

**Ana Cristina Pinheiro
da Silva Rodrigues
Cardoso**

**Alguns aspectos da modelação ecológica na costa
portuguesa (Aveiro)**

**- Efeitos físicos na distribuição de nutrientes e
biomassa fitoplanctónica**



**Ana Cristina Pinheiro
da Silva Rodrigues
Cardoso**

**Alguns Aspectos da modelação ecológica na costa
portuguesa (Aveiro)**

**- Efeitos físicos na distribuição de nutrientes e
biomassa fitoplanctónica**

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Doutor em Física, realizada sob a orientação científica do Dr. José Fortes Lopes, Professor Doutor do Departamento de Física da Universidade de Aveiro

Aos meus Pais;

o júri

presidente

Prof. Dr. Carlos Fernandes da Silva
Professor Catedrático da Universidade de Aveiro

Prof. Dr. Flávio Augusto Bastos da Cruz Martins
Professor Coordenador da Escola Superior de Tecnologia da Universidade do Algarve

Prof. Dr. Alfredo Moreira Caseiro da Rocha
Professor Associado da Universidade de Aveiro

Prof. Dr. José Fortes do Nascimento Lopes...
Professor Auxiliar da Universidade de Aveiro

Prof. Dr. Jesús Manuel Pereira Dubert
Professor Auxiliar Convidado da Universidade de Aveiro

Dra. Maria Teresa Calisto de Jesus Moita Garnel
Investigadora Auxiliar do Instituto de Investigação das Pescas e do Mar – INIAP/IPIMAR

Dr. Paulo Nogueira Brás de Oliveira
Investigador Auxiliar do Instituto de Investigação das Pescas e do Mar – INIAP/IPIMAR

agradecimentos

Ao longo deste trabalho foram muitas as pessoas que de alguma maneira colaboraram na sua concretização. Gostaria de agradecer a todos os que directa ou indirectamente, ao longo destes 4 anos contribuíram para que a realização deste trabalho fosse possível:

Ao Prof. Dr. José Fortes, meu orientador, não só pela oportunidade que me deu de realizar este trabalho, mas também pela confiança, orientação e apoio demonstrados ao longo destes anos de trabalho.

À Doutora Teresa Moita pelo apoio prestado, facultando alguns dados para a calibração e validação do modelo, assim como autorizando a inclusão de figuras de sua autoria neste trabalho.

À Universidade de Aveiro, em especial ao Departamento de Física que me acolheu e me forneceu todas as condições para que este trabalho decorresse da melhor maneira possível.

Aos funcionários do Departamento de Física com quem tive o prazer de me cruzar pela simpatia e disponibilidade de serviços oferecida.

A todos os meus colegas, que partilharam comigo o laboratório de Atmosfera pela boa disposição e simpatia com que sempre me trataram, em especial ao colega Juan Ferreira que forneceu os dados meteorológicos usados no modelo e à Doutora Rita Nolasco por ter cedido a nova batimetria.

À minha colega e amiga Madalena e à MARETEC - Instituto Superior Técnico que gentilmente cederam algumas imagens de satélite para poder comparar com os resultados obtidos.

A todos os meus amigos pelo apoio que sempre me deram, sobretudo nos momentos menos bons. Obrigada por estarem sempre lá.

Finalmente, mas não menos importante, um especial agradecimento aos meus Pais, pelo seu incessante apoio a todos os níveis. O meu bem-haja pelas vossas palavras de incentivo, pelo vosso carinho e sobretudo pela confiança que sempre depositaram em mim.

palavras-chave

Modelos ecológicos, costa portuguesa, efeitos físicos, biomassa fitoplanctónica.

resumo

O presente trabalho propõe estudar alguns aspectos da modelação ecológica na Costa Portuguesa, nomeadamente o efeito físico na distribuição de nutrientes e biomassa fitoplanctónica. O principal propósito foi implementar e validar um modelo acoplado tridimensional físico e ecológico, para a costa portuguesa, e aplicá-lo numa área limitada, a norte, por Vila do Conde e a sul pela Figueira da Foz centrada na região de Aveiro, para estudar a distribuição, vertical e horizontal, de temperatura, nutrientes e biomassa fitoplanctónica.

A região em estudo está situada na costa oeste da Península Ibérica e faz parte da Região de Afloramento do Atlântico Norte. É caracterizada por condições meteorológicas onde a predominância e prevalência, durante uma grande parte do ano, de ventos de norte/noroeste, constitui um dos principais elementos forçadores do transporte para o largo das águas costeiras e conseqüente subida das águas mais frias e profundas, ricas em nutrientes. A estas condições juntam-se as boas condições de luminosidade e temperatura essenciais ao desenvolvimento fitoplanctónico, que servirá de alimento às espécies marinhas. Este facto, torna esta região, uma zona de elevada riqueza biológica favorável ao desenvolvimento de várias espécies marinhas, transformando este local num ecossistema de forte produtividade.

O modelo foi calibrado e validado para a área em estudo e simulou com sucesso, a resposta do sistema à situação de ventos favoráveis ao afloramento costeiro para a região em estudo. Quando comparada com dados observados, os resultados mostram que o modelo é capaz de prever satisfatoriamente as distribuições superficiais e na coluna de água: da temperatura, dos nutrientes, do oxigénio e da clorofila-a.

Os resultados evidenciam o crucial papel desempenhado pelos processos físicos no aumento de fitoplâncton que ocorre ao longo de uma estreita área da costa norte portuguesa, mostrando a estreita ligação entre a distribuição costeira de fitoplâncton e a distribuição costeira de temperatura, à superfície. A produtividade do fitoplâncton que ocorre nas águas costeiras não só é atribuída à disponibilidade de nutrientes mas também à intensidade luminosa. A luz e a intensidade dos ventos de norte/noroeste são os factores chave no controlo dos *blooms* de fitoplâncton observados nesta região de afloramento, sobretudo no Verão, nomeadamente na camada de mistura pouco profunda e junto à nutriclina.

Deste modo os modelos numéricos em associação com dados *in situ* e imagens de satélite poderão ser considerados uma excelente ferramenta para a análise e previsão de cenários, presentes e futuros, de acções praticadas sobre o meio ambiente.

keywords

Ecological model, portuguese coast, physical effects, phytoplankton biomass.

abstract

The present work is aimed to study some aspects of ecological modelling of Aveiro coast, namely the physical effects on nutrients and phytoplanktonic biomass distributions. The main purpose is to implement a coupled three-dimensional physical and ecological model for the Portuguese coast, and to apply it to the region between Vila do Conde and Figueira da Foz centred in Aveiro, to study the vertical and horizontal distribution of temperature, nutrients, oxygen and phytoplanktonic biomass.

The study area is situated in the west coast of Iberian Peninsula, which is located in the North Atlantic Upwelling Region, meteorologically characterized by north/northeast prevailing winds, the main force element of the transport of coastal waters to offshore and the following upwelling of the nutrient rich and cold deep waters, inshore. This condition is conducive to favourable situations of light and temperature, inducing the phytoplankton development, which is the primary food for marine species.

This makes this region a zone of high biological resources favourable to the development of many marine species, transforming it into an ecosystem of strong productivity.

This fact made this region an area of high biogeochemistry resources, favourable to the marine species development, transforming this place into an ecosystem of strong productivity with a high interest of study.

The model has successfully simulated the response of the system to an upwelling favourable wind event. When compared to the observations the results show that the model is capable to predict satisfactorily the temperature, the nutrients and the chlorophyll-a distributions.

The results evidence the crucial role played by the physical processes in the phytoplankton bloom, which takes place along a narrow coastal area of the Aveiro coast. It also evidences the close link between the coastal surface phytoplankton distribution and the coastal surface temperature distribution. The phytoplankton bloom productivity taken place at the Aveiro coastal water is, therefore, not only attributed to nutrients availability but also to the increasing of the light intensity. Light and the north-westerly wind intensity are, therefore, the key environmental factors controlling the phytoplankton blooms observed in this upwelling region, namely the shoaling of the mixing layer and the nutricline, well reproduced by the model.

The numerical models in association with in situ data and satellite images are therefore an excellent tool for the analysis and prevision of scenarios.

Índice

Índice	i
Índice de Figuras	iii
Índice de Tabelas	vii
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	1
1.1. Motivação	2
1.2. Objectivos do trabalho	6
1.3. Estrutura do trabalho	7
CAPÍTULO 2 CARACTERIZAÇÃO DA COSTA PORTUGUESA	9
2.1. Caracterização física da costa Portuguesa.....	9
2.1.1. Topografia e morfologia	9
2.1.2. Condições meteorológicas.....	10
2.1.3. Sistema de afloramento costeiro (<i>upwelling</i>).....	12
2.1.4. Massas de água características dos primeiros 400m de profundidade.	15
2.1.5. Sistema de correntes	18
2.1.6. Temperatura e salinidade	19
2.2. Caracterização biogeoquímica da costa portuguesa.....	22
2.2.1. Nutrientes e oxigénio dissolvido	22
2.2.2. Distribuição espacial e sazonal da biomassa fitoplâncton na costa portuguesa.....	25
2.3. Caracterização da região costeira de Aveiro	29
CAPÍTULO 3 MODELO ECOLÓGICO 3D - COHERENS	35
3.1. Estrutura do modelo.....	36
3.2. Descrição física e biogeoquímica dos submodelos do COHERENS.....	39
3.2.1. Módulo físico	39
3.2.2. Módulo biogeoquímico	53

CAPÍTULO 4 O MODELO 3D–COHERENS APLICADO A UMA REGIÃO DA COSTA OCIDENTAL PORTUGUESA	61
4.1. Implementação do modelo 3D – COHERENS	61
4.1.1. Domínio de Cálculo.....	61
4.1.2. Condições Iniciais	62
4.1.3. Condições de forçamento	62
4.1.4. Parâmetros do modelo.....	63
4.2. Calibração do modelo 3D – COHERENS	65
4.2.1. Módulo físico	66
4.2.2. Módulo Biológico.....	73
4.3. Validação do modelo	82
4.4. Estudo de Sensibilidade do modelo.....	86
4.4.1. Testes de sensibilidade dos parâmetros do Modelo	86
4.5. Discussão dos resultados e conclusões	101
CAPÍTULO 5 APLICAÇÃO DO MODELO AO ESTUDO DE CENÁRIOS	103
5.1. Verão 2005	104
5.2. Inverno 2005	111
5.3. Influência do input lagunar (Ria de Aveiro).....	117
CAPÍTULO 6 IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO À COSTA OESTE PORTUGUESA ..	123
CAPÍTULO 7 CONSIDERAÇÕES FINAIS	131
BIBLIOGRAFIA	135
ANEXOS	149
ANEXO I.....	151
ANEXO II.....	173

Índice de Figuras

- Figura 1: Representação esquemática do processo de afloramento costeiro (*upwelling*) (adaptação de imagem retirada de: http://jove.geol.niu.edu/.../Chert_Formation.html). 13
- Figura 2: Diagrama θ -S para a Costa Ibérica obtido a partir da base de dados de Martins (1993). Os números ao longo das curvas indicam as profundidades típicas em metros. Os principais tipos de massa de água estão identificados: ENACW – *Água Central Oriental do Atlântico Norte*; (*sp* designa origem subpolar e “*st*” a origem subtropical); WNACW – *Água Central Ocidental do Atlântico Norte*; MW – *Água Mediterrânica* LSW – *Água do Mar do Labrador* e NADW – *Água Central do Atlântico Norte* (*in* Fiúza *et. al.*, 1998). 16
- Figura 3: (a) Distribuição espacial de temperatura nas águas superficiais; (b) distribuição da temperatura na coluna de água ao longo de uma secção em Vila do Conde, (c) distribuição da temperatura na coluna de água ao longo de uma secção na Figueira da Foz, durante o Cruzeiro de Verão, CICLOS I (*in* Moita, 2001) 20
- Figura 4: Distribuição espacial e sazonal de Nitratos (μM) nas águas superficiais, durante os Cruzeiros CICLOS I, II, III e IV (*in* Moita, 2001) 22
- Figura 5: Distribuição espacial e sazonal do oxigénio dissolvido (mg/l) nas águas superficiais, durante os Cruzeiros CICLOS (*in* Moita, 2001). 24
- Figura 6: Distribuição vertical de clorofila-*a* (mg/m^3) ao longo de duas secções (costa-largo) nas regiões de Vila do Conde e Figueira da Foz, para as 4 estações do ano obtidas durante os cruzeiros CICLOS, 1985/1986, (*in* Moita, 2001). 26
- Figura 7: Distribuição espacial da biomassa fitoplanctónica (clorofila-*a* mg.m^{-3}): (a) à superfície do mar; (b) da sua concentração máxima na coluna de água; (c) da sua média integrada na vertical nos 100 primeiros metros e (d) da profundidade (m) em que se observaram os máximos durante o cruzeiro CICLOSI, no Verão de 1985 (*in* Moita, 2001). 27
- Figura 8: Área de estudo. Zona costeira entre Vila do Conde (VC) e Figueira da Foz (FF), Centrada em Aveiro (Av). Secção vertical W-E e estações junto à costa (S1) e (S3) e ao largo (S2) e (S4). 29
- Figura 9: Intensidade e direcção do vento durante os meses de Janeiro e Agosto de 1985, obtidos pelo modelo WRF (Weather Research and Forecast Model). 31
- Figura 10: Distribuição da temperatura da água do mar à superfície, para a costa Portuguesa, obtida a partir do Satélite NOAA-9 par os dias 26 de Agosto (a) e 1 de Setembro (b) de 1985 durante o cruzeiro CICLOS I (*in* Moita, 2001). 32
- Figura 11: Esquema com a estrutura simplificada do modelo COHRENS (adaptado de Luyten *et. al.*, 1999) 37

Figura 12: Características gerais do modelo biológico e sedimentar (adaptada de Luyten <i>et. al.</i> , 1999).	37
Figura 13: Transformação vertical de σ – coordenadas (Luyten <i>et al.</i> , 1999).	41
Figura 14: Localização das variáveis na grade do modelo (Luyten <i>et. al.</i> , 1990)	50
Figura 15: Representação do Compartimento Microplanctónico (adaptada de Luyten <i>et. al.</i> , 1999).	56
Figura 16: Mapas de direcção do vento à superfície para as: 9h, 15h e 18h, do dia 26 de Agosto de 1985, obtidos pelo modelo WRF (Weather Research and Forecast Model).	63
Figura 17: Distribuição horizontal da temperatura simulada, para 3 camadas: (a) camada superficial; (b) camada intermédia; (c) camada de fundo. Os vectores representam a direcção das correntes.	66
Figura 18: Distribuição vertical da corrente simulada para duas secções verticais (W-E): (a) Figueira da Foz e (b) Vila do Conde.	67
Figura 19: Distribuição vertical da corrente simulada para três secções verticais (S-N) para 3 dias distintos (18, 22 e 26 de Agosto de 1985).	68
Figura 20: Distribuição horizontal da temperatura simulada, para 3 camadas: (a) camada superficial; (b) camada intermédia; (c) camada de fundo.	69
Figura 21: Distribuição vertical da temperatura simulada para as secções verticais (W-E): (a) Figueira da Foz e (b) Vila do Conde, dada pelo modelo.	70
Figura 22: Perfis verticais de temperatura simulada (—) vs temperatura observada (●), para as estações S1 (F. Foz) e S3 (V. Conde), junto à costa, e as estações S2 (F. Foz) e S4 (V. Conde), ao largo, para o dia 26 de Agosto de 1985.	71
Figura 23: Séries temporais de temperatura para as estações S1 (F. Foz) e S3 (V. Conde), junto à costa e as estações (F. Foz) e S4 (V. Conde), ao largo S2, para o mês de Agosto de 1985.	72
Figura 24: Distribuição horizontal de nitratos (NO_3) simulado, para 3 camadas: (a) camada superficial; (b) camada intermédia; (c) camada de fundo.	73
Figura 25: Distribuição vertical de nitratos (a-b), clorofila-a (c-d) e oxigénio dissolvido (e-f) simulados, para a Figueira da Foz (a,c,e) e Vila do Conde (b,d,f).	74
Figura 26: Séries temporais de NO_3 para as estações S1 (F. Foz) e S3 (V. Conde), junto à costa e as estações S2 (F. Foz) e S4 (V. Conde), ao largo, para o mês de Agosto de 1985.	75
Figura 27: Campos de distribuição horizontal de clorofila-a (Chl-a) simulada para 3 camadas: (a) camada superficial; (b) camada intermédia; (c) camada de fundo.	76
Figura 28: Séries temporais de Chl-a para as estações S1 (F. Foz) e S3 (V. Conde), junto à costa e as estações S2 (F. Foz) e S4 (V. Conde), ao largo, para o mês de Agosto de 1985.	77
Figura 29: Distribuição horizontal de oxigénio dissolvido (OD) simulado, para 3 camadas: (a) camada superficial; (b) camada intermédia; (c) camada de fundo, simuladas pelo modelo.	78

- Figura 30: Perfis verticais de: (a)-(b) NO₃ simulado vs NO₃ observado; (c)-(d) Chl-a simulada vs Chl-a observada; (e)-(f) OD simulado vs OD observado, para as estações, S1(F. Foz) e S3(V. Conde), junto à costa. 79
- Figura 31: Perfis verticais de: (a)-(b) NO₃ simulado vs NO₃ observado; (c)-(d) Chl-a simulada vs Chl-a observada; (e)-(f) OD simulado vs OD observado, para as estações, S2 (F. Foz) e S4(V. Conde), ao largo. 80
- Figura 32: Séries temporais de OD para as estações S1 (F. Foz) e S3 (V. Conde), junto à costa e as estações S2 (F. Foz) e S4 (V. Conde), ao largo, para o mês de Agosto de 1985. 81
- Figura 33: Intensidade e direcção do vento durante o mês de Julho de 2002, obtidos pelo modelo WRF (Weather Research and Forecast Model). 82
- Figura 34: Perfis verticais de: (a)-(b) Temperatura simulada vs observada; (c)-(d) NO₃ simulado vs observado; (e)-(f) Chl-a simulada vs observada, para as estações, S1 e S2, na Figueira da Foz. 83
- Figura 35: Distribuição horizontal de Temperatura (a), NO₃ (b) e Chl-a (c) à superfície, simuladas pelo modelo. 84
- Figura 36: Secções verticais de distribuição de Temperatura (a), Nitratos (b) e Clorofila-a (c) e, para a Figueira da Foz, simuladas pelo modelo. 85
- Figura 37: Perfis verticais de temperatura, clorofila-a (Chl-a), oxigénio dissolvido (OD) e nitratos (NO₃), para os parâmetros principais do modelo. Simulações de sensibilidade versus simulação de referência. Valor do parâmetro inferior ao da calibração. 90
- Figura 38: Perfis verticais de temperatura, clorofila-a (Chl-a), oxigénio dissolvido (OD) e nitratos (NO₃), para os parâmetros principais do modelo. Simulações de sensibilidade versus simulação de referência. Valor do parâmetro de sensibilidade superior ao da calibração. 98
- Figura 39: Intensidade e direcção do vento durante o mês de Agosto de 2005, obtidos pelo modelo WRF (Weather Research and Forecast Model). 104
- Figura 40: Séries temporais de temperatura, NO₃, Chl-a e OD, simulados, para as estações S1 (F. Foz) e S3 (V. Conde), junto à costa e as estações S2 (F. Foz) e S4 (V. Conde), ao largo, para o mês de Agosto de 2005. 105
- Figura 41: Distribuição horizontal de temperatura, nitratos (NO₃), clorofila-a (Chl-a) e oxigénio dissolvido (OD) à superfície simuladas pelo modelo, para os dias 13 e 22 de Agosto de 2005. As setas, no mapa de temperatura, representam as correntes à superfície. 107
- Figura 42: Imagens de Satélite para a temperatura SST e para a clorofila-a (Chl-a) obtidas a partir do sensor MODIS-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (<http://modis.gsfc.nasa.gov/>). 108
- Figura 43: Distribuição vertical da temperatura, nutrientes (NO₃), clorofila-a (Chl-a) e oxigénio dissolvido (OD) simulados, para 3 secções verticais (W-E): (a) Figueira da Foz (FF) (b) Vila do Conde (VC) e (c) Aveiro (Av), para o dia 22 de Agosto de 2005 110
- Figura 44: Intensidade e direcção do vento para o mês de Janeiro de 2005, obtidos pelo modelo WRF (Weather Research and Forecast Model). 111

- Figura 45: Séries temporais de temperatura, NO_3 , Chl-a e OD, simulados, para as estações S1 (F. Foz) e S3 (V. Conde), junto à costa e as estações S2 (F. Foz) e S4 (V. Conde), ao largo, para o mês de Janeiro de 2005. 112
- Figura 46: Distribuição horizontal de temperatura, nitratos (NO_3), clorofila-a (Chl-a) e oxigénio dissolvido (OD) à superfície simuladas pelo modelo, para os dias 9 e 21 de Janeiro de 2005. As setas, no mapa de temperatura, representam as correntes à superfície. 114
- Figura 47: Imagens de Satélite para a temperatura SST e para a clorofila-a (Chl-a) obtidas a partir do sensor MODIS-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (<http://modis.gsfc.nasa.gov/>) 115
- Figura 48: Distribuição vertical da temperatura, nutrientes (NO_3), clorofila-a (Chl-a) e oxigénio dissolvido (OD) simulados, para 3 secções verticais (W-E): (a) Figueira da Foz (FF) (b) Vila do Conde (VC) e (c) Aveiro (Av), para o dia 21 de Janeiro de 2005. 116
- Figura 49: Séries temporais de Temperatura, NO_3 , Chl-a e OD, simulados, para as estações S1 (F. Foz) e S3 (V. Conde), junto à costa e as estações S2 (F. Foz) e S4 (V. Conde), ao largo, para o mês de Agosto de 2005 incluindo o *input* da Ria. 119
- Figura 50: Distribuição horizontal da temperatura, nitratos (NO_3), clorofila-a (Chl-a) e oxigénio dissolvido (OD) à superfície simulada pelo modelo, para o dia 22 de Agosto de 2005, considerando o *input* da Ria de Aveiro. 121
- Figura 51: Distribuição vertical da temperatura, nitratos (NO_3), clorofila-a (Chl-a) e oxigénio dissolvido (OD), para 3 secções verticais (W-E): (a) Figueira da Foz e (b) Vila do Conde, e (c) Aveiro, simulado pelo modelo, para o dia 22 de Agosto de 2005, considerando o *input* da Ria de Aveiro. 122
- Figura 52: (a) Batimetria alisada e estendida a toda a costa Portuguesa. (b) Área de estudo: zona costeira entre Vila do Conde (VC) e Figueira da Foz (FF), Centrada em Aveiro (Av). 124
- Figura 53: Distribuição horizontal da corrente simulada na camada superficial para: (a) a batimetria estendida a toda a costa oeste portuguesa; (b) o domínio de estudo. Os vectores representam a direcção das correntes. 125
- Figura 54: Distribuição vertical da corrente simulada para duas secções verticais (W-E): (a) Figueira da Foz e (b) Vila do Conde e para 2 secções verticais (S-N) A (junto à costa) B (ao largo). 126
- Figura 55: Distribuição horizontal de Temperatura (a), NO_3 (b), Chl-a (c) e OD (d) simulada pelo modelo, à superfície. Sob o campo de temperatura está representada a localização das secções verticais 127
- Figura 56: Distribuição vertical de Temperatura (a-b), Nitratos (c-d), Clorofila-a (e-f) e Oxigénio dissolvido (g-h) simulados, para Figueira da Foz (a,c,e,g) e Vila do Conde (b,d,f,h). 128

Índice de Tabelas

Tabela I: Parâmetros utilizados na calibração e estudo de sensibilidade do modelo.	64
Tabela II: Testes de sensibilidade para os principais parâmetros do modelo e sua calibração (REF. *), para a camada superficial, intermédia (~18,5m) e de fundo (~34m), relativos à temperatura, à Clorofila-a (CHL-a), ao oxigénio dissolvido (OD) e aos nitratos (NO ₃). Os resultados são referentes à estação S1	87
Tabela III: Testes de sensibilidade para os principais parâmetros do modelo e sua calibração (REF. *), para a camada superficial, intermédia (~40m) e de fundo (~75m), relativos à temperatura, à clorofila-a (CHL-a), ao oxigénio dissolvido (OD) e aos nitratos (NO ₃). Os resultados são referentes à estação S2	88

CAPÍTULO 1

Introdução

As regiões costeiras são zonas de transição entre os continentes e os oceanos. São áreas de elevada produtividade capazes de fornecer grandes quantidades de matéria particulada e dissolvida ao oceano. Em contrapartida as águas oceânicas mais profundas e ricas em nutrientes, ao passarem a fronteira virtual que separa a plataforma continental do oceano profundo, contribuem também para a elevada produtividade junto das zonas costeiras (Coelho, 2001). A esta subida das águas mais profundas e ricas em nutrientes para a costa dá-se o nome de afloramento costeiro e para ele contribuem uma série de factores físicos como: circulação, correntes, condições geográficas e climáticas, locais e regionais.

O afloramento costeiro é um fenómeno característico das margens orientais do Atlântico e do Pacífico (Noroeste e sudoeste de África, Califórnia, Peru, Benguela...). A zona Costeira da Península Ibérica é também uma zona onde ocorrem situações de afloramento, sobretudo na Primavera e Verão, onde os ventos de norte prevalecem, o que faz da margem Ibérica uma zona de grande produtividade e conseqüentemente geradora de importantes recursos marinhos que suscitam o interesse económico.

Para alcançar uma gestão sustentável dos recursos marinhos e biológicos é fundamental que se compreenda e consiga prever a dinâmica dos ecossistemas marinhos.

Preocupações sobre a sustentabilidade e qualidade da água nas plataformas marinhas europeias nos últimos anos deram origem ao desenvolvimento de modelos ecológicos (acoplamento físico-biológico de modelos numéricos), que se transformaram em ferramentas indispensáveis para compreender processos físicos e biológicos relevantes nas zonas costeiras e a influência da actividade humana nas condições ecológicas. Estes modelos permitem prever o efeito de alterações nas condições da *biota* e simular o “input” e dispersão de contaminantes. A modelação numérica proporciona um instrumento poderoso de síntese do conhecimento adquirido dos sistemas marinhos, permitindo a exploração da complexidade entre a Natureza e as acções antropogénicas. (Allen *et. al.*, 2000).

Os modelos matemáticos em conjunto com dados *in situ* e imagens fornecidas por satélite poderão ser uma excelente ferramenta para a análise e desenvolvimento de cenários que servirão de linha de orientação nas consequências, presentes e futuras, das acções praticadas sobre o meio ambiente.

1.1. Motivação

O conceito de modelação da qualidade de água é usado desde o início dos anos 70 para designar a simulação numérica de propriedades que podem ter consequências prejudiciais para o ambiente aquático. Rapidamente, este tipo de modelos evoluiu, para modelos ecológicos, permitindo considerar grupos funcionais que representam os componentes biológicos agrupados de acordo com seus níveis tróficos e comportamento funcional no ecossistema.

O crescente interesse pela qualidade de água e ecologia da plataforma dos mares europeus nos últimos anos permitiu o desenvolvimento de modelos numéricos físico-biológicos acoplados, como ferramentas para compreender os processos físicos e biológicos relevantes e a influência da actividade humana em condições ecológicas (North Sea Task Force, 1993). O objectivo é prever o efeito das alterações nas condições do *biota* e simular a entrada e a dispersão de contaminantes.

Durante as últimas décadas vários modelos hidrodinâmicos tridimensionais, para mares da plataforma, foram desenvolvidos em diferentes institutos de pesquisa. Nos últimos anos alguns desses modelos foram acoplados a modelos biológicos (Aksnes *et. al.*, 1995;

Introdução

Van Den Berg *et. al.*, 1996) ou a modelos de transporte de sedimento e/ou contaminantes. Desde então algumas das equações do modelo e os esquemas numéricos tornaram-se *standards*.

O acoplamento dos modelos físicos e biológicos está limitado frequentemente pela memória e pelo CPU, se os modelos envolverem um grande número de variáveis de estado. Consequentemente, um requisito essencial é que os processos biológicos sejam parametrizados de modo a que a integração numérica se torne mais eficiente. Deste modo, os modelos ecológicos poderão ser considerados como a síntese de conhecimento acerca do funcionamento do ecossistema (Jørgensen *et. al.*, 2002). Os Ecossistemas são entidades que compreendem quer as comunidades de interacção dos organismos quer os aspectos físicos do ambiente em que vivem.

Os ecossistemas litorais saudáveis podem ser caracterizados como tendo elevada diversidade de espécies e taxas elevadas da produtividade (embora haja naturalmente algumas excepções). O crescimento de produtores primários requer luz e nutrientes em proporções adequadas, para o seu desenvolvimento. Quando a concentração dos nutrientes, na coluna da água, é modificada por alteração das correntes do oceano ou por poluição antropogénica podem ocorrer grandes mudanças na estrutura de ecossistemas bentónicos e pelágicos (McCook, 1999).

A determinação dos factores que governam a produção primária marinha é crucial para a compreensão da variabilidade natural da produção oceânica global e as flutuações espacial e temporal que são inerentes ao ecossistema marinho (Arbones *et. al.*, 2000).

Os três factores responsáveis para a limitação do crescimento do fitoplâncton são: os nutrientes, a temperatura e a luz. Os nutrientes (nitratos, fosfatos e silicatos) são consumidos por algas e tem um papel importante no crescimento fitoplanctónico bem como na formação de matéria orgânica. A sua carência pode resultar em sérias instabilidades no ciclo da vida o que poderia levar à morte dos organismos. Para além do azoto, o fósforo deve também ser tido em conta mesmo que o azoto seja o factor limitante principal do crescimento fitoplanctónico em ecossistemas litorais e estuarinos (Portela, 1996), pois é também um nutriente utilizado pelos seres autotróficos. O azoto pode ser assimilado pelo fitoplâncton na forma de amónia (NH_4^+) ou nitratos (NO_3^-). Este último representa um menor custo energético para ele (Portela, 1996). Mesmo que a amónia seja consumida rapidamente pelo fitoplâncton e pelas plantas ela é novamente

reposta no ecossistema marinho, pois é o produto principal da excreção dos animais aquáticos.

A luz e a temperatura têm também uma influência muito significativa no crescimento do fitoplâncton. A actividade metabólica do fitoplâncton é baseada no processo fotossintético, que é directamente dependente da intensidade da energia solar incidente, alcançada pelos organismos e pela sua capacidade de a captar. Alguns estudos confirmaram que o fitoplâncton pode desenvolver a sua actividade metabólica numa escala da temperatura entre 0°C e os 30°C, mas a taxa de crescimento máxima ocorre próximo dos 20°C (Boney, 1975 *in* Saraiva, 2001).

O crescimento do fitoplâncton, na região temperada, não é contínuo mas apresenta uma variabilidade sazonal. O *bloom* primaveril do fitoplâncton é realçado pela subida da temperatura, que contribui para um aumento da taxa de crescimento e conseqüentemente para o aumento das actividades metabólicas nos organismos presentes no ecossistema, tornando disponíveis grandes quantidades de nutrientes.

O sistema biológico marinho é, em princípio, muito mais complexo do que o sistema físico, uma vez que a sua parte viva consiste num grupo de indivíduos que pertencem a um determinado número de espécies. Além disso existem vários grupos de partículas, sem vida, de diversos tamanhos e uma grande variedade de substâncias dissolvidas.

Os modelos ecológicos usam uma estrutura de aproximação onde matéria (energia) flui dos produtores primários para os produtores secundários. Contudo, isto não é absolutamente verdadeiro, uma vez que, a maioria desses seres vivos, em vez de ocuparem posições tróficas bem claras e alimentam-se de quase tudo o que é apropriado e acessível ao seu tamanho e ao seu modo de alimentação (Isaacs, 1973).

Uma classificação comum dos ecossistemas da coluna da água distingue três componentes: i) fitoplâncton, ii) plantas microscópicas flutuantes (“algas”) e iii) determinadas bactérias, capazes de usar a luz na fotossíntese e de converter assim substâncias inorgânicas dissolvidas (incluindo “nutrientes”: nitratos e fosfatos) em material orgânico para o zooplâncton.

Os modelos ecológicos são essencialmente constituídos por modelos bio-ópticos. Esses modelos bio-ópticos são baseados em mecanismos de ligação entre as propriedades ópticas da coluna de água, a penetração de luz e a produção primária do fitoplâncton

Introdução

(Arbones *et al.*, 2000). Muitos dos modelos bio-ópticos são baseados em curvas de fotossíntese-irradiância (P-E) que determinam a fotofisiologia das algas ao forçamento ambiental e prevêm alterações nas taxas de crescimento do fitoplâncton e da fotossíntese.

Por outro lado, as respostas fotossintéticas do fitoplâncton, não só dependem da disponibilidade de irradiância mas também da sua composição espectral quando a luz é o factor limitante (Arbones *et al.*, 2000). Além disso, a energia que permite a emersão de nutrientes enriquecedores das águas, nos oceanos costeiros, constituem uma energia subsidiária para o fitoplâncton, sendo um bom indicador de produção de fitoplâncton (Margalef, 1978 in Moita, 2001).

Estando a Península Ibérica localizada na Região de Afloramento do Atlântico Norte, esta é caracterizada por condições meteorológicas onde a predominância e prevalência, durante uma grande parte do ano (Relvas *et al.*, 2007), de ventos de norte/noroeste, constitui um dos principais elementos forçadores do transporte para o largo de águas costeiras com consequente subida de águas mais frias e profundas de largo, ricas em nutrientes, para junto da costa. A estas condições juntam-se as boas condições de luminosidade e temperatura essenciais ao desenvolvimento fitoplanctónico, produtor primário, que servirá de alimento a espécies de maior tamanho. Por este facto, esta região, é portanto caracterizada por uma elevada produtividade e riqueza biogeoquímica, onde as condições são favoráveis ao desenvolvimento de espécies marinhas.

A zona oceânica da Península Ibérica é uma das zonas com elevada variabilidade sazonal e por isso difícil de modelar realisticamente (Stevens *et al.*, 2000). O conhecimento da dinâmica ao longo das águas costeiras da região de Aveiro poderá ser a “chave” para entender a evolução deste ecossistema em particular.

Esta região é caracterizada por uma actividade de mesoescala bastante intensa, com geração e evolução de meandros complexos, *eddies*, e filamentos, ao longo da costa. Os processos responsáveis pela dinâmica que está por trás de muitas dessas ocorrências, ao contrário de outros sistemas já estudados (Noroeste e sudoeste de África, Califórnia, Peru, Benguela...) ainda não foram completamente explorados. Antes dos cruzeiros CICLOS (Moita, 2001), não existiam estudos que envolvessem medições *in situ*, que permitissem conhecer de que modo as populações de fitoplâncton são controladas pelos factores ambientais nas águas costeiras de Portugal. Por outro lado, os modelos

numéricos da dinâmica do ecossistema costeiro de Portugal, nomeadamente da região de Aveiro, estão ainda a ser implementados.

Estudos combinados usando dados de várias fontes (incluindo imagens de satélite) e modelos numéricos podem por isso fornecer meios para preencher as lacunas de conhecimento sobre este ecossistema.

1.2. Objectivos do trabalho

Este trabalho tem como objectivo principal implementar e validar um modelo numérico e ecológico tridimensional acoplado, para a zona costeira portuguesa, em particular à região de Aveiro e aplicá-lo ao estudo da distribuição espacial de biomassa fitoplanctónica durante o regime favorável de afloramento costeiro.

Pretende-se ainda, caracterizar a dinâmica e a escala espaço-temporal de resposta dos nutrientes e da biomassa fitoplanctónica à influência do vento e investigar o impacto do efeito do upwelling e da disponibilidade de nutriente na evolução do biomassa fitoplanctónica.

Será estudada a distribuição espacial da temperatura e da clorofila-*a* na zona costeira de Aveiro durante a época favorável ao afloramento costeiro (*upwelling*) de modo a: (i) caracterizar a dinâmica dos nutrientes e a resposta do fitoplâncton aos eventos de vento; (ii) investigar o impacto dos eventos de afloramento costeiro e a disponibilidade de nutrientes na distribuição do fitoplâncton ao longo da costa. O papel dos processos físicos, biológicos e químicos bem como as suas interações nas distribuições espaciais dos principais componentes ecológicos, serão identificadas.

