundas o método utilizado é a *Lumped Triad Approximation* (LTA) (ver Capítulo 3).

4.4. DADOS DE VENTO

A importância da caracterização do regime de ventos decorre não só da sua importância na transferência de energia para as ondas mas também da sua influência da circulação hidrodinâmica na zona através da geração de correntes induzidas pela acção directa do vento sobre a superfície livre ou de sobrelevação do nível médio.

Ao National Centers for Environmental Prediction (NCEP), que integra a agência federal norte-americana National Oceanic and Atmosphere Administration (NOAA), chegam praticamente todos os dados meteorológicos colectados em todo o globo, que depois de submetidos a análise por parte de cientistas do centro são orientados no sentido da criação de uma base de dados ambientais que englobam dados locais e globais de meteorologia, água, clima, meteorologia espacial, orientação, previsões e avisos servindo de bases de análise a uma ampla gama de utilizadores. Entre os dados disponíveis no NCEP estão dados de velocidades do vento resultantes de reanálises que facilmente são adquiridos através do *website* do centro meteorológico. Tem vindo a ser feito um esforço de produzir novas análises atmosféricas usando dados históricos (desde 1948) de forma a que a qualidade e utilidade das reanálises sejam superiores aos dados originais e para isso tem havido um esforço de melhoria nos sistemas de assimilação, uma crescente utilização de observações directas, o controlo de qualidade foi melhorado, com uma melhoria na resolução vertical.

Uma alternativa ao NCEP é o European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF), uma organização internacional localizada no Reino Unido e apoiada por 31 estados membros, e que tem como objectivos a recolha e armazenamento adequado de dados meteorológicos, o desenvolvimento de métodos numéricos para tratamento destes mesmo dados e a investigação científica e técnica para a melhoria dos métodos numéricos e das previsões. Para além disso, o ECMWF disponibiliza todos os seus dados em extensos arquivos para organismos externos.

O ECMWF produziu no passado três grandes grupos de dados de reanálises: FGGE, ERA-15 e ERA-40. Este último produto do centro põe ao dispor da comunidade científica um conjunto de análises globais descrevendo o estado da atmosfera terrestre e do oceano, e condições de ondas para o período de meados de 1957 até meados de 2002, com uma resolução de $2^\circ \times 2^\circ$. Actualmente têm vindo a ser feitos progressos com o conjunto de dados de reanálises ERA-Interim, um novo projecto em que, partindo do conjunto de observações adquiridas para o ERA-40, complementando com novos dados e reanalisando os já observados, com uma melhor resolução, foi gerado um conjunto de dados que, para além de mais extensos, são mais completos, e também de maior fiabilidade. Estes são dados de maior qualidade porque, para além da reanálise aos dados que já existiam, a resolução é mais refinada, $1.5^\circ \times 1.5^\circ$, e há a disponibilidade de produtos que até então não estavam disponíveis no ERA-40. Este novo projecto fornece dados já validados para um período de 17 anos, de 1989 a 2005.

Para o período temporal sobre o qual este estudo incide (Inverno de 1993/1994, Dezembro, Janeiro) os dados de velocidades do vento oriundos do ECMWF, dados de reanálise do ERA-Interim, foram obtidos com uma resolução espacial de $1.5^\circ \times 1.5^\circ$, com resolução temporal de 6 horas, às 00:00 h, 06:00 h, 12:00 h e 18:00 h e numa malha limitada entre as coordenadas 75°W e 30°E de longitude e entre 9°N e 75°N em latitude.

Os campos de velocidades do vento oriundos do NCEP, dados do projecto NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (Reanalysis-2) (Kalnay et al., 1996), foram obtidos com uma resolução espacial de $1.857^\circ \times 1.905^\circ$, respectivamente nas direcções OX e OY , limitados numa malha pelas coordenadas 75°W a 28.99°E de longitude e de 8.57°N a 73.32°N de latitude, com a mesma resolução temporal de 6 h (00:00 h, 06:00 h, 12:00 h, 18:00 h).

Dada a grande variabilidade que os campos de velocidade do vento podem apresentar em 6 h optou-se pela sua interpolação linear em intervalos de 1 h.

Para interpolação de dados vectoriais, verifica-se não ser recomendável a interpolação das suas componentes cartesianas (Wier, 1995). Optou-se neste caso pela interpolação das velocidades do vento nas suas componentes direcção e magnitude, reconstituindo-se posteriormente as componentes cartesianas, u e v .

4.5. DADOS DE BATIMETRIA

Cartografar áreas submersas sempre foi um grande desafio e uma necessidade para o homem, especialmente no que diz respeito à segurança da navegação, mas também para a geração de fontes de dados para investigação e análises do ambiente. Nas chamadas Cartas Náuticas avaliam-se, com precisão, direcções, distâncias, localização geográfica de pontos, áreas e muitos outros detalhes. No caso concreto que aqui se estuda, os dados de batimetria tornam-se indispensáveis, já que, tal como já foi explicado anteriormente, a morfologia dos oceanos é responsável pela dissipação de energia da ondulação, influenciando a propagação e a direcção da ondulação, e induzindo processos como a rebentação.

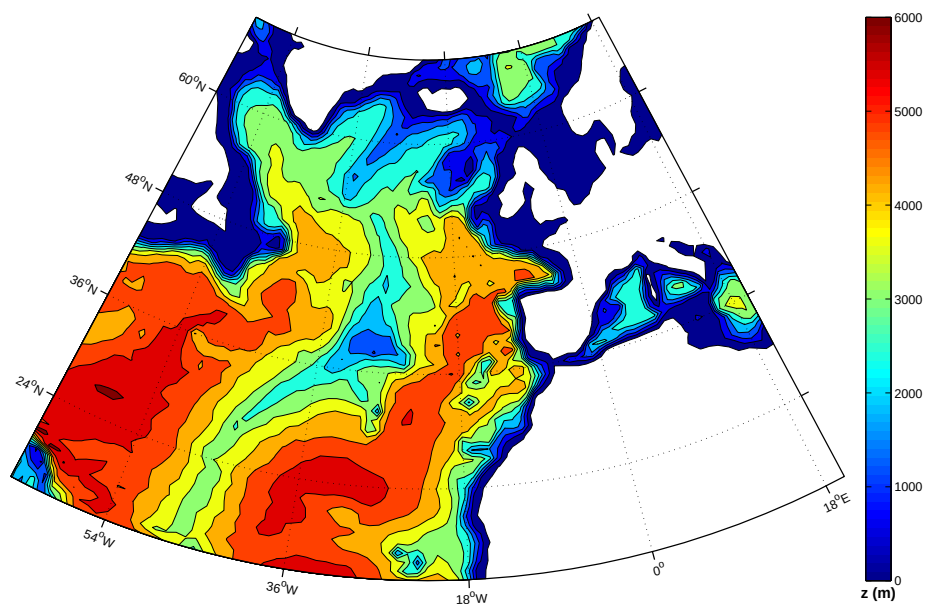


Figura 9 – Batimetria no Atlântico Norte, grelha G1.

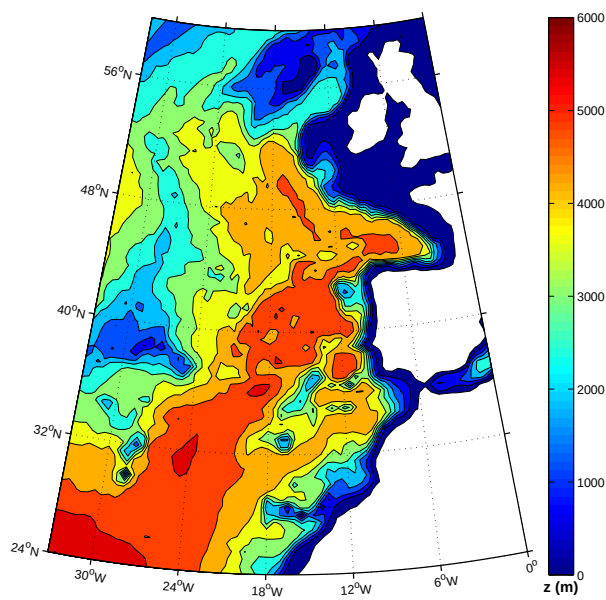


Figura 10 – Batimetria no sector nordeste, grelha G2.

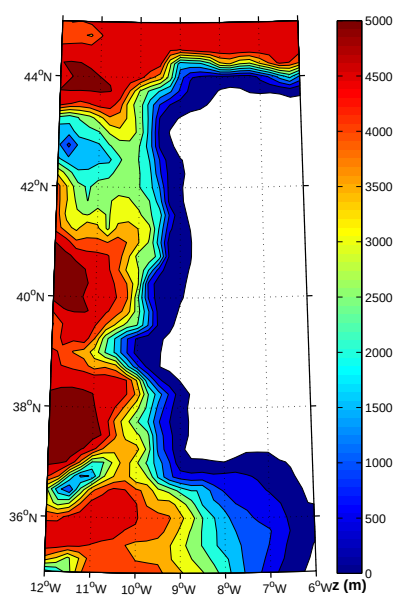


Figura 11 – Batimetria na plataforma continental ibérica, grelha G3.

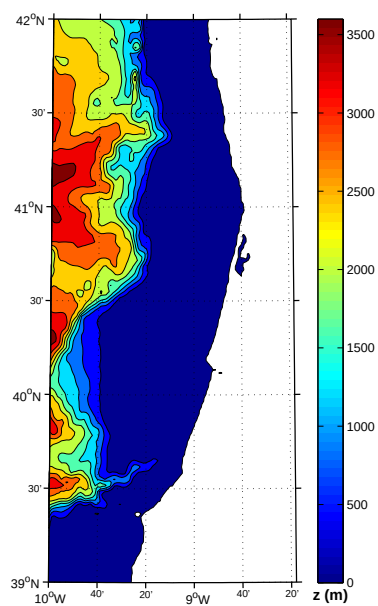


Figura 12 – Batimetria da costa noroeste portuguesa, grelha G4.

A simulação da propagação das ondas com recurso ao SWAN envolve portanto, a recolha de dados batimétricos. Os dados batimétricos que foram utilizados no estudo corrente são oriundos do banco de dados GEODAS (GEOphysical Data System for Marine Geophysical Data — NGDC/NOAA), mais propriamente da base de dados topobatimétrica ETOPO1, que integra dados de topografia e batimetria oceânica, com uma resolução espacial de $1' \times 1'$ (Amante e Eakins, 2008).

O British Oceanographic Data Centre (BODC) disponibiliza também duas bases de dados topobatimétricas de alta resolução: a GEBCO One Minute Grid, com uma resolução de $1' \times 1'$; e a GEBCO_08 Grid, com uma resolução de $30'' \times 30''$ (GEBCO, 2009). Nenhuma destas duas bases de dados foi utilizada neste estudo.

O United Kingdom Hydrographic Office e o U.S. Naval Oceanographic Office (NAVEOCEANO) da U. S. Navy, entre outros, são também base de dados de batimetrias facilmente acessíveis ao utilizador comum.

Na implementação do modelo optou-se por definir grelhas de batimetria com as mesmas dimensões e com a mesma resolução de cada uma das grelhas computacionais de cálculo, sendo a profundidade em cada ponto igual à profundidade média de cada célula centrada no ponto em cálculo e de dimensão $\Delta x \times \Delta y$ igual à definição da malha. Optou-se por este tipo de grelha, por se ter verificado que as grelhas batimétricas de resolução muito superior à da grelha computacional originavam problemas de instabilidade no cálculo.

Portanto, para a grelha computacional do Oceano Atlântico Norte, a grelha batimétrica está definida em 4704 pontos entre 64°W e 20°E e 14°N e 70°N , com uma resolução de $1^\circ \times 1^\circ$ (ver Figura 9). A caracterização batimétrica da malha referente ao sector nordeste é a apresentada na Figura 10, e descreve o relevo oceânico situado entre os 33°W e 0°E e os 24°N e os 60°N , com uma resolução espacial de $30' \times 30'$. Relativamente à grelha de batimetria necessária ao estudo do campo de ondas na plataforma continental ibérica, a zona costeira é fixada entre os limites de 12°W até 6°W de longitude, enquanto que a latitude é fixada entre os 35°N e 45°N , com uma discretização de $15' \times 15'$ (ver Figura 11). Por último, a costa noroeste portuguesa foi definida entre os 39°N e os 42°N e de 10°W a 8.3°W com uma discretização espacial de $1' \times 1'$ (ver Figura 12).

4.6. REGISTOS DAS BÓIAS

A forma mais correcta de validação dos resultados dos modelos numéricos é a realização de comparações dos resultados destes com dados de campo. No caso da agitação marítima, uma das fontes de dados de campo são as bóias ondógrafo.

4.6.1. REDE DE BÓIAS ONDÓGRAFO

O Instituto Hidrográfico mantém, em parceria com diversas administrações portuárias, uma rede de bóias ondógrafo distribuídas ao longo da costa continental portuguesa e ilhas (ver Figura 13). Contudo, apenas as bóias de Leixões, Sines e Faro se encontram sob a alçada do Instituto Hidrográfico, enquanto que a Universidade dos Açores gere as bóias do arquipélago dos Açores — Graciosa, Lajes das Flores, Pico, Praia da Vitória, Ponta Delgada e Vila do Porto — e, na Madeira, as bóias do Caniçal e Funchal são geridas pela Administração dos Portos da Região Autónoma da Madeira (APRAM).

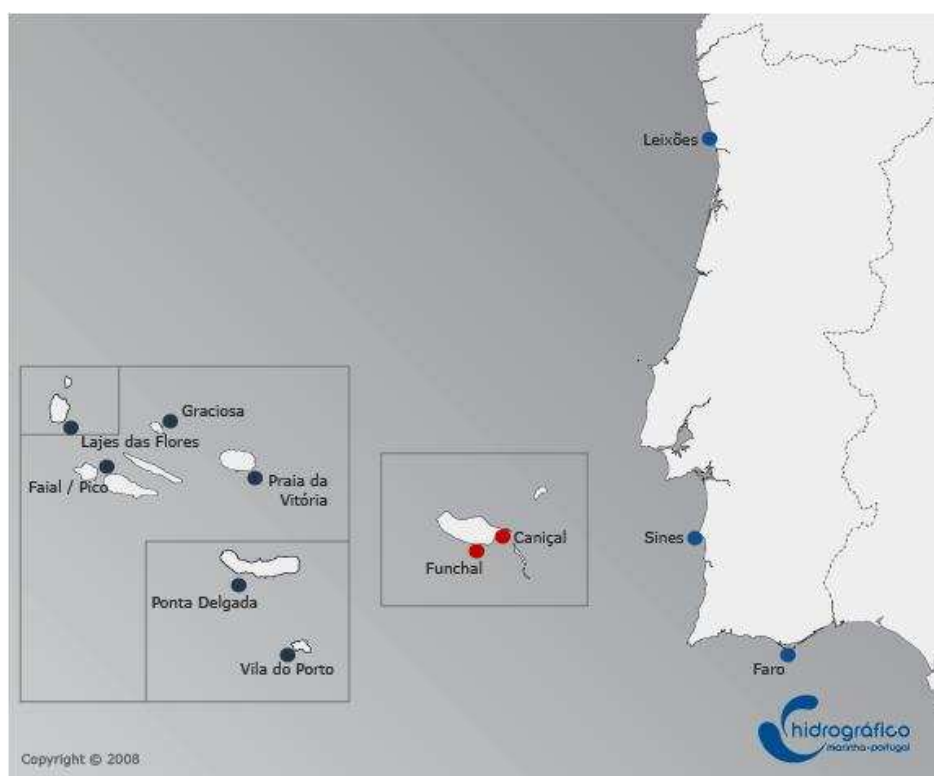


Figura 13 – Localização das bóias ondógrafo em Portugal (origem IH).