Será feita uma análise da sensibilidade do modelo a fim de avaliar a influência das principais variáveis do modelo ecológico: a influência da clorofila-*a* na taxa de carbono autotrófico, χ_a , a influência das respirações autotrófica (b_a) e heterotrófica (b_h) e a fracção heterotrófica (η), na regulação do metabolismo do fitoplâncton e da biomassa e, consequentemente, da produção primária.

Os resultados serão comparados com dados relativos à distribuição dos nutrientes e da biomassa fitoplanctónica, obtida durante a campanha CICLOS I (entre 1985 – 1986) ao longo da costa portuguesa (Moita, 2001).

Finalmente, o modelo será aplicado a alguns cenários onde se fará variar as condições de forçamento meteorológicas (situação de Verão e Inverno). Ter-se-á também em conta a contribuição do escoamento da ria de Aveiro, de modo a estudar o comportamento da distribuição de nutrientes e biomassa fitoplanctónica face a estas condições.

1.3. Estrutura do trabalho

Este trabalho é constituído por 6 capítulos. No primeiro capítulo é feita uma breve introdução ao trabalho tendo em conta a motivação para o realizar. São identificados os objectivos que se pretendem alcançar e é feita uma breve descrição da estrutura do trabalho.

No segundo capítulo será feita uma breve caracterização física e biogeoquímica da costa portuguesa. É caracterizada a topografia da zona costeira portuguesa, as correntes e tipos de massas de água, a temperatura e salinidade das águas. São descritas as condições meteorológicas mais importantes nesta região, nomeadamente o regime de ventos que proporcionam a ocorrência de situações de afloramento costeiro. Finalmente, é feita uma caracterização biogeoquímica da região salientando a distribuição de nutrientes e oxigénio bem como a distribuição de biomassa fitoplanctónica ao longo da costa portuguesa.

No capítulo 3 é feita a descrição geral do modelo COHERENS, usado neste trabalho, bem como os seus submodelos, físico (hidrodinâmico) e biogeoquímico, descrevendo-se as equações mais importantes de cada submodelo. São ainda definidas as condições para a implementação do modelo na área em estudo.

No capítulo 4 é feita a descrição da aplicação do modelo COHERENS a uma região da costa portuguesa (Aveiro). São descritas: a região em estudo, as condições fronteira, os forçamentos a que foi sujeito o modelo e os parâmetros físicos e biológicos mais importantes do modelo. É feita a calibração e validação do modelo assim como o estudo

de sensibilidade do modelo para uma região costeira de Aveiro. Finalmente é feita uma pequena discussão dos resultados obtidos.

No capítulo 5 faz-se a aplicação do modelo a um conjunto de cenários diferentes e possíveis de ocorrer na região em estudo, com o objectivo de caracterizar a distribuição de temperatura, nutrientes e biomassa fitoplanctónica para o Verão e para o Inverno de 2005 assim como estudar a influência do input da Ria de Aveiro, na zona

No capítulo 6 serão apresentados e comparados os resultados preliminares da implementação do modelo para toda a extensão oeste da costa portuguesa.

Finalmente no capítulo 7 são tecidas as conclusões finais deste trabalho e algumas sugestões de melhoramento dos resultados obtidos.

CAPÍTULO 2

Caracterização da costa portuguesa

Neste capítulo é feita uma breve descrição da caracterização física e biogeoquímica da costa portuguesa, em geral, com especial ênfase para: a topografia e morfologia da costa, os tipos de massas de água, os sistemas de correntes, as condições meteorológicas, o sistema de *upwelling*, os padrões de temperatura e salinidade, assim como os padrões biogeoquímicos: nutrientes, oxigénio dissolvido e distribuição da biomassa fitoplantónica. É ainda feita uma breve descrição da região em estudo, centrada na zona costeira de Aveiro, compreendida entre Vila do Conde e a Figueira da Foz.

2.1. Caracterização física da costa Portuguesa

2.1.1. Topografia e morfologia

Portugal está localizado na parte oeste da Península Ibérica, estendendo-se a oeste numa vasta área ao longo do meridiano 9°W entre os 37°N e os 42°N fazendo fronteira com o Oceano Atlântico. A costa sul situa-se próximo da latitude 37°N entre os meridianos 9°W e 7°20'W (Fiúza *et. al.*, 1982).

A linha de costa tem, uma orientação norte-sul, excepto entre as latitudes 38.4°N (Cabo Espichel) e os 39,4°N (Peniche) onde a terra se estende cerca de 20km para oeste.

A margem Ibérica da plataforma continental apresenta a sua área mais ampla, a norte, entre o rio Minho e o canhão da Nazaré. Entre os 41°N e a zona da Nazaré a plataforma é praticamente rectilínea, excepto na zona dos canhões do Porto e Aveiro, estendendo-se numa largura de 20-50km (Fortunato, 2002), sendo apenas atravessada pelo Cabo Mondego (~40°N) e uma vertente continental escarpada. Contudo, mais a sul a plataforma é atravessada por uma série de canhões, onde o mais importante é o canhão da Nazaré, bem como por alguns cabos importantes: Cabo Carvoeiro (39°20'N), Cabo da Roca (38°40') e Cabo Espichel (38°20'), (Coelho, 2001).

Mais a sul, entre o Cabo Espichel e o Cabo de São Vicente a plataforma continental é estreita (10-20km) e bastante irregular, onde só o canhão de Setúbal e o Cabo de Sines são excepções, no entanto a vertente continental é mais suave. Na costa Sul (Algarve), é de salientar o canhão de Portimão e o sistema de ilhas barreira que separam o oceano da Ria Formosa (Coelho, 2001, Moita, 2001).

A linha de transição entre a plataforma continental e a vertente continental ocorre entre os 180 e os 200m de profundidade a norte do canhão da Nazaré e entre os 130 e os 150m de profundidade no golfo de Cadiz. O desnível continental que faz a transição entre o oceano profundo e a plataforma continental é bastante pronunciado, excepto no Golfo de Cadiz (Coelho, 2001).

A topografia da plataforma pode influenciar a dinâmica do oceano, em particular, os padrões de afloramento costeiro que se registam nesta região (Fiúza *et. al.* 1982).

2.1.2. Condições meteorológicas

As condições meteorológicas predominantes em Portugal Continental são condicionadas essencialmente pelos factores permanentes, nomeadamente a latitude, orografia, a influência do Oceano Atlântico e a continentalidade. Junto à costa a estes factores acresce a influência das orientações da linha de costa (IM, 2004).

A costa oeste da Península Ibérica é o limite mais a norte do Sistema de Afloramento Costeiro Oriental do Atlântico Norte (*Eastern North Atlantic Upwelling System*) (Peliz *et. al.*, 2002). Em termos médios, Portugal está situado no bordo setentrional de uma das

regiões subtropicais do globo sob a influência de altas pressões semi-permanentes (*northern hemisphere climatic subtropical high-pressure belt*), no caso particular o anticiclone dos Açores (Peixoto, 1992). A variabilidade no posicionamento deste Anticiclone está intimamente relacionada com a variabilidade climática que se verifica no clima de Portugal.

A corrente atmosférica transportada no interior do anticiclone dos Açores corresponde a vento fraco de oeste, no Inverno, e vento de norte/noroeste relativamente forte, durante o Verão. Como consequência da evolução meridional da frente subtropical, os ventos favoráveis ao afloramento, migram sazonalmente do sul de Marrocos para o norte de Portugal alcançando o seu máximo na costa oeste de Portugal (principalmente a sul do Cabo Carvoeiro, 39,3°N), de Julho a Setembro (Fiúza *et. al.*, 1982). Existe uma predominância da componente meridional dos ventos a norte (Aveiro) durante o Outono e Inverno.

Médias mensais e análises de regressão linear das componentes meridionais (ao longo da costa) do vento, medidas em estações costeiras localizadas a oeste da costa portuguesa, relativas à evolução do regime de afloramento (*upwelling*), no período de 1941 a 2000 (Lemos e Pires, 2004), concluíram que o regime de afloramento português está a enfraquecer desde os anos 40: o declínio dos ventos norte, favoráveis ao *upwelling*, é significativa durante a época tradicional de afloramento (Abril-Setembro); a temperatura da superfície do mar mostra um aumento estável ao longo do ano desde 1941, quer nas regiões ao largo quer junto à costa; a componente v do vento exhibe diferentes tendências em cada mês do ano (Lemos e Pires, 2004).

Na Primavera e Verão (Abril-Setembro), as tendências calculadas foram sempre significativas e positivas, sendo mais elevadas em Julho. Os valores negativos da componente v do vento indicando uma prevalência de ventos norte favoráveis ao afloramento costeiro, levam os mesmos autores (Lemos e Pires, 2004) a concluir que houve um progressivo enfraquecimento do afloramento costeiro ao longo da costa oeste portuguesa, nos meses onde era, normalmente, forte.

Durante o Outono e Inverno (Outubro-Março) há enfraquecimento dos ventos de norte/noroeste no mês de Dezembro e uma intensificação destes em Março. Contudo durante os restantes meses, regra geral, não se encontram tendências significativas (Lemos *et. al.*, 2004). Além disso, perto do final do século XX, segundo os mesmos

autores, houve uma perda do segundo pico de afloramento em Dezembro, e o prolongamento da época de afloramento tornou-se mais fraca, iniciando-se mais cedo.

O sistema sazonal do centro de altas pressões dos Açores e a migração da frente subtropical para sul, que separa as latitudes médias das massas de ar tropicais, modera as condições médias de ventos fora da costa Ibérica ocidental (Fiúza, 1982). O centro de altas pressões dos Açores migra ao longo do meridiano 38°W, dos 27°N aos 33°N, no período de Março a Agosto. Por outro lado, o gradiente de pressão média, entre a costa portuguesa e o centro de altas pressões é maior no Verão (~8mb) do que no Inverno (~1mb), o que conduz a ventos fracos de oeste, durante o Verão e a ventos mais intensos de norte/noroeste, no Inverno (Fiúza, 1982).

Segundo o relatório anual do Instituto de Meteorologia, (IM, 2004), que faz uma caracterização climática da Costa Portuguesa, os valores médios anuais de pressão na costa estão compreendidos entre 1016 e 1020hPa. No entanto, tanto os valores mais elevados (superiores a 1030hPa), como os valores mais baixos de pressão (980hPa) registam-se no Inverno, fruto no primeiro caso, do desenvolvimento do Anticiclone dos Açores e no segundo caso, poderá estar associado a depressões muito cavadas.

O Verão, pelo contrário, é caracterizado por variações de pressão menores, mostrando assim uma maior estabilidade. Nestas condições, o limite norte, onde os ventos eram favoráveis ao afloramento, movem-se das Canárias (em Janeiro) para o norte da Península Ibérica (em Julho).

Os ventos padrão junto à costa, associados a anomalias orográficas (rios e cabos) afectam significativamente a circulação costeira (Coelho, 2001).

2.1.3. Sistema de afloramento costeiro (*upwelling*)

O afloramento costeiro ou *upwelling* é um processo físico de ascensão de correntes frias à superfície que ocorrem em várias regiões costeiras e oceânicas (Figura 1). Este processo é essencialmente provocado por eventos ciclónicos que induzem correntes divergentes provocando uma aproximação da termocline à superfície (Fiúza et.al., 1982, Colling, 2001).

No caso de afloramento costeiro os ventos sopram paralelamente à linha de costa (arrastando as camadas superiores do oceano nos primeiros 100 ou 200m, sendo este movimento desviado para a direita, no Hemisfério Norte, por efeito da rotação da Terra), induzindo correntes de superfície divergentes compensadas pela ascensão de águas de fundo mais frias e ricas em nutrientes (Figura 1).

O afloramento costeiro é o mais importante processo hidrodinâmico, com grande influência em termos bioquímicos, que ocorre nas camadas superficiais da margem continental ibérica em resposta à persistência de ventos de norte. Na costa ibérica o *upwelling* apresenta um episódio padrão de intensificação dos ventos de norte com períodos de 4 a 10 dias, a mesma escala temporal que é característica da variabilidade do forçamento meteorológico (Fiúza, 1983). Isto ocorre sazonalmente, da Primavera ao Outono, sob um forçamento de vento do quadrante norte, na costa oeste portuguesa.

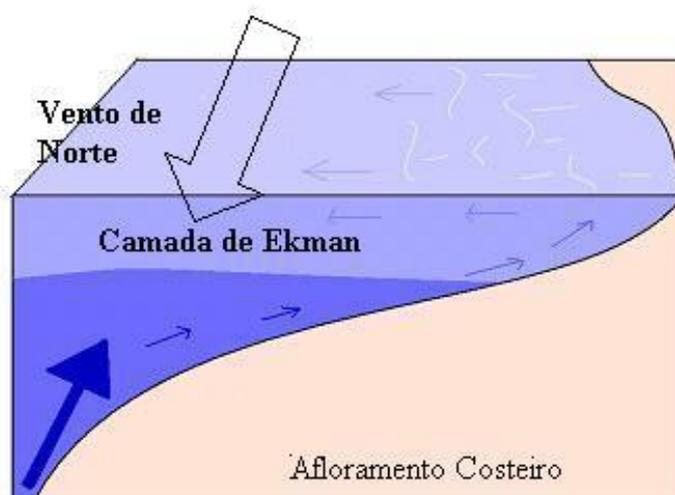


Figura 1: Representação esquemática do processo de afloramento costeiro (*upwelling*) (adaptação de imagem retirada de: http://jove.geol.niu.edu/.../Chert_Formation.html).

Estes sistemas de afloramento são de extrema importância para o sustento da vida marinha uma vez que constituem um dos poucos mecanismos que permitem que o stock de nutrientes existente nas zonas mais profundas seja introduzido nas águas superficiais (Valiela, 1995; Mateus *et. al.*, 2000, Silva, 2004) tornando essas regiões oceânicas, zonas de elevada produtividade. O fitoplâncton contribui com quase toda a produção primária do oceano, que necessita de luz e nutrientes.

A maioria das regiões oceânicas é pobre em nutrientes, sendo estes consumidos a uma taxa maior do que a produção, visto que a região rica em nutrientes não é suficientemente iluminada. O afloramento costeiro possibilita portanto que os nutrientes venham para a área iluminada do oceano tornando-o mais produtivo (as áreas de afloramento costeiro contribuem com 3% da produção primária global (Longhurst et. al., 1995 in Coelho, 2001).

Vários sistemas de afloramento foram já referenciados e estudados por vários autores, nomeadamente no Noroeste de Africa, no Sudoeste de Africa, na Califórnia, no Peru e Somália (Mittelstaedt, 1983, Morales et. al., 1996, Schwing et. al., 1997, Izumo, et. al. 2006). A zona costeira da Península Ibérica é também um sistema de afloramento costeiro, sobretudo durante a época de Verão (Junho – Setembro).

As condições de afloramento costeiro, activo e persistente, que prevalecem de Junho a Setembro, na costa da Península Ibérica, promovem altos níveis de produção de fitoplâncton e zooplâncton. Contudo foram também observados eventos de *upwelling* durante o Inverno quando o regime de ventos é particularmente favorável à convergência (*downwelling*) (Peliz et. al., 1999, Ribeiro et. al., 2004).

Na costa sul do Algarve, o afloramento acontece devido à influência dos ventos de oeste, contudo, as águas afloradas de sudoeste podem contornar o Cabo de S. Vicente e estender-se para este ao longo do barlavento Algarvio sob influência dos ventos de norte (Fiúza, 1983 in Moita, 2001).

A existência de um efeito de deformação vertical acentuada pode resultar na inversão do fluxo em profundidade criando uma corrente subsuperficial em oposição à direcção do vento dominante. Existem áreas localizadas de intenso *upwelling* e filamentos de água fria que se estendem para o largo em poucos quilómetros. Estas áreas de intenso *upwelling* e filamentos estão associadas a Cabos e irregularidades topográficas. Os filamentos são em geral associados a correntes muito intensas para o largo e são por isso, lugares privilegiados para a ocorrência de trocas entre a costa e o oceano profundo.

Por conseguinte, em qualquer sistema costeiro a produção primária de fitoplâncton é determinada por dois factores físicos, a luz e a hidrodinâmica. Estes factores estão interligados uma vez que a hidrodinâmica é responsável pelo transporte de nutrientes, à zona eufótica (região de forte luminosidade correspondente, em geral, aos primeiros 80m de profundidade, onde a luz penetra com intensidade suficiente para desencadear o

processo de fotossíntese), bem como pelo transporte vertical do fitoplâncton na coluna de água.

2.1.4. Massas de água características dos primeiros 400m de profundidade.

As águas oceânicas são constituídas por diferentes tipos de massas de água que apresentam diferentes características e classificações dependendo da sua localização, salinidade, temperatura e profundidade a que se encontram (águas profundas, intermédias e da termoclina).

A camada superficial compreende os primeiros 100 a 200m. É nela que se dão as maiores trocas com a atmosfera e portanto as suas características dependem, entre outros: da radiação solar, da evaporação, do campo de vento à superfície, da precipitação, da sua proximidade à costa e da descarga dos rios. As características desta camada variam também sazonalmente. Enquanto no Inverno apresenta uma camada de mistura homogénea quer em temperatura quer em salinidade, no Verão desenvolve fortes gradientes de temperatura, a termoclina sazonal (Sousa, 1995).

O estudo feito por Fiúza *et. al.* (1998), durante a Primavera de 1993, revela a existência de uma termoclina sazonal de Verão, a baixa profundidade no topo dos 20-30m, resultante do aquecimento de Primavera. Na área a sul a termoclina sazonal atinge profundidades maiores, 50-60m. A distribuição de temperatura e salinidade junto à superfície indicam a presença de uma língua relativamente quente e salina que penetra do largo para a zona do interior sul/sudoeste, perto dos 41°N estendendo-se para norte acima da vertente.

Abaixo da termoclina sazonal surge uma camada onde o gradiente vertical de temperatura permanece constante durante todo o ano denominada de termoclina permanente. É nesta camada que se encontra a chamada Água Central do Atlântico Norte (ENACW – *Eastern North Atlantic Central Water*), caracterizada por temperaturas e salinidades decrescentes em profundidade.

Este tipo de água (ENACW) subdivide-se em duas massas de águas de origens distintas e independentes (Fraga *et al.*, 1982, Fiúza *et. al.*, 1998, Herrera, 2008): uma mais

profunda, (com densidades compreendidas entre $\sigma_t=27.1$ e $\sigma_t=27.3$) de origem setentrional, formada a noroeste da Península Ibérica por convecção profunda, durante o Inverno, e outra menos profunda ($\sigma_t < 27.0$), com formação ao longo da frente dos Açores, (Fiúza *et. al.*, 1998, Oliveira *et. al.*, 2004). Devido às suas proveniências, estes dois ramos da ENACW denominam-se de ENACW_{SP} e ENACW_{ST} onde SP e ST designam, respectivamente, a origem subpolar de subtropical daquela massa de água (Rios *et. al.*, 1992).

Segundo Fiúza (1998) e Rios *et. al.* (1992), esta água tem a sua origem no giro subpolar, na Península Ibérica, e é caracterizada por intervalos de temperaturas de 4°C-12°C e intervalos de salinidade de 34.96-36.66 (Figura 2).

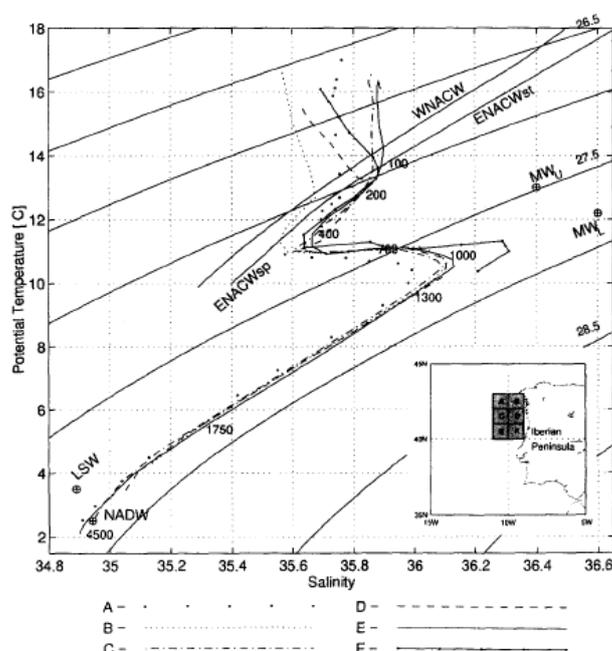


Figura 2: Diagrama θ -S para a Costa Ibérica obtido a partir da base de dados de Martins (1993). Os números ao longo das curvas indicam as profundidades típicas em metros. Os principais tipos de massa de água estão identificados: ENACW – Água Central Oriental do Atlântico Norte; (*sp* designa origem subpolar e “*st*” a origem subtropical); WNACW – Água Central Ocidental do Atlântico Norte; MW – Água Mediterrânica LSW – Água do Mar do Labrador e NADW – Água Central do Atlântico Norte (in Fiúza *et. al.*, 1998).

Segundo alguns trabalhos realizados conclui-se que a água fonte de afloramento poderá ser a ENACW, cujas características físicas e composição química variam, de norte a sul, na costa continental portuguesa.

As águas afloradas a norte (40°N) provêm da camada ENACW_{SP}, ou seja, são águas mais frias que variam entre 11,4°C e 12,5°C, à superfície e menos salgadas (entre 35,5 e

35,70) (Coelho, 2001; Herrera, 2008)., enquanto que para sul as águas vão ficando progressivamente quentes e mais salgadas indicando a presença de águas da camada ENACW_{ST}.

A camada superficial apresenta ainda o efeito sazonal dos rios, caracterizadas pela baixa salinidade que apresentam. Ao longo da margem continental Ibérica podem ser identificadas três regiões onde as águas superficiais apresentam características distintas: a região a Norte do canhão da Nazaré revela grande dependência das trocas com a atmosfera e é fortemente influenciada pela descarga dos rios (sobretudo os rios Douro e Minho); a região entre o Canhão da Nazaré e o Cabo Espichel fortemente marcada pelo afloramento costeiro durante o Verão e principio do Outono e a região a Sul do cabo Espichel, onde não existem rios de caudal significativo, caracterizada pela mistura de águas mais quente e salinas provenientes do oceano (Coelho, 2001).

Na região Norte, as baixas salinidades da plataforma reflectem a influência da água doce do escoamento (*runoff*) costeiro e o pronunciado gradiente de salinidade, ao longo da zona de transição da plataforma, indica que a transição entre a plataforma e o oceano aberto tem uma estrutura frontal forte (Fiúza *et. al.*, 1998).

Por cima da plataforma, o acumular de escoamento dos rios gera uma leve pluma, a WIBP – *Western Iberian Buoyant Plume* (Peliz *et. al.*, 2002). A WIBP é uma lente de água de baixa salinidade (<35.8) estendida ao longo da costa alimentada pela descargas dos rios (Minho, Lima, Douro, Vouga e Mondego), sobretudo no Inverno.

Em situação de afloramento esta pluma é advectada para o largo (podendo estender-se para além dos limites da plataforma), sob a forma de uma camada fina com cerca de 25 m de profundidade, por ventos de norte e converge para a costa com os ventos ao sul (Peliz *et. al.* 2002, Santos *et. al.*, 2000; Santos *et. al.*, 2004)

As condições de estratificação na camada superficial induzidas pela WIBP podem representar um papel importante assegurando a estabilidade necessária para o crescimento do fitoplâncton bem como representar um mecanismo para a retenção de larvas. A combinação dos efeitos da WIBP, da IPC (*Iberian Poleward Current*) e das correntes dirigidas pelo vento, criam um complexo padrão de circulação, com implicações quer para a dispersão potencial quer para a retenção de material biológico (Peliz *et. al.*, 2003).

2.1.5. Sistema de correntes

A península Ibérica, denominada de Região de Afloramento do Atlântico Norte, apresenta na camada superior da coluna de água, um sistema de correntes induzida pelo vento (Relvas *et al.*, 2007), que por sua vez, repete um regime sazonal induzido por diferenças de pressão atmosférica. Os ventos que actuam na superfície oceânica alteram a distribuição de massas representadas por diferentes valores de densidade distribuídos vertical e horizontalmente (Vieira *et. al.*, 2000). O sistema de correntes na costa ocidental da Península Ibérica apresenta uma forte variabilidade sazonal onde Verão e Inverno são facilmente distinguidos.

Durante a época de afloramento (Maio-Setembro) as correntes costeiras deslocam-se para o sul e ocorrem associadas ao sistema de ventos dominantes. No fim do Verão e durante o Inverno os ventos dominantes mudam a sua direcção para este/norte seguido de um escoamento superficial para o norte, devido a advecção de água quente e mais salgada. (Coelho, 2001). Durante o Inverno, esta corrente é superficial mas em período de afloramento, ela é perceptível aos 100-200 m de profundidade.

Os ventos dominantes ao longo da costa portuguesa produzem duas circulações de água à superfície (Transporte de Ekman): durante o regime de afloramento costeiro, as águas superficiais são transportadas para o largo em direcção ao sul, o que corresponde a uma divergência junto à costa, na camada superficial. Por baixo desta camada as águas mais frias escoam-se em direcção à costa e afloram (Relvas *et al.*, 2007). Em resposta, a corrente superficial traduz-se num jacto baroclínico na direcção e sentido dos ventos. A existência de um acentuado efeito de corte vertical pode resultar numa inversão do escoamento em profundidade, formando uma corrente subsuperficial no sentido oposto aos ventos dominantes (Coelho, 2001).

Pelo contrário, durante o período de ventos de sul/sudoeste (mais comuns no Inverno), o transporte de Ekman é em direcção à costa o que corresponde a uma convergência costeira, isto é, as águas superficiais, mais quentes, aproximam-se da costa e afundam.

Os padrões de circulação na costa ocidental da Península Ibérica mostram períodos de intenso afloramento costeiro ao qual está associada uma corrente para o Equador contrastando com os períodos de correntes para norte. Dados hidrológicos e de satélite

reportam uma corrente para o pólo ao longo da costa noroeste da Península Ibérica durante o Outono e o Inverno, geralmente descrita como uma estreita corrente ao longo da zona de quebra ente a vertente e a plataforma, transportando água quente e salina na camada acima dos 200-300m de profundidade (Frouin *et. al.*, 1990, Haynes *et. al.*, 1990 e Oliveira *et. al.*, 2004, Relvas *et al.*, 2007).

A largura dessa corrente é tipicamente 30 a 60km e a velocidade das correntes atinge os $20\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (Coelho, 2001). Os transportes associados a estas correntes variam de $0.3\times 10^6\text{m}^3\text{s}^{-1}$ a $0.7\times 10^6\text{m}^3\text{s}^{-1}$, para latitudes compreendidas entre os 38°N e os 41°N (Frouin *et. al.*, 1990). Isto evidencia o facto da intensidade das correntes aumentar para norte. O desnível de correntes resulta do gradiente meridional de pressão, observado nos 200-300 m de profundidade devido ao progressivo arrefecimento para norte (Frouin *et. al.*, 1990).

Existem ainda outros padrões, como plumas, jactos, vórtices e filamentos, associados ao upwelling costeiro. Estes filamentos desempenham um papel importante, uma vez que estes filamentos transportam a água aflorada para o largo e portanto aumenta a exportação de matéria para o oceano.

Na maioria dos sistemas de afloramento costeiro a circulação padrão, induzida pelos ventos, é caracterizada por correntes ao longo da costa, sendo em geral mais forte que a componente para o largo. O transporte para o largo não é uniforme e concentra-se nos filamentos caracterizados por escalas espaciais com espessura de 20-30km e 200-250km de comprimento (Haynes *et. al.*, 1993, Peliz *et. al.*, 2002).

2.1.6. Temperatura e salinidade

A variação sazonal da temperatura da água do mar à superfície está fortemente relacionada com as condições atmosféricas, em destaque a migração sazonal do anticiclone dos Açores, nos vários pontos da costa (Fiúza *et. al.*, 1982).

Durante o Verão e o Outono, na costa ocidental portuguesa, registam-se variações costal-largo de cerca de 1 a 6°C no Verão (IM, 2004) e 1.5°C no Outono. No Verão, nos locais onde a “nortada” é mais intensa, as temperaturas mais frias, junto à costa, são

indicadoras da presença de afloramento costeiro típico nesta época do ano (IM, 2004). No Inverno, a variação costa-largo é de cerca de 1 a 2°C (IM, 2004)

Os valores médios anuais de temperatura da água do mar, à superfície, variam entre 14,5 °C e os 16° C na costa ocidental aumentando gradualmente para sul, onde apresentam valores de temperatura entre os 17,0°C e os 17,5°C, na costa sul. Os valores máximos variam entre 22,4°C e 25,2°C (para a costa ocidental e costa sul respectivamente), Figura 3, e registam-se nos meses de Setembro e Outubro enquanto que os mínimos de temperatura, 10°C, se observam entre os meses de Dezembro a Março, em toda a costa (IM, 2004).

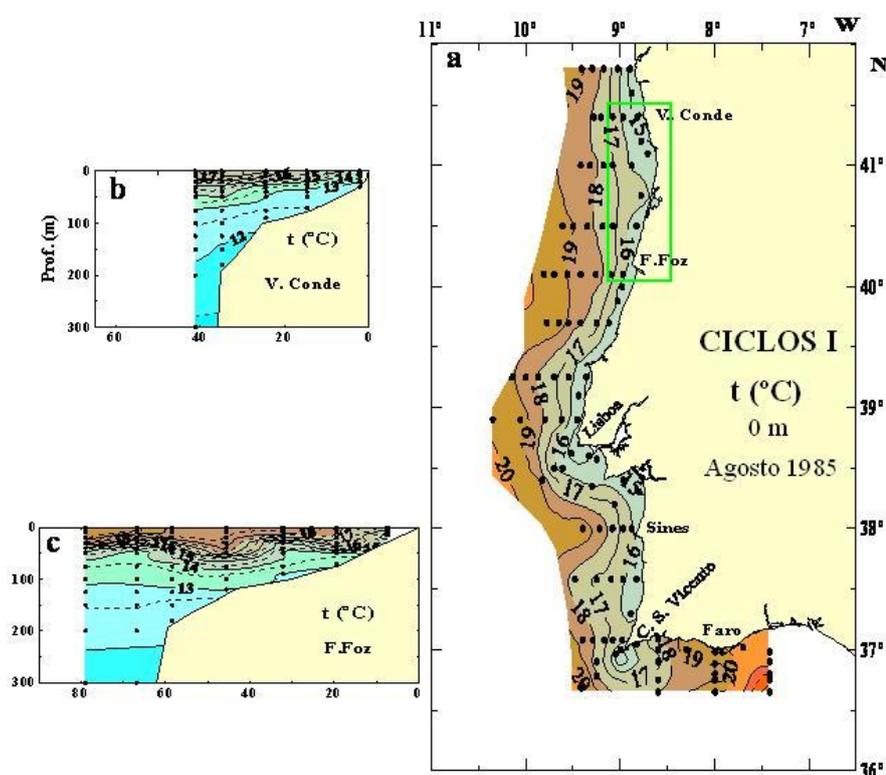


Figura 3: (a) Distribuição espacial de temperatura nas águas superficiais; (b) distribuição da temperatura na coluna de água ao longo de uma secção em Vila do Conde, (c) distribuição da temperatura na coluna de água ao longo de uma secção na Figueira da Foz, durante o Cruzeiro de Verão, CICLOS I (in Moita, 2001)

A distribuição de temperatura na coluna de água apresenta comportamentos distintos no Verão e Inverno. Perfis verticais de temperatura e densidade mostram claramente a diferença entre os períodos de Inverno e Verão (Mendes (1999) in Silva (2004)): no mês de Fevereiro há uma camada de mistura evidente, com um ligeiro gradiente vertical junto à costa, que poderá indicar formação da estratificação; no mês de Maio apresenta

alguma estratificação embora não exista uma picnoclina definida; nos meses de Agosto e Setembro, essa picnoclina encontra-se bem formada e bem evidente, mostrando a estratificação característica da época de Verão (Figura 3(b-c), Moita, 2001). Ainda segundo o mesmo autor as isolinhas encontram-se inclinadas verticalmente para a superfície sugerindo a ascensão de água mais profunda, de menores temperaturas e maiores densidades, típico de um regime de afloramento costeiro (*upwelling*), facto também referenciado por Moita (2001).

As variações de salinidade observadas por Moita, (2001), ao longo da costa, são influenciadas sobretudo pelo *input* dos rios, na região mais a norte e pelas águas oceânicas mais salinas na costa sudoeste e sul. A influência das águas afloradas, mais salgadas que as águas superficiais, também contribui para essas variações já que esta se apresenta mais salgada a norte do que a sul.

Os mínimos de salinidade registam-se no Inverno (25.2), na parte interna da plataforma ocidental norte, e os máximos no Outono (36.4), na costa algarvia. No Verão, na região norte, as isohalinas inferiores a 35.7 afastam-se da costa na região de Aveiro e prolongam-se em forma de Língua até à Figueira da Foz e ao longo da parte externa da plataforma (Moita, 2001).

De acordo com Silva (1992a) estas águas podem formar uma lente de água superficial que tende a ocupar a plataforma noroeste, durante a Primavera e Verão. Na primavera as isohalinas (inferiores a 35.7) tendem a afastar-se da costa, na plataforma noroeste, evidenciando a influência de condições de afloramento.

No Verão são observados os gradientes costa/largo de salinidade mais baixos e no Inverno os maiores. No Verão a menor salinidade, junto à costa, resulta da lente de menor salinidade referida por Silva, (1992a) que se estende até aos 30m de profundidade dando origem a uma variação máxima de 0.2.

No Inverno são as descargas dos rios, junto à costa, e a presença de águas mais salinas ao largo que elevam o gradiente da salinidade. No Outono é o Rio Douro, no norte, que aumenta (em 2,9) o gradiente costa/largo de salinidade.

2.2. Caracterização biogeoquímica da costa portuguesa

2.2.1. Nutrientes e oxigénio dissolvido

Um dos elementos que mais condiciona a produtividade fitoplanctónica é o azoto (Silva, 2004), uma vez que a taxa de crescimento da biomassa de fitoplâncton aumenta com o aumento de compostos azotados na água (Domme, 1996; Libes, 1992 *in* Silva, 2004). A produção de fitoplâncton parece ser em primeiro lugar estimulada por nutrientes exógenos, em particular pelos nitratos (Dugdale *et. al.*, 1990), embora a utilização destes compostos possam ser suprimidos se outros compostos, nomeadamente a amónia, atingir determinadas concentrações (Eppley *et. al.*, 1969; McCarthy & Eppley, 1972 *in* Moita, 2001). Batô (1945) *in* Moita, 2001, com base em campanhas realizadas entre 1934 e 1937, evidencia a influência do afloramento costeiro no enriquecimento de nutrientes das águas costeiras.

As observações de Moita (2001) mostram que a disponibilidade de nutrientes (nitratos, silicatos e fosfatos), nas águas superficiais é superior junto à costa, durante todo o ano e que as maiores concentrações de nutrientes se registavam no Inverno e Primavera, sendo praticamente nulos, junto à superfície, durante o Verão (com excepção das zonas adjacentes aos estuários dos rios) e máximos no Inverno (Figura 4). Na coluna de água as concentrações de nitratos aumentam, com a profundidade, atingindo concentrações elevadas abaixo da picnoclina, no Verão.