Tabela 2 – Localização das bóias ondógrafo.

Bóias Ondógrafo	Longitude	Latitude	Profundidade (m)
Leixões	8°59'00"W	41°19'00"N	83
Sines	8°55'44"W	37°55'16"N	97
Faro	7°53'54"W	36°54'17"N	93



Figura 14 – Bóia ondógrafo direccional (origem IH).

A localização das bóias ondógrafo na costa continental portuguesa está indicada na Tabela 2.

A bóia utilizada como referência para calibração e validação do estudo em desenvolvimento será a bóia de Leixões.

4.6.2. AQUISIÇÃO DE DADOS

Para a caracterização do regime de agitação na costa portuguesa o Instituto Hidrográfico utiliza bóias ondógrafo Datawell.

Inicialmente a aquisição era feita através de bóias não direccionais que, equipadas com sensores que mediam a aceleração vertical do movimento da superfície livre do mar, permitiam obter a informação relativa à altura e ao período das ondas. Em 1986 foi fundada em Faro a primeira bóia direccional, tendo-se verificado então uma evolução notável relativamente à tecnologia utilizada, já que estas vinham equipadas com um sensor adicional capaz de obter informação sobre a direcção de propagação das ondas e a temperatura da água à superfície.

Os dados adquiridos são transmitidos, através de rádio, para uma estação receptora. O conjunto bóia ondógrafo–estação receptora é designado por estação ondógrafo. A estação receptora, que habitualmente se localiza em faróis próximos da posição de fundeamento da bóia, é constituída por um receptor que recebe e descodifica os dados, e por um computador que controla a aquisição e gravação dos dados. A estação está também equipada com uma aplicação informática que realiza um controlo de qualidade muito sumário dos dados adquiridos, e um processamento em tempo real, em que se calculam os parâmetros mais significativos da agitação marítima.

Os dados são transmitidos na forma digital para a sede do Instituto Hidrográfico, onde são posteriormente sujeitos a um controlo de qualidade mais elaborado, processados e armazenados numa base de dados. As bóias incorporam também um sistema de GPS para que se controle a posição da mesma, permitindo actuar com mais rapidez no caso de deriva do equipamento.

Actualmente a aquisição de dados é realizada com uma frequência de amostragem de 1.28 Hz, e a sua gravação é efectuada em séries temporais com duração de 10 min e de 30 min. As séries de 10 min são destinadas a serem processadas em tempo real sendo que o intervalo entre as séries é apenas de um ou dois minutos, que é o tempo necessário ao processamento e à apresentação da informação. As séries de 30 min, cujo processamento é feito *a posteriori*, têm um intervalo entre séries de 3 h, em condições normais, enquanto que, em condições de tempestade, o intervalo entre séries é inferior a 1 min, durante o qual é testado se a situação de temporal se mantém.

A situação de temporal é registada quando o valor da altura significativa é superior a 5 m na costa oeste e 3 m na costa sul e na costa da Madeira. A altura significativa é o parâmetro estatístico mais usual na caracterização da agitação marítima e corresponde aproximadamente à avaliação visual da altura das ondas (IH, 2008).

4.6.3. PROCESSAMENTO E DISPONIBILIDADE DE DADOS

As séries temporais que são adquiridas são constituídas por deslocamentos verticais e deslocamentos horizontais nos sentidos S–N e W–E. Uma vez adquiridas e validadas, as séries temporais são objecto de um tratamento padrão, o qual visa a estimação dos parâmetros característicos da agitação marítima, quer no domínio da frequência, quer do tempo. Relativamente a cada registo são estimados, entre

outros, os parâmetros altura significativa, altura máxima, período médio, período máximo, período de pico e direcção média.

A informação disponibilizada *online* pelo IH é o resultado do processamento em tempo real dos registos de 10 min: altura significativa, altura máxima, período médio e máximo, direcção de pico e a temperatura da água à superfície. A consulta é efectuada através de uma mapa, onde o utilizador selecciona a estação que pretende, e acede à última informação disponível. Por vezes, ocorrem falhas de dados, devidas a avarias da bóia ondógrafo, causadas ou por falhas técnicas ou agressões humanas, necessidade de manutenção, ou ainda a dificuldades de transmissão.

A consulta pode também ser efectuada através de um conjunto de tabelas e gráficos. Nas tabelas existem duas opções de consulta: na primeira apresentam-se os parâmetros estimados a partir de cada registo de 10 min e, na segunda, as médias horárias daqueles parâmetros. Em ambos os casos a informação é relativa às últimas 30 h. Nos gráficos existem também diversas opções que o utilizador pode seleccionar, quer quanto a parâmetros a consultar (altura, período, direcção e temperatura), quer quanto aos períodos de observação (variando desde as últimas 24 h, até ao conjunto total de observações).

Como complemento à informação disponibilizada, apresentam-se ainda gráficos anuais de existências de séries temporais. As existências referem-se a registos de 10 min das diversas estações ondógrafo, e a data inicial corresponde ao início da sua apresentação em tempo real e gravação em base de dados, sendo posterior, na maioria dos casos, à data em que se iniciou a estação.

Note-se que a informação divulgada pelo IH, baseada em registos de 10 min de duração, destina-se a fornecer em tempo real um indicador do estado do mar, com particular interesse para a segurança no mar, controlo de obras portuárias, navegantes, praticantes de desporto marítimo, lazer e turismo. No entanto, em quaisquer aplicações que requeiram estudos de caracterização do estado do mar, deve ser utilizado outro tipo de informação, nomeadamente os resultados do processamento de registos de maior duração, aos quais está associada uma maior confiança estatística.

4.6.4. DADOS UTILIZADOS

Os dados relativos à bóia ondógrafo de Leixões, fornecidos pelo IH para o presente estudo, foram adquiridos a uma taxa de digitalização de 1.28 Hz. A aquisição de dados, foi efectuada de 3 em 3 horas, durante períodos de 30 min. Em condições de temporal (em que a altura significativa excedia os 3 m), os períodos de aquisição de 30 min são apenas espaçados de pequenos intervalos necessários para processamento dos dados. O limite mínimo de duração para que um conjunto de dados seja tratado é de 10 min.

Para a realização da calibração e validação dos resultados numéricos processados, obtiveram-se, para o período de Dezembro de 1981 a Dezembro de 2003, séries de altura significativa, H_s , do período médio associado às alturas significativas, T_z , e da direcção média associada ao período de pico, θ_p . A direcção média está referida ao Norte verdadeiro, é medida no sentido dos ponteiros do relógio, e consideraram-se os valores de declinação magnética de 6°W para o período de 1993 a 1997 e de 5°W para o período de 1998 a 2001.

5

SIMULAÇÕES NUMÉRICAS**5.1. INTRODUÇÃO**

O desenvolvimento de um sistema de previsão oceanográfica baseado no modelo SWAN constitui o núcleo central da investigação desenvolvida. No futuro este sistema irá ser objecto de calibração por forma a garantir a sua operacionalidade.

Nesta fase procede-se à validação dos campos das velocidades do vento obtidos por reanálise. Estando disponíveis dados meteorológicos provenientes de duas fontes, NCEP e ECMWF, pretende-se inferir qual das duas conduz a resultados mais fiáveis. Assim espera-se criar uma base sólida e credível de fundamentação que esclareça e influencie potenciais futuros trabalhos na escolha de origem de dados de campos de velocidades de vento provenientes de reanálises e que se destinam à calibração de modelos de ondas.

Na avaliação dos resultados de modelos de ondas, os parâmetros que normalmente se empregam para comparação com dados medidos são a altura significativa, o período de pico e a direcção de propagação. No entanto, os dados de que se dispõe do Instituto Hidrográfico limitam a validação dos dados meteorológicos à comparação da altura significativa, H_s , e da direcção de propagação média associada ao período de pico, θ_p .

5.2. VALIDAÇÃO DOS DADOS METEOROLÓGICOS

A calibração de um modelo de geração, propagação e dissipação de ondas geradas pelo vento, só pode ser realizada com base em dados meteorológicos previamente validados. Estando disponíveis dados de reanálises em dois centros meteorológicos de referência, NCEP e ECMWF, optou-se por recorrer ao conjunto de dados indicado em cada centro como mais fiável e de maior precisão, respectivamente os projectos NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (Reanalysis-2) do NCEP e ERA-Interim do ECMWF. Para cada conjunto de dados meteorológicos foram efectuadas simulações para os dois primeiros meses do Inverno de 1993/1994 (Dezembro de 1993 e Janeiro 1994).

Para comparação com os dados históricos disponíveis para a bóia ondógrafo de Leixões, foram extraídos resultados paramétricos horários da altura significativa, H_s , e da direcção de propagação média associada ao período de pico, θ_p , os quais serão comparados através de uma análise gráfica e através de parâmetros estatísticos com os resultados numéricos obtidos pela simulação com os dados de velocidade de vento dos centros meteorológicos NCEP e ECMWF.

5.2.1. ANÁLISE GRÁFICA

Nas Figuras 15 e 16 comparam-se os valores obtidos pelo modelo SWAN para a altura significativa, H_s , com os registos da bóia ondógrafo de Leixões para os meses de Dezembro de 1993 e Janeiro de 1994, respectivamente.

Tal como referido na Secção 4.6, os dados da bóia ondógrafo são adquiridos de 3 em 3 horas, durante períodos de 30 minutos. Infelizmente os registos da bóia não estão completos em nenhum dos dois meses.

Da análise da Figura 15, é evidente que os resultados obtidos com os campos de velocidades do vento de ECMWF não acompanham a evolução do estudo do mar na zona da bóia de Leixões durante o mês de Dezembro de 1993. Por outro lado, os resultados obtidos com os campos de velocidades do vento do NCEP reproduzem o episódio de tempestade registado nos dias 15 e 16 de Dezembro de 1993, com amplitudes de altura significativa sensivelmente correctas, mas com um desfasamento no tempo de cerca de 10 horas.

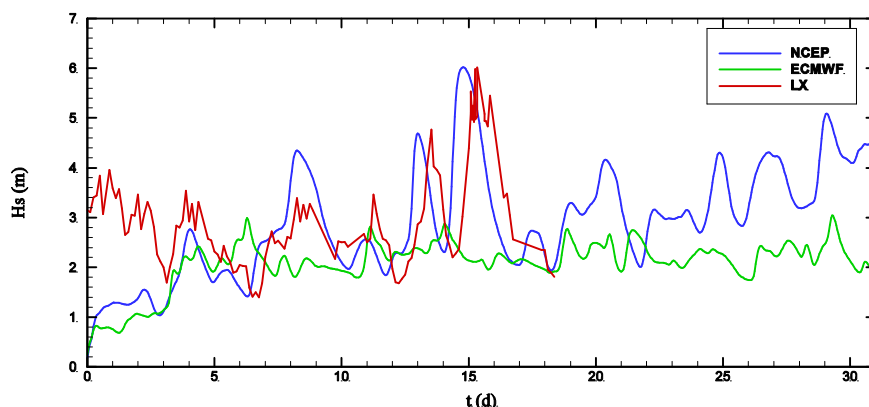


Figura 15 – Comparação da altura significativa registada pela bóia de Leixões e os resultados do modelo com dados do NCEP e do ECMWF, Dezembro 1993.

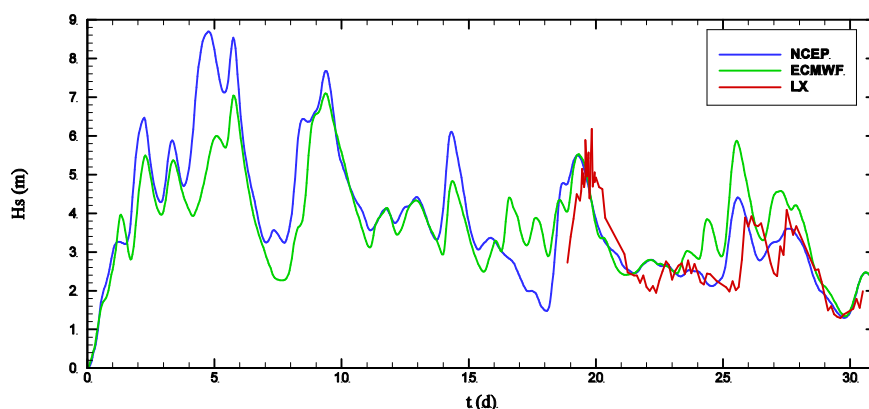


Figura 16 – Comparação da altura significativa registada pela bóia de Leixões e os resultados do modelo com dados do NCEP e do ECMWF, Janeiro 1994.

As primeiras 72 horas, correspondem a um período de ajuste do modelo, após um arranque em condições de agitação nula. No entanto, entre os dias 3 e 6, os resultados obtidos com dados do NCEP subestimam a altura de onda, enquanto entre os dias 6 e 9 há uma sobrestimação da altura de onda.

Para o mês de Janeiro (ver Figura 16) ambos os modelos apresentam um comportamento semelhante ao longo de praticamente todo o mês com excepção do período entre o dia 14 e o dia 17. Em relação à bóia, e apesar de só existirem registos de ondulação a partir do dia 19 de Janeiro, observa-se alguma semelhança de comportamentos entre os dois modelos e os dados históricos da bóia, apesar de se continuar a registar algum desfaseamento entre os valores obtidos por simulação e os dados da bóia. Este desfaseamento é idêntico para os dados do NCEP e do ECMWF. Para o episódio de quase tempestade registado entre sensivelmente entre os dias 25 e 28, os resultados obtidos com os dados de NCEP apresentam amplitudes máximas muito próximas das registadas pela bóia.

Nas Figuras 17 e 18 comparam-se os valores obtidos pelo modelo SWAN para a direcção de propagação associada ao período de pico, θ_p , com os registos da bóia ondógrafo de Leixões, para os meses de Dezembro de 1993 e Janeiro de 1994, respectivamente.

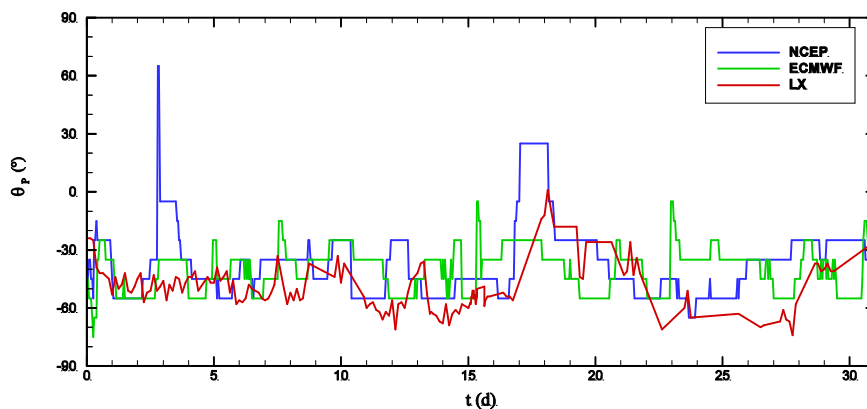


Figura 17 – Comparação da direcção de propagação associada ao período de pico registada pela bóia de Leixões e os resultados do modelo com dados do NCEP e do ECMWF, Dezembro 1993.