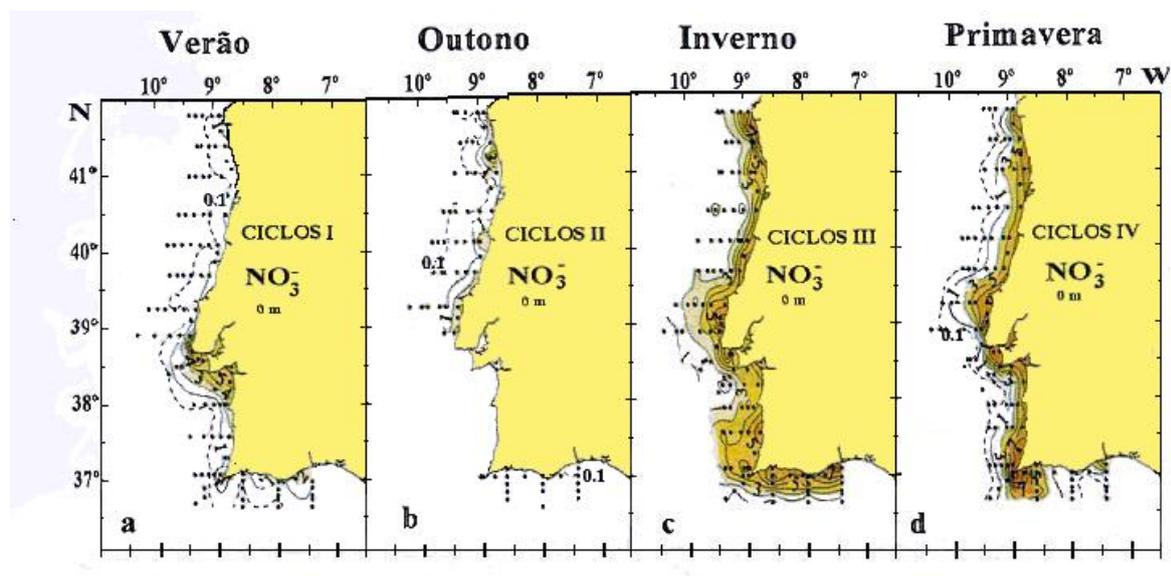


Figura 4: Distribuição espacial e sazonal de Nitratos (μM) nas águas superficiais, durante os Cruzeiros CICLOS I, II, III e IV (*in* Moita, 2001)

Segundo Álvarez-Salgado *et. al.*, 2003 existe um marcado enriquecimento das águas da plataforma durante o Outono ($>11\mu\text{mol.kg}^{-1}$). Ao comparar perfiz de temperatura e NO_3 concluiu que existia uma redução de nutrientes durante eventos de forte *upwelling*. Por outro lado, as distribuições horizontais de NO_3 mostraram a existência de elevadas concentrações de nutrientes à superfície no fim do Outono e princípio do Inverno.

O oxigénio dissolvido é muito importante no ambiente marinho pois não só intervêm em muitas reacções químicas e biológicas da dinâmica do ecossistema como é indispensável ao metabolismo respiratório de grande parte dos seres vivos. Entra na coluna de água através de trocas com a atmosfera e através da fotossíntese aquática. A solubilidade do oxigénio depende não só de factores físicos como a temperatura, a pressão atmosférica, e pressão de vapor, a salinidade, o vento, as marés e a turbulência, mas também da matéria orgânica disponível. Outros factores podem ainda influenciar o seu balanço, nomeadamente a oxidação de substâncias inorgânicas redutoras e a actividade respiratória/fotossintética das espécies vivas (Ramos, 2002).

O oxigénio dissolvido está quase sempre associado à clorofila-*a* (indicadora de biomassa fitoplanctónica), sobretudo em profundidade, onde os máximos de oxigénio dissolvido correspondem, regra geral, a máximos de clorofila-*a* (Figura 5). Segundo Moita (2001) o oxigénio dissolvido distribui-se pela camada superficial, tornando-a numa camada bem oxigenada. As maiores concentrações são observadas na Primavera enquanto as menores concentrações deste parâmetro são registadas no Outono.

Em profundidade o oxigénio apresenta os seus valores mais baixos no Verão, em geral, na região média da plataforma continental da costa noroeste ou no sotavento algarvio enquanto na costa sudoeste e barlavento algarvio se situa no bordo da plataforma e na vertente. Durante o Verão os máximos observam-se nas zonas de afloramento ricas em nutriente e com baixas temperaturas onde os valores da biomassa fitoplanctónica abundam, indicando assim a sua produção.

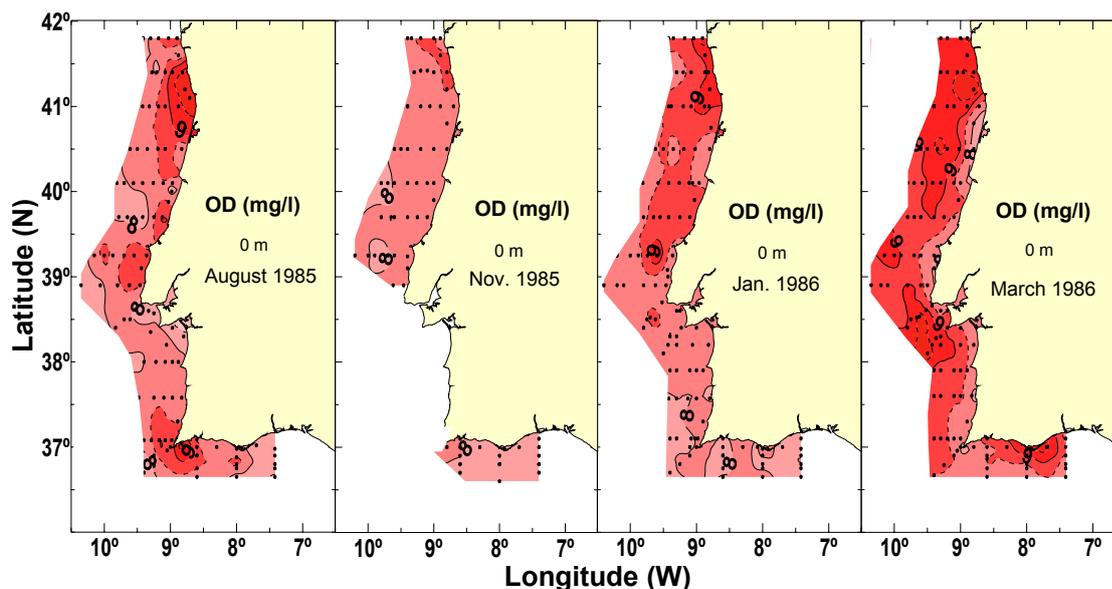


Figura 5: Distribuição espacial e sazonal do oxigénio dissolvido (mg/l) nas águas superficiais, durante os Cruzeiros CICLOS (in Moita, 2001).

No Outono, esses máximos de oxigénio dissolvido apenas acompanham os máximos de biomassa fitoplanctónica a norte da costa ocidental e a sul, no cabo de S. Vicente enquanto que no Inverno se estendem ao longo de toda a costa noroeste.

O oxigénio dissolvido intervém também nos processos de remineralização dos nutrientes. Este acontecimento é visível em áreas onde os máximos de nutrientes correspondem mínimos de oxigénio, como é o caso de Vila do Conde que durante o Verão apresenta uma escassez de nutrientes à superfície mas em profundidade a concentração aumenta atingindo os 10mmolN/m^3 aos 40m de profundidade, junto à costa, zona onde se verifica uma concentração mínima de oxigénio (Moita, 2001). Este processo de regeneração também ocorre no Inverno na costa noroeste.

A costa noroeste da Península Ibérica, sobretudo acima da região de Aveiro, parece ser a zona onde a regeneração de nutrientes é mais evidente (Moita, 2001), facto já apontado por Prego *et. al.*, (1999) no seu estudo da dinâmica de nutrientes na região da Galiza.

2.2.2. Distribuição espacial e sazonal da biomassa fitoplâncton na costa portuguesa

A sucessão temporal de biomassa depende principalmente dos processos físicos que ocorrem em escalas espaciais e temporais alargadas. As espécies marinhas dependem das correntes oceânicas para a respectiva advecção e dispersão, na existência de zonas frontais para a sua concentração e de regiões de afloramento como locais privilegiados de alimentação (Âmbar, 2002).

Nos mares temperados, o principal processo de controlo da dinâmica do fitoplâncton, o alimento primário das espécies marinhas, parece dever-se à alternância entre o período de mistura vertical da coluna de água, que ocorre durante o Inverno, e a sua estratificação progressiva a partir da Primavera devido sobretudo ao aquecimento da camada superficial das águas (Moita, 2001).

A actividade metabólica do fitoplâncton baseia-se em processos fotossintéticos, dependendo da intensidade de energia solar que atinge os organismos vivos e da sua captação (Saraiva, 2001).

Os sistemas de afloramento são caracterizados por possuírem elevados níveis de produção fitoplanctónica resultante do fluxo de nutrientes transportados para a zona eufótica pelas águas mais profundas (Barnes e Hughes, 1999), isto é, os processos de afloramento costeiro alteram o ciclo de produção fitoplanctónica devido à introdução de energia adicional no sistema e de nutrientes na zona eufótica, gerando assim uma acumulação de fitoplâncton no tempo e no espaço.

O fitoplâncton inclui vários grupos de micro algas unicelulares e coloniais entre os quais se pode destacar as diatomáceas, os dinoflagelados, os coccolitoforídeos, e vários grupos de fitoflagelados, cujas dimensões variam normalmente entre $1\mu\text{m}$ e 1mm e cuja característica principal é a de possuírem pigmentos fotossintéticos: clorofilas, carotenoides e biliproteínas (Silva, 2004). A clorofila-a é o principal pigmento fotossintético de todos os seres que realizam a fotossíntese com libertação de energia, constituindo por isso um excelente indicador de biomassa fitoplanctónica no oceano e regiões costeiras.

Na costa de Portugal Continental muito pouco se sabe sobre a variabilidade espacial e sazonal das populações de fitoplâncton. Os estudos efectuados são na sua grande

maioria, debruçados sobre a análise de fitoplâncton em vários estuários, rios e lagoas costeiras. Moita (2001) descreve pela primeira vez a distribuição sazonal e espacial da abundância de fitoplâncton, ao longo da costa portuguesa com base nos cruzeiros CICLO I, II, III e IV durante os anos de 1985 e 1986. A descrição que se segue, sobre a distribuição sazonal de biomassa fitoplanctónica, na costa portuguesa, tem como base o seu trabalho.

Segundo Moita (2001) a concentração de clorofila-*a*, é máxima durante o Verão, apresentando-se numa banda ao longo da costa portuguesa, junto à costa, atingindo valores superiores a 6mg/m^3 , no cabo de S. Vicente e na região da costa norte do cabo Carvoeiro (Figura 6 e 7(b)), devido ao efeito de afloramento costeiro que transporta águas frias para a superfície.

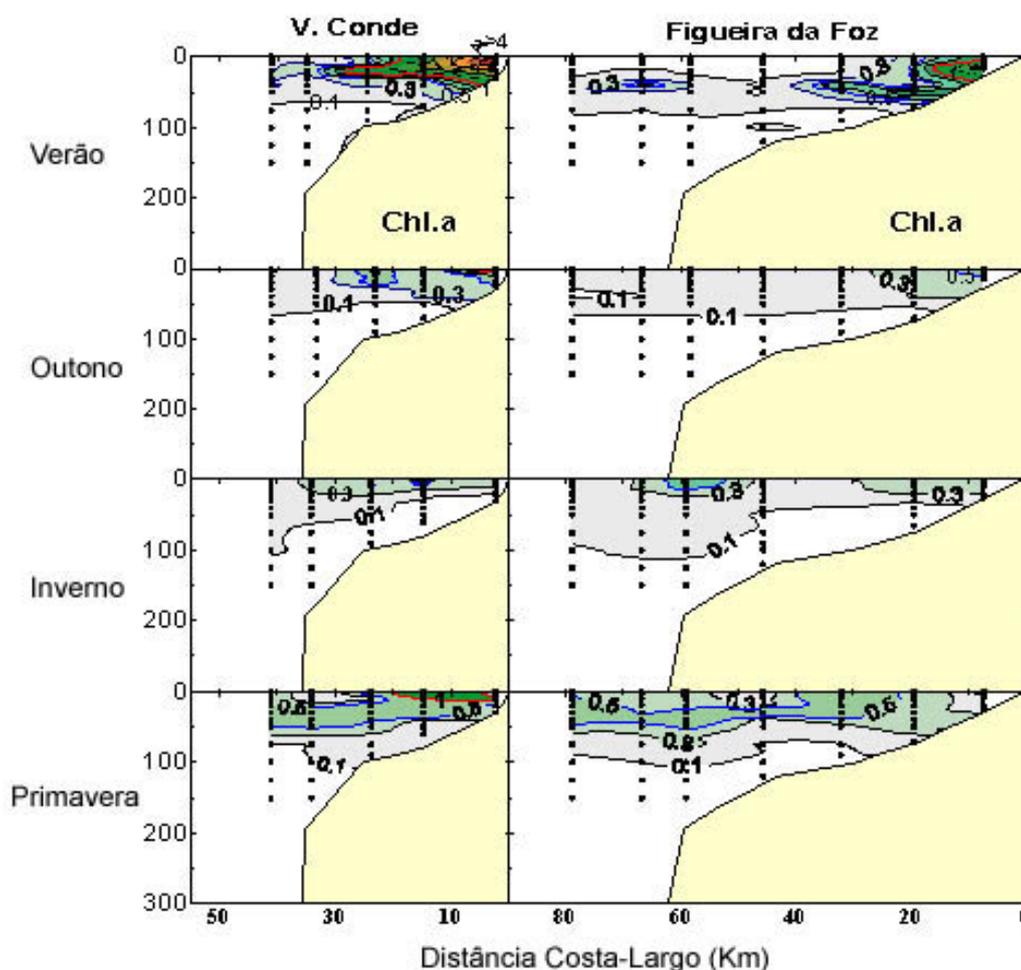


Figura 6: Distribuição vertical de clorofila-*a* (mg/m^3) ao longo de duas secções (costa-largo) nas regiões de Vila do Conde e Figueira da Foz, para as 4 estações do ano obtidas durante os cruzeiros CICLOS, 1985/1986, (in Moita, 2001).

Pelo contrário, as águas mais oceânicas apresentam valores muito baixos de concentração de clorofila-a (inferiores a 0.1mg/m^3) à superfície como mostra a Figura 7.

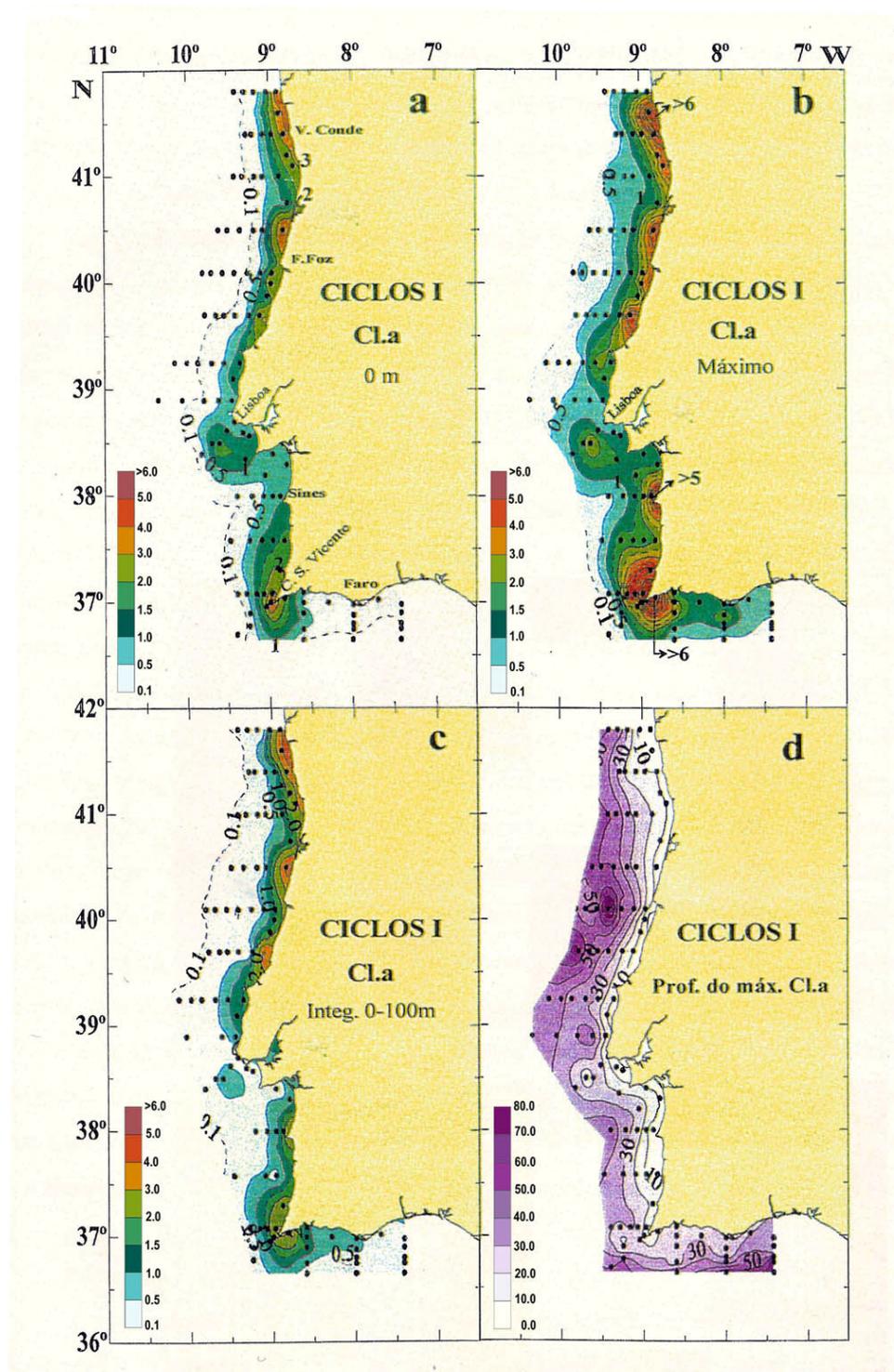


Figura 7: Distribuição espacial da biomassa fitoplanctónica (clorofila-a $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$): (a) à superfície do mar; (b) da sua concentração máxima na coluna de água; (c) da sua média integrada na vertical nos 100 primeiros metros e (d) da profundidade (m) em que se observaram os máximos durante o cruzeiro CICLOSI, no Verão de 1985 (in Moita, 2001).

Na coluna de água, os máximos observados encontram-se acima dos 10m de profundidade, junto à costa (Figuras 6 e 7), afundando-se progressivamente para o largo (até cerca dos 50m), em estreita combinação com o topo da picnoclina (zona de brusca variação de densidade).

Em algumas zonas surge um segundo máximo entre os 30 e os 50m de profundidade no extremo da plataforma ou sobre a vertente. Abaixo dos 75-100m as concentrações de clorofila-a são inferiores a 0.1mg/m^3 (Figura 6). Esta banda é separada das águas oceânicas por um forte gradiente costa-largo da clorofila-a. Os máximos estendem-se subsuperficialmente para o largo ao longo da picnoclina e nutriclina.

No Outono, as concentrações máximas são observadas à superfície, junto à costa e não ultrapassam os 2mg/m^3 . Estes máximos localizam-se a norte de Aveiro, no cabo Carvoeiro e no Cabo de S. Vicente, a menores profundidades do que no Verão (quase sempre à superfície). Ao largo as concentrações são agora superiores a 0.1mg/m^3 , à superfície e estendem-se, em profundidade, abaixo dos 75m a norte do canhão da Nazaré e dos 100m na costa sul.

No Inverno, o fitoplâncton apresenta os valores mais baixos de concentração e distribui-se à superfície apresentando um padrão de distribuição bastante irregular ao longo da costa. As maiores concentrações (superiores a 0.5mg/m^3) observam-se, a norte do cabo da Roca, junto à superfície, a meio ou no bordo da plataforma, registando-se pontualmente concentrações de 1mg/m^3 (Moita, 2001) embora se tenham observado máximos de clorofila-a de 3.5mg/m^3 entre $40.6-41^\circ\text{N}$ e $9.3-9.7^\circ\text{W}$ no mês de Fevereiro (Ribeiro et.al., 2004).

Para norte do canhão da Nazaré, as concentrações mais baixas (inferiores a 0.1mg/m^3) estende-se até aos 50m de profundidade, na parte interna da plataforma e afundando ainda mais até aos 100m na zona oceânica, enquanto que para sul deste canhão se observam abaixo dos 150m de profundidade. Nas costas sudoeste e sul os máximos permanecem junto à costa.

Na primavera, os *blooms* são afastados da costa por acção do afloramento e parecem afundar-se na região da vertente. Com o decorrer das estações do ano, desde o Verão até ao Inverno/início da Primavera os mínimos de fitoplâncton vão sendo observados a maiores profundidades, de acordo com o aumento da camada de mistura.

2.3. Caracterização da região costeira de Aveiro

A região da costa Portuguesa considerada neste estudo encontra-se limitada a Norte por Vila do Conde (VC) e a Sul pela Figueira da Foz (FF), e está centrada na região de Aveiro (Av), como mostra a Figura 8. Esta região estende-se, aproximadamente, entre 8°27' e 9°W de longitude e os 37°N e 42°N de latitude ao longo da costa Atlântica oeste portuguesa.

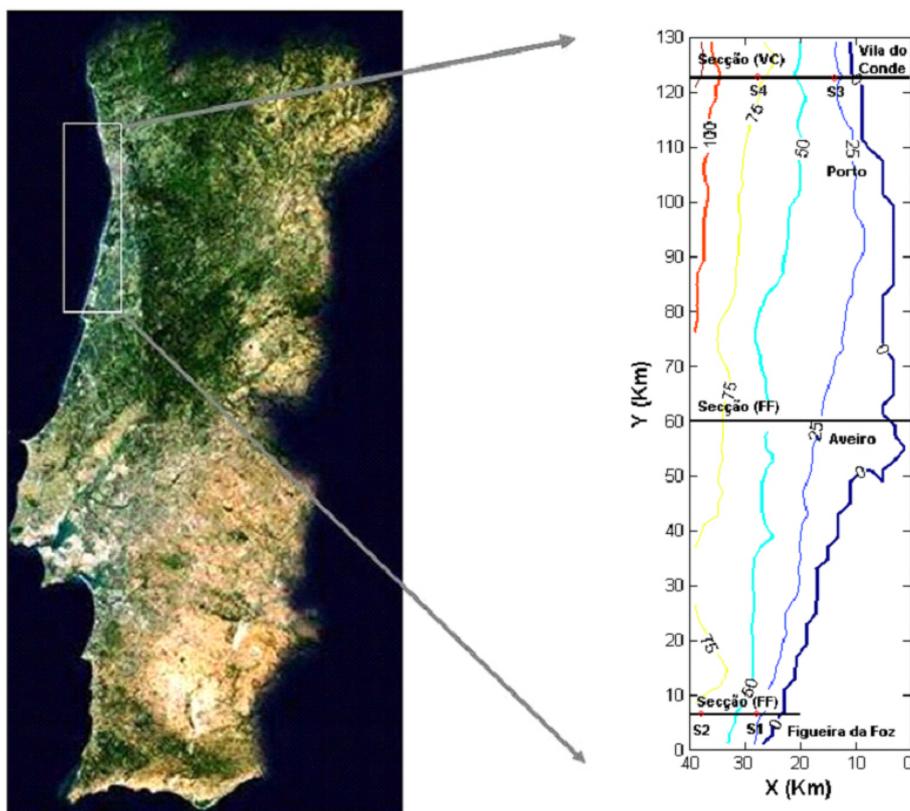


Figura 8: Área de estudo. Zona costeira entre Vila do Conde (VC) e Figueira da Foz (FF), Centrada em Aveiro (Av). Secção vertical W-E e estações junto à costa (S1) e (S3) e ao largo (S2) e (S4).

A plataforma continental é relativamente larga (~60km) e suavemente inclinada com uma orla definida pela isolinha dos 200m, onde o canhão de Aveiro (40°42'N) representa a característica topográfica mais importante dado que o declive se torna rapidamente acentuado em poucos quilómetros (Peliz *et. al.*, 2002).

Tanto a norte como a sul da orla do canhão de Aveiro a actividade de filamentos é muito frequente. Estes filamentos são características tipicamente recorrentes observadas ao largo da Península Ibérica, provavelmente devidas à circulação instável resultante dos meandros provocados pela circulação da corrente para sul (Haynes *et. al.*, 1993, Peliz, 2004).

Esta região é também fortemente influenciada pelas condições meteorológicas. Tal como a restante Península Ibérica, a região de Aveiro, está também sob a influência de altas pressões semi-permanentes (*northern hemisphere climatic subtropical high-pressure belt*), Peixoto, 1992, estando as suas condições meteorológicas dependentes da localização do Anticiclone dos Açores, o responsável pelo sistema de afloramento costeiro na região Este do Atlântico Norte (Fiúza *et. al.*, 1983, Coelho, 2001, Peliz *et. al.*, 2002).

Nesta região, a influência do Anticiclone dos Açores está associada, a ventos fracos de oeste durante o Inverno e a ventos relativamente fortes de norte e noroeste com intensidades médias de $5-6\text{m/s}^1$ (Hidroprojecto, 1994; Reis e Gonçalves, 1988; Silva *et. al.*, 2001) durante o Verão, como se pode ver na Figura 9 que representa a direcção e intensidades do vento para o mês de Agosto de 1985.

Em Março e Abril os ventos em toda a região giram para noroeste e em Maio são geralmente de norte com tensões de vento, na ordem dos 0.03Pa, junto à costa, aos 41°N .

Os padrões de vento de norte/noroeste permanecem inalteráveis de Julho a Agosto, com tensões máximas de vento na ordem dos 0.1Pa, em Setembro (IM, 2004). Em Outubro os ventos relaxam na sua força e aparece um padrão semelhante ao de Janeiro.

O mês de Novembro é caracterizado por uma quase ausência de ventos excepto na zona sudoeste da região onde aparecem “nortadas” fracas. Em Dezembro, a norte, surge ventos meridionais adicionais aos de norte (Stevens *et. al.*, 2000).

A costa de Aveiro bem como toda a costa portuguesa está localizada no sistema atlântico de afloramento costeiro (*upwelling*) da Península Ibérica caracterizado pela ocorrência sazonal de nortadas favoráveis ao afloramento, sobretudo no Verão.

Durante a época de afloramento costeiro (Maio-Setembro) a corrente costeira desloca-se para sul associada aos ventos predominantes, invertendo o sentido (este/norte) no final do Verão e durante o Inverno.

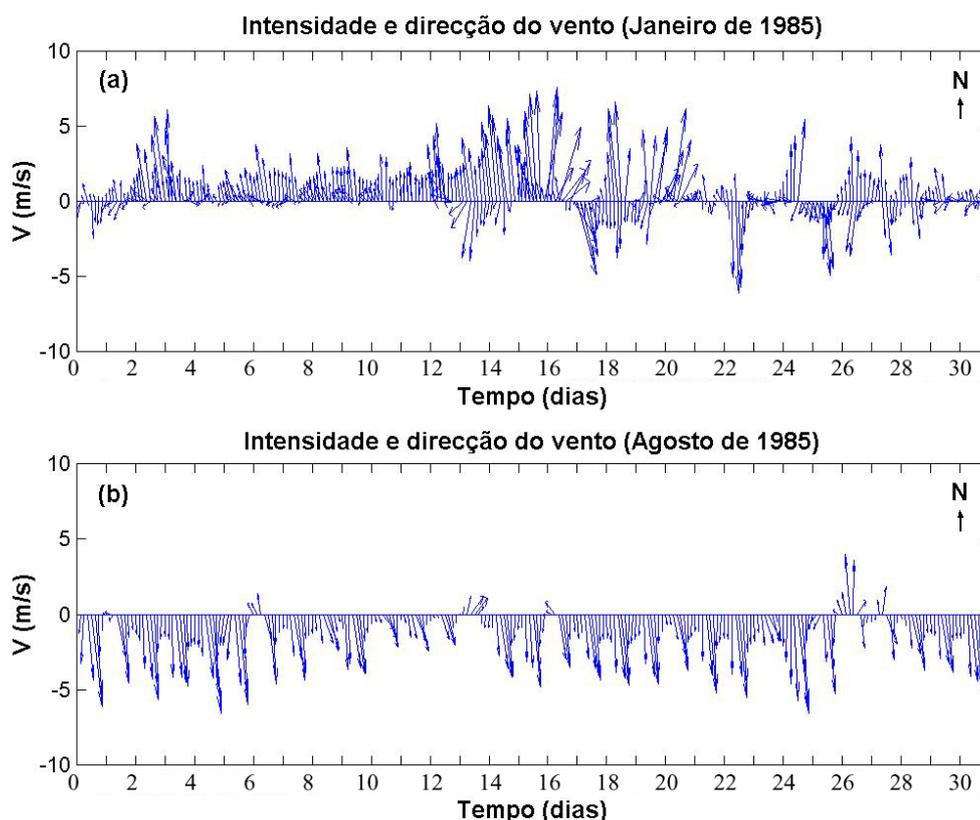


Figura 9: Intensidade e direcção do vento durante os meses de Janeiro e Agosto de 1985, obtidos pelo modelo WRF (Weather Research and Forecast Model).

A temperatura das águas da costa de Aveiro varia entre 13°C em Janeiro e 20°C em Setembro (Moita, 2001), enquanto a salinidade média varia entre 34,5 e os 35,3 (Hidroprojecto, 1994). Na região Norte, durante o Verão, as isoalinas inferiores a 35,7 (Peliz *et. al.*, 2002) afastam-se da costa de Aveiro e estendem-se até à Figueira da Foz, em forma de língua, ao longo da plataforma continental externa (Silva, 1992a; Moita, 2001).

Ao nível das características biogeoquímicas, esta região apresenta os máximos de oxigénio dissolvido (9mg/l), durante a Primavera, a norte do Porto, sobretudo na região de Vila do Conde mantendo-se no Verão onde se espalha por toda a zona costeira, a norte de Aveiro (Figura 5).

Os nutrientes, pelo contrário apresentam os seus máximos superficiais (superiores a 4mmolN/m³, na região de Vila do Conde e cerca de 3mmolN/m³, a sul de Aveiro) no Inverno e Primavera (Figura 4), fruto possivelmente da influência do escoamento dos rios (Rio Douro, Ria de Aveiro e Rio Mondego), sendo praticamente nulos durante o Verão e

Outono (0.1mmolN/m^3 em praticamente toda a região compreendida entre Vila do Conde e Figueira da Foz).

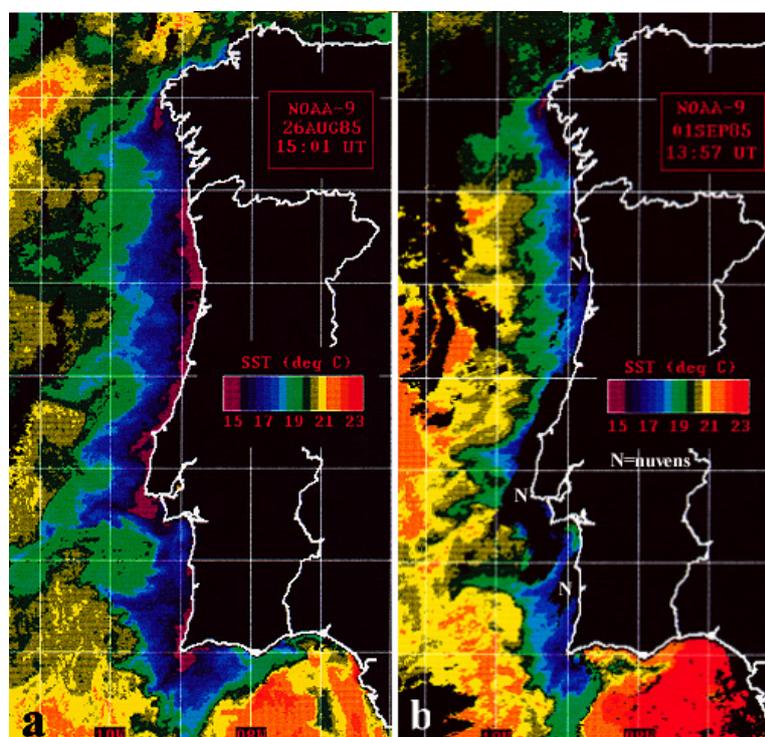


Figura 10: Distribuição da temperatura da água do mar à superfície, para a costa Portuguesa, obtida a partir do Satélite NOAA-9 por os dias 26 de Agosto (a) e 1 de Setembro (b) de 1985 durante o cruzeiro CICLOS I (in Moita, 2001).

No entanto, na coluna de água o teor de nitratos aumenta rapidamente com a profundidade, junto à costa, apresentando valores de aproximadamente 10mmolN/m^3 a cerca de 40m da superfície, na região de Vila do Conde (Moita, 2001). Estas elevadas concentrações parecem estar relacionadas com processos de regeneração na plataforma média, devido à deposição de matéria orgânica (Moita, 2001).

Ao nível de biomassa planctónica esta parece acompanhar os elementos químicos anteriores apresentando o seu máximo (de 6mgChl/m^3 na região a norte de Aveiro segundo Moita, 2001) no Verão, a profundidades próximas dos 10m, junto à costa, afundando até aos 40m ao largo. Nas restantes estações do ano a concentração é mais baixa sendo os valores no Inverno os mais baixos.

Estas elevadas concentrações registadas durante o Verão devem-se ao regime de ventos, "nortadas", bem característico da Região Norte de Portugal Continental, que

Caracterização da costa portuguesa

favorece o afloramento de águas mais profundas e ricas em nutrientes permitindo alimento ao fitoplâncton e o seu conseqüente desenvolvimento.

CAPÍTULO 3

Modelo ecológico 3D - COHERENS

O COHERENS (**CO**upled **H**idrodynamical **E**cological model for **RE**gio**NA**l **S**helf seas) é um modelo hidrodinâmico tridimensional de diferenças finitas com várias funcionalidades, para estudos do litoral e mares da plataforma (Luyten *et. al.*, 1999, Umgiesser, 2002). Foi desenvolvido por um grupo europeu multinacional, no período de 1990 a 1998, como parte do projecto MAST, PERFILE, NOMADS e o COHERENS (financiados pela união europeia). Este modelo é acoplado aos módulos: biológico, sedimentos e contaminante e permite resolver processos: de mesoescala (ventos, marés,...), de escala sinóptica (estruturas frontais), de escala sazonal (formação de termoclina, “*blooms*” planctónicos) e à escala global (processos climáticos).

O modelo foi usado inicialmente para simular condições no Mar do Norte e em áreas litorais estratificadas (Huthance, 1997; Proctor, 1997; Luyten, *et. al.*1999) e é neste momento usado como ferramenta de estudo de alguns processos físicos e ecológicos e na previsão e monitorização de mares da plataforma continental e áreas litorais (Luyten, *et. al.*, 1999).

3.1. Estrutura do modelo

O modelo COHRENS é composto por 4 componentes principais: física, biologia, sedimentos e contaminantes. A Figura 11 apresenta a estrutura simplificada do modelo. Tal como o diagrama mostra, todas as interacções entre os módulos podem ocorrer em simultâneo e portanto, o programa pode ser usado na sua máxima capacidade, contudo, algumas das funcionalidades podem ser desactivadas, dependendo das escolhas feitas pelo utilizador. Neste trabalho apenas foram usados os módulos da física e da biologia.

O módulo físico é composto por um conjunto de sub módulos para as correntes, um sub módulo para a turbulência (VEDDY1 ou VEDDY2) e dois submódulos separados para a temperatura (HEAT) e para a salinidade (SAL). As correntes são actualizadas a cada passo temporal resolvendo as equações 3D do momento para obter uma velocidade prevista. Em seguida, são resolvidas as equações 2D do momento e da continuidade, sendo aplicado um método corrector para determinar os valores de (u, v) para o novo passo temporal. Finalmente é resolvida a equação 3D da continuidade para a velocidade vertical (transformada).

O submódulo da turbulência calcula os valores dos coeficientes turbulentos ν_T e λ_T (viscosidade e difusividade turbulentas, respectivamente), necessários para resolver as equações de transporte para as correntes, a temperatura e a salinidade. Observando o organigrama da Figura 11, pode ver-se que este submódulo está acoplado, por um lado, ao submódulo das correntes, uma vez que o cálculo da turbulência depende do cálculo dos gradientes verticais das correntes e da densidade, e por outro está acoplado aos submódulo de temperatura e salinidade através do submódulo da densidade que avalia o gradiente de pressão baroclínica e a expansão dos coeficientes, na avaliação dos termos de instabilidade para a energia turbulenta.

O submódulo de advecção difusão representa a parte central de todo o modelo e está dividido em quatro unidades diferentes: duas que resolvem as equações u, nos nodos U, e as equações v, nos nodos V; outra que resolve a equação geral de advecção-difusão nos centros das células e finalmente uma que resolve a equação geral da advecção – difusão nos nodos W. Este submódulo faz a ligação entre o módulo físico e os módulos: biológico, de sedimentos e de contaminantes.