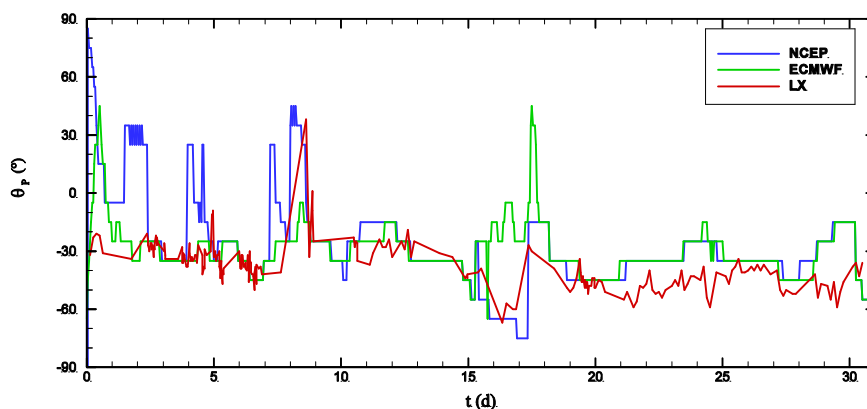


Figura 18 – Comparação da direcção de propagação associada ao período de pico registada pela bóia de Leixões e os resultados do modelo com dados do NCEP e do ECMWF, Janeiro 1994.

Da análise destas figuras, pode-se concluir que em termos de quadrante, a direcção de propagação de agitação parece ser correctamente simulada.

De uma maneira geral, em Dezembro de 1993 (ver Figura 17) as principais direcções de propagação estão entre os 0° e os -60°, enquanto em Janeiro de 1994, a agitação se propaga principalmente entre os -30° e os -60°. Portanto tanto em Dezembro como em Janeiro, verifica-se que os quadrantes de Noroeste e Nor-Noroeste são aqueles com predominância de origem de ondulação, vindo de encontro às conclusões do estudo de Coelho (2005) referido no Capítulo 2.

5.2.2. ANÁLISE ESTATÍSTICA

A comparação estatística dos resultados obtidos pelo modelo com os dados da bóia é realizada recorrendo a seis dos parâmetros estatísticos mais comumente utilizados neste tipo de estudos:

- média, $\bar{X}$,

$$\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^n X_i}{n}; \quad (30)$$

- desvio padrão, σ ,

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{n-1}}; \quad (31)$$

- erro médio absoluto ou enviesamento (*bias*), B ,

$$B = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)}{n}; \quad (32)$$

- erro médio quadrático, EMQ,

$$\text{EMQ} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}{n}}; \quad (33)$$

- espalhamento (*scattering*), S ,

$$S = \frac{\text{EMQ}}{\bar{X}}; \quad (34)$$

- coeficiente de correlação linear, r ,

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X}) (Y_i - \bar{Y})}{\left(\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2 \right)^{1/2}}. \quad (35)$$

Tabela 3 – Análise estatística de H_s e θ_p com campos de velocidade do vento do NCEP e do ECMWF para os meses de Dezembro de 1993 e Janeiro de 1994.

		NCEP	ECMWF	Bóia Ondógrafo
H_s (m)	$\bar{Y}$	3.17	2.85	2.77
	σ	1.25	1.11	1.20
	B	-0.07	0.25	
	EMQ	0.87	1.29	
	S	0.28	0.47	
	r	0.75	0.40	
θ_p (°)	$\bar{Y}$	-34	-36	-44
	σ	16.9	11.4	12.4
	B	-10.2	-7.7	
	EMQ	18.4	16.2	
	r	0.49	0.28	

Nas definições (30) a (35), n é o número de observações, $\bar{X}$ é a média do parâmetro de onda observado, $\bar{Y}$ representa o valor médio do parâmetro de onda modelado, X_i é o valor observado do parâmetro de onda no i -ésimo ponto, e Y_i é o valor calculado do parâmetro de onda no i -ésimo ponto.

Pelo facto de as séries temporais dos parâmetros H_s e θ_p não se encontrarem completas e por não se considerarem os dados de simulação das primeiras 72 horas de cada mês por corresponderem a ajustes do modelo, e como os dados da bóia ondógrafo são adquiridos de 3 em 3 horas durante períodos de 30 min, no total, para os meses de Dezembro de 1993 e Janeiro de 1994 há 199 registos do parâmetro H_s e 311 registos do parâmetro de θ_p .

A Tabela 3 resume a análise estatística realizada para o período de Dezembro 1993 e Janeiro 1994, comparando os dados registados na bóia de Leixões com os resultados das simulações realizadas com as bases de dados de reanálises do NCEP e do ECMWF.

Com uma amostra de $n=199$, a relação da altura de onda significativa calculada usando o modelo SWAN com base nos dados de NCEP com os registos da bóia ondógrafo de Leixões revela-se satisfatória, enquanto que o modelo que usou os dados de velocidades do ECMWF apresenta-se com uma correlação mais baixa. Os resultados das direcções de propagação do modelo foram também avaliados, numa amostra de 311 valores, apresentando índices com valores relativamente baixos.

A média de H_s que se obteve com a simulação de NCEP difere por excesso de 0.4 m daquela registada pela bóia, enquanto que os valores do enviesamento, B , e do erro médio quadrático são bastante baixos sendo que o modelo se caracteriza por ser estatisticamente válido. Quanto ao índice de espalhamento obtido com os dados do NCEP, o valor de 0.28 não é de todo elevado, mas ainda assim quantifica alguma dispersão de valores de H_s , semelhante ao verificado nos valores da bóia. O valor do desvio padrão de 1.25 quantifica uma dispersão aceitável para os valores de H_s . O coeficiente de

correlação de 0.75 é relativamente bom acusando, no entanto, ainda algum distanciamento em relação aos valores reais o que poderá ser essencialmente devido ao desfaseamento temporal dos resultados registados (ver secção 5.2.1.). A dispersão que se quantifica pelos valores estatisticamente calculados pode ser analisada na Figura 19, em que se parece verificar um fenómeno de heteroscedástica, i.e. o erro aumenta com o aumento da altura significativa, sendo notória a sobrestimação de algumas alturas de onda.

Relativamente aos valores de direcção de propagação, o valor médio resultante da simulação com os dados de vento do NCEP difere do valor registado na bóia de 10° , o que pode justificar o valor de coeficiente de correlação 0.49 e os ainda consideráveis valores de EMQ e B , valores que acusam erros de simulação. O índice de espalhamento e o desvio padrão indiciam também a ocorrência de dispersão dos resultados, relativamente aos registos da bóia, o que é perceptível na Figura 20. A distribuição de resultados representado na Figura 20 indica claramente um enviesamento dos resultados de θ_p .

Quanto à simulação que usou os dados de reanálises do ERA-Interim, tal como se tinha já concluído, não se mostraram muito fiáveis relativamente à reconstituição das alturas significativas registadas pela bóia no Inverno de 1993/1994. O coeficiente de correlação é baixo para que o modelo seja classificado como fiável, apesar de a média ser bastante próxima da da bóia e os erros médio quadrático e médio absoluto serem relativamente baixos. O baixo valor do coeficiente de correlação deve-se essencialmente à incorrecta representação das condições de tempestade do mês de Dezembro que se verificou na secção anterior, o que se verifica da análise cuidada da Figura 21, que para alturas de onda baixas a correlação entre valores simulados e registados é boa, mas no caso de alturas de onda elevadas há uma grande dispersão de valores.

Os resultados das direcções de propagação obtidos pela modelação com dados de velocidade do vento do ERA-Interim, do ECMWF, apresentam-se desajustados, na medida em que o coeficiente de correlação é distante da unidade, desajuste que justifica os elevados valores de B e de EMQ e a dispersão dos resultados quantificada por σ evidente na Figura 22. Também neste caso e da análise da Figura 22 é claro um enviesamento dos resultados.

Regista-se ainda que a direcção média de propagação registada pela bóia corresponde à propagação com rumo de NW, enquanto que em ambos os modelos a direcção de propagação calculada corresponde a rumos de NW e NNW.

De uma maneira geral, o modelo que foi simulado com os dados oriundos de NCEP é aquele que se revela como melhor para a reconstituição do estado de agitação na costa noroeste portuguesa.

Da análise dos resultados gráficos e estatísticos, conclui-se pela validade dos resultados da reanálise do projecto NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (Reanalysis-2) e pela rejeição dos resultados da reanálise do projecto ERA-Interim do ECMWF. Esta opção é tomada tendo em conta que o clima de agitação do mês de Dezembro não é adequadamente reproduzido pela simulação que se baseia nos dados de velocidade de ventos do ECMWF, apesar de o mês de Janeiro de 1994 o ter sido perfeitamente. Assim, aquilo que é recomendável para futuros trabalhos será a validação dos dados do ERA-Interim seja efectuada mês a mês, de forma a que se verifique o seu ajustamento às situações reais de agitação.

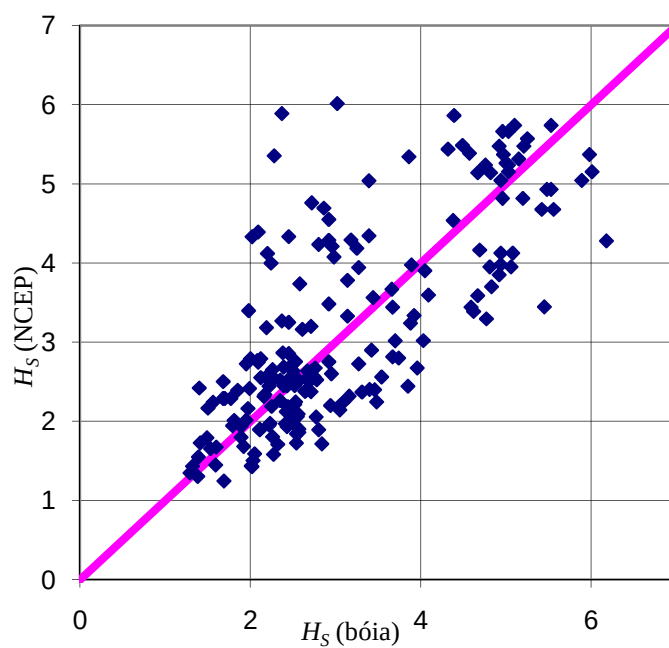


Figura 19 – Dispersão de H_s simulada com os dados do NCEP em relação à registada pela bóia.

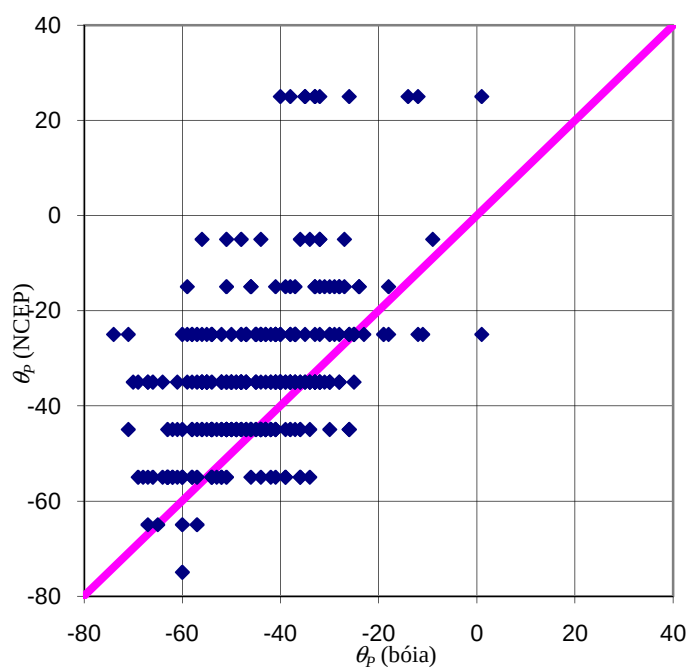


Figura 20 – Dispersão de θ_p simulada com os dados do NCEP em relação à registada pela bóia.

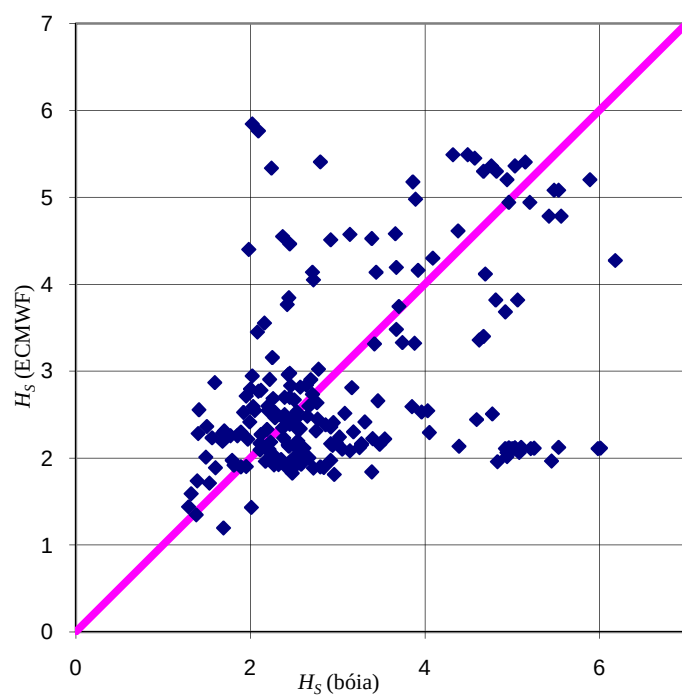


Figura 21 – Dispersão de H_s simulada com os dados do ECMWF em relação à registada pela bóia.

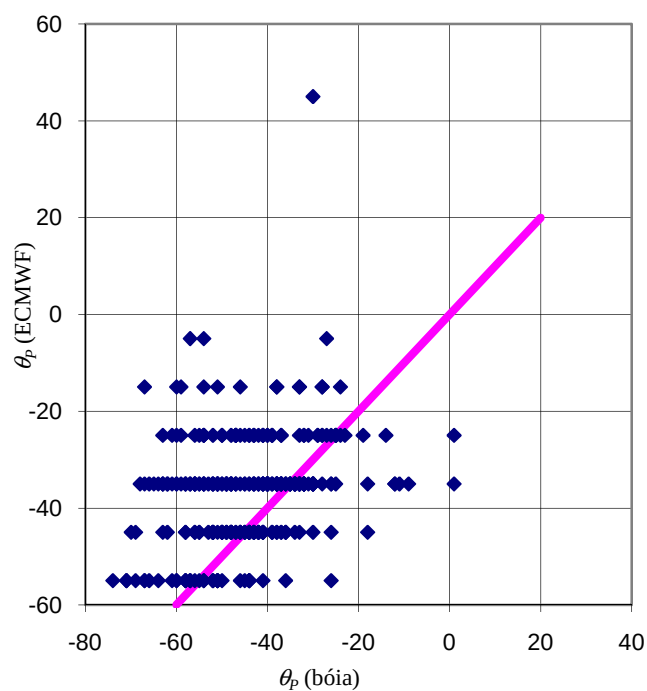


Figura 22 – Dispersão de θ_p simulada com os dados do ECMWF em relação à registada pela bóia.

Os problemas de desfasamento temporal, que a simulação do mês de Janeiro revelou co-existirem para as duas bases de dados, devem ter origem ou na resolução usada nas malhas batimétricas, ou no modelo de geração utilizado. Um futuro desenvolvimento deste trabalho deverá debruçar-se sobre estes pontos. De igual forma, a causa do enviesamento verificado nos resultados da direcção de propagação deve ser investigada.

5.3. ANÁLISE DE UMA SITUAÇÃO DE TEMPESTADE

Tal como referido na secção anterior, os resultados de reanálises do projecto NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (Reanalysis-2) foram considerados como válidos, ao contrário dos resultados da reanálise do projecto ERA-Interim do ECMWF que não se mostraram adequados na reprodução do episódio de tempestade no mês de Dezembro de 1993.

Nas Figuras 23 e 24, ilustram-se os campos de velocidades do vento medidos a um nível de 10 m acima do nível médio das águas, U_{10} , provenientes dos centros meteorológicos NCEP e ECMWF, para o período de 14, 15, 16 e 17 de Dezembro de 1993, de forma a que se comparem as diferenças entre ambos e se perceba o porquê da não validação dos resultados de ERA-Interim.

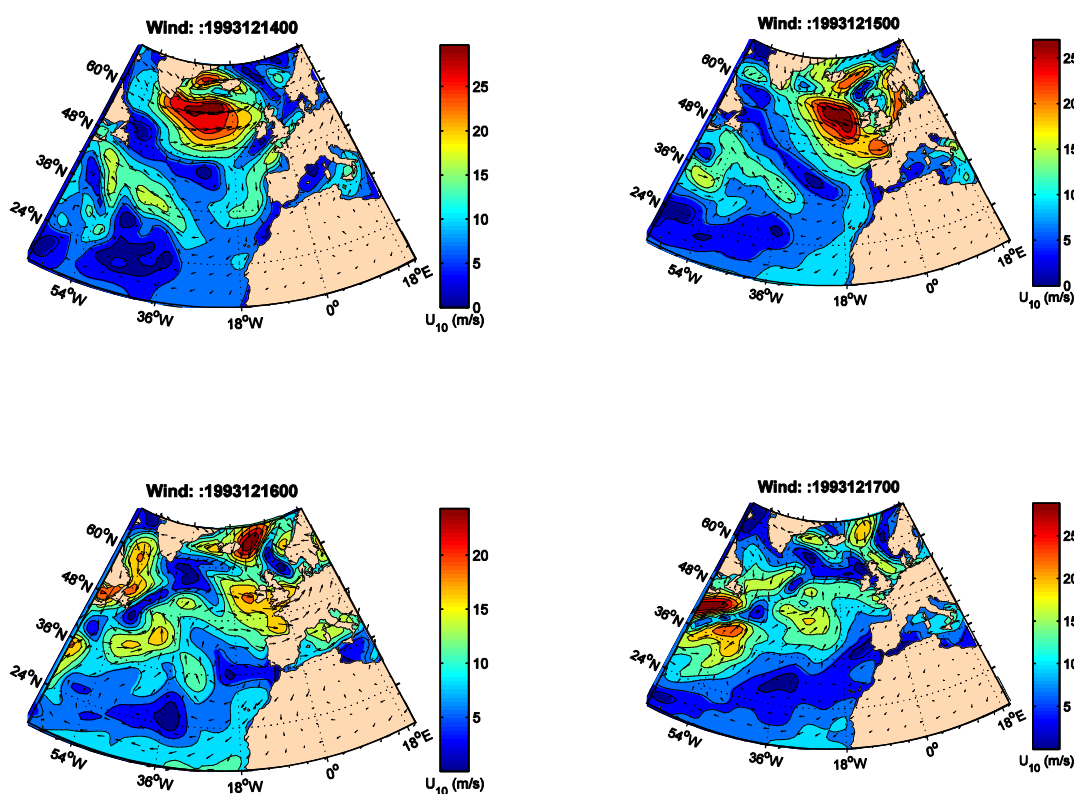


Figura 23 – Evolução da tempestade, dias 14, 15, 16 e 17 de Dezembro de 1993, às 00:00 h, no Atlântico Norte, com dados do NCEP.

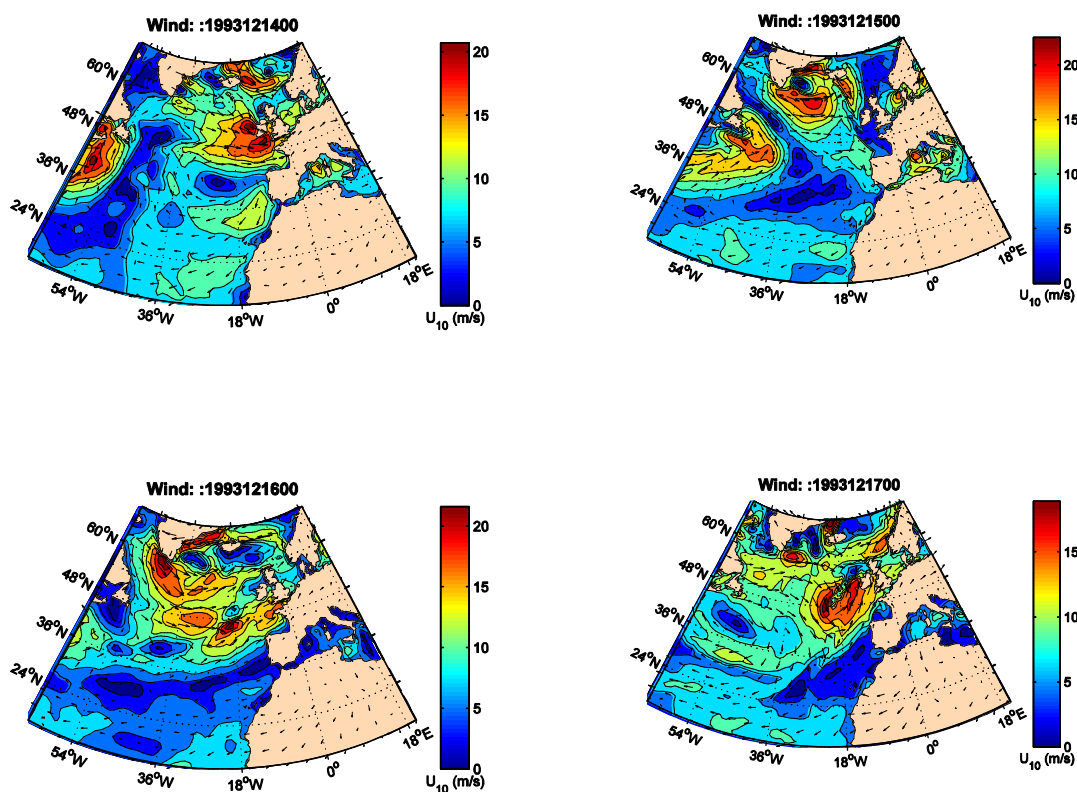


Figura 24 – Evolução da tempestade, dias 14, 15, 16 e 17 de Dezembro de 1993, às 00:00 h, no Atlântico Norte, com dados do ECMWF.

A comparação dos dois conjuntos de figuras, Figuras 23 e 24, revela situações bastante diferentes. Da observação cuidada da Figura 23 regista-se nos dias 14 e 15 um centro de baixas pressões que se desloca da Islândia para o Reino Unido, dando origem a ventos ciclónicos com máximos que rondam os 32 m/s, e que na zona do Golfo da Biscaia se fazem sentir com proveniência de NW. Mais tarde, no dia 16, esse centro de baixas pressões desloca-se para o Mar do Norte com uma diminuição da intensidade do vento no Atlântico Norte, deixando de existir condições de tempestade junto à costa noroeste portuguesa.

Relativamente à situação climática resultante dos dados do ERA-Interim (ver Figura 24), verifica-se um regime de ventos muito diferente daquele descrito na Figura 23. As velocidades máximas não alcançam valores tão extremos como os do NCEP no período em análise, não indo para além dos 22 m/s, sendo ainda assim elevados. Nos dias 15 e 16, junto à costa portuguesa, os ventos são muito fracos, não denunciando qualquer sinal de existência de tempestade. O centro de baixas pressões anteriormente referido não é aqui evidente. Os dados de reanálises do ECMWF não reproduzem portanto a tempestade registada naquele período.

Segue-se a caracterização do episódio tempestade com os dados de reanálise resultantes do projecto NCEP.

A trajectória descrita pela tempestade é facilmente perceptível através da sequência de imagens da Figura 25. Esta figura ilustra os campos de altura significativa e os vectores de direcção de propagação

associada ao período de pico, desde o dia 14 de Dezembro de 1993, até ao dia 17 de Dezembro de 1993.

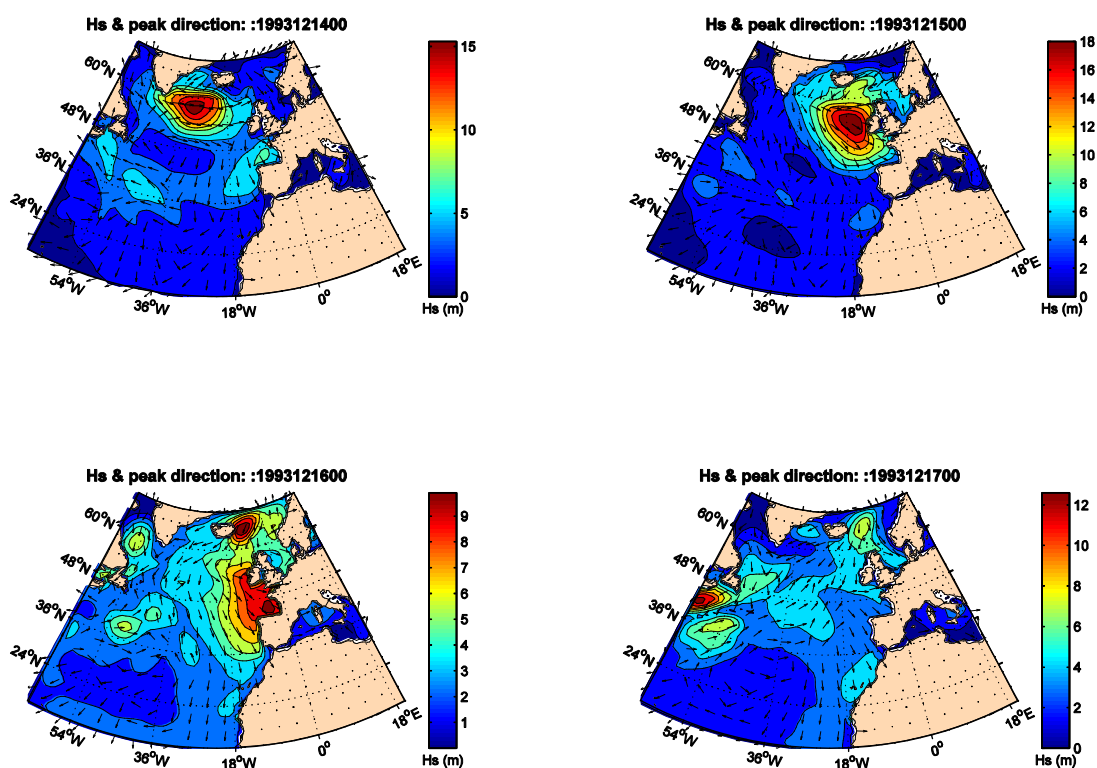


Figura 25 – Altura de onda significativa e direcção de propagação associada ao período de pico, dias 14, 15, 16 e 17 de Dezembro de 1993, às 00:00 h, com dados do NCEP (malha G1).

Da observação cuidada da Figura 25 percebe-se que a perturbação que se gerou na zona norte do Atlântico a sudoeste da Islândia, se deslocou nas primeiras 24 horas na direcção ESE, até à costa irlandesa, progredindo então para sudoeste até ao Golfo da Biscaia. Nessa altura, situação às 00:00h do dia 16/Dez/1993, é quando a sua acção sobre a costa portuguesa é mais intensa.

Comparando esta figura com a Figura 23, é notória a relação entre os ventos incidentes, a sua magnitude e direcção, e o grau das perturbações em termos de altura de onda significativa que originam, uma vez que a mancha dos ventos máximos é acompanhada também por um conjunto de ondas com elevadas amplitudes.

Nas Figuras 26 a 29, reproduzem-se os campos de distribuição da altura significativa, H_s , e os vectores de direcção de propagação associada ao período de pico, θ_p , para as condições extremas de tempestade ocorridas no dia 16 de Dezembro de 1993, às 00:00 h, nos diferentes domínios acoplados utilizados na simulação numérica.

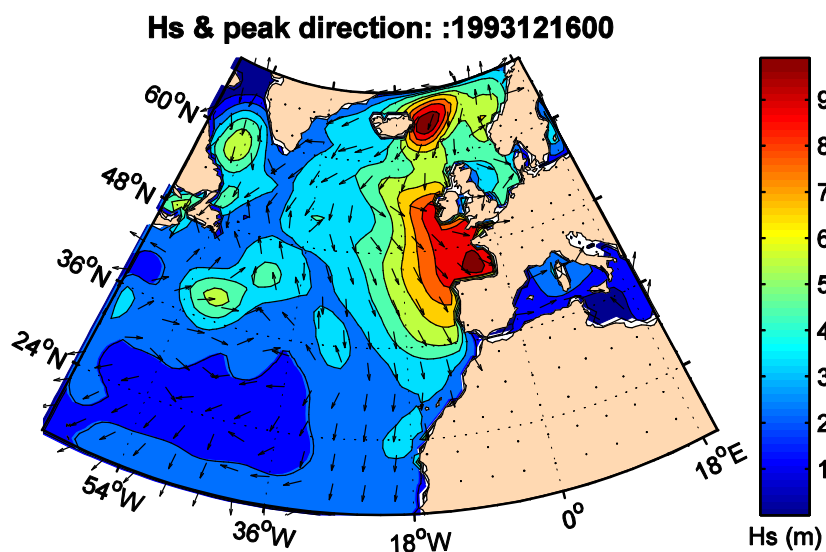


Figura 26 – Altura de onda significativa e direcção de propagação associada ao período de pico, dia 16 de Dezembro de 1993, 00:00 h, com dados do NCEP (malha G1).