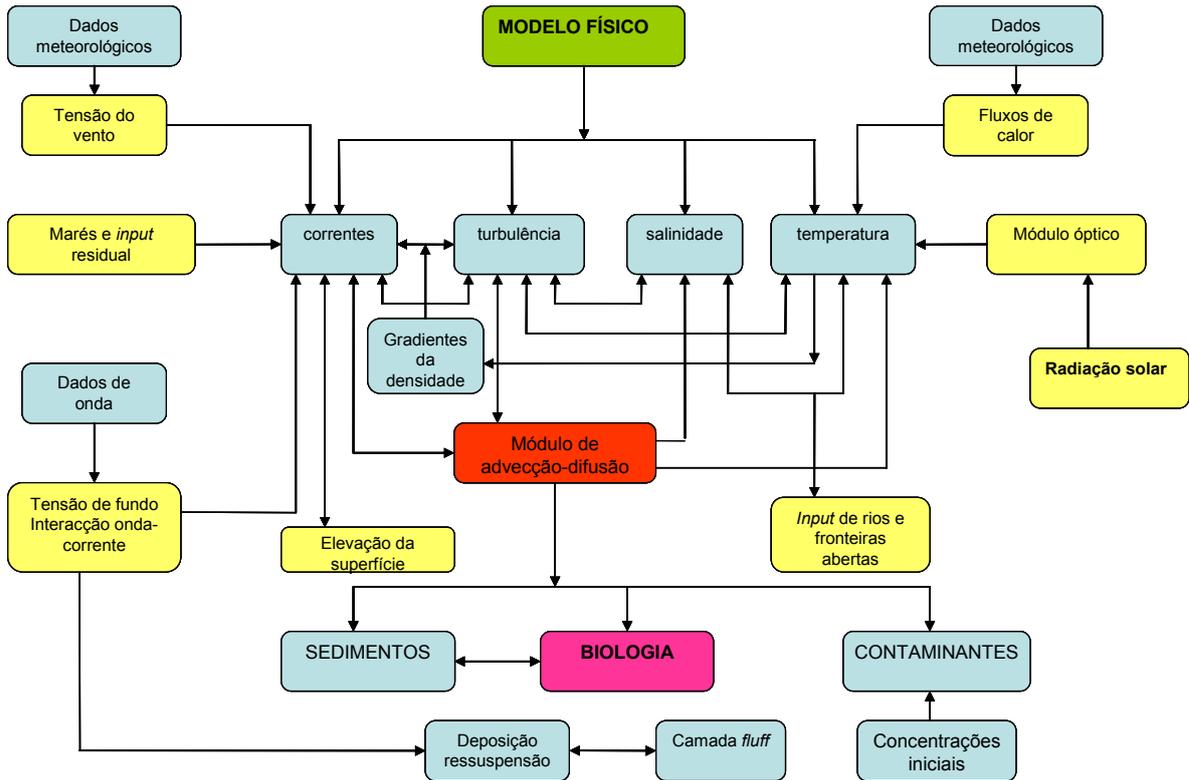


Figura 11: Esquema com a estrutura simplificada do modelo COHERENS (adaptado de Luyten et. al., 1999)

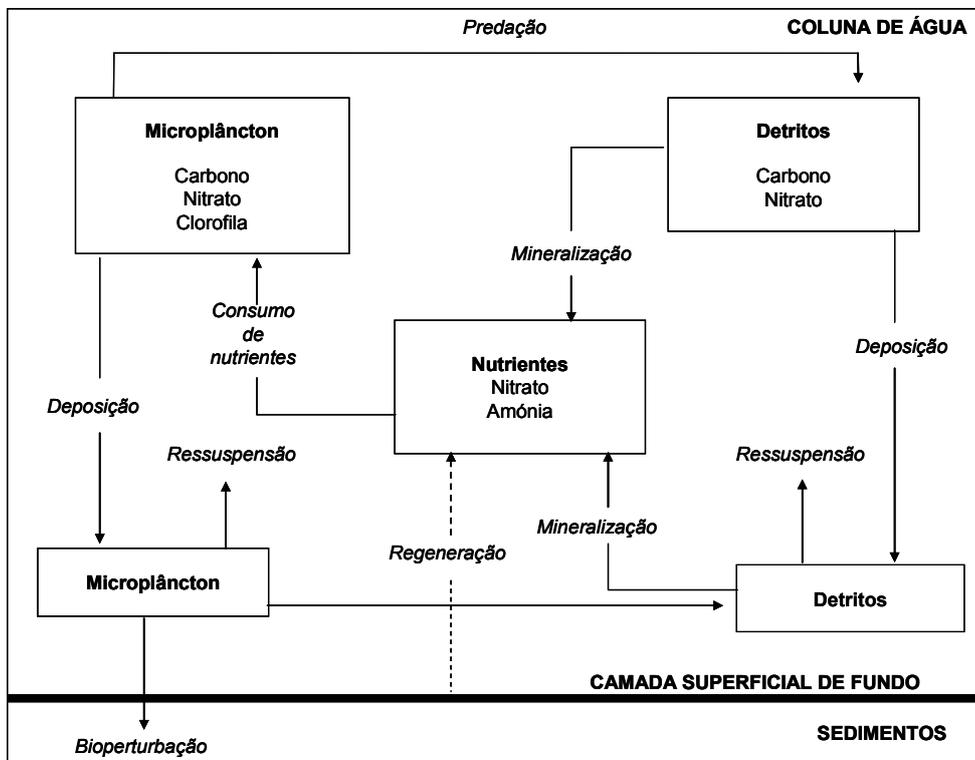


Figura 12: Características gerais do modelo biológico e sedimentar (adaptada de Luyten et. al., 1999).

As condições fronteira são “chamadas” usando diferentes tipos de entradas (*inputs*). O valor da corrente integrada na vertical (\bar{U}, \bar{V}), nas fronteiras abertas, é determinado nas várias subrotinas do modelo. As tensões à superfície e os fluxos de calor são avaliados numa subrotina a partir de dados meteorológicos (Figura 11). A tensão de fundo é também calculada através de um submódulo específico.

O modelo inclui ainda um submódulo radiativo que avalia a absorção de calor solar na coluna de água e a radiação fotossintética activa (PAR). A radiação solar à superfície é calculada pela subrotina SOLRAD mas pode também ser introduzida directamente a partir de dados de entrada (Figura 11).

O módulo da Biologia, acoplado ao módulo físico pelo submódulo de advecção-dispersão, avalia os termos de fonte/sumidouro para a biologia da coluna de água (ex: carbono microplactónico e nitrogénio, carbono detrítico e azoto, nitrato dissolvido, amónia e oxigénio). O termos de fonte/sumidouro envolvem a avaliação de taxas calculadas por funções, onde a mais importante é a GROWTH, uma subrotina incluída no módulo biológico (Figura 12). Esta calcula o crescimento do microplâncton em função do azoto microplactónico para uma determinada taxa de carbono e de radiação fotossintética activa (PAR). Tem ainda uma subrotina que faz a ligação ao módulo de advecção-difusão para cada uma das variáveis de estado biológicas.

Outros dois módulos estão também acoplados ao módulo biológico: o de sedimentos e o de contaminantes. O módulo de sedimentos além de calcular a advecção-difusão de sedimentos avalia os processos relativos à camada superficial de fundo (*fluff*) (Figura 12). O modelo de contaminantes é composto por uma componente euleriana que resolve as equações de advecção-difusão para cada contaminante passivo. As concentrações iniciais são definidas pelo utilizador e os *inputs* são chamados através de ficheiros de dados, nas fronteiras abertas. O módulo de contaminantes liga-se ao módulo físico através dos sub-módulos das correntes e turbulência. Como só os contaminantes passivos são considerados não há *feedback* com o módulo físico (ex: amortecimento da turbulência, atenuação de luz).

3.2. Descrição física e biogeoquímica dos submodelos do COHERENS

3.2.1. Módulo físico

3.2.1.1. Submódulo hidrodinâmico

O programa permite calcular as equações em coordenadas Cartesianas (x_1, x_2, x_3) ou em coordenadas esféricas (λ, ϕ, x_3), sendo o eixo x_3 directamente dirigido para cima ao longo da vertical. O sistema de coordenadas cartesianas usa a aproximação ao plano- f (parâmetro de Coriolis uniforme) de modo a que os eixos x_1 e x_2 podem ser orientados arbitrariamente no plano horizontal. A coordenada vertical é escolhida de modo a que a superfície, $x_3=0$, corresponda ao nível médio da água do mar. As equações da superfície livre e do fundo tomam a forma (em coordenadas cartesianas):

$$\begin{aligned}x_3 &= \zeta(x_1, x_2, t) \\x_3 &= -h(x_1, x_2)\end{aligned}\tag{1}$$

onde ζ é a elevação da superfície do mar e h é a profundidade média da água do mar. Assim a profundidade total da água H é dado por $H = h + \zeta$.

O modelo físico é representado pelo conjunto das equações básicas referentes ao módulo hidrodinâmico 3D: a) as equações do momento usando a aproximação de Boussinesq e supondo o equilíbrio hidrostático vertical; b) a equação da continuidade; c) as equações de transporte para a temperatura e salinidade.

As equações do momento e da continuidade são resolvidas numericamente usando a técnica de *mode-splitting*. O sistema prévio de equações tridimensionais necessita contudo de ser complementada com um conjunto bidimensional adicional que consiste nas equações integradas em profundidade das equações do momento horizontal e da continuidade. O conjunto detalhado das equações são descritas em seguida para coordenadas Cartesianas:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x_1} + v \frac{\partial u}{\partial x_2} + w \frac{\partial u}{\partial x_3} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x_1} + \frac{\partial}{\partial x_3} \left(\nu_T \frac{\partial u}{\partial x_3} \right) + \frac{\partial}{\partial x_1} \tau_{11} + \frac{\partial}{\partial x_2} \tau_{21} \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x_1} + v \frac{\partial v}{\partial x_2} + w \frac{\partial v}{\partial x_3} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x_1} + \frac{\partial}{\partial x_3} \left(\nu_T \frac{\partial v}{\partial x_3} \right) + \frac{\partial}{\partial x_1} \tau_{12} + \frac{\partial}{\partial x_2} \tau_{22} \quad (3)$$

$$\frac{\partial p}{\partial x_3} = -\rho g \quad (4)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x_1} + \frac{\partial v}{\partial x_2} + \frac{\partial w}{\partial x_3} = 0 \quad (5)$$

E pelas equações de transporte:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x_1} + v \frac{\partial T}{\partial x_2} + w \frac{\partial T}{\partial x_3} = \\ & = -\frac{1}{\rho_0 c_p} \frac{\partial I}{\partial x_3} + \frac{\partial}{\partial x_3} \left(\lambda_T \frac{\partial T}{\partial x_3} \right) + \frac{\partial}{\partial x_1} \left(\lambda_H \frac{\partial T}{\partial x_1} \right) + \frac{\partial}{\partial x_2} \left(\lambda_H \frac{\partial T}{\partial x_2} \right) \end{aligned} \quad (6)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x_1} + v \frac{\partial S}{\partial x_2} + w \frac{\partial S}{\partial x_3} = \frac{\partial}{\partial x_3} \left(\lambda_T \frac{\partial S}{\partial x_3} \right) + \frac{\partial}{\partial x_1} \left(\lambda_H \frac{\partial S}{\partial x_1} \right) + \frac{\partial}{\partial x_2} \left(\lambda_H \frac{\partial S}{\partial x_2} \right) \quad (7)$$

Onde (u, v, w) são as componentes da corrente, T a temperatura, S a salinidade, $f = 2\Omega \sin \phi$ é parâmetro de Coriolis ($\Omega = 2\pi / 86164$ rad/s a frequência de rotação da Terra), g a aceleração da gravidade, ρ a pressão, ν_T é o coeficiente de viscosidade turbulenta vertical e λ_T é o coeficiente de difusão vertical, λ_H é o coeficiente de difusão horizontal para a salinidade e temperatura, ρ é a densidade, ρ_0 é a densidade de referência, c_p é o calor específico da água do mar a pressão constante, $I(x_1, x_2, x_3, t)$ é a irradiância solar incidente e, $\tau_{11}, \tau_{12}, \tau_{21}, \tau_{22}$ são as componentes horizontais do tensor da tensão, dados por:

$$\tau_{11} = 2\nu_H \frac{\partial u}{\partial x_1}, \quad \tau_{12} = \tau_{21} = \nu_H \left(\frac{\partial u}{\partial x_2} + \frac{\partial v}{\partial x_1} \right), \quad \tau_{22} = 2\nu_H \frac{\partial v}{\partial x_2} \quad (8)$$

onde ν_H é o coeficiente de viscosidade turbulenta horizontal.

As equações do modelo simplificam-se pela introdução de uma nova coordenada vertical, a coordenada sigma, σ , que transforma as coordenadas de superfície e de fundo em coordenadas planas (Phillips, 1957). É aplicada a seguinte transformação:

$$(t, \tilde{x}_1, \tilde{x}_2, \tilde{x}_3) = (t, x_1, x_2, Lf(\sigma)) \quad (9)$$

onde $(\tilde{t}, \tilde{x}_1, \tilde{x}_2, \tilde{x}_3)$ são as coordenadas transformadas,

$$\sigma = \frac{x_3 + h}{\zeta + h} = \frac{x_3 + h}{H} \quad (10)$$

σ é a profundidade em coordenadas sigma, que varia entre 0 (no fundo) e 1 (na superfície); o ζ é a elevação da superfície do mar, h é a profundidade média da água e H é a profundidade total da água, dada por $H = h + \zeta$ (Figura 13). A coordenada vertical é escolhida de modo a que a superfície corresponda ao nível médio da água do mar. Considerando $f(0) = 0$ e $f(1) = 1$, a equação do fundo toma a forma simples $\tilde{x}_3 = 0$ enquanto a superfície em movimento se transforma em $\tilde{x}_3 = L$.

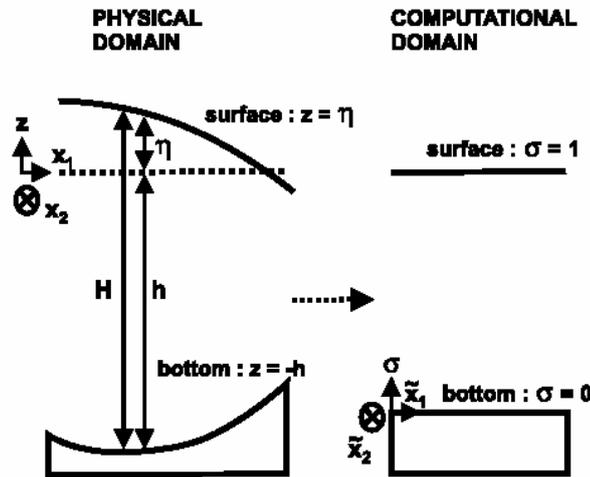


Figura 13: Transformação vertical de σ – coordenadas (Luyten *et al.*, 1999).

O Jacobiano, J , da transformação é definido por:

$$J = \frac{\partial x_3}{\partial \tilde{x}_3} = H / \left(L \frac{df}{d\sigma} \right) \quad (11)$$

e representa a razão entre a unidade de comprimento no espaço físico e a unidade de comprimento no espaço transformado.

Definindo uma “nova” velocidade vertical,

$$\tilde{\omega} = \frac{\partial \tilde{x}_3}{\partial t} + u \frac{\partial \tilde{x}_3}{\partial x_1} + v \frac{\partial \tilde{x}_3}{\partial x_2} + w \frac{\partial \tilde{x}_3}{\partial x_3} \quad (12)$$

multiplicando (12) por J e usando as equações (9)-(11) a “antiga” velocidade vertical pode então ser escrita na forma:

$$\omega = J\tilde{\omega} + \sigma \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \left(\sigma \frac{\partial \zeta}{\partial \tilde{x}_1} - (1-\sigma) \frac{\partial h}{\partial \tilde{x}_1} \right) + v \left(\sigma \frac{\partial \zeta}{\partial \tilde{x}_2} - (1-\sigma) \frac{\partial h}{\partial \tilde{x}_2} \right) \quad (13)$$

O primeiro termo no lado direito da equação (13), inicialmente denominada por velocidade vertical “transformada”, representa o movimento vertical intrínseco (ascensão e subsidência), normal às superfícies iso- σ . Os restantes termos representam os efeitos induzidos pelas variações da forma da superfície e do fundo do mar, no espaço e no tempo (Deleersnijder, 1989). As versões transformadas das equações da continuidade, do momento horizontal, do equilíbrio hidrostático e do transporte para a temperatura e salinidade podem então ser reescritas da seguinte forma:

$$\frac{1}{J} \frac{\partial J}{\partial \tilde{t}} + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} (Ju) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} (Jv) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} (J\tilde{\omega}) = 0 \quad (14)$$

$$\begin{aligned} & \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{t}} (Ju) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} (Ju^2) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} (Jvu) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} (J\tilde{\omega}u) - fv \\ & = -g \frac{\partial \zeta}{\partial \tilde{x}_1} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial \tilde{x}_1} + Q_1 + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} \left(\frac{v_T}{J} \frac{\partial u}{\partial \tilde{x}_3} \right) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} J(\tau_{11}) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} J(\tau_{21}) \end{aligned} \quad (15)$$

$$\begin{aligned} & \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{t}} (Jv) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} (Juv) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} (Jv^2) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} (J\tilde{\omega}v) + fu \\ & = -g \frac{\partial \zeta}{\partial \tilde{x}_2} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial \tilde{x}_2} + Q_2 + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} \left(\frac{v_T}{J} \frac{\partial v}{\partial \tilde{x}_3} \right) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} J(\tau_{12}) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} J(\tau_{22}) \end{aligned} \quad (16)$$

$$\frac{1}{J} \frac{\partial q_d}{\partial \tilde{x}_3} = b \quad (17)$$

$$\begin{aligned} & \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{t}} (JT) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} (JuT) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} (JvT) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} (J\tilde{\omega}T) \\ &= \frac{1}{J\rho_0 c_p} \frac{\partial I}{\partial \tilde{x}_3} + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} \left(\frac{\lambda_T}{J} \frac{\partial T}{\partial \tilde{x}_3} \right) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} \left(J\lambda_H \frac{\partial T}{\partial \tilde{x}_1} \right) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} \left(J\lambda_H \frac{\partial T}{\partial \tilde{x}_2} \right) \end{aligned} \quad (18)$$

$$\begin{aligned} & \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{t}} (JS) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} (JuS) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} (JvS) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} (J\tilde{\omega}S) \\ &= \frac{1}{J\rho_0 c_p} \frac{\partial I}{\partial \tilde{x}_3} + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} \left(\frac{\lambda_T}{J} \frac{\partial S}{\partial \tilde{x}_3} \right) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} \left(J\lambda_H \frac{\partial S}{\partial \tilde{x}_1} \right) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} \left(J\lambda_H \frac{\partial S}{\partial \tilde{x}_2} \right) \end{aligned} \quad (19)$$

Q_1 e Q_2 são as componentes horizontais do gradiente de pressão baroclínica, no sistema de coordenadas transformadas e tomam a seguinte forma:

$$\begin{aligned} Q_i &= -\frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_i} (Jq_d) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} \left(q_d \frac{\partial x_3}{\partial \tilde{x}_i} \right) = -\frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_i} (Jq_d) \\ &+ \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} \left(q_d \left(\sigma \frac{\partial H}{\partial \tilde{x}_i} - \frac{\partial h}{\partial \tilde{x}_i} \right) \right) \end{aligned} \quad (20)$$

As componentes da tensão horizontal continuam a ser definidas pelas equações (8) onde (x_1, x_2) é substituído por $(\tilde{x}_1, \tilde{x}_2)$.

Os termos de difusão horizontal foram simplificados de acordo com as recomendações de Mellor e Blumberg (1985), para evitar ruído na difusão ao longo da superfície das iso- σ que podem ser comparáveis ou maiores que a difusão induzida pela mistura vertical. A fórmula conservativa da equação (20) usada para o gradiente de pressão baroclínica assegura que nenhuma circulação é gerada pelo momento integrado na vertical ao longo de perfis de profundidade constante.

A maior restrição das coordenadas σ prende-se com o facto de, até pequenos erros de truncatura no cálculo numérico do gradiente de pressão, em desníveis junto ao fundo, poderem gerar fluxos geostróficos irrealistas. Gary (1993) e Haney (1991) mostraram que o afastamento do estado de referência, análogo ao equilíbrio do gradiente de pressão nesta formulação, pode reduzir os erros de truncatura.

O segundo problema é que o esquema numérico só converge se a condição para a “consistência hidrostática” for satisfeita. Este critério é dado por:

$$\frac{1-\sigma}{H} \left(\left| \frac{\partial H}{\partial x_1} \right| \Delta x_1, \left| \frac{\partial H}{\partial x_2} \right| \Delta x_2 \right) < \Delta \sigma \quad (21)$$

onde $\Delta \sigma$ é o espaçamento vertical no sistema de coordenadas σ .

Como se referiu anteriormente o módulo hidrodinâmico usa a técnica *mode-split*, no tempo, de modo a assegurar a estabilidade numérica, e calcula separadamente as equações barotrópicas externas (equações integradas em profundidade, 2D), das equações baroclínicas internas (3D).

3.2.1.2. Submódulo de Turbulência

Os modelos hidrodinâmicos e de transporte são modelos 3D muito semelhantes à equação dos modelos primitivos de Blumberg e de Mellor (1987), que usam as coordenadas sigma e um esquema de fecho da turbulência incluído:

$$(I + A_h + A_v - D_h)k - \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} \left(\left(\frac{v_T}{\sigma_k} + v_b \right) \frac{1}{J} \frac{\partial k}{\partial \tilde{x}_3} \right) = v_T M^2 - \lambda_T N^2 - \varepsilon \quad (22)$$

onde I é o operador da derivada temporal, A_h e A_v são, respectivamente, os operadores horizontais e verticais da advecção, D_h é o operador da difusão, k é a energia cinética turbulenta, N é a força ascensional (*buoyancy*), M é a frequência de corte e ε indicam a taxa de dissipação da energia turbulenta:

$$\varepsilon = \varepsilon_0 k^{3/2} / l \quad (23)$$

onde ε_0 é uma constante que relaciona ε com l e pode ser calculada a partir de coeficientes de estabilidade neutra, ver Anexo I (D-a).

As equações do transporte da turbulência são resolvidas com o mesmo coeficiente de difusão horizontal, λ_H , que é usado nas equações da temperatura e da salinidade. Usando a formulação “k-l”, os coeficientes de viscosidade turbulenta são dados pelas expressões:

$$v_T = S_m k^{1/2} l + v_b, \lambda_T = S_h k^{1/2} l + \lambda_b \quad \text{usando a formulação "k-l"} \quad (24)$$

onde S_m , S_h são referidas, normalmente, como funções de estabilidade e v_b , λ_b são coeficientes de *background*.

Ou, em alternativa à formulação "k-l", usando a teoria "k-ε" onde as expressões (24) são substituídas por:

$$v_T = S_u k^2 / \varepsilon + v_b, \lambda_T = S_b k^2 / \varepsilon + \lambda_b \quad (25)$$

O modelo do transporte é resolvido usando um esquema de TVD (*Total Variance Diminishing*), uma média pesada entre os fluxos na horizontal, *Upwind* e *Lax-Wendroff* (Abbott e Basco, 1989), e o *Upwind* e os fluxos centrais nas equações baroclínicas, na vertical. Este esquema é o mais recomendado para situações de forte cisalhamento (*shear*), de meandros e de *eddies* horizontais, como é o exemplo da costa Portuguesa.

Um dos problemas mais complicados na modelação oceanográfica é a parametrização adequada dos processos de trocas verticais. Neste modelo eles estão representados através dos coeficientes turbulentos (*eddy coefficients*), v_T e λ_T . Os valores destes dois parâmetros são obtidos a partir de um esquema de turbulência. A escolha do esquema de turbulência não só afecta, parte física mas também parte biológica e química do modelo, visto que é usado o mesmo coeficiente de difusão vertical para: a temperatura, T , a salinidade, S , as variáveis de estado biológicas, as concentrações de sedimentos e contaminantes e a difusão de partículas Lagrangianas.

A selecção de um esquema apropriado é também uma tarefa difícil visto que depende do tipo de parâmetros físicos específicos para a área de estudo, do fenómeno físico que se pretende analisar (marés, termoclinas, frentes dos rios,...); da resolução vertical do modelo; e do tempo de CPU. Por essa razão o modelo tem incorporado um conjunto de esquemas de turbulência, desde formulações algébricas simples e esquemas fechados de segunda ordem com adição das equações de transporte para quantidades turbulentas. O esquema de fecho da turbulência usado neste trabalho é o esquema bastante conhecido, *level 2.5 turbulence closure*, de Mellor e de Yamada (1982) com alterações introduzidas por Galperin (1988).

Em analogia com a difusão molecular os coeficientes de viscosidade turbulenta e de difusão são proporcionais ao produto do valor médio da velocidade pelo livre percurso médio das partículas, v_T e λ_T , são calculados como o produto da escala de velocidade turbulenta pela escala de comprimento l usualmente denominada de comprimento de mistura (“*mixing length*”), segundo Kolmogorov-Prandtl. A escala de velocidade usualmente utilizada é a raiz quadrada da energia cinética turbulenta, $k^{1/2}$. Este parâmetro pode ser obtido resolvendo a equação de transporte (22).

3.2.1.3. Submódulo Radiativo

A absorção do calor solar na coluna de água é representada pelo termo $\frac{\partial I}{\partial x_3}$, na equação de transporte para a temperatura (6). A irradiância solar I é expressa como a soma das componentes infravermelha e onda-curta, ou seja:

$$I(x_1, x_2, x_3, t) = R_1 I_1(x_1, x_2, x_3, t) + (1 - R_1) I_2(x_1, x_2, x_3, t) \quad (26)$$

onde, à superfície, ($x_3 = \zeta$), I_1 e I_2 , são iguais à radiação solar incidente na superfície do mar, Q_{rad} (tendo em conta a reflexão devida ao albedo), e R_1 é a fracção infravermelha da irradiância solar.

A fracção infravermelha decai exponencialmente com a profundidade segundo uma lei do tipo:

$$\frac{dI_1}{dx_3} = -k_1 I_1 \quad (27)$$

onde k_1 é a constante que representa o inverso da profundidade de atenuação. Esta profundidade é, regra geral, da ordem de 1 metro ou inferior, e portanto, a radiação infravermelha é quase completamente absorvida na camada superficial. Em quase toda a coluna de água, I_2 obedece a uma lei idêntica a (27).

$$\frac{dI_2}{dx_3} = -(k_2 + k_3) I_2 \quad (28)$$

O coeficiente k_2 representa o coeficiente de atenuação “standard” para a luz monocromática. A correspondente profundidade de atenuação, $1/k_2$, é normalmente maior que $1/k_1$. O coeficiente k_2 inclui, a absorção da água do mar pura e as contribuições dadas pela “yellow-substance” dissolvida e por partículas suspensas (muito pequenas) de iSPM – matéria orgânica particulada em suspensão.

O coeficiente k_3 é definido como função da fracção exponencial do decaimento hiperexponencial R_2 e da espessura da camada de absorção Δ_{opt} .

$$k_3 = -\frac{\ln(R_2)}{\Delta_{opt}} \text{ se } |x_3 - \zeta| \leq \Delta_{opt}$$
$$k_3 = 0 \text{ se } |x_3 - \zeta| > \Delta_{opt} \quad (29)$$

onde $|x_3 - \zeta|$ é a espessura de água.

A radiação solar que entra no topo da atmosfera usada neste modelo é dada por Rosati e Miyakoda (1988):

$$Q_s = Q_0 p_{cor} H(\text{sen} \gamma_{\odot}) \quad (30)$$

onde $Q_0 = 1367.0 \text{ W/m}^2$ é a constante solar, γ_{\odot} é a altitude do sol, H é a função de Heaviside ($H(x) = 0$ se $x = 0$ senão $H(x) = x$) e p_{cor} representa o termo de correlação devido à órbita elíptica da terra, usualmente expressa em função do dia do ano.

A radiação solar directa incidente, na superfície oceânica, tem em conta o efeito da absorção atmosférica e é dada por:

$$Q_{dir} = Q_s e^{-\tau} \quad (31)$$

onde τ é o factor de extinção.

Assumindo que metade da radiação dispersa atinge a superfície do oceano (Rosati e Miyakoda, 1988), a componente directa da radiação solar obtém-se a partir da radiação difusa Q_{dif} :

$$Q_{dif} = \frac{((1 - A_\alpha)Q_s - Q_{dir})}{2} \quad (32)$$

onde A_α é o coeficiente de absorção para o vapor de água e o ozono.

O fluxo de radiação total na superfície do oceano em condições de céu limpo é dada por:

$$Q_{cs} = Q_{dir} + Q_{dif} = \frac{1}{2}Q_s(e^{-\tau} + 1 - A_\alpha) \quad (33)$$

Finalmente, a radiação de onda-curta à superfície do oceano é calculada usando a fórmula empírica obtida por Reed (1977).

$$Q_{rad} = Q_{cs}(1 - 0.62f_c + 0.0019\gamma_{\Theta,max})(1 - A_s) \quad (34)$$

onde $\gamma_{\Theta,max}$ é a altitude solar ao meio-dia e A_s é o albedo à superfície do mar.

O fluxo de calor não solar perdido pela superfície é calculado usando as formulações empíricas (Blanc, 1985; Geernaert 1990):

$$Q_{nsol} = Q_{la} + Q_{se} + Q_{lw} \quad (35)$$

onde Q_{la} é o fluxo de calor latente libertado por evaporação, Q_{se} é o fluxo de calor sensível devido ao transporte turbulento de temperatura através da interface ar/água e Q_{lw} a radiação líquida emitida na superfície do mar. Os termos Q_{la} e Q_{se} estão relacionados com os fluxos turbulentos de temperatura e humidade (Blanc, 1985; Geernaert 1990):

$$Q_{la} = \rho_a L_v C_E |U_{10}| (q_s - q_a) \quad (36)$$

$$Q_{se} = \rho_a c_{pa} C_H |U_{10}| (T_s - T_a) \quad (37)$$

onde q_s é a humidade à superfície do mar e q_a é a humidade do ar; T_s é a temperatura da superfície do mar e T_a é a temperatura do ar para a altura de referência (10m); L_v é o calor latente de vaporização; c_{pa} é o calor específico do ar a pressão constante, U_{10} é a componente u do vector vento à altura de referência (10m); e C_E e C_H são parâmetros adimensionais denominados, respectivamente, de números de Dalton e Stanton.

O termo de fluxo de radiação de onda-longa é parametrizado segundo Gill (1982):

$$Q_{lw} = \varepsilon_s \sigma_{rad} (T_s + 273.15)^4 (0.39 - 0.05e_a^{1/2}) (1 - 0.6f_c^2) \quad (38)$$

onde $\varepsilon_s = 0.985$ é a emissividade na superfície do mar, $\sigma_{rad} = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ é a constante de Stefan, f_c é a fracção de cobertura de nuvens (entre 0 e 1) e e_a é a pressão do vapor.

O fluxo de calor à superfície do oceano é calculado por:

$$\frac{\rho_0 c_p}{J} \lambda_T \frac{\partial T}{\partial \tilde{x}_3} = Q_s \quad (39)$$

onde Q_s é o fluxo de calor directo que entra na superfície e c_p o calor específico da água do mar, a pressão constante. O fluxo total é composto por um termo, $-Q_{nsol}$, correspondente à soma de todas as contribuições não solares mais o fluxo radiativo Q_{rad} . O modelo disponibiliza duas possibilidades para incluir esses termos: a) assumindo que a radiação solar é absorvida na superfície do mar e portanto, $Q_s = -Q_{nsol} + Q_{rad}$, enquanto o termo de absorção na equação da temperatura toma o valor zero; b) a radiação solar é absorvida na parte superior da coluna de água e $Q_s = -Q_{nsol}$. No caso particular deste estudo optou-se pela opção descrita na alínea a).

3.2.1.4. Condições fronteira

As equações do modelo são resolvidas horizontalmente numa grelha Arakawa-C. A localização das variáveis de estado é apresentada na Figura 14, e mostra que as quantidades 3-D (temperatura, T, salinidade, S, variáveis biológicas, componentes u e v da velocidade,...) se situam nas fronteiras ou no centro das células 3-D enquanto que as

quantidades 2-D (alturas média, h e altura de água total, H , elevação da superfície, ζ , magnitude da tensão à superfície e no fundo, correntes integradas em profundidade U e V) nos lados ou no centro de um dos planos horizontais rectangular. Cada célula da grade tem seis fronteiras laterais. Verticalmente as equações são resolvidas usando a transformação em coordenadas- σ (Figura 13).

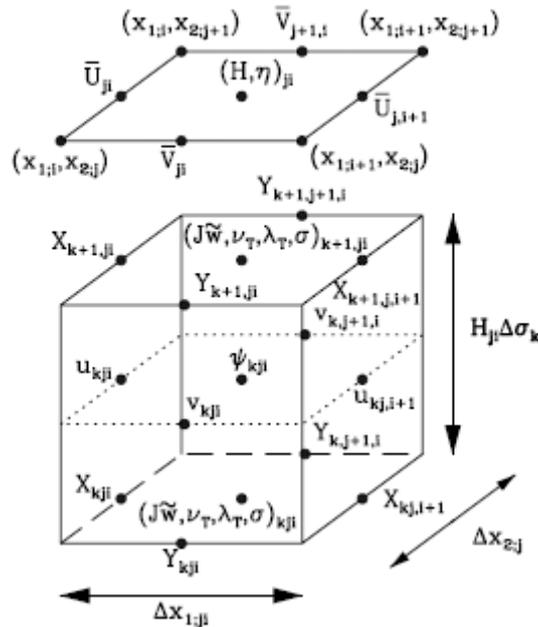


Figura 14: Localização das variáveis na grade do modelo (Luyten *et. al.*, 1990)

A fronteira perpendicular ao eixo dos x é posicionada na direcção x_1 positiva (negativa) relativamente ao centro da célula e é denominada fronteira ocidental (oriental). Numa notação similar as duas fronteiras perpendiculares ao eixo x_2 denominam-se fronteiras norte e sul. As restantes duas fronteiras são designadas por fronteira inferior e fronteira superior (Figura 15).

Para cada *array* vertical das células da grade é atribuído um índice que toma o valor 0 (seca) ou 1 (molhada). Se assumirmos que a área de simulação está situada entre $x_1^w \leq x_1 \leq x_1^e$ e $x_2^s \leq x_2 \leq x_2^n$. As faces de fronteira da célula têm um dos seguintes atributos:

- As faces da fronteira do oceano aberto estão sempre localizadas ao longo dos quatro planos verticais ($x_1 = x_1^w, x_1^e$ e $x_2 = x_2^s, x_2^n$) as quais delimitam a área de simulação.

- As fronteiras interiores estão dentro do domínio e separam duas células “molhadas” (wet cells).
- As fronteiras de terra estão também situadas ao longo do plano fronteira ou no domínio interior onde pelo menos uma das duas células vizinhas tem o atributo de célula molhada.
- As fronteiras dos rios estão também situadas ao longo de uma das quatro fronteiras domínio ou no interior do domínio na interface entre a célula “seca” e a célula “molhada”. A diferença das fronteiras de terra reside no facto das células “molhadas” serem consideradas como paredes penetráveis ao passo que as células “secas” constituem a embocadura de um rio onde é aplicado uma condição fronteira específica (exemplo: uma descarga do rio)

Condições fronteira aberta oceânica

As condições fronteira, no oceano aberto (ou rio), precisam ser fornecidas por \bar{U} na fronteira oeste (ocidente) e na fronteira Este (orientado), e por \bar{V} na fronteira do Norte (setentrional) e na fronteira do Sul (meridional). A selecção pode ser feita entre diferentes tipos de condição de fronteira aberta. Elas têm a forma de condição radiativa, condição derivada usando o método característico (Hedstrom, 1979; Røed e Cooper, 1987; Ruddick, 1995), isto é, são baseadas na integração das equações das variáveis de Riemann, Anexol (G).

Na fronteira aberta os valores da corrente a 2-D são calculados primeiro que os valores de corrente 3-D. As condições fronteira para a corrente horizontal 3-D podem então ser formuladas, a partir do desvio da corrente, calculando o seu valor médio em profundidade (correntes integradas na vertical). As componentes (u',v') do desvio da velocidade são definidas no Anexol (H).

Duas formulações diferentes podem ser usadas no modelo (Anexol (H)). A formulação usada neste estudo, é recomendada por Deleersnijder *et. al.* (1992), e impõe simplesmente um gradiente nulo para as correntes, normal à fronteira:

$$\frac{\partial}{\partial x_1}(Ju') = 0 \text{ (Oeste/Este)} \text{ e } \frac{\partial}{\partial x_2}(Jv') = 0 \text{ (Sul/Norte)} \quad (40)$$

Condições “fronteira costeira”

As “fronteiras costeiras” são consideradas paredes impenetráveis. Isto significa que todas as correntes, fluxos difusivos e advectivos devem ser zero.

$$\bar{U} = 0, u = 0, Ju\psi = 0, \lambda_H \frac{\partial \psi}{\partial x_1} = 0 \quad (41)$$

para as fronteiras Este/Oeste e

$$\bar{V} = 0, v = 0, Jv\psi = 0, \lambda_H \frac{\partial \psi}{\partial x_2} = 0 \quad (42)$$

para as fronteiras Norte/Sul. ψ representa uma variável hidrodinâmica ou biogeoquímica qualquer.

No caso particular em estudo, a “fronteira costeira” foi considerada a Este, correspondendo à linha de costa entre Vila do Conde, e Figueira da Foz.

Condições fronteira à superfície

A. Correntes

As trocas da quantidade de movimento entre a atmosfera e o oceano são calculadas a partir da tensão do vento, usando diferentes formulações, tais como, as equações de Charnock (1955), de Smith-Banke (1975) ou de Geernaert *et. al.* (1986). Para este estudo escolheu-se a formulação de Charnock.

$$\ln\left(z_a g / (a|U_{10}|^2)\right) - \ln C_D^s = \kappa / (C_D^s)^{1/2} \quad (43)$$

onde $z_a = 10$ m é a altura de referência, g é a aceleração gravítica, $a=0.014$ é a constante de Charnock, U_{10} é a componente u do vector vento a 10 m acima da superfície do mar, C_D^s é o coeficiente de atrito a superfície e κ é a constante de von Karman's.

As condições fronteira à superfície para a corrente horizontal são obtidas especificando a tensão do vento à superfície:

$$\rho_a \frac{\nu T}{J} \left(\frac{\partial u}{\partial \tilde{x}_3}, \frac{\partial v}{\partial \tilde{x}_3} \right) = (\tau_{s1}, \tau_{s2}) = \rho_a C_D^s (U_{10}^2, V_{10}^2)^{1/2} (U_{10}, V_{10}) \quad (44)$$

onde (τ_{b1}, τ_{b2}) são as componentes da tensão do vento, (U_{10}, V_{10}) são as componentes do vento para a altura de referência de 10 m e $\rho_a = 1.2 \text{ kg/m}^3$ é a densidade do ar.

B. Óptica

A condição fronteira para as trocas de calor à superfície é dada pela equação (26) para a irradiância solar.

Condições fronteira no fundo

As variações da quantidade de movimento entre o fluido e o leito são calculadas a partir da tensão de fundo:

$$\rho_a \frac{\nu T}{J} \left(\frac{\partial u}{\partial \tilde{x}_3}, \frac{\partial v}{\partial \tilde{x}_3} \right) = (\tau_{b1}, \tau_{b2}) \quad (45)$$

onde (τ_{b1}, τ_{b2}) são as componentes da tensão do vento calculadas para uma das seguintes condições: tensão nula $((\tau_{b1}, \tau_{b2}) = (0,0))$, lei de atrito linear $((\tau_{b1}, \tau_{b2}) = \rho_0 k_{lin} (u_b, v_b))$ ou lei de fricção quadrática $((\tau_{b1}, \tau_{b2}) = \rho_0 C_D^b (u_b^2 + v_b^2)^{1/2} (u_b, v_b))$. Neste trabalho utilizou-se a lei de fricção quadrática.

3.2.2. Módulo biogeoquímico

O sistema biológico marinho é muito complexo, uma vez que a sua parte viva é composta por vários indivíduos discretos que pertencem a um vasto número de espécies. Além disso, as populações inertes são constituídas por partículas com diversos tamanhos e uma grande variedade de substâncias dissolvidas. Uma classificação comum dos ecossistemas da coluna da água distingue três componentes particulares: fitoplâncton, zooplâncton e detritos. Esta classificação, contudo, não mostra a importância do “loop microbiano” (Figura 15).

Devido à complexidade do sistema biológico, não existe um conjunto de equações, que descrevam o sistema biológico, análogo às equações físicas para a salinidade, temperatura e momento (Luyten, *et. al.* 1999). Vários modelos foram propostos para representar o ecossistema pelágico começando por Riley (1946) e incluído modelos recentes de Fasham *et. al.* (1990) e ERSEM (Varela *et. al.*, 1995; Baretta-Bekker *et. al.*, 1995).

O submodelo biológico usado no COHERENS foi proposto por Tett (1990a). É baseado no modelo conceptual de Tett (Tett, 1998; Tett e Grenz, 1994; Tett e Walne, 1995) e apresenta a seguinte estrutura: processos biológicos ou químicos internos, não-conservativos; fotossíntese por absorção do PAR; transporte físico por advecção e por difusão; afundamento vertical; deposição e erosão através de uma camada “fluff” (camada superficial de fundo); e as trocas entre a coluna da água e a camada de sedimento (Figura 12).

As suas características distintas são: (1) a utilização de um compartimento de microplâncton, que inclui a biomassa e a actividade dos organismos do *looping* microbiano, bem como as do fitoplâncton e (2) utilização das variações da composição química (especialmente a razão, azoto/carbono) e componentes do microplâncton e detritos, para controlar os processos biológicos (Figura 15)

O submodelo biológico considera somente o azoto como potencial limitador dos nutrientes, e simula variações na concentração de amónia (que resultam directamente da actividade metabólica do zooplâncton) e de nitrato formado pela oxidação da amónia. Contém oito variáveis do estado: carbono e azoto microplanctónico, carbono e azoto detritico, nutrientes dissolvidos (nitrato, amónia), oxigénio dissolvido e azoto zooplanctónico acumulado. A clorofila-a não está incluída como uma variável de estado; deriva do carbono e do azoto microplanctónico. No módulo de sedimentos está ainda incluída uma variável de estado para a matéria inorgânica particulada.

O modelo é forçado pelos ciclos sazonais do transporte: vertical e de mistura, por luz e pela predação do zooplâncton, e pelas condições fronteira. O zooplâncton não é modelado mas sim imposto através da predação do meso-zooplâncton, A taxa de crescimento do microplâncton é dada pelo mínimo entre a taxa de crescimento devida à intensidade da luz e a taxa de crescimento devido aos nutrientes:

$$\mu = \min[\mu_1(I_p), \mu_2(Q)] \quad (46)$$

Onde $Q=N/B$ é a quota de azoto definida como a razão entre o azoto orgânico N (mmolN) e o carbono microplanctónico B (mmolC) e I_p é a radiação fotossintética activa (PAR) definida por uma lei exponencial, semelhante à do módulo físico (29):

$$\frac{dI_p}{dx_3} = (k_d + k_3)I_p \quad (47)$$

onde I_p à superfície é definido por $(1-R_1)Q_{rad}$, k_3 foi definido anteriormente na equação (29), módulo físico). k_d é o coeficiente de extinção, no interior da coluna de água, calculado a partir da expressão $k_d = k_{20}^{\omega} - \epsilon^S S + \epsilon^A A + \epsilon^C C + \epsilon^X X$. Os dois primeiros termos representam a absorção pela água pura do mar e a contribuição das “yellow-substances” dissolvidas. Os termos seguintes representam a atenuação do PAR ao longo das secções para cada tipo de atenuador de luz: matéria inorgânica articulada suspensa (iSPM), A, concentração de carbono orgânico detritico, C, e concentração de clorofila microplanctónica, X.

A atenuação do PAR inclui dispersão bem como absorção de luz. O modelo simplifica esse efeito de dispersão assumindo que esta dispersão apenas alonga a trajetória que um fóton típico toma quando atravessa a camada desde o topo até ao fundo, e por isso aumenta a sua probabilidade de absorção dentro da camada. A fotossíntese depende do PAR absorvido pelo fitoplâncton.

O crescimento microplanctónico é calculado considerando os factores limitantes. No caso dos autotróficos (fitoplâncton) a taxa de crescimento é calculada pela teoria *Cell Quota Threshold Limitation* (CQTL), (Droop *et. al.*, 1982), como a menor taxa de crescimento prevista para a luz ou para o controle de crescimento dos nutrientes:

$$\mu_a = \min[\mu_{a1}(I_p), \mu_{a2}(Q)] \quad (48)$$

para uma população mista de autotróficos e de heterotróficos a taxa de crescimento é o resultado do crescimento líquido menos respiração líquida:

$$\mu = \mu_a(1 - \eta) - r_h \eta \quad (49)$$

onde η é a fracção heterotrófica:

$$\eta = \frac{B_h}{B_a + B_h} \quad (50)$$

B_a e B_h são, respectivamente a biomassa de carbono autotrófico e a biomassa de carbono heterotrófico.

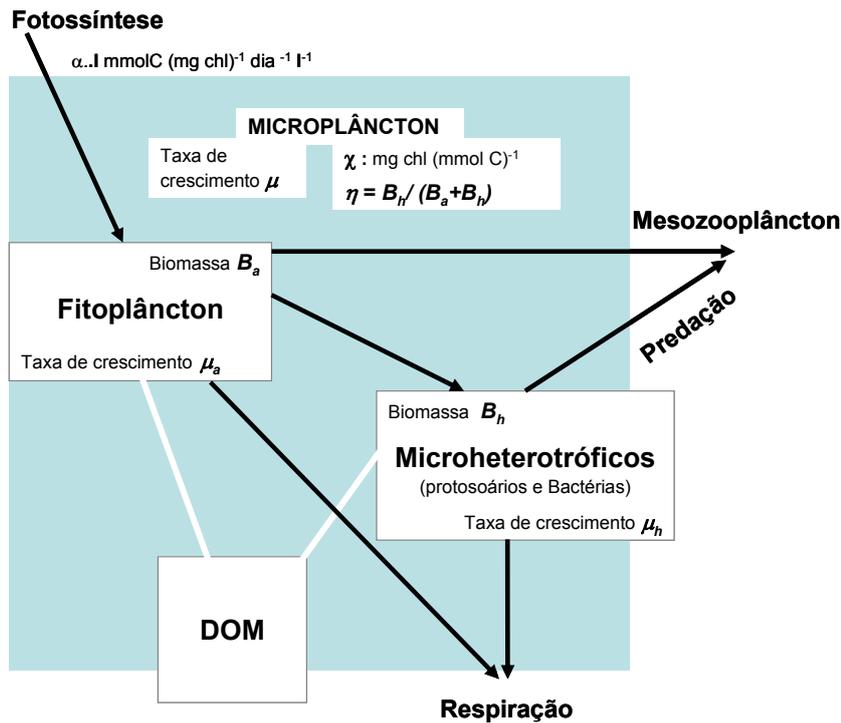


Figura 15: Representação do Compartimento Microplânctónico (adaptada de Luyten *et. al.*, 1999).

O fitoplâncton necessita também de luz para o crescimento, e em determinadas condições de luz (por exemplo durante o Inverno), a luz, limita o crescimento do microplâncton, mais do que o azoto.

Quando o crescimento do fitoplâncton é controlado pela intensidade da luz a taxa de crescimento é obtida pela soma da produção fotossintética e das perdas na respiração (Figura 15). A fotossíntese é descrita como uma relação linear (fotossíntese-irradiância) pela equação descrita por Droop *et. al.* (1982) e Tett (1998), que tem em consideração a eficiência fotossintética e a relação clorofila/carbono autotrófico:

$$\mu(I_p) = (\alpha \chi_a I_p - r_a)(1 - \eta) - r_h \eta \quad (51)$$

onde $\alpha = k \epsilon^X \Phi$ ((mmol C)(mg Chl)⁻¹(day⁻¹.W⁻¹.m²)) é a eficiência fotossintética, ϵ^X (m².mg⁻¹.Chl⁻¹) é a atenuação do fitoplâncton ao longo da secção, Φ (nmol.C.μE⁻¹) é o campo quântico fotossintético, k é um factor de conversão, χ_a é a razão clorofila/carbono autotrófico. As perdas na respiração autotrófica, r_a e na respiração heterotrófica, r_h são, e (Figura 15) são definidas por:

$$r_a = r_{0a} + b_a \mu_a (I_p) \quad \text{e} \quad r_h = r_{0h} + b_h \mu_1 (I_p) \quad (52)$$

onde r_{0a} e r_{0h} são, respectivamente, as taxas de respiração basal para os autotróficos e heterotróficos e b_a e b_h são, respectivamente, os declives da respiração autotrófica e da respiração heterotrófica.

Por outro lado o crescimento pode ser limitado pela quantidade de nutrientes disponíveis. O crescimento controlado pelos nutrientes é calculado em função da quota celular dos nutrientes e da perda por respiração. O consumo de nutriente é calculado pela função de Michaelis-Menten. Sob condições de carência de azoto, a taxa de crescimento é calculada como fracção da taxa de crescimento máximo específico dependente da quota celular de nutrientes menos a respiração:

$$\mu_2(Q) = \mu_{max_a} f(T) \left(1 - \frac{Q_{min_a}}{Q_a}\right) (1 - \eta) - r_h \eta \quad (53)$$

onde $Q_a = (Q - q_h \eta) / (1 - \eta)$, é a quota *celular* autotrófica (variável) e $f(T)$ é o factor de crescimento da temperatura dado pela equação:

$$f(T) = e^{q_r(T - T_r)} \quad (54)$$

Supondo que os heterotróficos e os autotróficos são limitados pelo azoto, a respiração heterotrófica é dada por:

$$r_h = \frac{\mu_h (1 + b_h) - r_{0h}}{q^*} \quad (55)$$

onde $q^* = Q_a / q_h$.

O modelo biológico recicla as concentrações do carbono orgânico e do azoto através dos compartimentos de micropilâncton e de detritos, com mudanças associadas às concentrações do nitrato dissolvido, amónia e oxigénio (Figura 12).

As concentrações da coluna da água das variáveis de estado biológicas são determinadas resolvendo a equação do transporte para uma quantidade Ψ (Ψ representa as variáveis de estado biológicas e químicas):

$$(I + A_h + A_v + A_s - D_v - D_h)\Psi = P(\Psi) - S(\Psi) \quad (56)$$

onde, I , representa a derivada temporal, A_h e A_v são os termos advectivos, D_v e D_h são os termos difusivos e A_s , o termo de ascensão/subsidência vertical. O lado direito da equação representa toda as contribuições para os termos de fonte, $P(\Psi)$, e de sumidouro, $S(\Psi)$. O desenvolvimento desta equação está descrito no Anexol (C).

Os fluxos turbulentos verticais das variáveis biológicas são parametrizados como fluxos físicos, assumindo que o gradiente de difusão é para baixo. As trocas entre a coluna de água e o leito são calculadas através de uma camada denominada “*fluff layer*” (camada superficial de fundo) nos compartimentos: micropilânctónico, detritico e de sedimentos, como mostra a Figura 12, com excepção da clorofila que é derivada algebricamente a partir das concentrações do carbono e azoto micropilânctónico. O módulo de sedimentos determina a evolução do tempo e o transporte do material inorgânico particulado.

Estão ainda incluídos no módulo biológico diversos processos, nomeadamente, a predação de fitoplâncton pelo micro e meso-zooplâncton, detritos e processos de remineralização, assim como, processos no leito. Como o modelo é essencialmente uma ferramenta para a microbiologia da coluna da água, não representa explicitamente os organismos *bentónicos*, ou animais e microrganismos que residem na camada bentónica ou no leito, nem descreve a dinâmica dos animais planctónicos de maior porte (mesozooplâncton e outros).

O módulo biológico inclui 3 substâncias dissolvidas: o oxigénio, os nitratos e a amónia. O oxigénio e os nitratos estão intimamente ligados, uma vez que, a oxidação da amónia permite a produção de nitratos e consumo de oxigénio e o crescimento do microfitoplâncton consome nitratos mas produz oxigénio (o consumo directo da amónia

pelo fitoplâncton constitui uma produção adicional de oxigénio). Devido a este facto o sistema mantém-se em quase-equilíbrio.

As águas de fundo tendem a ter uma baixa concentração de oxigénio e elevados níveis de nitrato e amónia, resultantes da mineralização dos detritos. Pelo contrário, sob condições de estratificação as águas junto à superfície tornam-se saturadas em oxigénio e pobres em nutrientes e algum do oxigénio é perdido ao longo da interface ar-água.

Devido ao facto do oxigénio se poder difundir através da interface ar/água esta substância constitui, no modelo, uma excepção relativamente às outras substâncias que apresentam, como condição fronteira de superfície, uma condição de fluxo nulo. Assim temos como condição para o oxigénio:

$$\frac{\lambda_T}{J} \frac{\partial O}{\partial \tilde{x}_3} = C_O (O_{air}(T_s) - O_s) \quad (57)$$

onde; C_O é o coeficiente de troca que depende da velocidade do vento $|U_{10}|$; O_{air} é a concentração de oxigénio no ar; T_s é a temperatura da superfície do mar e O_s é a concentração de oxigénio, à superfície.

O coeficiente de troca C_O é dado por:

$$C_O = k_w |U_{10}| \quad (58)$$

com k_w a representar o parâmetro que determina a dependência do vento na formulação do fluxo de oxigénio, à superfície.

A concentração do ar, $O_{air}(T_s)$, está relacionada com as temperaturas pela equação:

$$O_{air}(T_s) = (a_{sT} + b_{sT} T_s)^{-1} \quad (59)$$

onde a_{sT} e b_{sT} são parâmetros que determinam a dependência da temperatura na formulação do fluxo de oxigénio, à superfície.

CAPÍTULO 4

O modelo 3D–COHERENS aplicado a uma região da costa ocidental portuguesa

4.1. Implementação do modelo 3D – COHERENS

4.1.1. Domínio de Cálculo

Nesta primeira abordagem o modelo foi aplicado a uma zona limitada na plataforma continental com profundidades inferiores a 200m.

A área de estudo deste trabalho compreende a zona da costa oeste portuguesa, situada entre Vila do conde (a norte) e a Figueira da Foz (a sul), numa extensão Norte-Sul de 130km, e extensão Oeste-Este de 40km. Aveiro fica localizado sensivelmente ao centro da batimetria.

O domínio computacional, com a origem na latitude próxima dos 40°38'N e longitude 8°45'W, corresponde à área da costa portuguesa, referida anteriormente, estendendo-se 40km para o largo e 130km ao longo da costa (Figura 8), é representado por uma grade horizontal uniforme composta por 65x40 células e por 22 camadas sigma uniformemente distribuídas, no sentido vertical. A batimetria foi construída com base na informação batimétrica, digitalizada, contida em cartas náuticas do Instituto Hidrográfico e foi

fornecida pela Hidroprojecto, SA (Cardoso, 2003), Esta batimetria é composta por uma malha com resolução de 2 km em ambas as direcções (latitude e longitude).

4.1.2. Condições Iniciais

O modelo simulou um período de 3 meses, de 1 de Junho de 1985 a 1 de Setembro de 1985, após um o *spinup* com duração de 2 meses (31 de Março a 31 de Maio). O *spinup* é inicializado com velocidades nulas ($U=0$ e $V=0$) e valores uniformes de temperatura ($T_0=12$) e salinidade ($S_0=35.7$), correndo apenas o módulo hidrodinâmico. Os passos temporais, interno (2-D) e externo (3-D), usados foram 5s e 180s, respectivamente (Anexo II - Tabela1).

Após o *spinup* foi acoplado, ao módulo hidrodinâmico o módulo biológico. Este foi inicializado com perfis verticais de temperatura (T) e Salinidade (S) e por perfis das variáveis biogeoquímicas (Nitratos (NO_3), Oxigénio Dissolvido (OD), e Nitrogénio microplancónico (N)) tendo por base os dados relativos às secções verticais de Moita (2001). As restantes variáveis biológicas e químicas foram inicializadas a zero por falta de dados de referência.

4.1.3. Condições de forçamento

O modelo foi forçado com dados meteorológicos de: intensidade e direcção do vento, temperatura do ar, pressão e humidade do ar obtidos a partir do modelo WRF (Weather Research and Forecast Model), cedidos pelo grupo de investigação em meteorologia da Universidade de Aveiro, no quadro do projecto SIMCLAVE.

O WRF é um modelo de mesoescala e assimilação de dados de previsões (Skamarock *et. al.*, 2007; Michalakes *et. al.*, 2005) WRF. É usado para um amplo espectro de aplicações a várias escalas, variando de alguns metros a milhares de quilómetros. Permite um refinamento da malha e consequentemente uma alta resolução para os dados de saída.

A Figura 16 mostra a título de exemplo os campos de vento à superfície, em diferentes períodos do dia 26 de Agosto de 1985, simulados pelo modelo WRF.

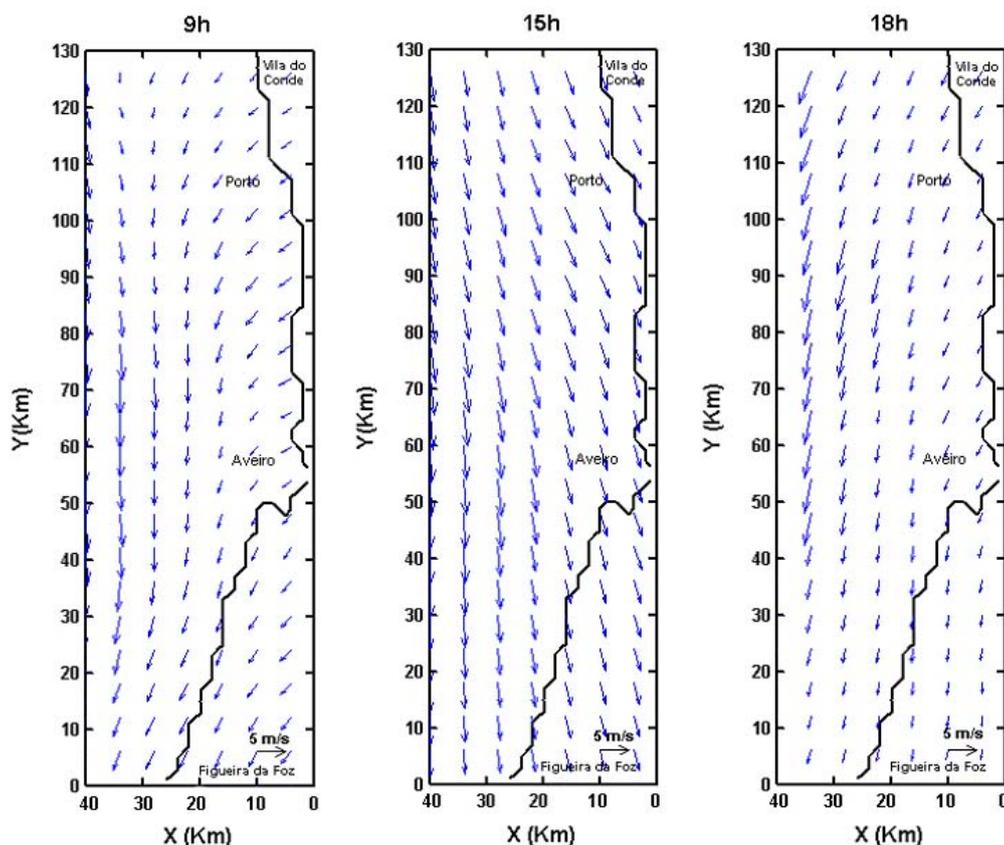


Figura 16: Mapas de direcção do vento à superfície para as: 9h, 15h e 18h, do dia 26 de Agosto de 1985, obtidos pelo modelo WRF (Weather Research and Forecast Model).

Com se pode observar a direcção do vento é predominantemente de noroeste, favorável a episódios de afloramento costeiro, padrão característico desta região nesta altura do ano e que ocorre durante quase todo o mês de Agosto de 1995 como mostra a Figura 9.

4.1.4. Parâmetros do modelo

O modelo é composto por vários parâmetros físicos, biológicos e químicos que podem ser ajustados de modo a obter melhores resultados para a área em estudo. Na Tabela I, são apresentados alguns parâmetros usados para a calibração (Valores de referência) e estudos de sensibilidade do modelo. A Tabela 1 do Anexo II contém as restantes variáveis e constantes assim como os parâmetros e *switches* que foram usadas neste trabalho.

Símbolo	Unidades	Valores de referência	Valores de sensibilidade	Definição
Autotróficos				
ϕ	$\text{nmolC } \mu\text{E}^{-1}$	40.0		Campo quântico fotossintético usado na determinação da eficiência fotossintética α .
α	$\text{mmolC}(\text{mgCloa})^{-1}\text{day}^{-1}(\text{W}/\text{m}^2)^{-1}$	0.23		Eficiência fotossintética para a taxa de crescimento controlada pela luz.
$X_{\text{qa}}^{\text{N}}(\chi_a)$	$\text{mg Cloa}(\text{mmol N})^{-1}\text{day}^{-1}$	2.5	2.0/4.0	Razão clorofila/azoto para os autotróficos
r_{oa}	--	0.02	0.01/0.3	Taxa de respiração basal para os autotróficos.
b_a		0.5	0.1/2.0	Declive na relação respiração autotrófica/crescimento autotrófico
Q_{min}	$\text{mmol N}(\text{mmolC})^{-1}$	0.09		Valor mínimo de azoto para a quota de carbono usada nas equações de taxa de subsistência do <i>uptake</i> de nitrogénio e microplâncton.
Q_{max}	$\text{mmol N}(\text{mmolC})^{-1}$	0.19		Valor máximo de azoto para a quota de carbono usada nas equações de taxa de subsistência do <i>uptake</i> de azoto e microplâncton.
μ_{max}	day^{-1}	2.33		Valor máximo para a taxa de crescimento de nutrientes, para os autotróficos, a 20°C.
$O_{\text{qNO}}, O_{\text{qNH}}$	$\text{mmolO}(\text{mmolN})^{-1}$	1.0	0.5/2.0	Quociente fotossintético e respiratório para o <i>uptake</i> de nitratos e nitrificação.
$O_{\text{qB}}, O_{\text{qC}}$	$\text{mmolO}(\text{mmolN})^{-1}$	1.0	0.5/1.0	Quociente fotossintético e respiratório para o crescimento do carbono microplanctónico e para a respiração detritica.
Q_{10}	$(^{\circ}\text{C})^{-1}\text{day}^{-1}$	0.07		Taxa de crescimento da temperatura.
G		0.06	0.05/0.10	Taxa de predação do Zooplâncton.
Heterotróficos				
q_h	$\text{mmolN}(\text{mmol C})^{-1}$	0.18		Quota de azoto/carbono para os heterotróficos.
r_{oh}	day^{-1}	0.1	0.02/0.15	Taxa de respiração basal para os heterotróficos.
b_h	-	2.5	0.5/3.0	Declive na relação respiração heterotrófica/crescimento heterotrófico.
η	-	0.45	0.20/0.70	Razão heterotróficos/microplâncton.
Óptica				
e^{A}	$\text{m}^2\cdot\text{g}^{-1}$	0.1		Atenuação difusiva do PAR ao longo da coluna de água para a matéria inorgânica suspensa.
e^{C}	$\text{m}^2(\text{mmol C})^{-1}$	0.002		Atenuação difusiva do PAR ao longo da coluna de água para o carbono detritico.
e^{X}	$\text{m}^2(\text{mg Cloa})^{-1}$	0.016		Atenuação difusiva do PAR ao longo da coluna de água para a clorofila.
I_p	W/m^2			Radiação Fotossintética Activa (PAR).
Δ_{opt}	m	10	5/10	Espessura da camada óptica superficial para o decaimento hiper-exponencial do PAR.
R1	--	0.54	0.27/0.81	Fracção infravermelha da radiação solar.
R2	--	0.4	0.2/0.8	Factor de atenuação superficial para o decaimento hiper-exponencial.
Física				
Z_0	m	5.0×10^{-03}	$2.4 \times 10^{-03} / 7.4 \times 10^{-03}$	Coefficiente de rugosidade de fundo.
C_{m0}	--	0.1	0.1/0.2	Coefficiente de <i>Smagorinsky</i> para determinar o coeficiente de difusão, ν_H , para o momento.
C_{s0}	--	0.1	0.1/0.2	Coefficiente de <i>Smagorinsky</i> para determinar o coeficiente de difusão, λ_H , para escalares.
k_w	s/m	5.0×10^{-08}	$5.0 \times 10^{-09} / 5.0 \times 10^{-07}$	Parâmetro usado na determinação da dependência do vento na expressão do fluxo de oxigénio à superfície.

Tabela I: Parâmetros utilizados na calibração e estudo de sensibilidade do modelo.

4.2. Calibração do modelo 3D – COHERENS

A calibração tem como objectivo melhorar a precisão dos resultados computacionais ajustando-os a um conjunto de dados tomados por padrão que, por norma, são dados observados.

Koutitas (1994) define calibração de modelos como uma operação de atribuição de um valor específico, distribuição ou intervalo de variação, aos parâmetros de flutuação livre do modelo, de modo que os resultados de ajustem bem a um conjunto campos observados. Durante esta operação a sensibilidade do modelo às variações de cada parâmetro livre é analisada tanto por estudos de sensibilidade como por experiências numéricas. A calibração do modelo é subsequentemente baseada na determinação e ajuste dos parâmetros a que o modelo é mais sensível.

O procedimento de calibração é essencial já que na resolução e discretização das equações gerais que constituem um modelo numérico são assumidas bastantes simplificações e aproximações, que conduzem a diferenças entre os resultados computacionais e a realidade. Quanto maior for a aproximação dos resultados computacionais aos resultados tomados por padrão (observados) melhor será a calibração e mais fiável será o modelo.

Na implementação do modelo, a calibração do módulo físico é crucial para se reproduzirem adequadamente os padrões da temperatura das águas costeiras, já que esta é a “assinatura” do afloramento. A escolha adequada dos parâmetros físicos é essencial neste processo (ver Tabela1 – Anexo II), de modo a melhor quantificar as trocas de quantidade de movimento assim como as trocas de energia (fluxos solares e não solares) através da superfície.

Este procedimento está associado a um estudo de sensibilidade dos principais parâmetros do modelo a alguns parâmetros físicos e biológicos (Tabela I) que será descrita no subcapítulo 4.4. Relativamente a estudo de sensibilidade, os testes efectuados com o modelo serão comparados com a simulação de calibração e com os dados observados. No estudo de sensibilidade faz-se variar individualmente cada um dos parâmetros de calibração do modelo e compara-se os resultados com os da calibração.

Os resultados extraídos do modelo referem-se ao dia, 26 de Agosto de 1985, dia correspondente a uma data intermédia, no período referente à campanha de Verão (20 de Agosto a 3 de Setembro), a que se referem os dados observados (Moita, 2001), às 15h. Nestas condições, obtiveram-se os resultados descritos nos próximos subcapítulos, para as variáveis físicas e biogeoquímicas, em estudo.

4.2.1. Módulo físico

Correntes

A Figura 17 mostra a distribuição de correntes simulada pelo modelo para três camadas (a) camada superficial, (b) camada intermédia (correspondente, aproximadamente, às profundidades de 20,3m, junto à costa e 30.7m ao largo), e (c) camada de fundo. Os vectores indicam a direcção das correntes em cada camada.

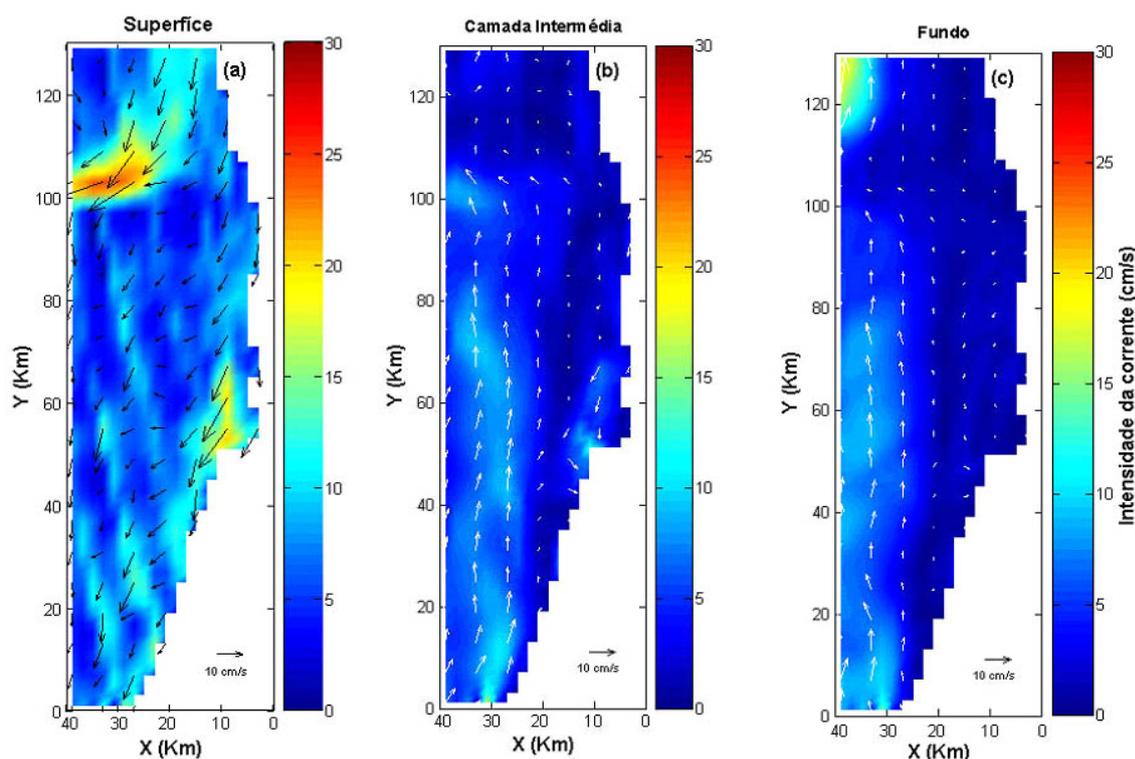


Figura 17: Distribuição horizontal da temperatura simulada, para 3 camadas: (a) camada superficial; (b) camada intermédia; (c) camada de fundo. Os vectores representam a direcção das correntes.

A intensidade da corrente à superfície varia, em geral, entre, 5-10cm/s. Na camada intermédia e no fundo essa intensidade é menor, 0-6cm/s. À superfície as correntes direccionam-se para Sul com desvio para oeste enquanto, ao largo, na camada

intermédia e de fundo o sentido é contrário (S-N), sendo praticamente paralelas à linha de costa.

A figura 18 mostra as secções verticais para Figueira da Foz (FF) e Vila do Conde (VC) para 3 instantes (dias 18, 22 e 26 de Agosto, às 15h). Nas secções FF apresentadas a componente u_w têm direcção para a costa, excepto junto à costa onde o sentido inverte. Esta inversão é indicadora da ocorrência de afloramento. No dia 22 observa-se uma intensificação da componente u da corrente.