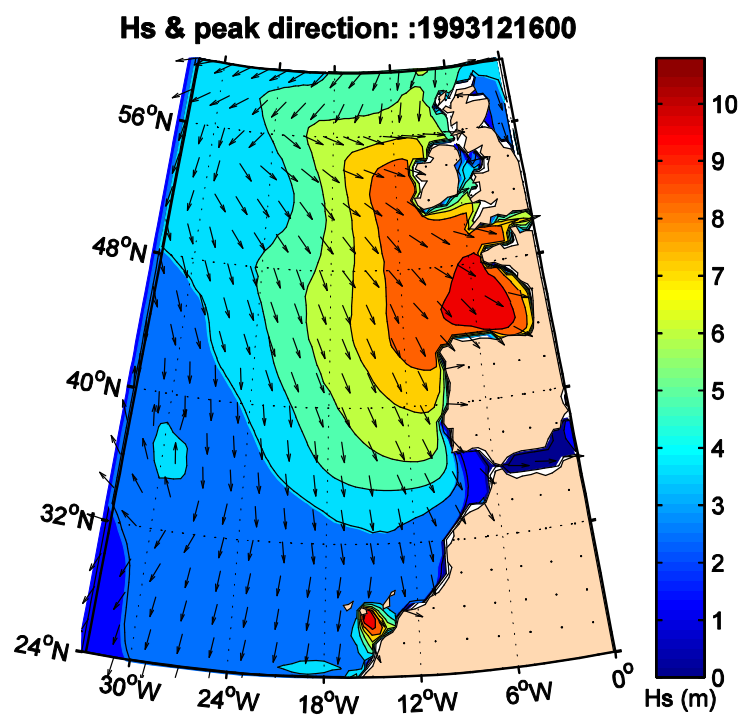


Figura 27 – Altura de onda significativa e direcção de propagação associada ao período de pico, dia 16 de Dezembro de 1993, 00:00 h, com dados do NCEP (malha G2).

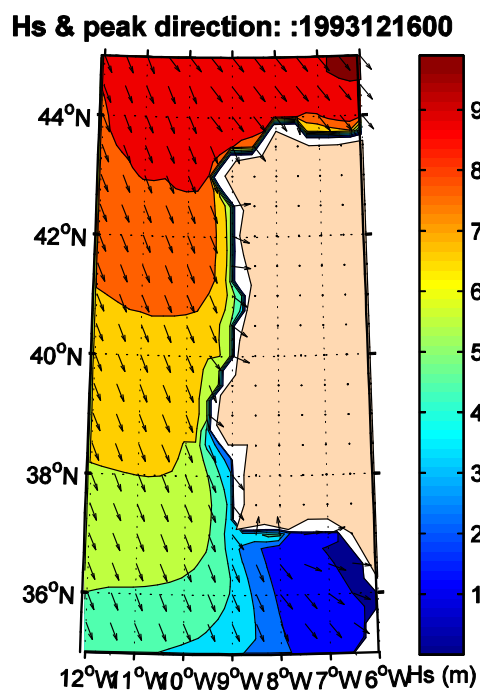


Figura 28 – Altura de onda significativa e direcção de propagação associada ao período de pico, dia 16 de Dezembro de 1993, 00:00 h, com dados do NCEP (malha G3).

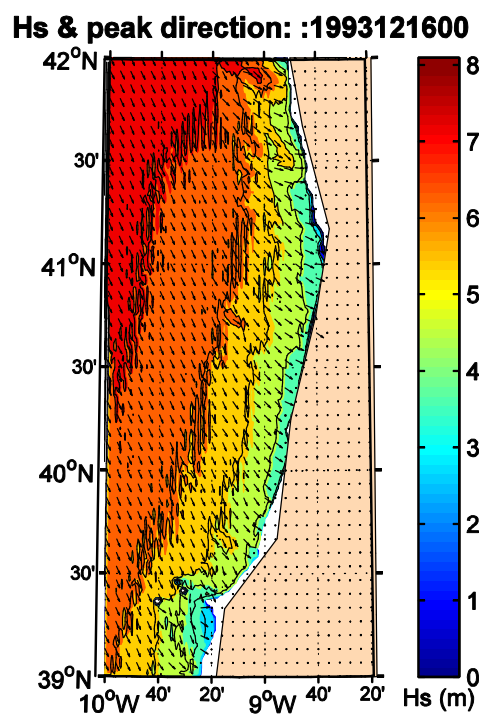


Figura 29 – Altura de onda significativa e direcção de propagação associada ao período de pico, dia 16 de Dezembro de 1993, 00:00 h, com dados do NCEP (malha G4).

A situação de tempestade é evidente. Registam-se alturas significativas elevadas no Golfo da Biscaia, onde está centrada a tempestade (Figura 27). Ao largo da costa portuguesa a altura de onda é mais elevada a norte, 7–8 m, decrescendo para sul, até atingir cerca de 2–3 m ao largo de Faro. O rumo de agitação associado ao período de pico é claramente NNW (ver Figura 28).

A concentração de energia junto da costa portuguesa é denunciada por alturas significativas elevadas, muito acima dos 5 m, valor estabelecido pelo IH como um valor acima do qual se entende existir tempestade na costa oeste portuguesa. Ao largo de Leixões e por efeito de refração devida à profundidade, o rumo é já no quadrante WNW (ver Figura 29).

O modelo SWAN, aplicado aos sucessivos acoplamentos calcula uma altura significativa máxima de 11.43 m no Golfo da Biscaia (ver Figura 27) e próximo à costa Portuguesa, um valor máximo de H_s de 8.43 m (ver Figura 29).

A evolução da tempestade sentida na costa norte portuguesa é ilustrada na Figura 30, através da distribuição da altura de onda significativa e da direcção de propagação associada ao período de pico.

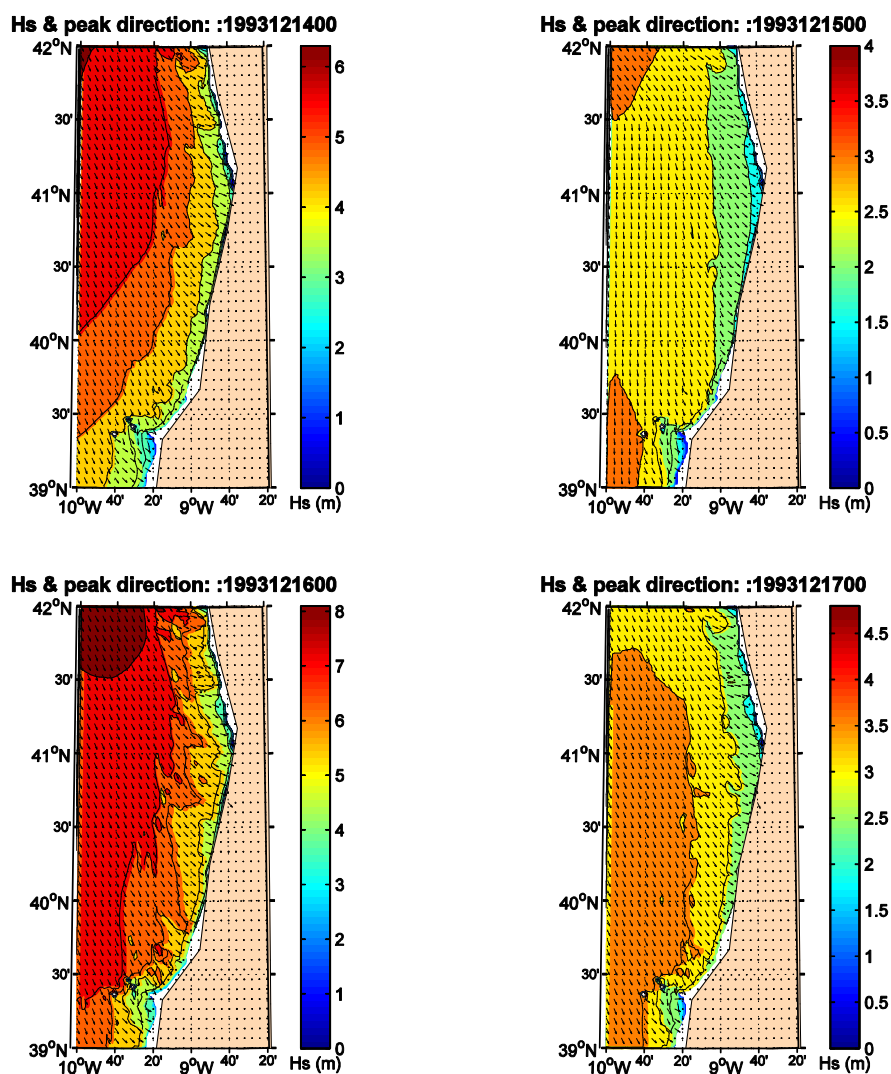


Figura 30 – Altura de onda significativa e direcção de propagação associada ao período de pico, dias 14, 15, 16 e 17 de Dezembro de 1993, às 00:00 h, com dados do NCEP (malha G4).

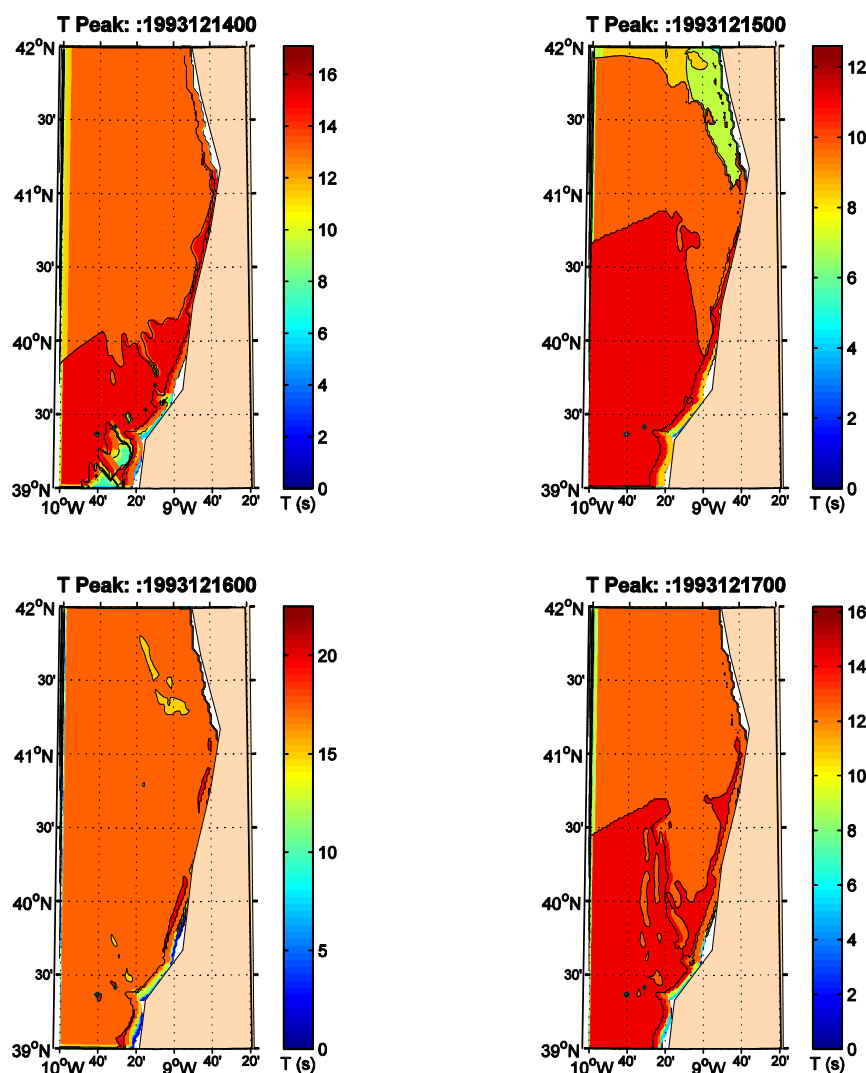


Figura 31 – Período de pico, dias 14, 15, 16 e 17 de Dezembro de 1993, às 00:00 h, com dados de NCEP (malha G4).

Da análise da evolução da altura de onda significativa às 00:00 h nos dias de 14 a 17 de Dezembro de 1993, regista-se o valor máximo no dia 16, 8.43 m, para a área abrangida pelo domínio G4. Na costa, próximo à praia, a escala do parâmetro H_s indica que este oscila entre os 4 e os 6 m no dia de tempestade. Da análise das figuras, conclui-se que a altura significativa decresce do dia 14 para o 15, voltando a crescer até atingir o seu valor máximo no dia 16. Nas 24 horas seguintes, a altura significativa sofre uma redução de cerca de 50%. A direcção da agitação junto à costa portuguesa permanece estável do rumo WNW.

Um outro parâmetro que se considera bastante importante na caracterização de um clima de agitação é o período de pico, T_p , cuja evolução se ilustra na Figura 31.

Da observação da Figura 31, regista-se que o período de pico toma o valor máximo de 24 s, no dia 16 de Dezembro de 1993. O mínimo é de 13 s às 00:00 h do dia 15. A evolução deste parâmetro com a

tempestade é decrescente do dia 14 para o dia 15, do dia 15 para 16 cresce, voltando a decrescer até às 00:00 h do dia 17, tal como se verifica com as alturas significativas de onda.

O comportamento dos dois parâmetros com os quais se tem vindo a caracterizar a intempérie dos dias 15 e 16 de Dezembro de 1993, T_p e H_s , revela uma progressão semelhante, ou seja, o aumento do valor da altura de onda significativa é acompanhada por um aumento do período de pico, e o decaimento de um parâmetro é acompanhado pelo outro. De acordo com Coelho (2005), existe uma correlação entre estes dois parâmetros, segundo a qual, à medida que se desenvolve a tempestade, aumenta a altura significativa de onda, diminui a frequência de pico da mesma e portanto aumenta o período, o que explica a situação que se observa nas sequências das Figuras 31 e 31. Sendo assim, o que se pode depreender da evolução, tanto de H_s como de T_p , é que do dia 14 para o dia 15 houve um enfraquecimento temporário da tempestade, registando-se do dia 15 para o dia 16 um acréscimo da energia das ondas, que registou o seu máximo no dia 16.

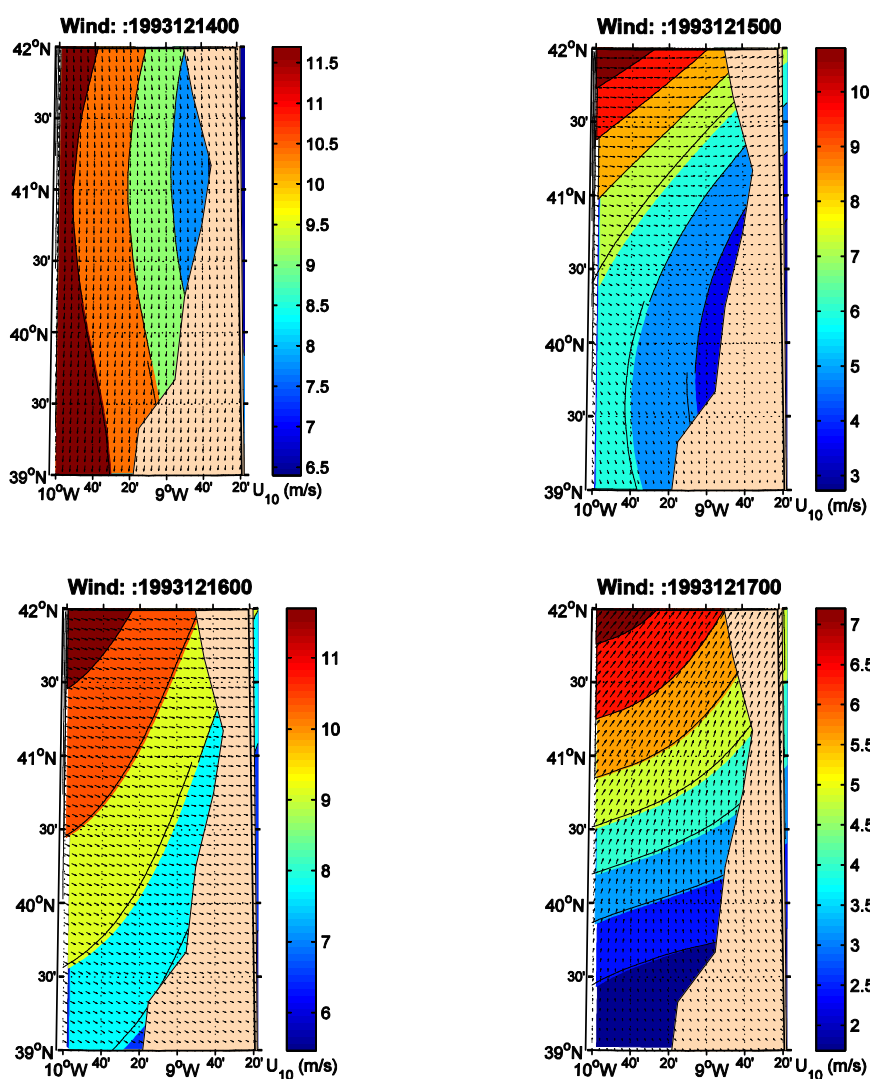


Figura 32 – Velocidades do vento, dias 14, 15, 16 e 17 de Dezembro de 1993, às 00:00 h, com dados do NCEP (malha G4).