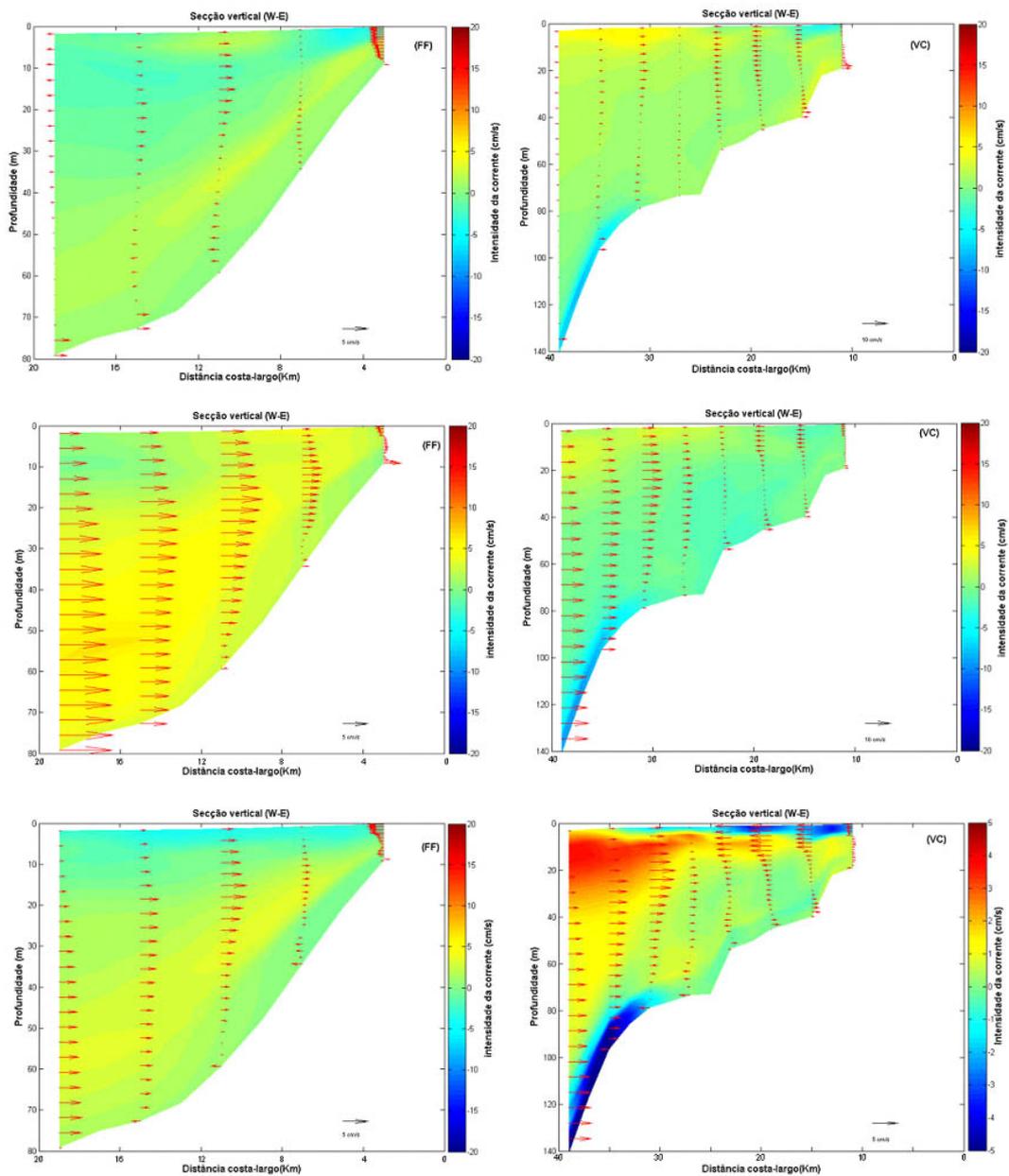


Figura 18: Distribuição vertical da corrente simulada para duas secções verticais (W-E): (a) Figueira da Foz e (b) Vila do Conde.

Nas secções (VC) as correntes ao largo e nas camadas mais junto ao fundo dirigem-se para a costa. A sua intensidade aumenta ao longo do tempo. Junto à costa nas camadas mais superficiais os correntes tem sentido oposto, ou seja, dirigem-se para o largo.

A Figura 19 mostra a distribuição da corrente em 3 secções verticais (S-N) representadas na Figura 8. Observa-se que as correntes junto ao fundo são mais intensas e com sentido S-N. Pelo contrário nas camadas mais próximas da superfície o sentido das correntes é N-S.

Na secção S-N, junto à costa observa-se que o sentido da corrente é em geral de Norte para Sul em toda a coluna de água. Excepto para o dia 18 de Agosto.

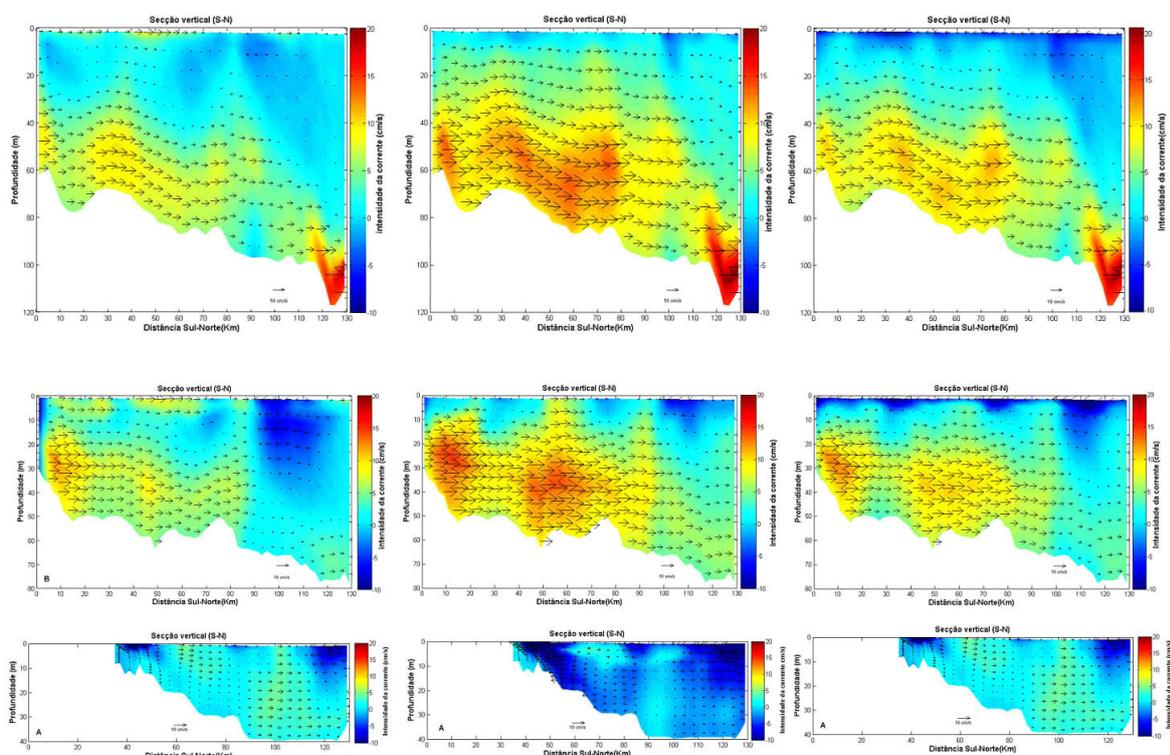


Figura 19: Distribuição vertical da corrente simulada para três secções verticais (S-N) para 3 dias distintos (18, 22 e 26 de Agosto de 1985).

Junto às fronteiras parece existir uma tendência para a intensificação das correntes. Em VC as correntes tem sentido oposto à tendência geral. Este facto poderá reflectir-se nos resultados descritos nas secções seguintes.

O modelo reproduz modestamente os resultados esperados. É visível a existência da camada de Ekman bem como os efeitos de *upwelling* (correntes no sentido E-W), à

superfície e no fundo as águas mais profundas sobem à superfície, sentido W-E) (Figura 18).

Temperatura

A Figura 20 mostra a distribuição horizontal de temperatura, simulada pelo modelo, para 3 camadas: (a) camada superficial, (b) camada intermédia (correspondente, aproximadamente, às profundidades de 20,3m, junto à costa e 30.7m ao largo), e (c) camada de fundo. A Figura 21 mostra os perfis verticais de distribuição de temperaturas para duas secções perpendiculares à linha de costa, respectivamente, (a) Figueira da Foz (FF) e (b) Vila do Conde (VC).

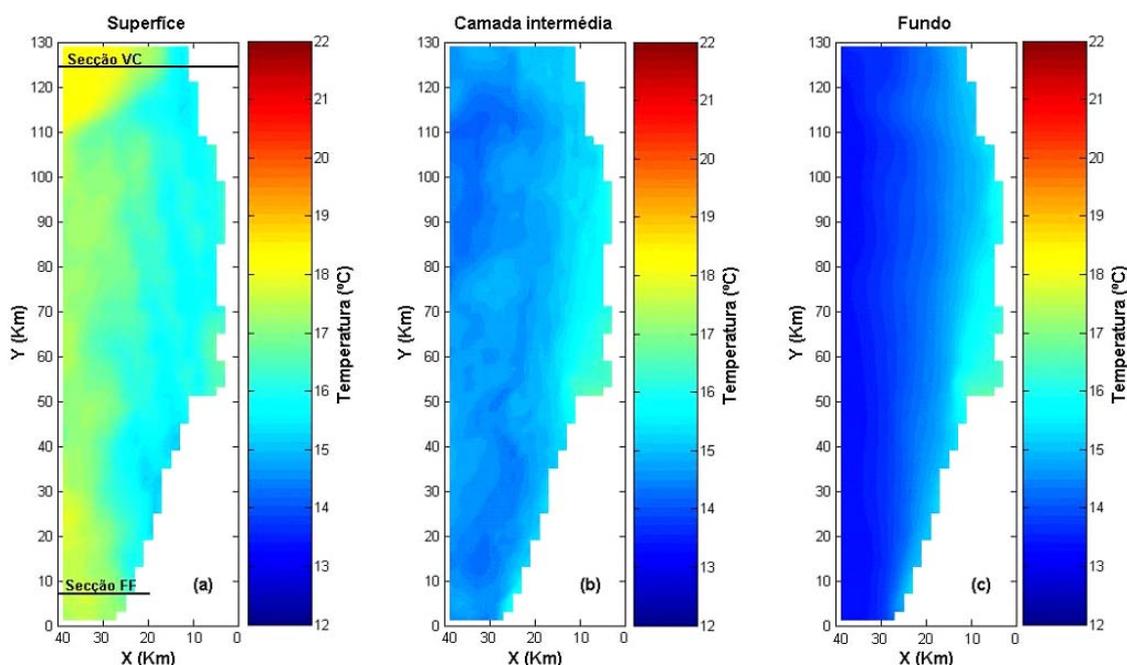


Figura 20: Distribuição horizontal da temperatura simulada, para 3 camadas: (a) camada superficial; (b) camada intermédia; (c) camada de fundo.

A distribuição de temperatura à superfície (Figura 20(a)) mostra que as águas junto à costa são caracterizadas por baixas temperaturas, 15.5-16°C, enquanto que as águas ao largo apresentam temperaturas cerca de 2°C mais elevadas, 17-18°C, excepto junto à fronteira sul onde a temperatura é quase homogénea (cerca de 17,5°C). Nas camadas intermédia e de fundo as temperaturas são mais baixas que à superfície, atingindo o valor de 13°C no fundo (Figura 20(b-c)).

Observa-se ainda que as temperaturas a norte de Aveiro são cerca de 0.5°C mais baixa relativamente à região a sul, junto à costa. Este facto poderá, no entanto, estar relacionado com efeito de fronteira uma vez que as estações estão localizadas muito próximo das fronteiras.

As distribuições horizontais (Figura 20) e verticais (Figura 21) de temperatura evidenciam claramente o estabelecimento de uma zona de água mais fria aflorada, proveniente do fundo, ao longo de toda a extensão costeira representada e uma camada de água mais quente, ao largo. É ainda visível um aumento do declive das isotérmicas perto da costa, como resultado do afloramento (Figura 21).

Comparando a distribuição horizontal de temperatura simulada com as distribuições de horizontais de temperatura apresentados nas figuras 3(a) e 10 (Moita, 2001) podemos observar que os padrões de distribuição de temperatura simulados, à superfície, apresentam alguma semelhança excepto junto das fronteiras onde a temperatura simulada é cerca de 1°C mais elevada.

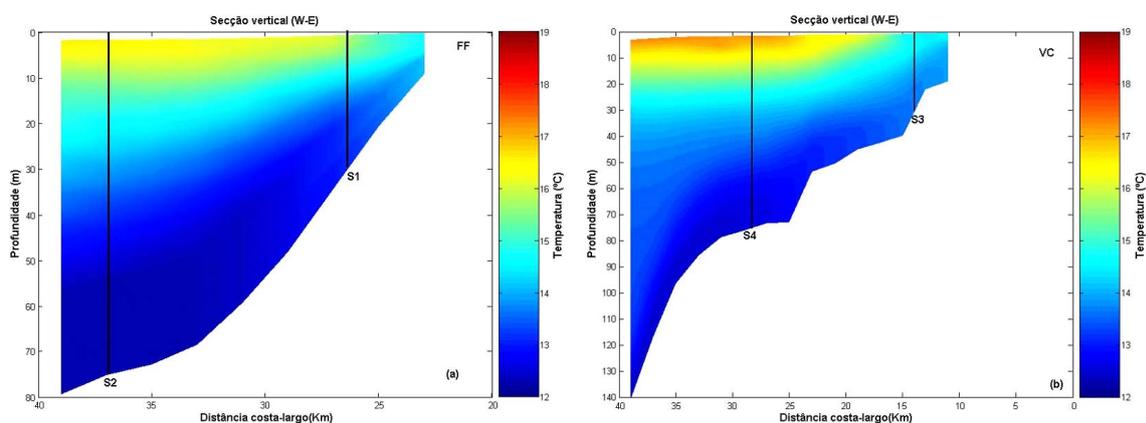


Figura 21: Distribuição vertical da temperatura simulada para as secções verticais (W-E): (a) Figueira da Foz e (b) Vila do Conde, dada pelo modelo.

Ao longo da costa, nos primeiros 10m de profundidade, uma camada homogénea de água fria (15-16°C) é estabelecida junto à costa. Ao largo estabelece-se uma camada de água mais quente, estratificada, localizada nos primeiros 50 m da coluna de água (Figura 21 e 22).

As Figura 22 (a-d) comparam os perfis verticais simulados e observados, para duas estações junto à costa, (S1) e (S3), e duas estações ao largo, (S2) e (S4), assinaladas na Figura 21.

Os perfis de temperatura estão em acordo com os dados observados (Moita, 2001), contudo, o modelo subestima, em cerca de 0.5°C , a temperatura junto ao fundo, próximo da costa, para as estações S1, (Figueira da Foz) e S4 (Vila do Conde). Na estação S3 a temperatura de fundo é sobrestimada em cerca de 0.5°C relativamente aos dados observados. (Figura 22).

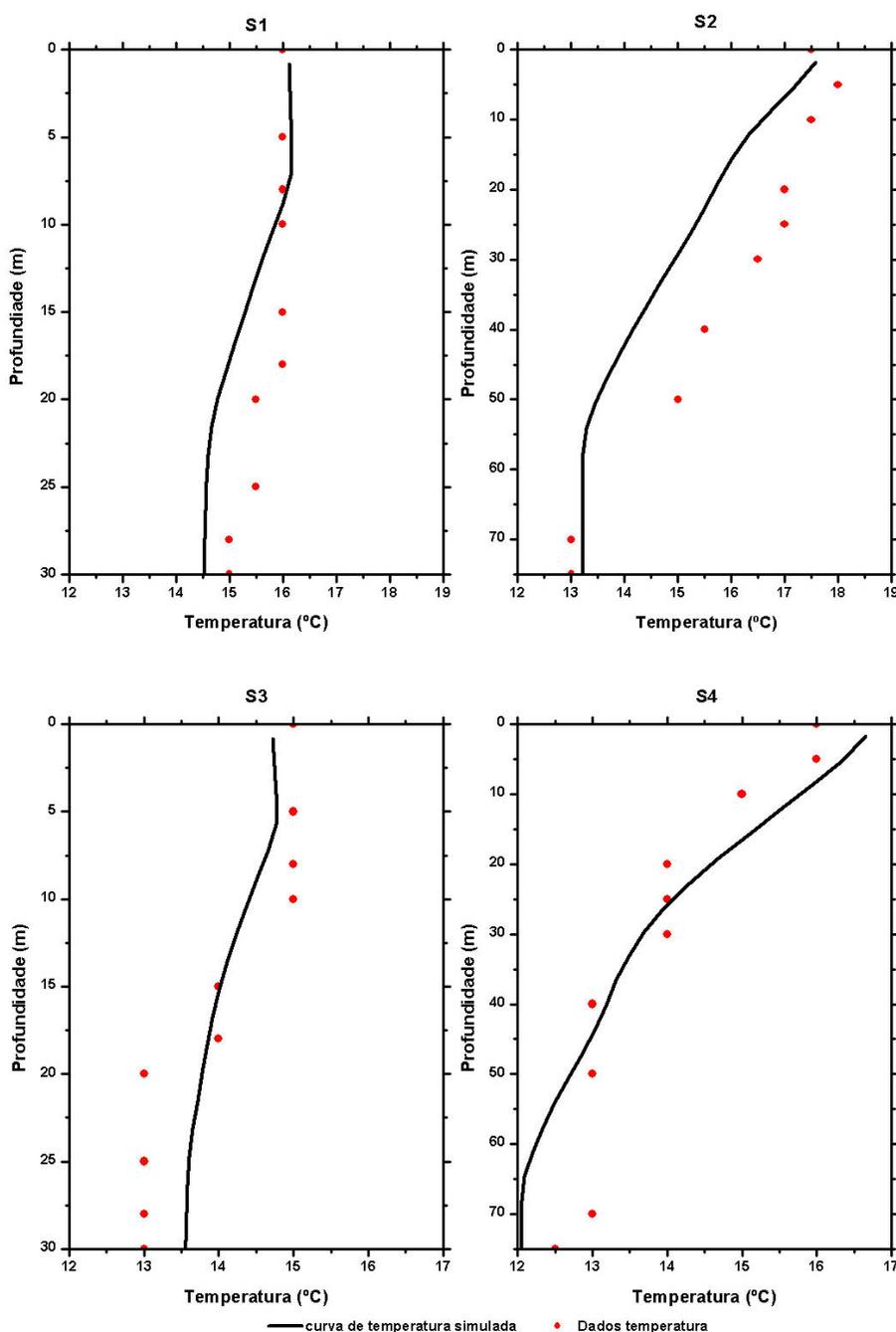


Figura 22: Perfis verticais de temperatura simulada (—) vs temperatura observada (●), para as estações S1 (F. Foz) e S3 (V. Conde), junto à costa, e as estações S2 (F. Foz) e S4 (V. Conde), ao largo, para o dia 26 de Agosto de 1985.

Ao largo o perfil simulado em S4 acompanha os dados observados ao longo da coluna de água, contrariamente a S2 que apresenta temperaturas cerca de 1°C superiores aos dados observados, entre aos 10 e os 50m de profundidade. Mais uma vez estes desvios poderão estar relacionados com efeitos de fronteira devido à proximidade das estações escolhidas.

Observou-se ainda que junto à costa, para a estação S1 (FF), a profundidade da camada de mistura observada (20m) é maior que a simulada pelo do modelo (10m). A profundidade da termoclina varia entre 20 e 30m de profundidade (Moita, 2001) enquanto que o modelo prevê uma profundidade entre os 10 a 25m. O modelo prevê que a profundidade da termoclina se encontre entre os 10 a 25m, embora segundo Moita (2001) esse valor se situe entre 20 e 30m. Nas estações de Vila do Conde, S3 e S4 observa-se uma maior concordância entre a camada de mistura simulada e a observada.

A Figura 23 mostra as séries temporais de temperatura para o mês de Agosto, para as 4 estações em estudo.

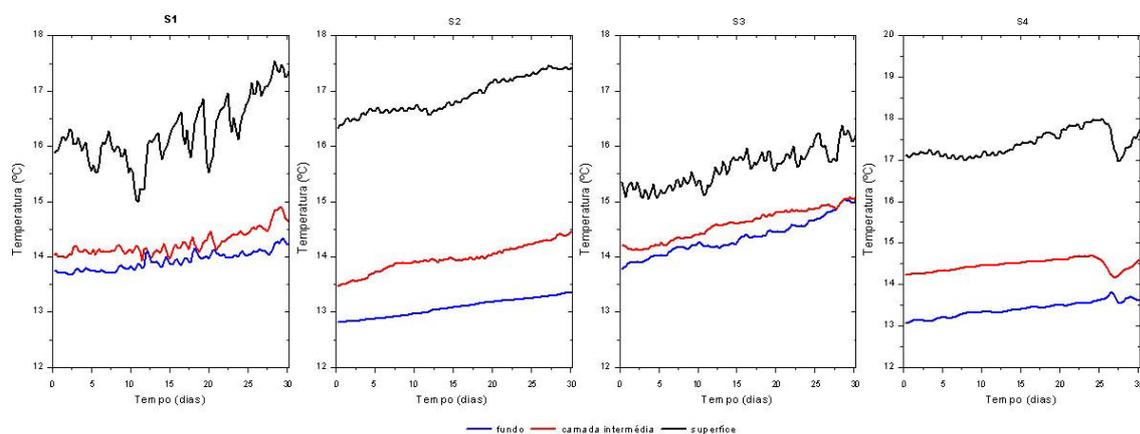


Figura 23: Séries temporais de temperatura para as estações S1 (F. Foz) e S3 (V. Conde), junto à costa e as estações (F. Foz) e S4 (V. Conde), ao largo S2, para o mês de Agosto de 1985.

As temperaturas têm uma tendência crescente ao longo do tempo, em todas as estações, contrariamente ao que seria esperado uma vez que durante quase todo o mês de Agosto os ventos eram favoráveis ao afloramento de águas mais frias à superfície. No entanto, junto à costa (S1 e S3), a curva de temperatura apresenta maiores oscilações diárias, sobretudo à superfície. Na estação S1 as variações de temperatura à superfície são de 2°C enquanto na estação S3 essa variação é de cerca de 1°C. Também aqui é visível que as temperaturas a Sul são mais elevadas que a Norte.

4.2.2. Módulo Biológico

Nitratos

Os nitratos (NO_3) são um factor de controlo de crescimento do fitoplâncton. Durante a época de afloramento costeiro, a subida da termoclina faz com que esta coincida com a nutriclina, constituindo, em geral, um bom indicador de disponibilidade de nutrientes fornecida por água mais profunda que sobem à superfície. As Figuras 24 e 25(a-b) mostram, respectivamente, a distribuição horizontal de NO_3 , simuladas pelo modelo, na camada superficial (a), na camada intermédia (b) e no fundo (c) e a distribuição vertical, para a secções (FF) e (VC), perpendiculares à linha de costa.

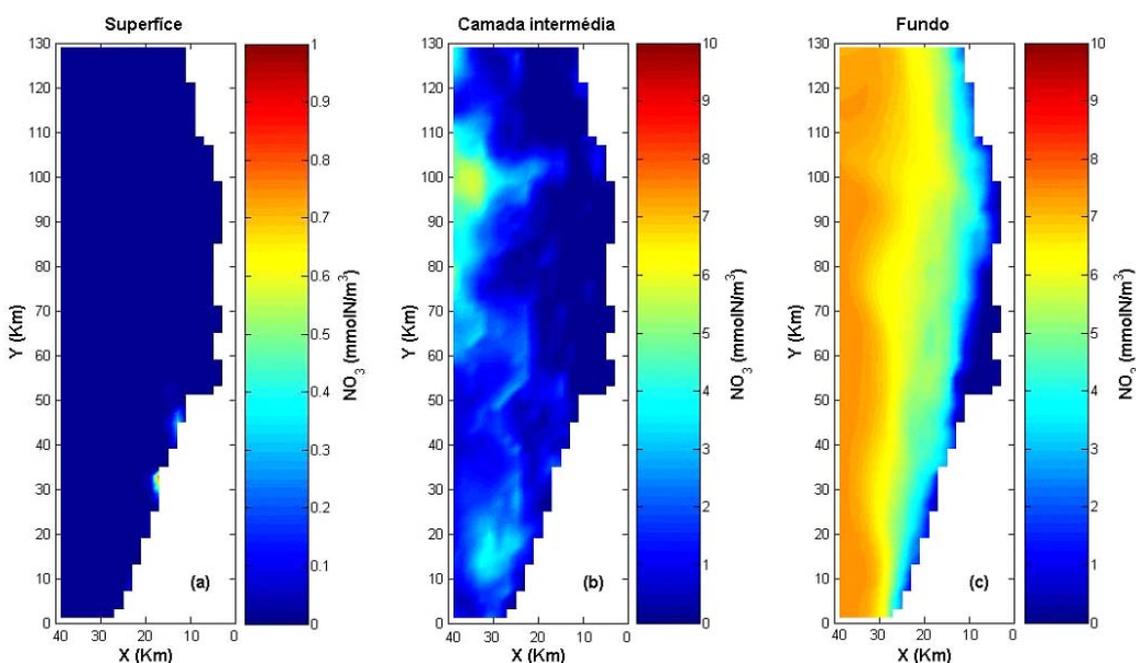


Figura 24: Distribuição horizontal de nitratos (NO_3) simulado, para 3 camadas: (a) camada superficial; (b) camada intermédia; (c) camada de fundo.

As estruturas, horizontal (Figura 24) e vertical (Figura 25(a)-(b)), evidenciam valores baixos para as concentrações de NO_3 ($<1.0\text{mmolN/m}^3$), nos primeiros 30-40m, em particular junto costa, reflectindo uma situação de empobrecimento das águas superficiais, típica desta época do ano (Agosto). Ao largo a concentração de NO_3 aumenta com a profundidade, apresentando valores de NO_3 superiores a 8.0mmolN/m^3 , abaixo dos 50m, ao largo, tanto em (VC) como em (FF) (Figura 25(a)-(b)).

Junto à costa, na secção (VC), as concentrações revelam-se ligeiramente superiores às obtidas na Figueira da Foz (FF). Aos 30m de profundidade o modelo reproduz

concentrações superiores a 5mmolN/m^3 . No entanto, esses valores subestimam os observados por Moita (2001), que refere que na região a norte de Aveiro as concentrações, aos 40m (na região próxima da costa) são superiores a 10mmolN/m^3 (Figura 2 (a)-(b)).

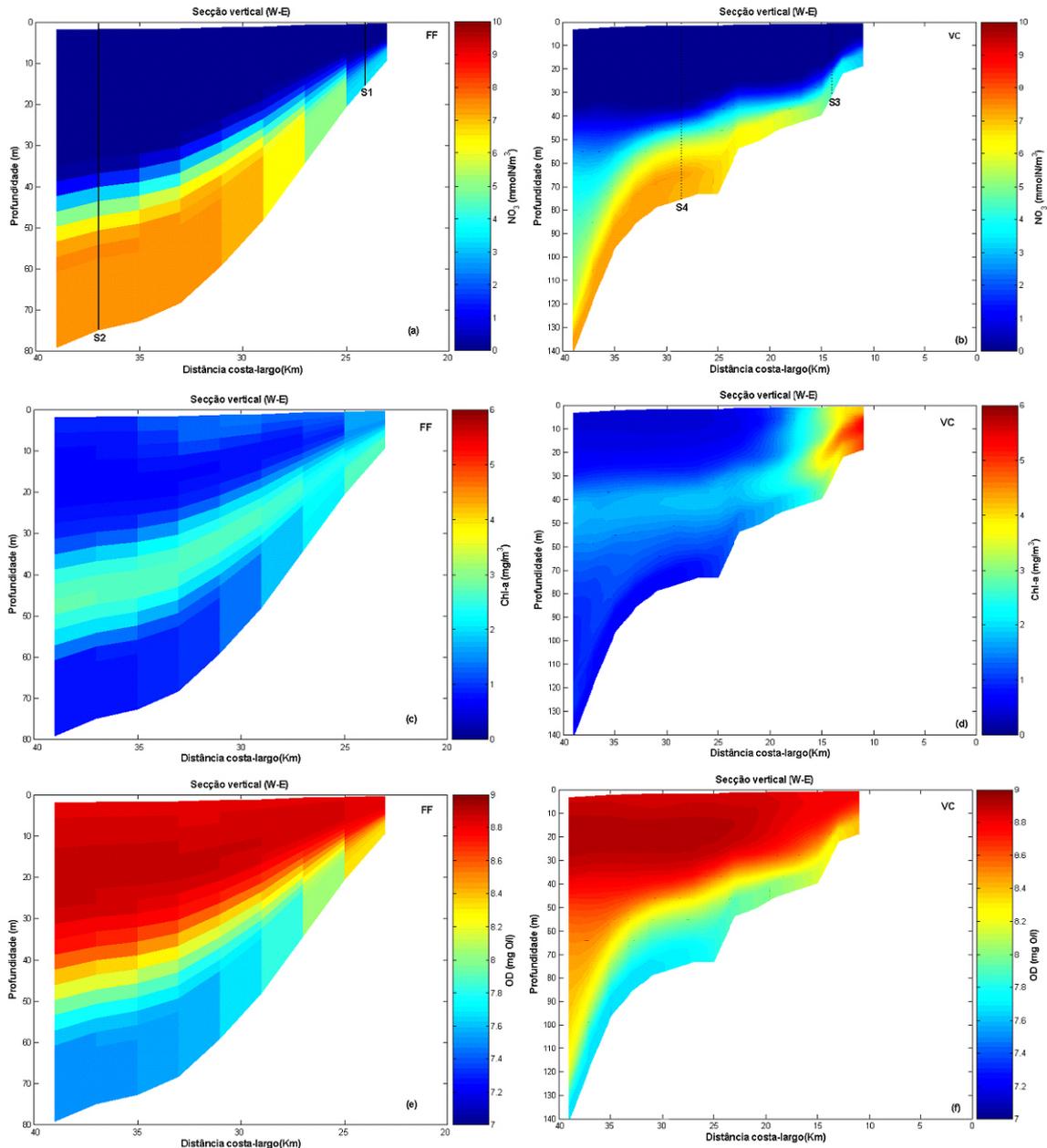


Figura 25: Distribuição vertical de nitratos (a-b), clorofila-a (c-d) e oxigénio dissolvido (e-f) simulados, para a Figueira da Foz (a,c,e) e Vila do Conde (b,d,f).

Comparando os perfis simulados e observados para as 4 estações representadas na Figuras 30 e 31(a-b) observa-se que os perfis verticais de NO_3 simulados para as estações da S1 e S2 se ajustam aos perfis verticais observados, sobretudo na estação S2 ao largo

(Figura 31 (a)). Na estação S1 as concentrações de NO_3 são subestimadas em cerca de 1mmolN/m^3 , no fundo. O mesmo não se verifica nas estações de Vila do Conde (S3 e S4) onde os perfis, simulado e observado, apresentam grande discrepância tanto na curva descrita como em concentração (Figura 31 (a-b)), sendo os valores simulados inferiores aos observados em quase toda a coluna de água mas sobretudo no fundo (8mmolN/m^3 , simulados vs 12mmolN/m^3 , observados).

Na estação S3, o perfil de NO_3 apresenta valores baixos de concentração nos primeiros 20 m de profundidade, contrariamente aos valores observados, 2-4 mmolN/m^3 (Figura 30(b)).

A profundidade da nutriclina simulada está localizada no intervalo compreendido entre os 10 e os 25m, junto à costa, e entre os 30 e os 50m, ao largo. A espessura da camada de mistura simulada corresponde a valores inferiores aos observados (40-70m junto à costa e 10-70m ao largo), como mostram as Figuras 30 e 31.

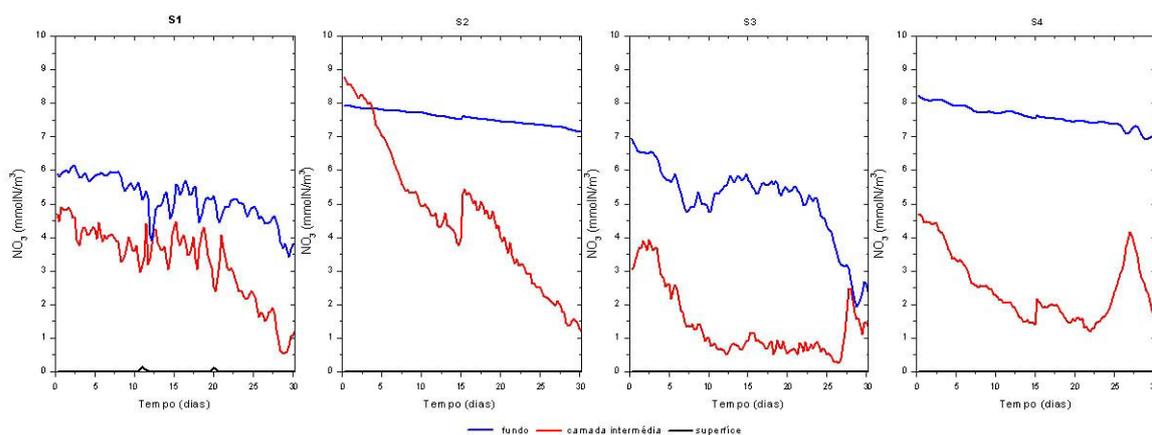


Figura 26: Séries temporais de NO_3 para as estações S1 (F. Foz) e S3 (V. Conde), junto à costa e as estações S2 (F. Foz) e S4 (V. Conde), ao largo, para o mês de Agosto de 1985.

A Figura 26 mostra as séries temporais de NO_3 ao longo do mês de Agosto, para as 4 estações em estudo. As concentrações de NO_3 à superfície são praticamente nulas em todas as estações. Na camada intermédia e de fundo denota-se uma tendência decrescente ao longo do tempo em ambas as estações da Figueira da Foz (S1 e S2). Em S2 esta tendência na camada intermédia é mais acentuada. Nas estações S3 e S4 esta tendência não é tão notória apresentando dois picos de elevadas concentrações no início e no final do mês para a camada intermédia.

Clorofila-a

As Figura 27 e 25(c-d) mostram, respectivamente, os campos horizontais de distribuição de clorofila-a (*Chl-a*) da camada superficial, intermédia e de fundo, e as secções verticais, FF e VC, perpendiculares à costa. Os campos evidenciam uma situação típica de *bloom* de fitoplâncton. O facto da nutriclina estar menos profunda (Figura 25(a-b)), condiciona uma situação de elevada disponibilidade de nutrientes na da camada subsuperficial. Por outro lado, a maior disponibilidade de luz que se faz sentir nas águas pouco profundas, junto à costa, típica de uma situação de Verão reflecte-se na elevada concentração de fitoplâncton.

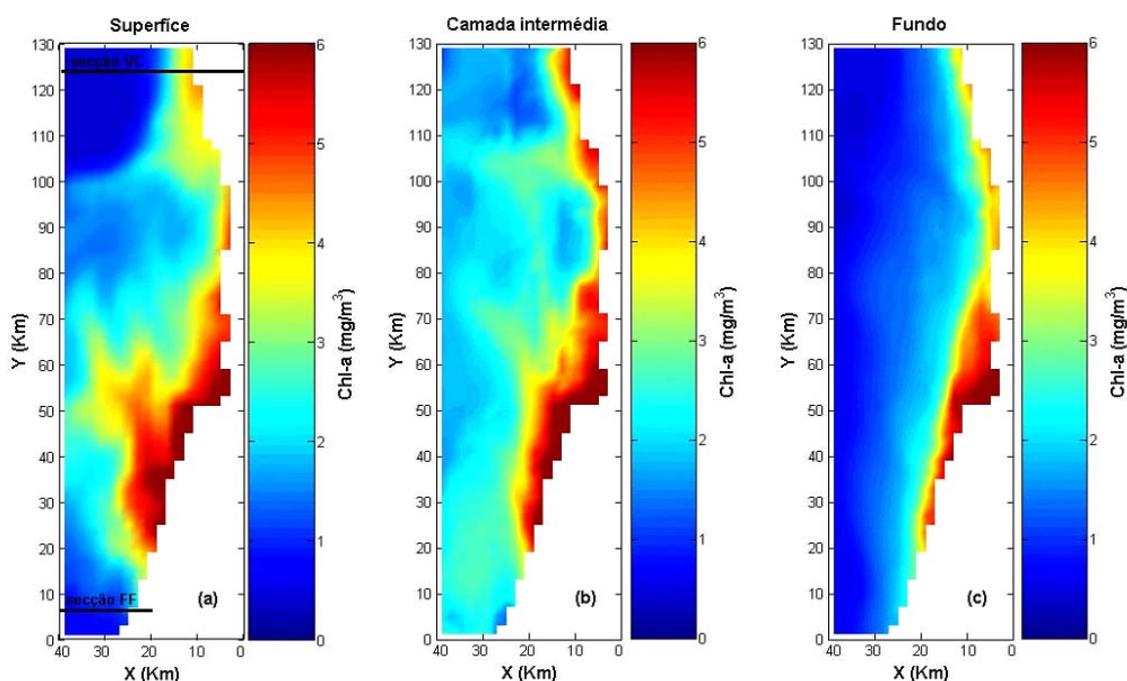


Figura 27: Campos de distribuição horizontal de clorofila-a (*Chl-a*) simulada para 3 camadas: (a) camada superficial; (b) camada intermédia; (c) camada de fundo.

A distribuição horizontal de *Chl-a* (Figura 27(a)) mostra o estabelecimento de uma faixa de cerca de 15-20km de largura, em Aveiro, caracterizada por elevados valores de concentração de *Chl-a* ($5.0\text{-}6.0\text{mg/m}^3$), que se estende para o fundo ao longo da coluna de água, circundada por águas caracterizadas por concentrações mais baixas de *Chl-a* ($<2.0\text{mg/m}^3$), ao largo.

A secção vertical de *Chl-a* (Figura 25(c)), mostra o estabelecimento de uma camada de máxima concentração de *Chl-a*, que se estende para o largo e para o fundo. Verifica-se que o núcleo do máximo de concentração de *Chl-a* ($\sim 2,5\text{mg/m}^3$) se localiza próximo da

superfície, junto à costa, e afunda ao largo, entre os 40 e os 50m de profundidade. No caso da secção (VC) o máximo de Chl-a está praticamente confinado à costa, diminuindo rapidamente a sua concentração para o largo e em profundidade (Figura 25(d)).

Junto à costa, o máximo subsuperficial de Chl-a está localizado no interior da zona eufótica, cerca de 10m abaixo da superfície, atingindo profundidades de cerca de 50m, ao largo (Figura 25 (c)). Podemos assim estimar grosseiramente que a zona eufótica se situa entre os 30 e os 50m.

As Figura 30 (c) e 31 (c) evidenciam algumas semelhanças entre os perfis verticais de Chl-a simulado e observado nas estações S1 e S3. O modelo prevê satisfatoriamente a localização (em profundidade) do máximo subsuperficial de Chl-a, 20m, junto à costa e 40-50m, ao largo. Convém salientar que a camada entre os 5 e os 15m de profundidade, junto à costa (na Figueira da Foz), apresenta uma concentração cerca de $1\text{mg}/\text{m}^3$ mais baixa que a observada ($\sim 2\text{mg}/\text{m}^3$ simulado vs $3\text{mg}/\text{m}^3$, observado).

À semelhança do que ocorreu para o NO_3 , ambas as estações de Vila do Conde, S3 e S4 apresentam, um perfil que não traduz o perfil observado. O modelo não simula o perfil da Chl-a, apresentando discrepâncias na tendência da curva, nos valores de concentração e na localização dos máximos de concentração (Figura 30(d) e 31(d)).

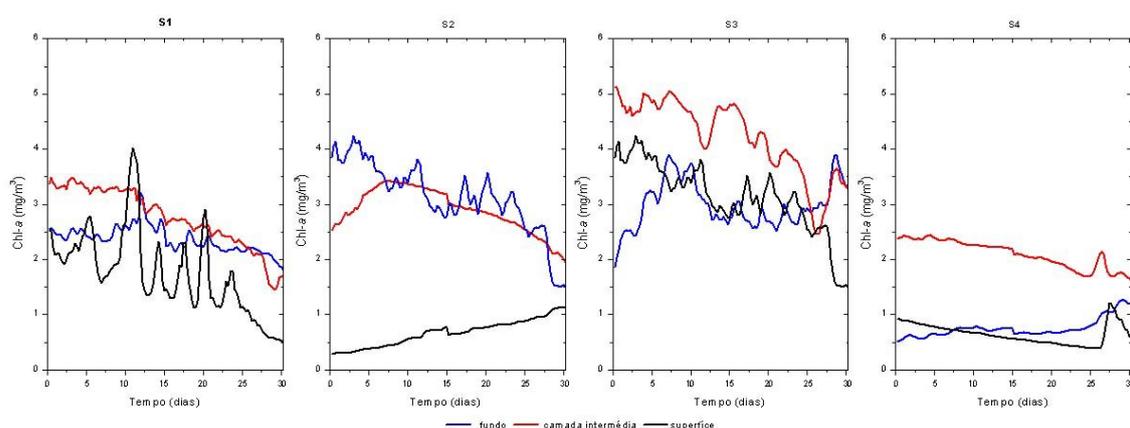


Figura 28: Séries temporais de Chl-a para as estações S1 (F. Foz) e S3 (V. Conde), junto à costa e as estações S2 (F. Foz) e S4 (V. Conde), ao largo, para o mês de Agosto de 1985.

As séries temporais apresentadas na Figura 28 mostram uma tendência decrescente da concentração de Chl-a ao longo do tempo, exceptuando as concentrações à superfície,

na estação S2, cuja tendência inverte, crescendo com o tempo. Em S1 observam-se oscilações de grande amplitude ao longo do tempo.

Observar-se que o aumento de Chl-a corresponde, regra geral, a uma diminuição de NO_3 (Figura 25(a-b)), sobretudo na camada intermédia, exceptuando as estações de Vila do Conde, onde no final do período simulado, o aumento de NO_3 corresponde a um aumento de Chl-a. Este facto, revela a importância dos nutrientes no desenvolvimento do fitoplâncton.

Oxigénio dissolvido

As Figura 29(a-c) e 25(d-e) mostram, respectivamente, a distribuição horizontal de oxigénio dissolvido (*DO*) na camada: superficial, intermédia e de fundo, e a distribuição vertical para as duas secções verticais perpendiculares à costa.

Os resultados para as distribuições de OD são, em geral, pouco satisfatórios quando se comparam com os resultados obtidos para as restantes variáveis biológicas, sobretudo nas estações S3 e S4, onde as concentrações de OD simuladas se afastam das observadas, embora a tendência seja semelhante. Contudo, observar-se que a distribuição horizontal de *DO* acompanha a distribuição de fitoplâncton, nomeadamente o estabelecimento de uma faixa de elevada concentração de *DO* (~9.0mgO/l), na costa de Aveiro (Figuras 30 e 31).

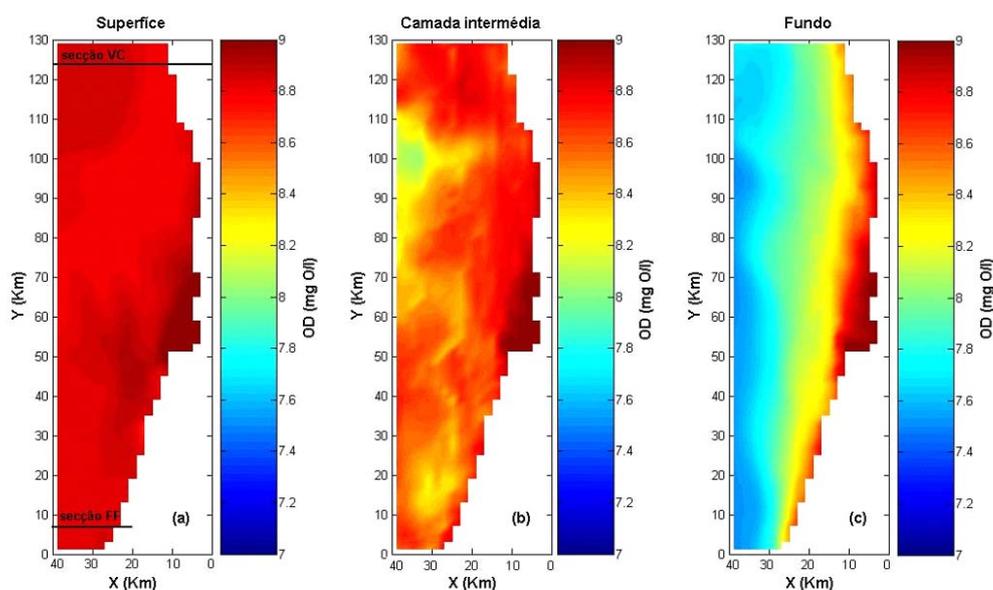


Figura 29: Distribuição horizontal de oxigénio dissolvido (OD) simulado, para 3 camadas: (a) camada superficial; (b) camada intermédia; (c) camada de fundo, simuladas pelo modelo.

A distribuição horizontal de DO, Figura 29(c), mostra um gradiente horizontal de concentração bastante evidente na camada de fundo, cujas concentrações variam entre cerca de 7.5mgO/l (ao largo) e 9.0mgO/l (junto à costa) na zona de Aveiro (Figura 29(c)).

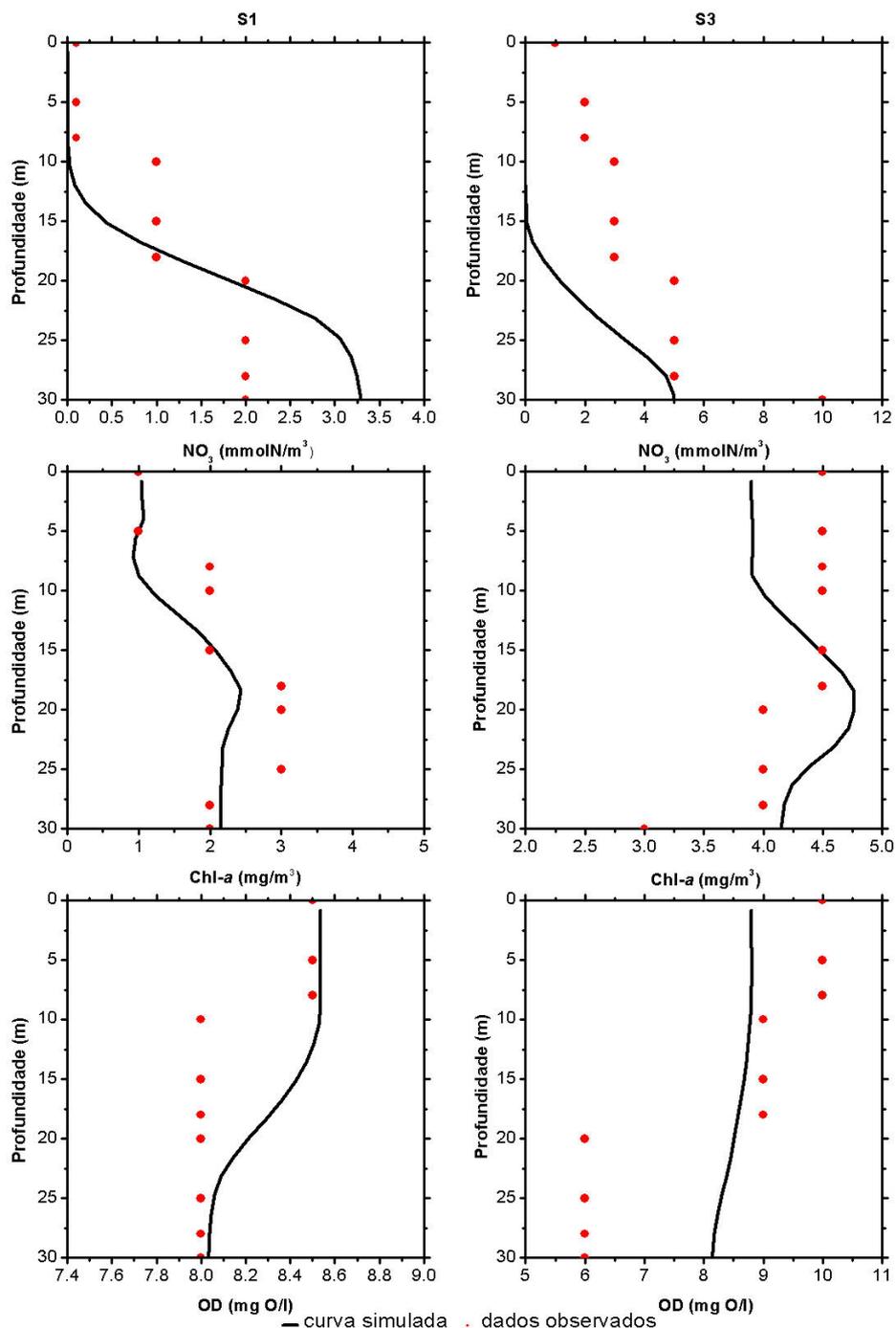


Figura 30: Perfis verticais de: (a)-(b) NO₃ simulado vs NO₃ observado; (c)-(d) Chl-a simulada vs Chl-a observada; (e)-(f) OD simulado vs OD observado, para as estações, S1(F. Foz) e S3(V. Conde), junto à costa.

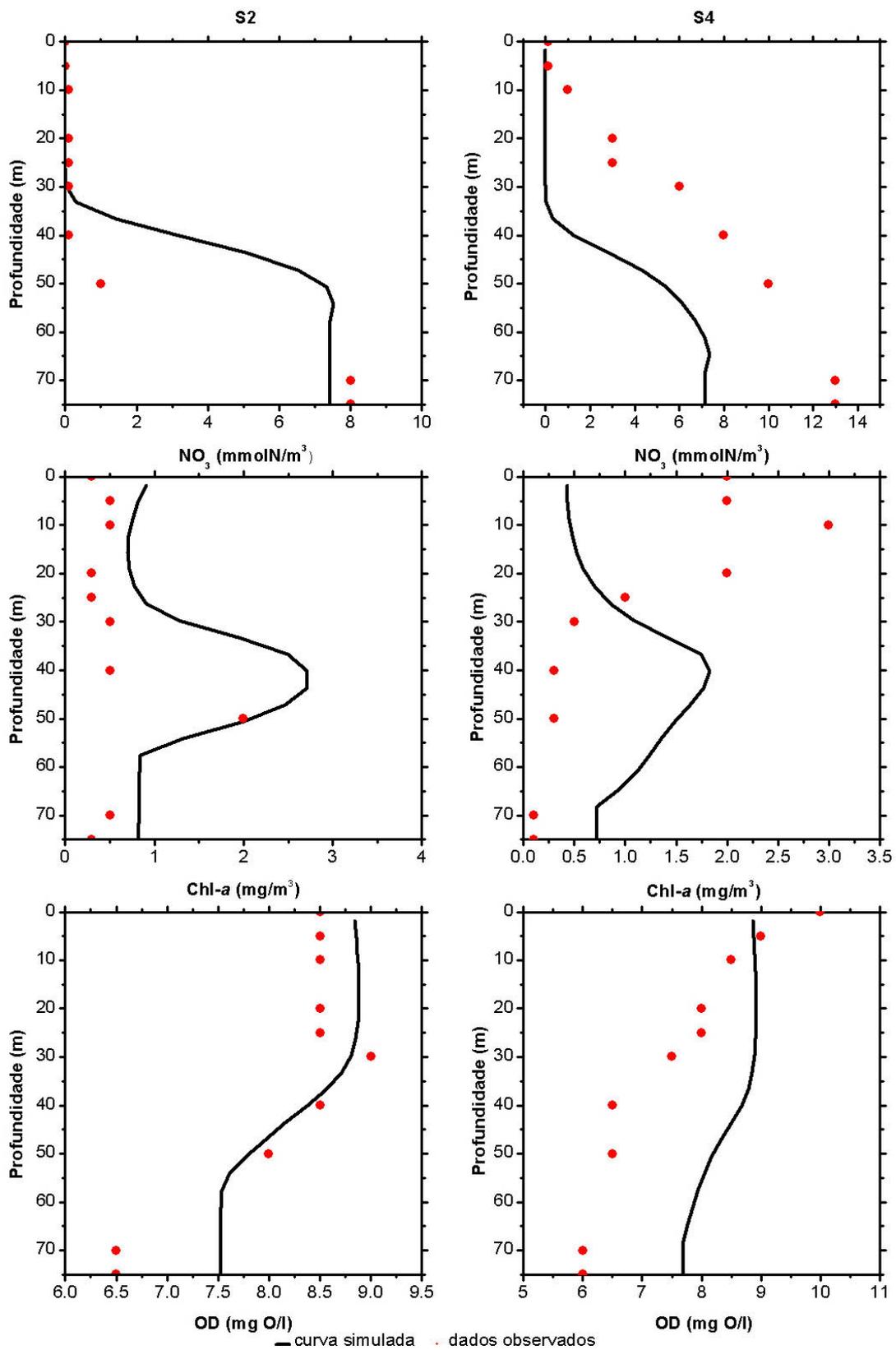


Figura 31: Perfis verticais de: (a)-(b) NO₃ simulado vs NO₃ observado; (c)-(d) Chl-a simulada vs Chl-a observada; (e)-(f) OD simulado vs OD observado, para as estações, S2 (F. Foz) e S4(V. Conde), ao largo.

As concentrações parecem, no entanto, ser mais baixas na região a norte de Aveiro como mostra a Figura 29 (c). A localização do máximo subsuperficial de Chl-a coincide com do máximo de concentração de DO.

A análise dos perfis verticais para as 4 estações estudadas (Figura 30 e 31(e-f)) mostra divergências entre os perfis, simulados e observados, sobretudo nas estações de Vila do Conde como aconteceu para a Chl-a e para os nitratos. Todavia, nas estações da Figueira da Foz os resultados do modelo aproximam-se mais dos dados observados.

Na estação S1 observa-se uma boa concordância entre o perfil simulado e o observado nos primeiros 7,5m de profundidade assim como junto ao fundo (25-30m). Na estação S2 observa-se também uma boa concordância entre os 30 e 60m de profundidade. Nas estações de Vila do Conde as concentrações são quase constantes ao longo da coluna de água, quer junto à costa quer ao largo, facto que não corresponde ao observado.

Comparando os perfis verticais simulados com os observados, é possível afirmar que a simulações não reproduzem qualitativamente a tendência observada nos dados (Moita, 2001), sobretudo nas estações de Vila do Conde (Figura 30(f) e 31(f)).

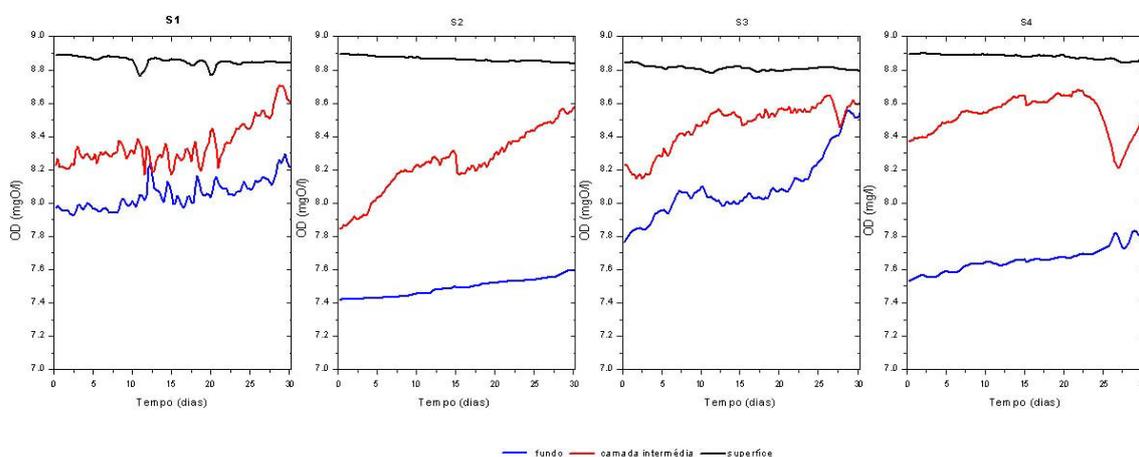


Figura 32: Séries temporais de OD para as estações S1 (F. Foz) e S3 (V. Conde), junto à costa e as estações S2 (F. Foz) e S4 (V. Conde), ao largo, para o mês de Agosto de 1985.

As séries temporais para as concentrações de OD, Figura 32, para ao mês de Agosto mostram que à superfície as concentrações apresentam o seu máximo que se mantêm praticamente constante, 8,5mgO/l, em todas as estações. Nas camadas intermédias e de

fundo a tendência crescente, exceptuando na estação de Vila do Conde, onde a concentração de OD diminui no final do mês (~28 de Agosto).

4.3. Validação do modelo

Efectuada a calibração do modelo torna-se necessário fazer a sua validação, isto é, verificar que o modelo é capaz de reproduzir dados observados, independentemente da calibração imposta.

A simulação de validação que se descreverá em seguida corresponde ao ano de 2002. O modelo foi forçado com dados meteorológicos de: intensidade e direcção do vento à superfície (Figura 33), temperatura do ar, pressão e humidade do ar obtidos a partir do modelo WRF, para o período de 1 de Junho a 31 de Agosto de 2002. Os resultados serão comparados com dados observados para Julho de 2002.

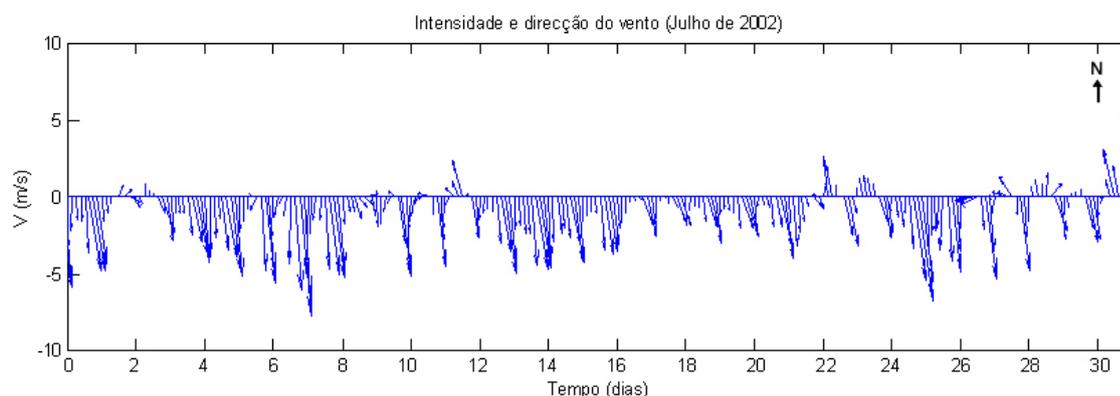


Figura 33: Intensidade e direcção do vento durante o mês de Julho de 2002, obtidos pelo modelo WRF (Weather Research and Forecast Model).

Compararam-se os perfis verticais, simulados e observados, para as variáveis: temperatura, Chl-a e NO_3 (Figura 34), para o dia 16 de Julho de 2002. Foram consideradas duas estações, S1 (junto à costa) e S2 (ao largo), na zona da Figueira da Foz, representadas na Figura 8. É ainda feita uma breve análise as distribuições horizontais de verticais ao longo da área de estudo, a título qualitativo.

A Figura 34 mostra um ajuste satisfatório entre o perfil simulado e observado, para a estação S₁. No que concerne à temperatura observa-se que os valores simulados são

muito próximo dos observados, indicando que o modelo reproduz bem a distribuição de temperatura junto à costa (Figura 34 (a)). O mesmo não acontece para a estação S2, ao largo, tal como se verificou para a calibração onde o perfil de temperatura simulado se afasta do perfil observado (Figura 34(b)).

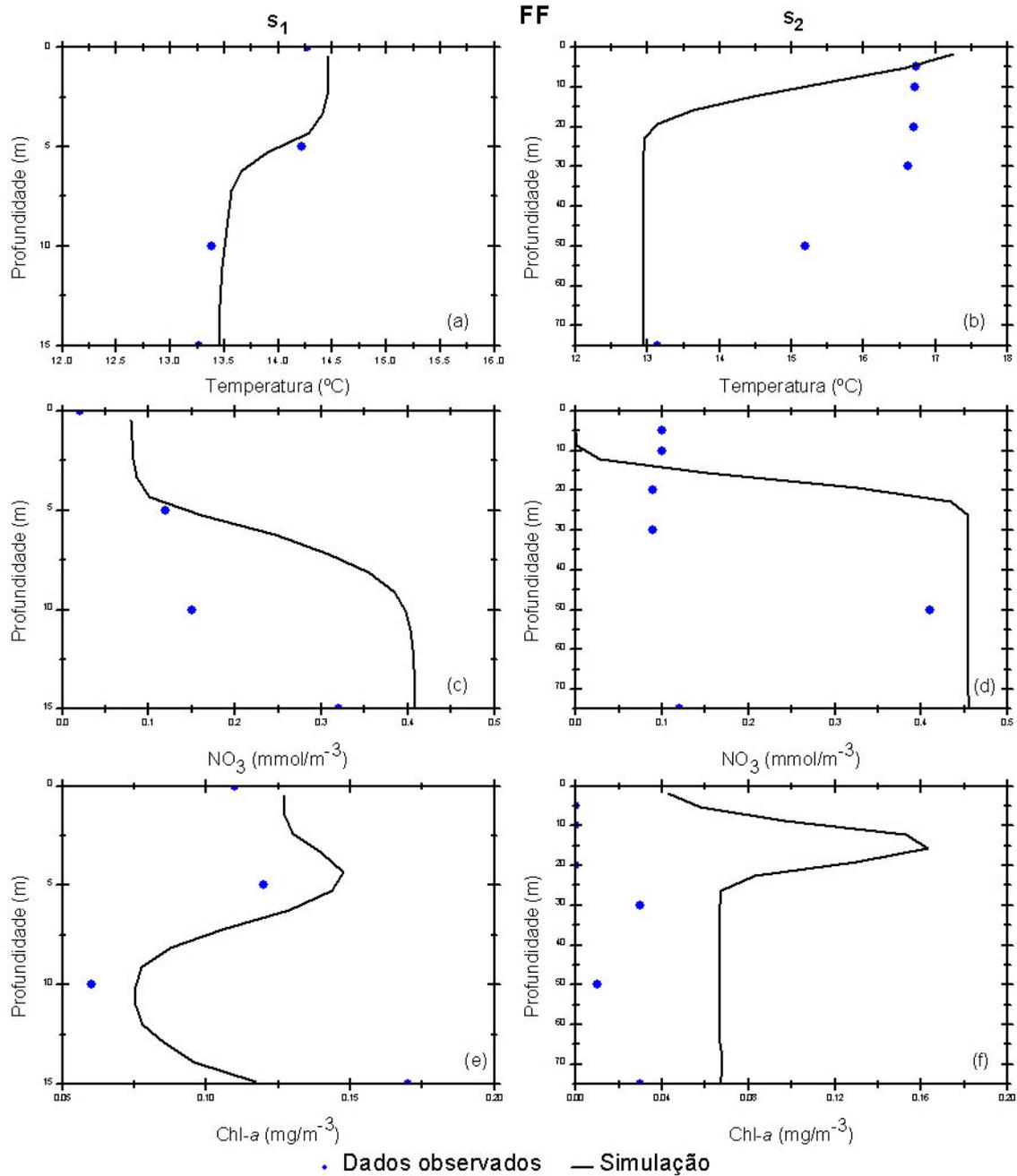


Figura 34: Perfis verticais de: (a)-(b) Temperatura simulada vs observada; (c)-(d) NO_3 simulado vs observado); (e)-(f) Chl-a simulada vs observada, para as estações, S1 e S2, na Figueira da Foz.

O perfil de temperatura simulado em S2 apresenta a termoclina nos primeiros 30m enquanto no perfil observado esta se encontra entre os 30 e os 70m de profundidade (Figura 34(b)).

Os perfis de NO_3 , simulados e observados, apresentam diferenças consideráveis em ambas as estações (Figura 34(c-d)) tanto nos valores de concentração de NO_3 como nos perfis descritos. A nutriclina simulada encontra-se mais à superfície ambas as estações quando comparada com a observada.

O perfil de Chl-a simulado, em S1, é semelhante ao observado embora as concentrações simuladas sejam ligeiramente inferiores sobretudo no fundo (0.12mg/m^3 , simulado vs 0.17mg/m^3 , observado), como mostra a Figura 34(e)).

Ao largo o modelo sobrestima as concentrações de Chl-a, sobretudo nos primeiros 10m de profundidade onde o perfil simulado apresenta um pico de concentração máxima, 0.16mg/m^3 , contrariando o perfil observado, cujo máximo se situa aos 30 m de profundidade e a sua concentração máxima é inferior a 0.04mg/m^3 .

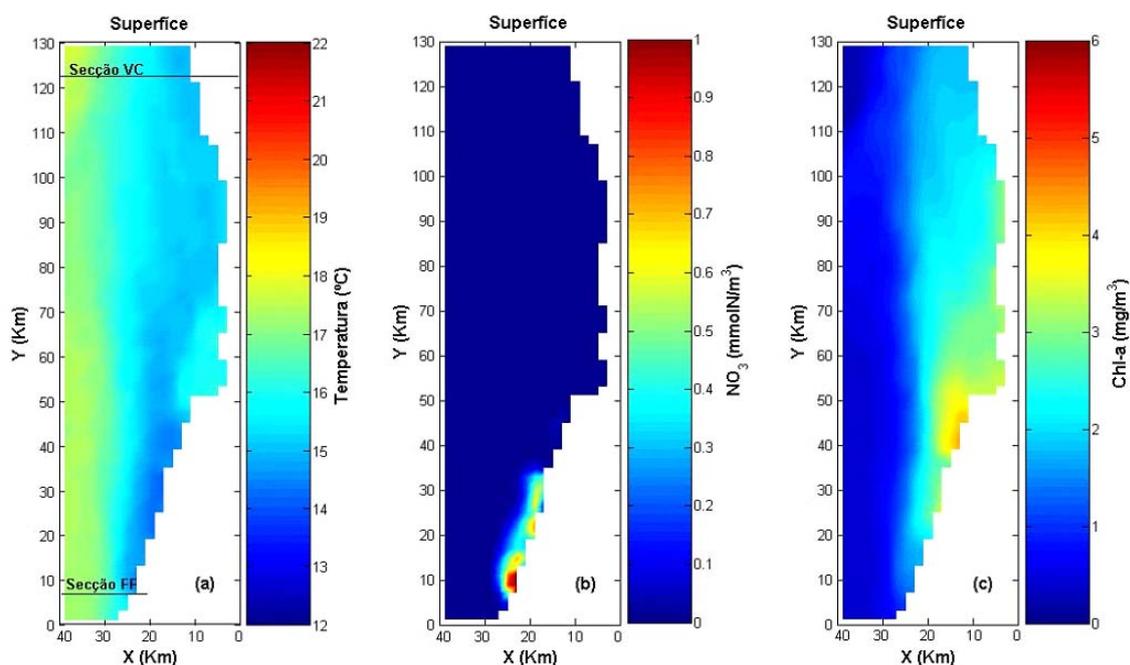


Figura 35: Distribuição horizontal de Temperatura (a), NO_3 (b) e Chl-a (c) à superfície, simuladas pelo modelo.

A discrepância nos resultados obtidos para a estação ao largo reflecte a discrepância nos resultados obtidos no capítulo da calibração

As distribuições superficiais de temperatura, NO_3 e Chl-*a* (Figura 35) evidenciam a existência de afloramento costeiro. As temperaturas são mais baixas, junto à costa e mais elevadas, ao largo.

A concentração de nitratos, à superfície, é praticamente nula em todo o domínio, exceptuando uma estreita faixa a sul de Aveiro junto à linha de costa onde as concentrações não excedem os 0.8mmolN/m^3 . A distribuição de Chl-*a* apresenta também concentrações máximas junto à costa, coincidindo com as observações do Verão de 1985 (Moita, 2001).

As secções verticais da Figura 36, relativas à Figueira da Foz, confirmam o comportamento acima descrito. A camada superficial apresenta valores de temperatura mais elevados ao largo, e mais baixos junto à costa, como resultado do afloramento das águas frias profundas (Figura 36(a)).

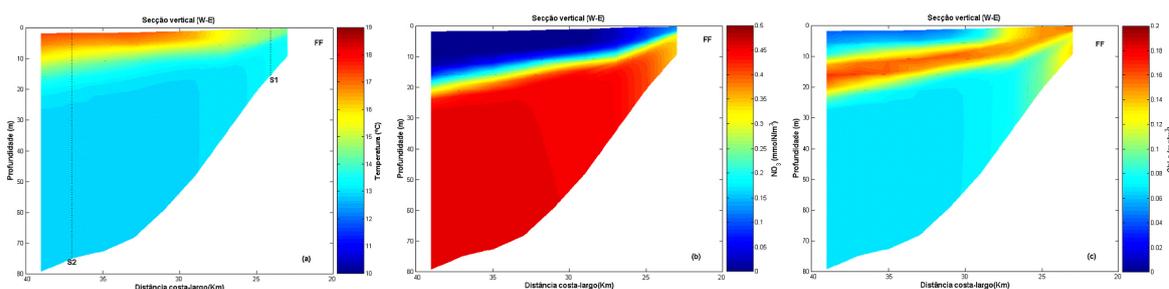


Figura 36: Secções verticais de distribuição de Temperatura (a), Nitratos (b) e Clorofila-*a* (c) e, para a Figueira da Foz, simuladas pelo modelo.

Os concentração de nitratos é quase nula nas camadas superficiais, e aumenta em profundidade (Figura 36(b)). A Chl-*a* apresenta o seu máximo subsuperficial entre os 10 e os 20m de profundidade (Figura 36(c)). Estes resultados estão de acordo com os observados, para esta estação do ano.

Podemos concluir que, junto à costa, a temperatura e Chl-*a* simuladas se ajustam satisfatoriamente aos dados observados, As estações ao largo apresentam desvios consideráveis relativamente aos dados observados, sobretudo no que concerne a temperatura e os nitratos. Este comportamento reproduz os resultados da calibração.

4.4. Estudo de Sensibilidade do modelo

No estudo de sensibilidade, alguns parâmetros foram testados com o objectivo de determinar de que forma pequenas variações nos valores dos parâmetros usados na calibração, podem originar variações significativas nos resultados finais obtidos pelo modelo.

Neste caso, o estudo de sensibilidade ao modelo foi realizado a partir dos parâmetros de calibração de modo a avaliar o intervalo de confiança para os valores dos diferentes parâmetros. A metodologia adoptada consistiu em comparar a resposta do modelo às variações dos parâmetros relativamente à situação de referência (parâmetros da referência), apresentada nas Tabelas II e III.

Os parâmetros usados na simulação de referência assim como os intervalos usados no estudo de sensibilidade, estão sumariados na Tabela I. De modo a melhor avaliar as respostas do modelo aos seus principais parâmetros foram realizados vários testes sumariados na Tabela II e III. Foram consideradas duas estações à mesma latitude (40° 8'; 8°51'W), na zona da Figueira da Foz, à distância de 16 km da linha de costa (S2, ao largo) e 6 km da linha de costa (S1, junto à costa), respectivamente (Figura 8).

4.4.1. Testes de sensibilidade dos parâmetros do Modelo

A parametrização e o estudo de sensibilidade do modelo de microplâncton (**MP**) foram realizadas tendo em consideração os resultados de Tett (1998) e Luyten *et. al.* (1999). Neste subcapítulo analisar-se-ão as respostas do modelo às variações dos principais parâmetros de calibração, de modo a avaliar a sensibilidade do modelo a esses parâmetros. Os diferentes testes efectuados serão comparados com a situação de referência (calibração, Figura 30 e 31) e os resultados sumariados na Tabela II e III.

A escolha dos parâmetros biológicos foi ditada pela sua influência no crescimento do fitoplâncton, nomeadamente na razão clorofila-*a*/carbono autotrófico, χ_a , na fracção heterotrófica, η , bem como noutros parâmetros relativos a processos autotróficos e heterotróficos. As Figuras 37 e 38 mostram os perfis verticais simulados e observados (ano de 1985) para as principais variáveis (Temperatura, NO₃, Chl-*a* e DO). Em toda a discussão apresentada nas secções seguintes, os perfis relativos a cada parâmetro são comparados com a simulação de referência (calibração).