Há interesse em representar a evolução do vento junto à costa no período desde o dia 14 a 17 de Dezembro, a qual é ilustrada na Figura 32.

Desta evolução do campo de ventos na costa noroeste constata-se que o valor máximo de velocidade de vento junto à costa é de 12.67 m/s e é registado às 00:00 h do dia 14 de Dezembro. Por outro lado, o valor mínimo calculado é o do dia 17 e é de 7.51 m/s. O comportamento dos ventos acompanha o das alturas significativas, como seria de esperar (ver Figuras 30 e 32)

Apresenta-se uma análise espectral da agitação na situação de tempestade, junto à zona costeira de Leixões, mais especificamente no local onde está fundeada a bóia de Leixões (coordenadas 8.98° W, 41.32° N), para a hora 00:00 h dos dias 14 a 17 de Dezembro de 1993.

Nas Figuras 33 a 36 são representados os espectros de variância direccionais, enquanto na Figura 37 são representados os espectros não direccionais.

A caracterização do clima de agitação através do espectro de variância não direccional pode ser útil na interpretação de fenómenos de dissipação de energia, de transferência de energia entre ondas, períodos e frequências das ondas.

Da interpretação dos resultados dos espectros, tanto dos direccionais como dos não direccionais, conclui-se que no início do dia 14 já se registavam condições de agitação típicas de tempestade, junto à costa norte portuguesa. Ondas com alturas acima dos 5 m, períodos de pico elevados, acima dos 18 s, velocidades de vento de 12.7 m/s, são dados indicativos de presença de temporal confirmados agora por espectros de variância com baixas frequências e elevada energia. Do dia 14 para o dia 15, regista-se um decréscimo da energia da tempestade. Tal como se tinha já verificado no comportamento dos parâmetros H_s e T_p , também os espectros do dia 15, Figuras 34 e 37, indicam esse mesmo acontecimento. Repare-se na diminuição da energia total do espectro não direccional (Figura 37) no dia 15 e na forma mais arredondada, bem como o maior espalhamento direccional (Figura 34) registado no espectro direccional. Estes três aspectos são indicativos de um mar com menor desenvolvimento. Durante o dia 15 e até ao dia 16, regista-se novamente um aumento da altura das ondas, e dos períodos de pico, e a diminuição do espalhamento das direcções de propagação. Posteriormente as condições de tempestade desaparecem.

Uma análise da evolução histórica da simulação da tempestade permite identificar o seu pico, como tendo-se verificado às 18:00 h do dia 15 de Dezembro de 1993. Nas Figuras 38 a 43 ilustram-se as condições meteorológicas e de agitação a nível oceânico e local correspondentes ao pico da tempestade.

Verifica-se para este instante que o valor máximo de altura significativa atingida por esta tempestade em alto mar foi de 12.96 m enquanto, junto à costa era de 8.90 m. O período de pico máximo calculado junto à costa norte portuguesa foi de 24.2 s, um valor aceitável para a altura significativa de onda calculada e referida. A velocidade do vento máxima de reanálise sobre o Atlântico Norte às 18:00 h do dia 15 foi de 25 m/s, um valor elevado, que justifica a também elevada altura de onda significativa de 13 m e o período de pico de 23.9 s.

A situação espectral no instante em que a tempestade se encontrava no seu máximo desenvolvimento, é descrita na zona norte da costa portuguesa, pelas Figuras 44 e 45.

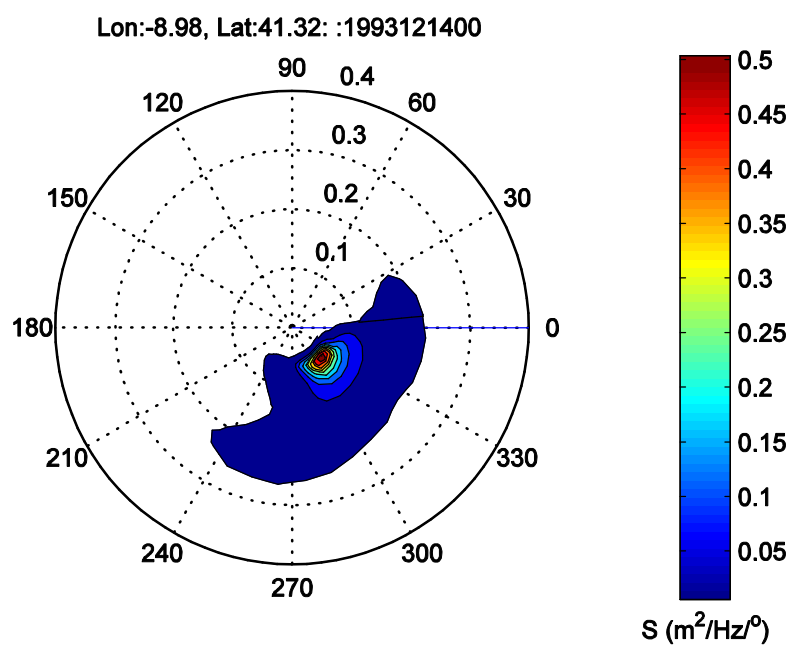


Figura 33 – Espectro de variância direcciona em Leixões (8.98° W, 41.32° N), dia 14 de Dezembro de 1993, 00:00 h, com dados do NCEP.

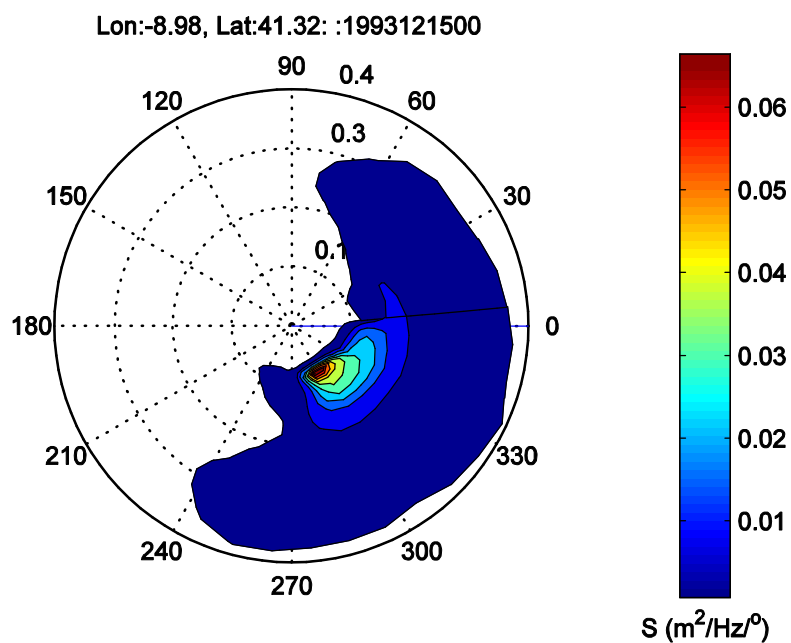


Figura 34 – Espectro de variância direcciona em Leixões (8.98° W, 41.32° N), dia 15 de Dezembro de 1993, 00:00 h, com dados do NCEP.

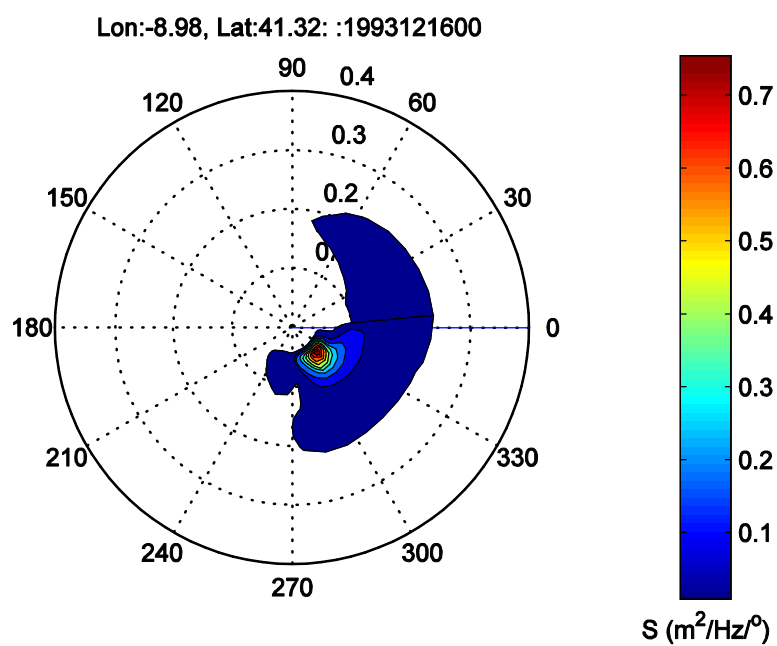


Figura 35 – Espectro de variância direccional em Leixões (8.98 ° W, 41.32 ° N), dia 16 de Dezembro de 1993, 00:00 h, com dados do NCEP.

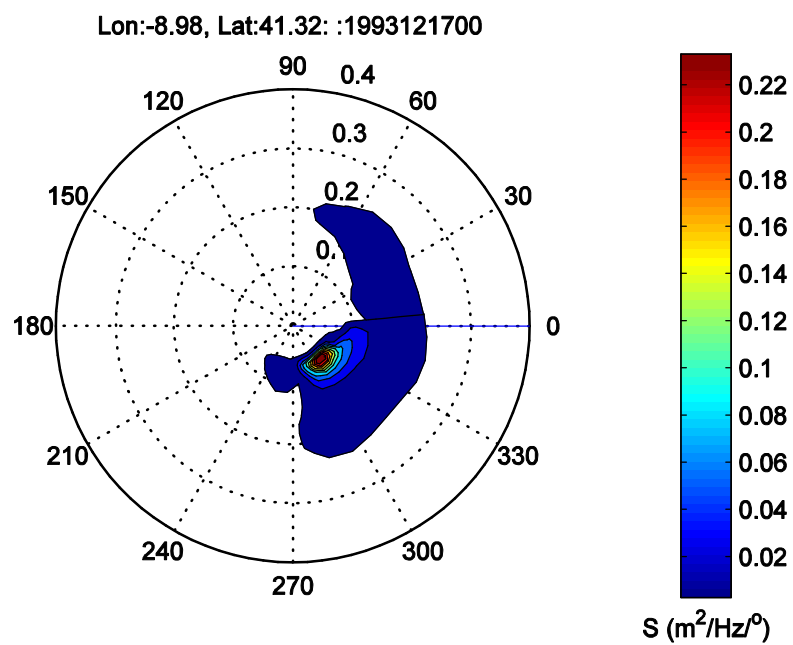


Figura 36 – Espectro de variância direccional em Leixões (8.98 ° W, 41.32 ° N), dia 17 de Dezembro de 1993, 00:00 h, com dados do NCEP.

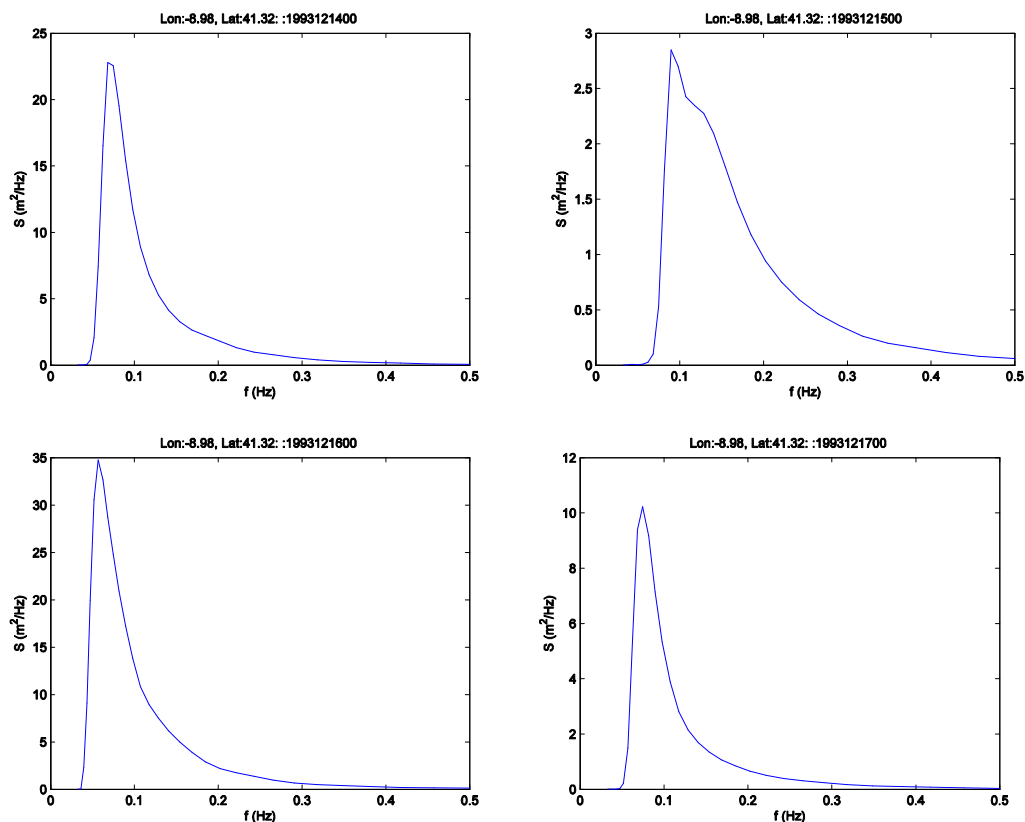


Figura 37 – Espectro de variância em Leixões (8.98° W, 41.32° N), dias 14, 15, 16 e 17 de Dezembro de 1993, às 00:00 h, com dados do NCEP.

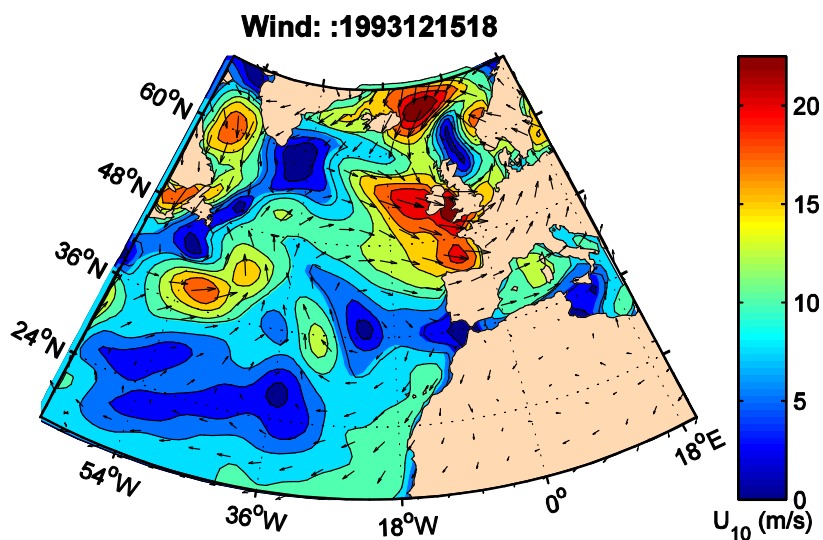


Figura 38 – Velocidades do vento, dia 15 de Dezembro de 1993, às 18:00 h, com dados do NCEP (malha G1).

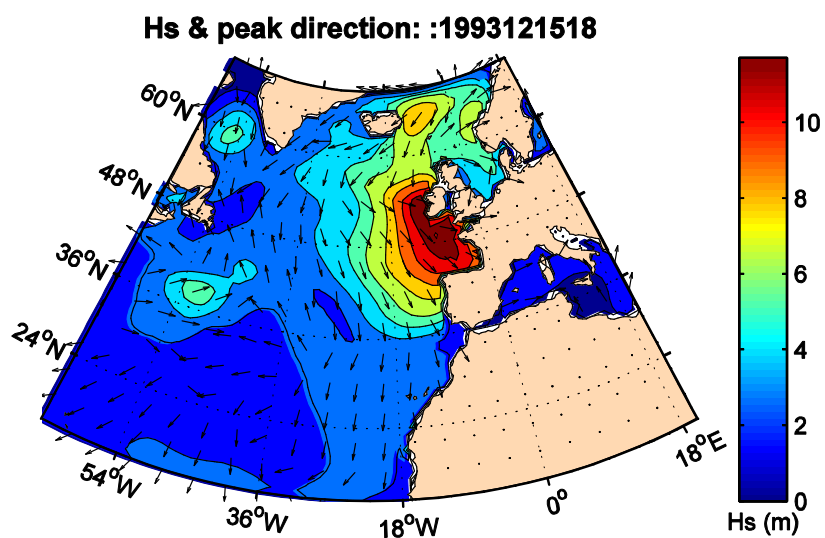


Figura 39 – Altura de onda significativa e direcção de propagação associada ao período de pico, dia 15 de Dezembro de 1993, 18:00 h, com dados do NCEP (malha G1).

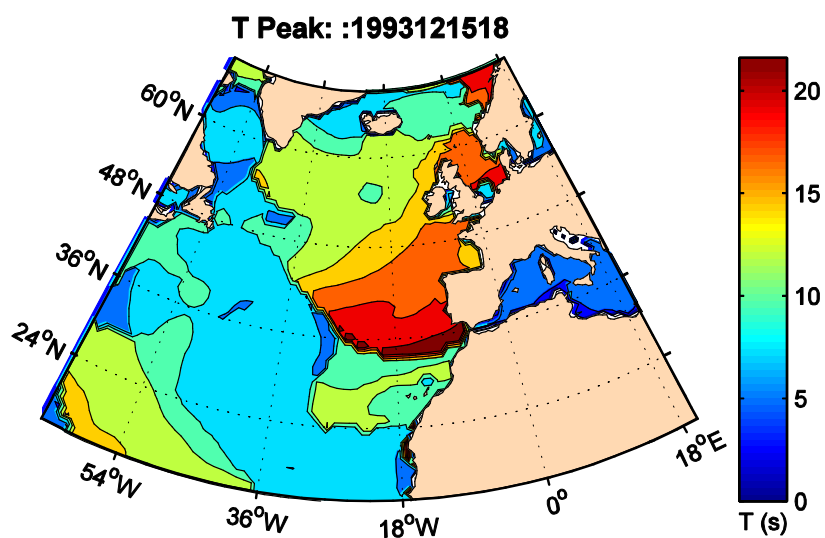


Figura 40 – Período de pico, dia 15 de Dezembro de 1993, 18:00 h, com dados do NCEP (malha G1).

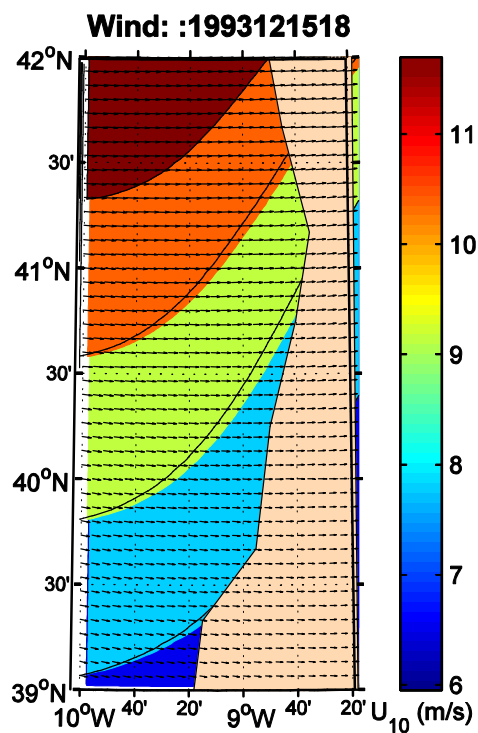


Figura 41 – Velocidades do vento, dia 15 de Dezembro de 1993, às 18:00 h, com dados do NCEP (malha G4).

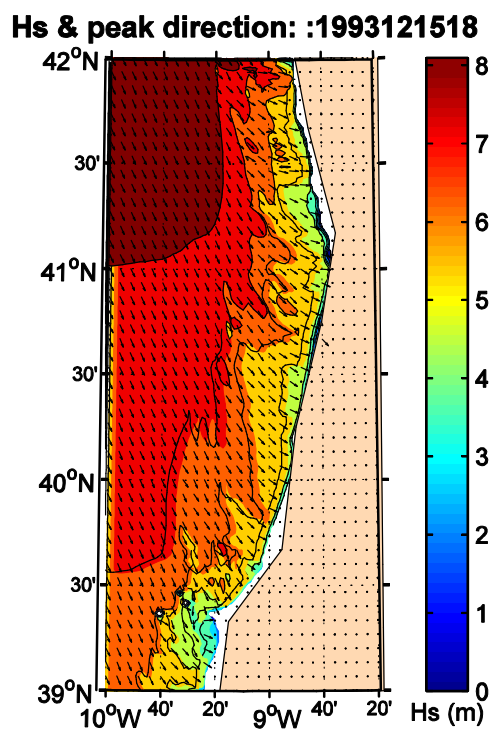


Figura 42 – Altura de onda significativa e direcção de propagação associada ao período de pico, dia 15 de Dezembro de 1993, 18:00 h, com dados do NCEP (malha G4).

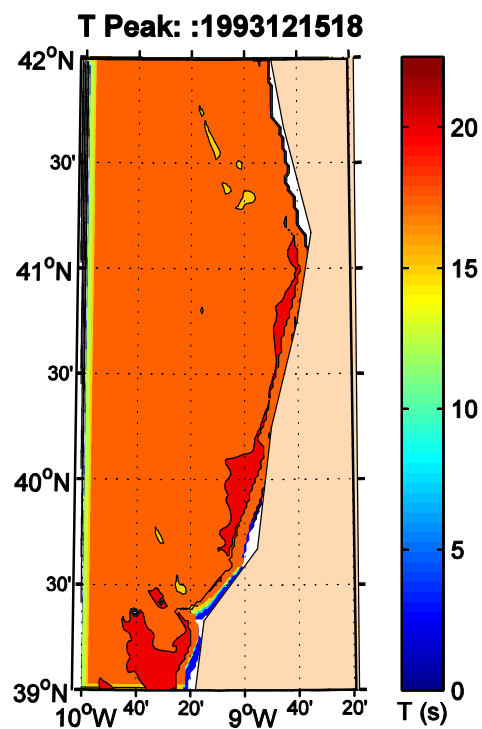


Figura 43 – Período de pico, dia 15 de Dezembro de 1993, 18:00 h, com dados do NCEP (malha G4).

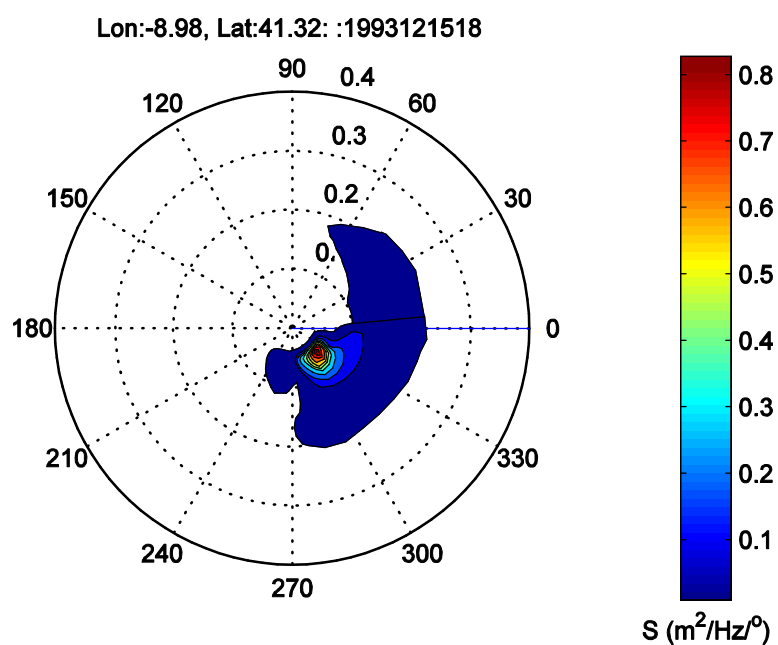


Figura 44 – Espectro de variância direccional em Leixões (8.98 ° W, 41.32 ° N), dia 15 de Dezembro de 1993, 18:00 h, com dados do NCEP.

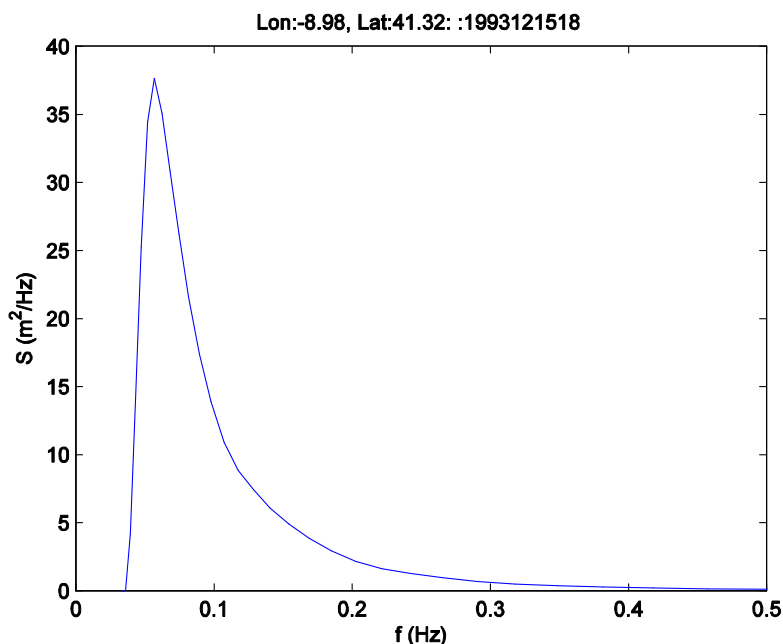


Figura 45 – Espectro de variância em Leixões (8.98 ° W, 41.32 ° N), dia 15 de Dezembro de 1993, às 18:00 h, com dados do NCEP.

Da análise destas espectros de variância percebe-se que a tempestade está com um elevado grau de desenvolvimento, já que as frequências com que as ondas se propagam são bastante baixas, para além dos seus valores energéticos que são bastante altos. Compare-se o espectro de variância, Figura 44, com o espectro referente à situação de tempestade do mesmo dia às 00:00 h, Figura 37, para que se perceba a evolução da tempestade em apenas 18 h. Com ventos da ordem dos 12 m/s às 00:00 h do dia 15 justifica-se que neste período de 18 h o ganho de energia supere as perdas associadas aos processos dissipativos, com o enchimento do espectro e a transferência de energia para as baixas frequências. Por outro lado, se se comparar a Figura 45 com a Figura 37 correspondente à situação às 00:00 h do dia 16, i.e. apenas seis horas depois, percebe-se que a dissipação é maior que o ganho de energia, pelo que se verifica redistribuição de energia para as altas frequências, e consequentemente o enfraquecimento da tempestade.

6

CONCLUSÃO

A presente dissertação teve como principal objectivo a aplicação e análise do desempenho do modelo SWAN, na costa noroeste portuguesa utilizando-se para tal quatro sub-grelhas sucessivas de resolução crescente desde o Atlântico Norte, Plataforma Continental, a Zona Costeira Portuguesa e, por último, a Zona Costeira a Norte de Portugal. Desta forma pretendia-se incrementar o conhecimento no domínio da propagação e deformação de ondas em zonas costeiras, quer ao nível dos fenómenos físicos envolvidos, quer ao nível da sua modelação numérica, nomeadamente, no que diz respeito às condições de aplicação do modelo SWAN de forma que se possa considerar a sua utilização como modelo único, a todas as escalas, na implementação de um sistema operacional para a previsão das condições de agitação na costa noroeste portuguesa.

Nesta primeira fase, pré-calibração do modelo, foram utilizadas as formulações de base do SWAN. Foram testadas diversas resoluções das diferentes discretizações, geográficas, temporais, de frequência e direccionais, tendo sido seleccionadas as que pareciam conduzir a uma simulação mais estável, precisa e eficiente (em termos de custos computacionais). No entanto, os resultados obtidos aconselham a que, em futuros trabalhos, a influência destas discretizações volte a ser objecto de estudo.

A futura calibração do modelo está dependente da possibilidade de utilização de dados meteorológicos de reanálise fiáveis. Assim efectuaram-se testes de validação de resultados de projectos de reanálise de dados de velocidades do vento provenientes de dois centros meteorológicos de referência, ECMWF e NCEP, de forma que se concluísse quanto à fiabilidade dos mesmos. Foram analisados os projectos NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (Reanalysis-2) do NCEP e ERA-Interim do ECMWF. Para esta validação o modelo SWAN foi construído com dados batimétricos provenientes da base de dados topobatimétrica ETOPO1 (NGDC/NOAA) e os resultados foram comparados com dados de registos históricos da bóia ondógrafo de Leixões para um período de dois meses, Dezembro de 1993 e Janeiro de 1994. Conclui-se que, para os dois meses testados, os resultados de altura significativa modelados com base nos dados provenientes do NCEP ao serem comparados com os registos da bóia de Leixões, não apresentam grandes discrepâncias em termos de máximos, apesar de estes virem modelados com discrepâncias temporais que não são aceitáveis. Relativamente às direcções médias associadas ao período de pico, o modelo SWAN construído com os dados de reanálises do NCEP, revelou-se bastante bem adaptado à realidade, sendo que a aproximação foi bastante boa. De uma forma geral, o projecto de reanálises de velocidades de ventos do centro meteorológico NCEP correspondeu às expectativas, tendo sido portanto validado.

Relativamente ao comportamento dos resultados de reanálise de velocidades de ventos, ERA-Interim, do ECMWF, ao ser modelado com o SWAN para o mês de Dezembro, ficou bastante abaixo das expectativas, devido à não reprodução do clima de agitação registado pela bóia. No entanto, no mês de Janeiro, os resultados revelaram-se bastante melhores. Isto leva a que se conclua que os dados de ECMWF, numa fase subsequente a qualquer projecto que se inicie de reconstituição ou previsão de

uma clima de agitação, necessitam de ser validados para o período sobre o qual o estudo incida. Conclui-se portanto que o presente estudo foi inconclusivo relativamente à base de dados ECMWF.

Esta validação comparativa caracteriza-se por ser uma avaliação pioneira, na medida em que não tinha ainda sido feito nenhuma apreciação deste tipo em estudos recentes.

Na sequência destes testes de validação, aconselha-se a que uma análise semelhante seja efectuada com os de campos de velocidades do vento, resultado do projecto de reanálise ERA-40 do ECMWF.

Nesta fase, a actual implementação do SWAN não pode ainda ser utilizada de uma forma operacional. O desfasamento temporal, em situação de tempestade, entre os registos da bóia de Leixões e os resultados da simulação, aconselha a que seja feita uma análise cuidada da discretização batimétrica e dos diferentes modelos de geração de ondas (interacção vento-onda) disponíveis no SWAN. Também a própria resolução dos dados de reanálise disponíveis pode ser a causa do referido desfasamento. A utilização de dados regionais com maior resolução poderá eventualmente melhorar as previsões das condições de agitação junto à costa. No domínio da grelha G4, junto à costa noroeste portuguesa, seria conveniente que se testasse o esquema numérico implícito de segunda ordem S&L, o qual implicaria uma malha com menor resolução espacial que permitisse um menor passo de cálculo, sem constrangimentos de instabilidade, condição CFL, e de tempo de cálculo.

Somente após a resolução dos problemas detectados e atrás referidos, se poderá proceder à calibração do SWAN em termos dos diferentes fenómenos físicos de deformação e dissipação da agitação.

BIBLIOGRAFIA

- Abecasis, F. (1997). Caracterização geral geomorfológica e aluvionar da costa continental portuguesa. *Colectânea de Ideias sobre a Zona Costeira de Portugal*, Nov. 1997, Associação EUROCAST–PORTUGAL, Porto, pp. 9–24,.
- Airy, G.B. (1845). Tides and Waves. *Encyc. Metrop.*, Article 192, pp. 241–396.
- Amante, C., Eakins, B.W. (2008). *ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis*. National Geophysical Data Center, NESDIS, NOAA, U.S. Department of Commerce, Boulder, CO.
- Andrade, C.F., Freitas, M.C. (2002), *Climate Change in Portugal — Scenarios, Impacts and Adaptation Measures — SIAM Project*. Chapter 6: Coastal Zones (eds. Santos, F. D., Forbes, K. e Moita, D.), Gradiva, pp. 456, Lisbon.
- Banner, M.L., Young, I.R. (1994). Modeling spectral dissipation in the evolution of wind waves. Part I: Assessment on existing model performance. *J. Phys. Oceanogr.*, pp. 1550–1571.
- Battjes, J.A., Janssen, J.P.F.M. (1978). Energy loss and set-up due to breaking of random waves. *Proc. 16th Int. Conf. Coastal Engineering*, ASCE, pp. 569–587.
- Berkhoff, J.C.W. (1972). Computation of combined refraction-diffraction. *Proc. 13th Int. Conf. Coastal Engineering*, pp. 741–790.
- Berkhoff, J.C.W. (1976). *Mathematical Models for Simple Harmonic Linear Water Waves Refraction and Diffraction*. Publ. 163, Delft Hydraulics.
- Booij, N., Ris, R. C., Holthuijsen, L. H. (1999). A third generation wave model for coastal regions. Part I: Model description and validation. *Journal of Geophysical Research*, 104 (C4), pp. 764–7666.
- Boussinesq, J. (1871). Théorie de l'intumescence liquide, appelée onde solitaire ou de translation, se propageant dans un canal rectangulaire. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, 72, pp. 755–759.
- Bouws, E., Komen, G.J. (1983). On the balance between growth and dissipation in na extreme, depth-limited wind-sea in the southern North Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, pp. 1653–1658.
- Bretschneider, C.L. (1960). A theory for waves of finite height. *Proc. 7th Coastal Engr. Conf.*, Vol. 1, pp. 146–183.
- Carvalho, J.J.R., Barceló, J.P. (1966), *Agitação Marítima na Costa Oeste de Portugal Metropolitano — Contribuição para o seu Estudo*. Memória N° 290, LNEC, Ministério das Obras Públicas, Lisboa.
- Capitão, R., Coli, A.B., Fortes, C.J., Santos, J.A. (2007). Wave forecast at the Tagus estuary by using the SWAN model. *International Offshore and Polar Engineering Conference*, 1–6 Jul. 2007, pp. 2348, Lisboa.
- Chalikov, D.V., Belevich, M.Y. (1993). One-dimensional theory of the wave boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, 63, pp. 65–96.
- Chen, Q., Kirby, J.T., Dalrymple, R.A., Kennedy, A.B., Chawla, A. (2000). Boussinesq modeling of wave transformation, breaking and runup. II: Two horizontal dimensions. *J. Waterw., Port, Coastal and Ocean Engng.*, 126, pp. 48–56.
- Coelho, C.D.B. (2005). *Riscos de Exposição de Frentes Urbanas para Diferentes Intervenções de Defesa Costeira*. Dissertação de Doutoramento, Universidade de Aveiro.
- Collins, J. (1972). Predictions of shallow water spectra. *J. Geophys. Res.*, 93 (C1), pp. 491–508.

- Covas, J.M.A., (1984). *Modelos Matemáticos de Refracção das Ondas de Engenharia Costeira, Vol.1*. Dissertação de Doutoramento, LNEC e Universidade Técnica de Lisboa.
- Demirbilek, Z., Panchang, V. (1998). *CGWAVE: A Coastal Surface Water Wave Model of the Mild Slope Equation*. Technical Report CHL-98, U.S. Army Corps of Engineers.
- Eckart, C. (1952). The propagation of gravity waves from deep to shallow water. Circular 20, National Bureau of Standards, pp. 165–173.
- Eldeberky, Y., (1996). *Nonlinear Transformation of Wave Spectra in the Nearshore Zone*. Ph.D. thesis, Delft University of Technology, Department of Civil Engineering, The Netherlands.
- Fenton, J.D. (1985). A fifth order Stokes theory for steady waves. *J. Waterw., Port, Coastal and Ocean Engng.*, 11, pp. 216–234.
- GEBCO (2009). General Bathymetric Chart of the Oceans, www.bodc.ac.uk/projects/international/gebco [visto em 30 Jan. 2009].
- Gelci, R., Cazale, H., Vassal, J. (1957). Prevision de la houle. La methode des densites apectroangulaires. *Bull. Inform. Comite Central Oceanogr. Etudes Cotes*, pp. 9–416.
- Hasselmann, K. (1960). Grundgleichungen der Seegangsvoraussage. *Schiffstechnik* 7, 39, pp. 190–195.
- Hasselmann, K. (1962). On the nonlinear energy transfer in a gravity wave spectrum. Part 1. *J. Fluid Mech.*, 12, pp. 481–500.
- Hasselmann, K. (1963). On the nonlinear energy transfer in a gravity wave spectrum. Part 2. *J. Fluid Mech.*, 15, pp. 273–281.
- Hasselmann, K. (1965). On the nonlinear energy transfer in a gravity wave spectrum. Conservation theorem, wave particle correspondence, irreversibility. *J. Fluid Mech.*, 15, pp. 273–281.
- Hasselmann, K. (1966). Feynmann diagrams and interaction rules for wave–wave scattering. *Rev. Geophys.*, 4, pp. 1–32.
- Hasselmann, K., Collins, J.I. (1968). Spectral dissipation of finite-depth gravity waves due to turbulent bottom friction. *J. Mar. Res.*, 26, pp. 1–12.
- Hasselmann, K., Barnett, T.P., Bouws, E., Carlson, H., Cartwright, D.E., Enke, K., Ewing, J.A., Gienapp, H., Hasselmann, D.E., Kruseman, P., Meerburg, A., Müller, P., Olbers, D.J., Richter, K., Sell, W., Walden, H. (1973). Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP), *Ergänzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift Reihe, A8* (12), pp. 95.
- Hasselmann, S., Hasselmann, K., Barnett, T.P. (1985). Computation and parameterization of the nonlinear energy transfer in gravity wave spectrum. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, pp. 1378–1391.
- Hasselmann, S., Hasselmann, K., Bauer, E., Janssen, P.A.E.M., Komen, G.J., Bertolli, L., Lionello, P., Guillaume, A., Cardone, V.C., Greenwood, J.A., Reistad, M., Zambresky, L., Ewing, J.A. (The WAMDI Group), (1988). The WAM model — A third-generation ocean wave prediction model. *J. Phys. Oceanogr.*, 18, pp. 1775–1810.
- IH, (2008). Instituto Hidrográfico, www.hidrografico.pt [visto em 21 Out. 2008].
- Janssen, P.A.E.M. (1991a). Quasi-linear theory of wind-wave generation applied to wave forecasting. *J. Phys. Oceanogr.*, 21, pp. 1631–1642.

- Janssen, P.A.E.M. (1991b). Consequences of the effect of surface gravity waves on the mean air flow. *Int. Union of the Theor. and Appl. Mech. (IUTAM)*, Sydney, Australia, pp. 193–198.
- Jonsson, I.G., Carlsen, N.A. (1976). Experimental and theoretical investigations in an oscillatory turbulent boundary layer. *J. Hydraulic Research*, 14, pp. 45–60.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Ivedell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebsuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetman, A., Reynolds, R., Jenne, R., Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer. Meteor. Soc.*, 77, pp. 437–470.
- Kennedy, A.B., Chen, Q., Kirby, J.T., Dalrymple, R.A. (2000). Boussinesq modeling of wave transformation, breaking, and runup, Part I: D. *J. Waterw., Port, Coastal and Ocean Engng.*, pp. 39–47.
- Kirby, J.T., Dalrymple, R.A. (1983). A parabolic equation for the combined refraction–diffraction of Stokes waves by mildly varying topography. *J. Fluid Mech.*, 136, pp. 453–466.
- Komen, J.G., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S., Jansen, P.A.E.M. (1994). *Dynamics and Modelling of Ocean Waves*. Cambridge Press, London.
- Komen, G. J., Hasselmann, S., Hasselmann, K. (1984). On the existence of a fully developed wind sea spectrum. *J. Phys. Oceanogr*, 14, pp. 1271–1285.
- Lavrenov, I.V. (2003). *Wind-Waves in Oceans — Dynamics and Numerical Simulations*. Springer, New York.
- Madsen, O., Poon, Y., Graber, H. (1988). Spectral wave attenuation by bottom friction: experiments. *Proc. 21st Int. Conf. Coastal Engineering*, pp. 492–504.
- Madsen, R.M., Sorensen, O.R. (1991). A new form of the Boussinesq equations with improved linear dispersion characteristics. *Coastal Engineering*, 15, pp. 371–388.
- Mihai, F. (2008). *Analysis of the Wave Climate in the Continental Portuguese Nearshore with Numerical Wave Models*. Dissertação de Mestrado, Universidade Técnica de Lisboa.
- Miles, J.W. (1957). On the generation of surface waves by shear flows. *J. Fluid Mech.*, 3, pp. 185–204.
- NCEP (2008). National Centers for Environmental Prediction, www.ncep.noaa.gov [visto em 28 Dez. 2008].
- Nunes, M. (sd). Uma onda no oceano, o papel da física na ondulação. *VEGA, Mar & Aventuras*, Julho/Agosto, pp. 18–20, Companhia Portuguesa de Edições Náuticas e Afins, Lta, Lisboa.
- Nwogu, O. (1993). Alternative form of Boussinesq equations for nearshore wave propagation. *J. Waterw., Port, Coastal and Ocean Engng*, 199, pp. 618–638.
- Peregrine, D. H. (1967). Long waves on a beach. *J. Fluid Mech*, 27, pp. 815–827.
- Phillips, O.M. (1958). The equilibrium range in the spectrum of wind-generated water waves. *J. Fluid Mech.*, 4, pp. 426–434.
- Pierson, W.J., Moskowitz, L. (1964). A proposed spectral form for fully developed wind seas based in the similarity theory of S.A. Kitiagorodskij. *J. Geophys. Res.*, 9, pp. 5181–5190.
- Pierson, W.J., Neuman, G., James, R.W. (1955). *Practical Method for Observing and Forecasting Ocean Waves by Means of Wave Spectra and Statistics*. Technical Report 603, U.S. Dept. of the Navy.

- Sampaio, M.J.R.T. (2008). *Aplicação do Modelo SWAN na Caracterização da Agitação Marítima na Zona Adjacente a Pinheiro da Cruz*. Dissertação de Mestrado, Instituto Superior Técnico.
- Stokes, G.G. (1847). On the theory of oscillatory wave trans. *Camb. Phil. Soc.*, 8, pp. 441–455.
- Stokes, G.G. (1880). Supplement to a paper on the theory of oscillatory waves. *Mathematical and Physical Papers*, 1, pp. 197–229.
- Sousa, A.C.S. (2002). *Modelação da Propagação de Ondas em Zonas Costeiras: Interface Gráfico*. Relatório de Estágio, Licenciatura em Matemática Aplicada à Tecnologia, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto.
- Stewart, R.H. (1980). Ocean wave measurement techniques. *Air Sea Interaction, Instruments and Methods* (eds. Davis, R., Dobson, L. H. F.), Plenum Press, New York, pp. 447–470.
- SWAN Team (2008). *SWAN Technical Documentation. SWAN Cycle III version 40.51*. Delft University of Technology.
- Tolman, H.L. (1991). A third-generation model for wind waves on slowly varying, unsteady and inhomogeneous depths and current. *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 6, pp. 782–797.
- Tracy, B., Resio, D.T. (1982). *Theory and Calculation of the Nonlinear Energy Transfer Between Sea Waves in Deep Water*. WES Report 11, U. S. Army Corps of Engineers.
- Webb, D.J. (1978). Non-linear transfers between sea waves. *Deep-Sea Res.*, 25, pp. 279–298.
- Wier, S. (1995). Time interpolation of meteorological data grids. *Eleventh Int. Conf. on Interactive Information and Processing Systems for Meteorology, Oceanography, and Hydrology*, Jan. 95, Dallas, Amer. Meteor. Soc., pp. 255–259.
- WMO (1988). *Guide to Wave Analysis and Forecasting*. Pub. 702, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
- Yan, L. (1987). *An Improved Wind Input Source Term for Third Generation Ocean Wave Modelling*. Scientific Report WR- No 87-8, De Bilt, The Netherlands.
- Zakharov, V.Ye. (1968). Stability of finite amplitude periodic waves on deep liquid surface. *Applied Mechanics and Technical Physics*, 2, pp. 86–91.