		S1											
		T (°C)			Chl-a (mg/m3)			DO (mgO/l)			NO ₃ (mmolN/m3)		
		Superfície	Camada intermédia	Fundo	Superfície	Camada intermédia	Fundo	Superfície	Camada intermédia	Fundo	Superfície	Camada intermédia	Fundo
REF. *		16.31	14.45	14.40	1.18	2.92	2.32	8.40	8.18	8.11	0.002	1.417	2.137
k_1	10	15.45	14.12	13.76	1.66	2.89	2.12	8.39	8.18	7.87	0.024	2.032	5.741
R_1	0.27	15.49	14.31	14.02	1.39	2.80	3.53	8.43	8.30	8.02	0.003	0.409	3.123
	0.81	17.23	14.99	14.04	2.78	0.81	0.43	8.31	7.95	7.66	0.099	7.317	10.322
R_2	0.2	16.52	14.56	13.66	2.25	1.34	0.79	8.32	8.03	7.64	0.067	5.477	9.946
	0.6	15.61	14.35	14.02	1.36	2.62	3.39	8.43	8.33	8.05	0.002	0.285	2.930
χ_a	2.0	16.31	14.45	14.40	1.06	2.46	1.75	8.39	8.14	8.07	0.003	2.417	3.329
	4.0	16.31	14.45	14.40	1.70	4.38	3.52	8.40	8.21	8.14	0.002	1.592	2.556
r_{0a}	0.01	16.31	14.45	14.40	1.16	2.97	2.67	8.41	8.22	8.15	0.002	1.526	2.483
	0.3	16.31	14.45	14.40	1.47	1.80	0.84	8.36	7.96	7.91	0.031	5.260	5.809
b_a	0.1	16.31	14.45	14.40	1.04	2.63	2.95	8.42	8.27	8.20	0.003	1.654	2.990
	2.0	16.31	14.45	14.40	2.41	1.46	0.71	8.32	7.83	7.79	0.199	7.788	7.960
η	0.2	16.31	14.45	14.40	1.12	3.05	4.29	8.57	8.40	8.33	0.002	0.710	1.473
	0.7	16.31	14.45	14.40	0.89	2.84	1.01	8.38	8.13	8.06	0.004	2.610	3.500
k_w	7.00E-09	16.31	14.45	14.40	1.18	2.92	2.32	8.53	8.24	8.17	0.002	1.417	2.137
	7.00E-07	16.31	14.45	14.40	1.18	2.92	2.32	7.42	7.90	7.84	0.002	1.417	2.137

* $R_1=0.54$, $R_2=0.4$, $\chi_a=2.5$, $\eta=0.45$, $r_{0a}=0.02$, $b_a=0.5$, $K_w=0.7e-08$, $k_1=10$

Tabela II: Testes de sensibilidade para os principais parâmetros do modelo e sua calibração (REF. *), para a camada superficial, intermédia (~18,5m) e de fundo (~34m), relativos à temperatura, à Clorofila-a (CHL-a), ao oxigénio dissolvido (OD) e aos nitratos (NO₃). Os resultados são referentes à estação S1

		S2											
		T (°C)			Chl-a (mg/m3)			DO (mgO/l)			NO ₃ (mmolN/m3)		
		Superfície	Camada intermédia	Fundo	Superfície	Camada intermédia	Fundo	Superfície	Camada intermédia	Fundo	Superfície	Camada intermédia	Fundo
REF. *		17.13	13.85	13.07	0.85	2.94	1.38	8.37	8.03	7.33	0.002	2.256	7.743
k_1	10	16.41	13.87	12.94	1.02	2.92	1.02	8.38	8.12	7.25	0.002	2.708	11.173
R_1	0.27	16.55	14.06	13.36	0.95	1.74	2.54	8.42	8.32	7.43	0.002	0.006	9.100
	0.81	17.6299	14.22	12.89	1.96	0.81	0.14	8.31	7.74	7.28	0.002	10.956	12.039
R_2	0.2	16.92	13.91	12.77	1.08	1.46	0.28	8.31	7.78	7.24	0.002	9.852	12.083
	0.6	16.64	14.09	13.31	0.94	1.70	2.43	8.41	8.34	7.42	0.002	0.006	9.162
χ_a	2.0	17.13	13.85	13.07	0.75	2.52	0.98	8.36	7.96	7.30	0.002	4.211	10.728
	4.0	17.13	13.85	13.07	1.21	4.31	2.01	8.36	8.08	7.35	0.002	2.316	10.103
r_{0a}	0.01	17.1295	13.85	13.07	0.85	2.88	1.73	8.37	8.09	7.37	0.002	2.119	9.858
	0.3	17.1295	13.85	13.07	0.81	1.92	0.23	8.33	7.71	7.21	0.002	9.044	11.909
b_a	0.1	17.1295	13.85	13.07	0.80	2.16	2.04	8.39	8.18	7.44	0.003	1.598	13.488
	2.0	17.1295	13.85	13.07	1.44	1.57	0.26	8.34	7.60	7.22	0.002	11.405	12.012
η	0.2	17.13	13.85	13.07	0.84	2.04	3.02	8.54	8.30	7.52	0.002	0.508	8.166
	0.7	17.13	13.85	13.07	1.27	2.78	1.88	8.35	7.94	7.29	0.002	4.628	10.865
k_w	7.00E-09	17.1295	13.85	13.07	0.85	2.94	1.38	8.54	8.08	7.35	0.002	2.256	7.743
	7.00E-07	17.1295	13.85	13.07	0.85	2.94	1.38	7.05	7.90	7.29	0.002	2.256	7.743

* $R_1=0.54$, $R_2=0.4$, $\chi_a=2.5$, $\eta=0.45$, $r_{0a}=0.02$, $b_a=0.5$, $K_w=0.7e-08$, $k_1=10$

Tabela III: Testes de sensibilidade para os principais parâmetros do modelo e sua calibração (REF. *), para a camada superficial, intermédia (~40m) e de fundo (~75m), relativos à temperatura, à clorofila-a (CHL-a), ao oxigénio dissolvido (OD) e aos nitratos (NO₃). Os resultados são referentes à estação S2

4.4.1.1.A influência da radiação incidente

A influência da fracção infravermelha da radiação incidente (R_1)

O parâmetro R_1 tem em conta a contribuição da componente de onda longa da radiação incidente na camada de superfície. Os resultados apresentados e discutidos na secção seguinte correspondem a duas estações, S1 (costa) e S2 (largo), na zona da Figueira da Foz (Figura 8). Para estimar a importância de R_1 variou-se este parâmetro no intervalo [0.27, 0.81], sendo o valor de referência 0.54 (Tabelas II e III).

Quando comparados com a simulação de referência os resultados mostram uma variação na temperatura em toda a coluna de água, especialmente junto à costa onde a profundidade é baixa. Assim ao diminuir R_1 ($R_1 = 0.27$) relativamente ao valor de referência, a temperatura sofre uma diminuição de cerca de 0.85°C, junto à costa (Figura 37(a), Tabela II).

Observam-se também variações na distribuição de biomassa fitoplanctónica. No caso $R_1 = 0.27$ observam-se concentrações elevadas de Chl-*a* tanto à superfície como no fundo (1.39 vs 1.18gChl/m³ à superfície, 2.32 vs 2.80mgChl/m³ na camada de fundo) diminuindo na camada intermédia cerca de 0.12 mgChl/m³, relativamente à simulação de referência, Ref.* (Tabela II e Figura 37 (e)). Ao largo (S2) o comportamento do perfil é semelhante ao apresentado no perfil de referência, contudo o pico máximo de concentração situa-se nas camadas mais junto ao fundo (50m vs 42,5m) e a concentração é também mais baixa (Tabela III e Figura 37 (f)).

O OD apresenta concentrações ligeiramente mais elevadas à superfície (8.43 vs 8.40mgO/l) e na camada intermédia (8.30mgO/l vs 8.18mgO/l) e mais baixas no fundo (8.02 vs 8.11mgO/l). Ao largo observam-se concentrações de OD mais elevadas em toda a coluna de água, relativamente à simulação de referência (Tabela III e Figura 37 (h)).

Embora as concentrações de NO₃ não apresentem variações significativas na superfície (sendo praticamente nulas), o mesmo não acontece com na camada intermédia, onde as concentrações são bastante mais baixas (0.409 vs 2.137mmolN/m³), assim como na camada de fundo onde aumentam cerca de 1mmolN/m³ (Tabela II).

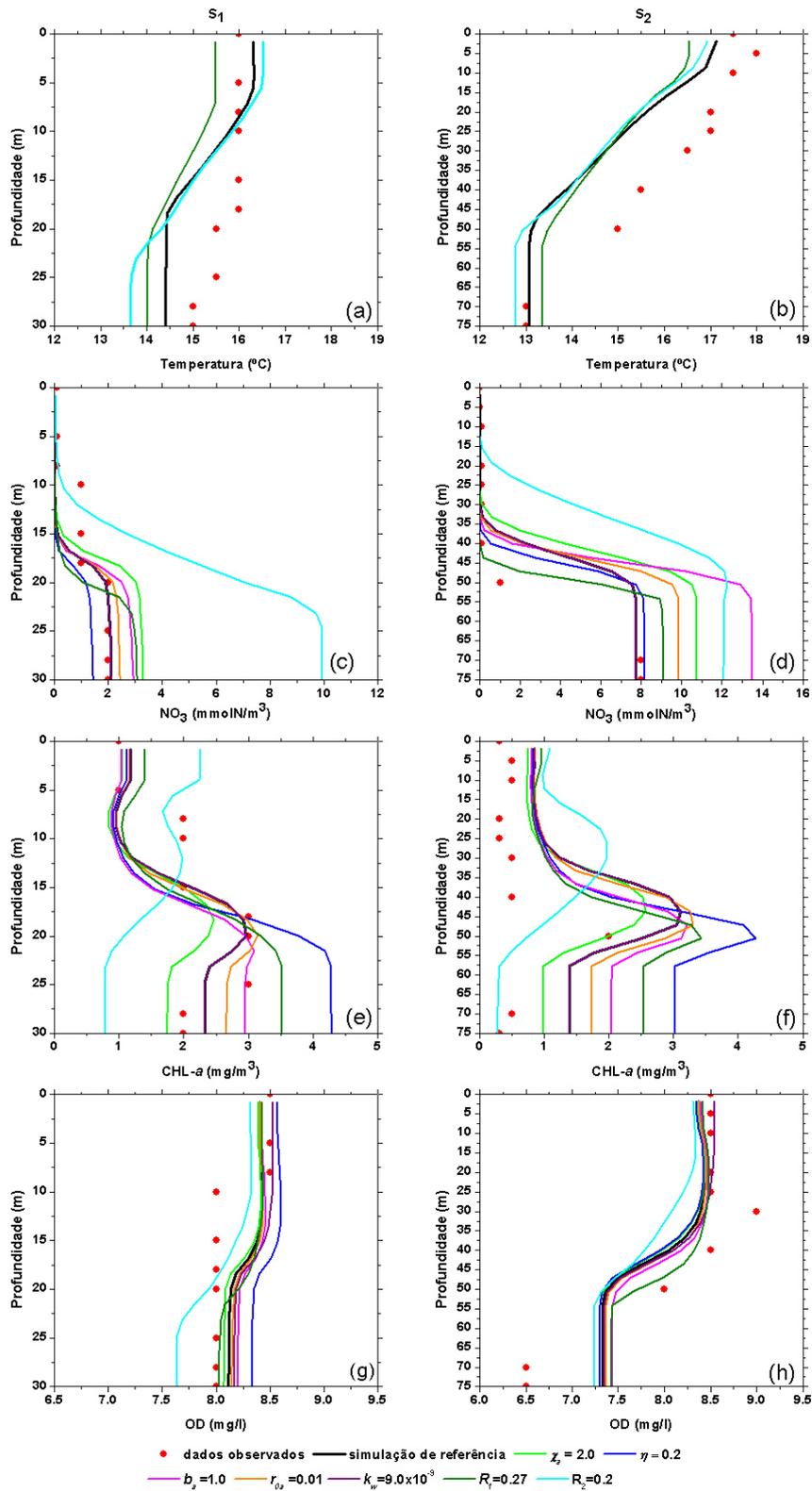


Figura 37: Perfis verticais de temperatura, clorofila-a (Chl-a), oxigénio dissolvido (OD) e nitratos (NO_3), para os parâmetros principais do modelo. Simulações de sensibilidade versus simulação de referência. Valor do parâmetro inferior ao da calibração.

Por outro lado, um aumento de R_1 ($R_1 = 0.81$) provoca um aumento da temperatura de cerca de $2,0^\circ\text{C}$ (Figura 38 (a), Tabela II) em relação ao valor de referência. Ao largo as variações são mínimas, em ambos os casos, e registam-se sobretudo nos primeiros 30m (Figura 38(b), Tabela III).

O caso $R_1 = 0.81$ mostra elevados valores de concentração de Chl-*a* à superfície (2.78 vs 1.18mgChl/m^3) e baixas concentrações nas camadas intermédias (0.81 vs 2.92mgChl/m^3) e de fundo (0.43 vs 2.32mgChl/m^3). Ao largo o comportamento é semelhante como mostra a Figura 38(f) e a Tabela III. Apesar de se observarem concentrações mais elevadas de Chl-*a* à superfície, as concentrações de OD são ligeiramente mais baixas em relação à simulação de referência (8.31 vs 8.40mgO/m^3). Na coluna de água as concentrações também diminuem relativamente à simulação de referência, como mostra a Tabela II e III e Figura 38(h)).

As concentrações de NO_3 são elevadas, em toda a coluna de água, quando comparadas com o caso de referência (0.099 vs 0.002mmolN/m^3 à superfície, 7.317 vs 1.417mmolN/m^3 na camada intermédia e 10.322 vs 2.137mmol N/m^3 na camada de fundo). Ao largo o comportamento é muito semelhante. No fundo as concentrações chegam aos 12mmolN/m^3 (Figura 38(d) e Tabela III).

Tal como pode ser observado na equação (26), o aumento de R_1 , implica que a componente infravermelha, I_1 , tenha um maior contributo na radiação total em detrimento da componente de onda curta, I_2 , o qual corresponde à radiação fotossintética activa, PAR (equação (47)).

Portanto, o aumento de R_1 corresponde ao decréscimo do PAR ao longo da coluna de água, isto é, corresponde a pouca actividade fotossintética nas camadas intermédia e de fundo e, portanto um baixo crescimento de microplâncton, nessas zonas. Consequentemente, este baixo crescimento de microplâncton traduz-se em baixas concentrações de Chl-*a* e DO, e em concentrações de NO_3 mais elevadas, devido ao consumo de nutrientes, à superfície, pelo fitoplâncton.

O aumento de R_1 provoca uma diminuição do PAR, induzindo a acumulação de biomassa fitoplanctónica, junto à superfície e um défice nas camadas intermédia e de fundo. Por outro lado, a diminuição de R_1 , implica um aumento do PAR através da coluna de água e, portanto, um elevado crescimento da biomassa microplânctónica nas camadas mais

profundas, uma vez que o microplâncton terá luz suficiente e nutrientes mais junto ao fundo.

A influência da fracção de onda curta da radiação solar incidente (R_2)

O R_2 tem em conta a atenuação rápida do PAR na camada de superficial. Para estimar a importância da fracção de onda curta da radiação solar incidente R_2 , variou-se este parâmetro no intervalo [0.2, 0.6] onde 0.4 corresponde ao valor de referência (Tabela II e III).

Embora este parâmetro tenha essencialmente implicações biológicas, a temperatura também sofre variações na coluna de água, regra geral, pouco significativas (cerca de 0.5°C), na estação junto à costa, como mostram as Figura 37 e 38. Uma diminuição de R_2 relativamente à simulação de referência traduz-se num ligeiro aumento da temperatura à superfície e uma diminuição no fundo, enquanto que o aumento de R_2 se traduz num aumento geral da temperatura em toda a coluna de água.

Relativamente às variáveis biológicas observar-se que a diminuição de R_2 ($R_2=0.2$) apresenta, na estação junto à costa, valores mais elevados de Chl-*a* à superfície (2.25 vs 1.18mgChl/m³), relativamente aos valores de referência, decrescendo ao longo da coluna de água (1.34 vs 2.92mgChl/m³ na camada intermédia e 0.79 vs 2.32mgChl/m³ no fundo).

As concentrações de OD são mais baixas quando comparadas com as concentrações de referência, em ambas as estações, como mostram as tabelas II e III, embora a tendência dos perfis seja idêntica à referência, isto é, diminuição da concentração com a profundidade.

O NO₃ apresenta na camada intermédia e na camada de fundo concentrações elevadas (5.477 vs 1.417mmolN/m³ na camada intermédia e 9.940 vs 2.137mmolN/m³ na camada de fundo), junto à costa. Ao largo observam-se concentrações mais elevadas relativamente à referência, apresentando nas camadas intermédia e de fundo valores da ordem dos 10mmolN/m³ e 12mmolN/m³, respectivamente, como mostra a tabela III e a Figura 37(d).

O caso $R_2=0.6$ apresenta concentrações de Chl-*a*, à superfície e na camada intermédia, superiores à simulação de referência embora a diferença não seja significativa (0.18mgChl/m³, à superfície, e 0.3mgChl/m³ na camada intermédia) No fundo, devido ao

aumento significativo do PAR, as concentrações de Chl-*a* são máximas (3.39 vs 2.32mgChl/m³).

O OD mostra um ligeiro aumento das suas concentrações em toda a coluna de água (8.43 vs 8.40mgO/m³ à superfície, 8.33 vs 8.18mgO/m³ na camada intermédia). Ao largo o comportamento é semelhante como mostram os resultados da tabela III e da Figura 38(h).

Junto à costa, as concentrações de NO₃, na camada intermédia, são mais baixas comparadas com o valor obtido na simulação de referência (0.285 vs 1.417mmolN/m³). No entanto, no fundo as concentrações são mais elevadas (2.930 vs 2.137mmolN/m³). Ao largo esta tendência é mais significativa, 0.006 vs 2.256 mmolN/m³, na camada intermédia, embora no fundo apresente valores superiores (cerca de 1.5mmolN/m³).

Ao analisar a relação (29) para R_2 , podemos concluir que um valor elevado para este parâmetro (0.6) corresponde a uma situação de fraca atenuação do PAR, e a sua disponibilidade em zonas mais profundas da coluna de água. Assim a profundidade do máximo de Chl-*a* aumenta, localizando-se próximo do fundo, observando-se aí um aumento da concentração de Chl-*a*. Por outro lado, um valor baixo de R_2 (0.2) implica uma diminuição do PAR através da coluna de água e o máximo da Chl-*a* localiza-se próximo da superfície.

O NO₃ para o caso $R_2=0.2$ é elevado no fundo, pois como seria de esperar, o fitoplâncton desenvolve-se mais à superfície (como indicam as concentrações mais elevadas de Chl-*a*, *junto à superfície*), consumindo menos nitratos nas zonas mais profundas. No caso $R_2=0.6$ os valores mais elevados de NO₃ poderão ser indicadores de um processo de remineralização que ocorre junto ao fundo.

A influência do coeficiente de atenuação óptica para a radiação infravermelha (k_1)

O k_1 representa o inverso da profundidade de atenuação. Essa profundidade é usualmente da ordem de 1m, pelo que a radiação infravermelha é quase completamente absorvida na camada superficial. Para compreender melhor a importância deste parâmetro variou-se k_1 no intervalo [3,10] sendo o valor de referência 5 (Tabela II e III). Uma vez que os resultados para $k_1=3$ não apresentaram alterações significativas nas variáveis em estudo apenas serão apresentados e analisados os resultados relativos a $k_1=10$.

Para k_1 elevado ($k_1=10$), a temperatura, junto à costa (S_1), diminui cerca de 0.8°C junto à superfície e 0.6°C no fundo, relativamente à simulação de referência (Tabela II). Ao largo (S_2) a temperatura tem a mesma tendência, embora as variações mais significativas ocorram nos primeiros 40 m de profundidade Figura 38 (b).

Relativamente à Chl-a constata-se que na estação S_1 o perfil obtido para $k_1=10$ é semelhante ao obtido para a simulação de referência ($k_1=5$) mas as suas concentrações à superfície estão sobrestimadas (1.66 vs 1.18mgChl/m^3), contudo junto ao fundo os valores estão ligeiramente subestimados (2.12 vs 2.32mgChl/m^3).

O pico máximo de Chl-a (2.80 vs 2.92mgChl/m^3) situa-se aos 20m de profundidade tal como a referência mas a concentração é ligeiramente superior (Figura 38(e), Tabela II) Ao largo o perfil é praticamente coincidente com o perfil de referência até aos 55m de profundidade. No entanto, as concentrações de Chl-a diminuem cerca de 0.5mg/m^3 , no fundo (Figura 38(f), Tabela III).

O OD não apresenta variações significativas quando comparado com a simulação de referência, embora, na estação S_1 , se registe diminuição da sua concentração a partir dos 20m de profundidade (Figura 37(g-h)).

Embora o NO_3 , não apresente variações significativas nas camadas mais superficiais estas surgem nas camadas intermédias onde se verificam concentrações ligeiramente mais elevadas do que na simulação de referência (2.032 versus 1.417mmolN/m^3) e sobretudo na camada de fundo (5.741 vs 2.137mmolN/m^3), junto à costa. Ao largo as concentrações também são mais elevadas a partir da camada intermédia, apresentando nesta uma concentração de aproximadamente 2.708mmolN/m^3 e 11mmolN/m^3 junto ao fundo, como mostra a tabela III e a Figura38 (d).

Ao analisar a relação (27) podemos ver que um aumento de k_1 corresponde a um aumento do decaimento da radiação incidente na camada superficial, conduzindo, portanto a uma situação de aquecimento das águas superficiais e um arrefecimento das águas mais profundas. No entanto, como era esperado a variação de k_1 não afecta significativamente a distribuição das restantes variáveis biológicas, apenas se registam pequenas variações nas suas concentrações exceptuando o NO_3 nas camadas mais profundas.

4.4.1.2.A influência da razão clorofila/carbono autotrófico (χ_a)

Para melhor compreender a influência de χ_a , variou-se este parâmetro no intervalo [2, 4], com $\chi_a=2.5$ correspondendo ao valor de referência. Quando comparados com o caso de referência obtêm-se os seguintes resultados:

O caso $\chi_a=2.0$, que corresponde a um baixo valor da razão clorofila/carbono autotrófico, apresenta uma concentração de Chl-*a* ligeiramente mais baixa, em toda a coluna de água quando comparada com a simulação de referência (1.06 vs 1.18mgChl/m³ à superfície, 2.46 vs 2.92mgChl/m³ na camada intermédia e 1.75 vs 2.32mgChl/m³ no fundo). Ao largo também se regista uma tendência similar (Tabela III). Analisando a Figura 37(e-f) constata-se que o pico de Chl-*a* se situa próximo da superfície relativamente ao caso de referência (aos 20m, junto à costa e aos 40m ao largo).

Os perfis de OD, em ambas as estações, (S1 e S2) não apresentam variações significativas relativamente à referência (Figura 37(g-h), tabelas II e III).

Uma vez que uma menor concentração de Chl-*a* (fitoplâncton) implica menos consumo de nutrientes, as concentrações de NO₃ apresentam valores significativamente elevados, sobretudo abaixo da camada intermédia (2.417 vs 1.417mmolN/m³ na camada intermédia e 3.329 vs 2.137mmolN/m³ na camada de fundo), junto à costa. O mesmo comportamento é observado ao largo (4.211 vs 2.256mmolN/m³ na camada intermédia e 10.728 vs 7.743mmolN/m³ na camada de fundo).

Pelo contrário, o caso $\chi_a=4.0$ apresenta concentrações de Chl-*a*, mais elevadas sobretudo na camada intermédia (Figura 38(e-f)), onde se registam os máximos de Chl-*a* (4.38 vs 2.92mgChl/m³, junto à costa e 4.31 vs 2.94mgChl/m³, ao largo). As concentrações de OD também não apresentam variações significativas (Figura 38(g-h)).

As concentrações de NO₃ estão, em geral, de acordo com os valores esperados (Ref.* e dados observados) com excepção da camada de fundo, na estação S2, onde a concentração é superior à de referência, 10mmolN/m³ (Tabela II e III, Figura 38(c-d)). Todavia este aumento pode estar relacionado com a mineralização da matéria orgânica, que regenera em nitratos.

A relação (51) mostra que a taxa de crescimento do microplâncton varia linearmente com χ_a , a razão clorofila/carbono autotrófico. Espera-se assim que variações nos valores de

χ_a , repercutam proporcionalmente nas variações de concentração de Chl-a. Os valores elevados de χ_a , induzem o crescimento elevado de fitoplâncton, o que afecta negativamente o consumo de nutrientes e as concentrações de NO_3 .

4.4.1.3.A influência da respiração autotrófica (r_{0a} , b_a)

Para melhor compreender a influência da respiração basal autotrófica, r_{0a} , variou-se este parâmetro no intervalo [0.01, 0.3], onde $r_{0a} = 0.02$ corresponde ao valor de referência. Por outro lado, b_a , representa o declive na relação respiração autotrófica/crescimento autotrófico (52), variou no intervalo [0.1, 2.0], onde $b_a = 0.5$ corresponde ao valor de referência (Tabelas II e III). Quando comparado com o caso de referência obtêm-se os seguintes resultados:

O caso $r_{0a} = 0.01$, que corresponde a um valor baixo para a respiração basal autotrófica, não se observa variação significativa da concentração de Chl-a tanto ao largo como junto à costa (Figura 37 (e-f), tabelas II e III). O mesmo acontece com as concentrações de OD e NO_3 . Este facto pode dever-se ao valor r_{0a} ser muito próximo de valor usado na calibração, ou eventualmente a uma situação de baixo metabolismo.

Para o caso $r_{0a} = 0.3$, correspondente a um valor elevado da respiração basal autotrófica, observa-se um aumento da concentração de Chl-a, à superfície relativamente à situação de referência (1,47 vs 1.18mgChl/m³, junto à costa). As concentrações na coluna de água são inferiores, nomeadamente no fundo. (0.84 vs 2.32mgChl/m³, junto à costa e 0.23 vs 1.38 mgChl/m³, ao largo). O máximo de concentração ocorre próximo dos 15m de profundidade, junto à costa, e dos 35 m, ao largo (Figura 38(e-f)).

Embora as concentrações superficiais de OD não variem muito elas acompanham o decréscimo de Chl-a, na coluna de água. Verifica-se um decréscimo a partir da camada intermédia e no fundo, tanto junto à costa como ao largo (Figura 38(g-h), Tabelas II e III).

As concentrações de NO_3 são consideravelmente elevadas, junto à costa (0.03 vs 0.002mmolN/m³, na superfície; 5.260 vs 1.417mmolN/m³ na camada intermédia e 5.809 vs 2.137mmolN/m³, na camada de fundo). Ao largo o comportamento é semelhante (Figura 38(d)), em especial na camada intermédia onde a concentração de NO_3 é elevada (9 mmolN/m³ vs 2.256mmolN/m³).

É importante notar que as baixas concentrações de Chl-*a*, na camada intermédia e no fundo são acompanhadas por elevadas concentrações de NO₃, o que significa que este não está a ser consumido pelo fitoplâncton.

No caso $b_a=0.1$ correspondente a um valor baixo para a respiração autotrófica/crescimento autotrófico (52), podemos observar uma ligeira diminuição da concentração de Chl-*a* na superficial e camada intermédia e um aumento moderado no fundo (2.95 vs 2.32mgChl/m³ no fundo). Ao largo o comportamento é idêntico (Tabela III)

As concentrações de OD, não sofrem variações significativas sobretudo à superfície. Na coluna de água decrescem cerca de 0.1mgO/l. As concentrações de NO₃, junto à costa também não sofrem grandes variações relativamente a Ref*, sendo ligeiramente superiores. Ao largo pelo contrário os nutrientes sofreram uma diminuição na camada intermédia (1.598 vs 2.256mmolN/m³) mas no fundo apresentam um aumento de quase 6mmolN/m³).

Por outro lado, o caso $b_a=2.0$, correspondente a um valor elevado para a razão respiração autotrófica/crescimento autotrófico, mostra uma significativa diminuição das concentrações de Chl-*a* nas camadas intermédia e de fundo (1.46 vs 2.92mgChl/m³ na camada intermédia e 0.71 vs 2.32mgChl/m³ no fundo) mas uma concentração mais elevada (2.41 vs 1.18mg Chl/m³), à superfície.

As concentrações de OD seguem a mesma tendência diminuindo sobretudo a partir da camada intermédia até ao fundo, em ambas as estações, S1 e S2. As concentrações de NO₃ apresentam valores elevados na coluna de água (7.788 vs 1.417mmolN/m³ na camada intermédia e 7.960 vs 2.137mmolN/m³ na camada de fundo), junto à costa.

Como podemos observar na relação (48), a taxa de crescimento de microfitoplâncton diminui linearmente com a respiração autotrófica, r_a , a qual depende de r_{0a} e b_a , bem como da respiração heterotrófica, r_h .

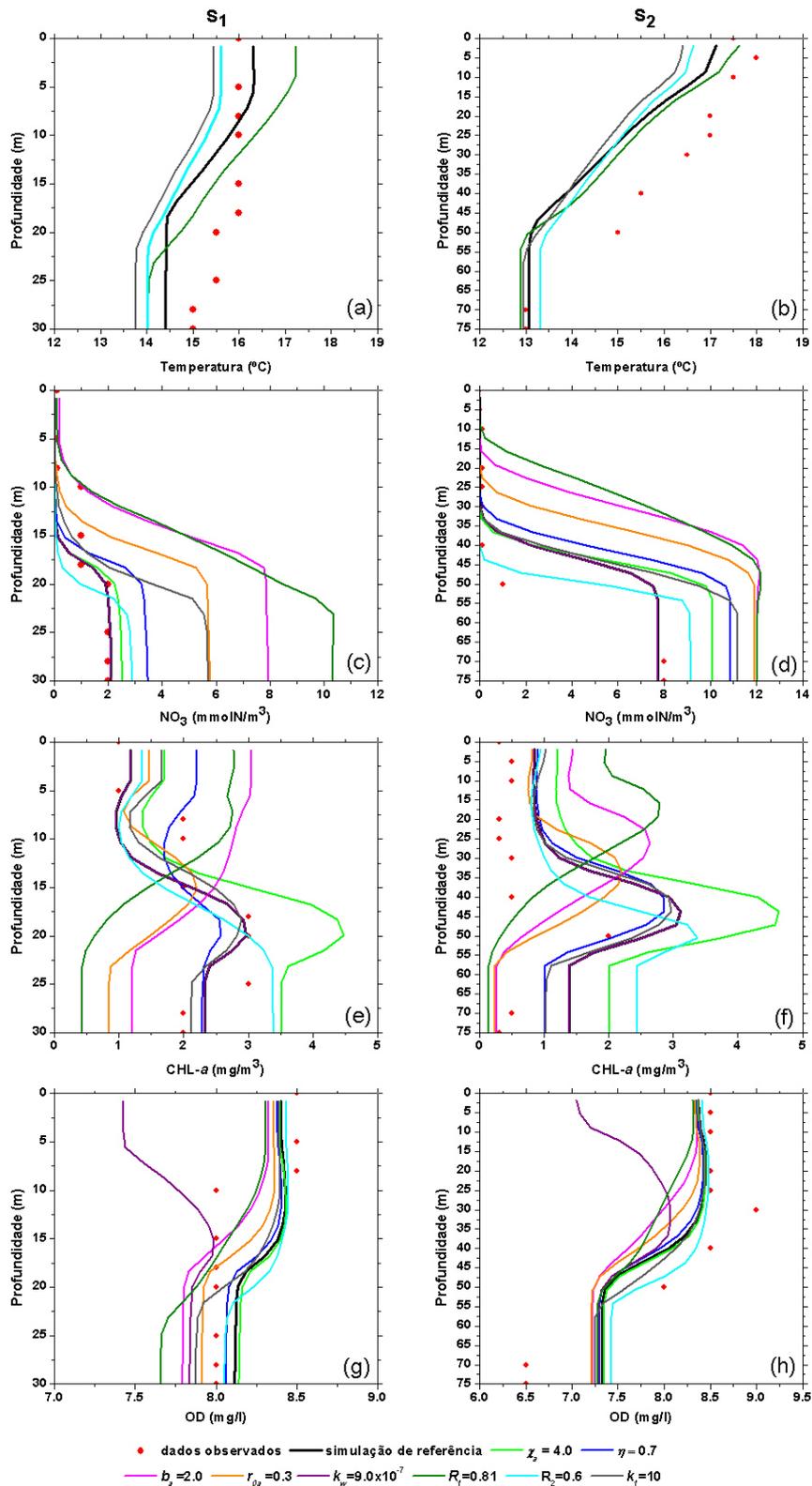


Figura 38: Perfis verticais de temperatura, clorofila-a (Chl-a), oxigénio dissolvido (OD) e nitratos (NO_3), para os parâmetros principais do modelo. Simulações de sensibilidade versus simulação de referência. Valor do parâmetro de sensibilidade superior ao da calibração.

Quando a respiração autotrófica se torna importante, aumenta o seu impacto negativo no processo de crescimento e a concentração de Chl-*a* decresce. Por outro lado, alterações no crescimento fitoplanctónico afectam o consumo de nutrientes, ou seja, a respiração basal autotrófica ao abrandar o crescimento fitoplanctónico, contribui para reduzir o consumo de nutrientes, aumentando assim a concentração de NO₃. Por outro lado, o aumento de respiração basal autotrófica leva ao aumento de consumo de oxigénio pelo fitoplâncton. Contudo, como o crescimento fitoplanctónico é lento, o balanço de oxigénio depende das variações dos diferentes processos autotróficos.

Uma análise das relações (51) e (52) dá-nos uma boa compreensão destes resultados. O aumento do consumo de oxigénio pela respiração pode ser o principal responsável pela redução da concentração de OD, enquanto que uma diminuição da produção de OD devido à baixa concentração de Chl-*a* poderá produzir o mesmo efeito. Contudo, em todas as simulações as concentrações de OD não registaram variações significativas, o que sugere que a respiração autotrófica afecta muito pouco o oxigénio dissolvido da coluna de água, num sistema aberto sob influência de interacções diversas.

4.4.1.4.A influência da fracção heterotrófica (η)

A fracção heterotrófica, η , é definida como a razão entre a concentração de heterotróficos e a concentração total (autotróficos e heterotróficos). Para melhor compreender a influência de η variou-se este parâmetro no intervalo [0.2, 0.7], onde o valor $\eta=0.45$ corresponde ao valor de referência. Quando comparados com a referência obtém-se os seguintes resultados:

Para valores de η baixos ($\eta=0.2$) as concentrações de Chl-*a* aumentam significativamente na coluna de água sendo máximo junto à costa, próximo do fundo (Figura 37 (e), Tabela II). Ao largo o máximo de concentração situa-se abaixo dos 50 m e atinge valores superiores a 4 mgChl/m³ (Figura 37(f)). O OD aumenta cerca de 0.2 mgO/l em toda a coluna de água tanto junto à costa, como ao largo. Por outro lado as concentrações de NO₃ diminuem, nomeadamente nas camadas mais profundas.

Para valores elevados de η , ($\eta=0.7$), observa-se uma redução significante nos valores da concentração de Chl-*a* sobretudo à superfície e no fundo (0.82 vs 1.18mgChl/m³, à superfície e 1.01 vs 2.32mgChl/m³ no fundo) junto à costa. Um comportamento diferente é observado na estação S2 onde, tanto à superfície como no fundo, se observam concentrações mais elevadas relativamente ao perfil de referência enquanto que na

camada intermédia esse valor diminui (Figura 38(f)). As concentrações de OD não sofrem variações significativas.

A concentração de NO_3 acompanha a concentração de Chl-a, apresentando um aumento significativo da concentração na camada intermédia e no fundo (2.610 vs 1.417mmolN/m³ na camada intermédia e 3.5 vs 1.137mmolN/m³ na camada de fundo), junto à costa. Ao largo a tendência é semelhante e as concentrações são ainda mais elevadas.

A relação (51) mostra que a taxa de crescimento do microplâncton, μ , diminui com η , a fracção heterotrófica, numa proporção igual à da taxa da respiração heterotrófica, r_h . Por outro lado, r_h aumenta linearmente com a taxa de crescimento do fitoplâncton, $\mu_1(I_p)$, numa proporção igual à taxa de crescimento, b_h (52).

De facto, como a fracção de espécies heterotróficas e autotróficas aumentam, o consumo do fitoplâncton pelas espécies heterotróficas também aumenta, contribuindo para o decréscimo da concentração de fitoplâncton. Por outro lado, o aumento da respiração heterotrófica corresponde a um aumento do metabolismo heterotrófico. Nestas condições, é de esperar um aumento do consumo do fitoplâncton pelos heterotróficos, uma redução líquida da taxa de crescimento do fitoplâncton e do consumo de nutrientes.

O aumento da fracção de heterotróficos contribui para um aumento do consumo de oxigénio pelos heterotróficos, e afecta negativamente o crescimento de fitoplâncton bem como a produção de oxigénio. Todavia, como era de esperar, em todas as simulações as concentrações de OD não apresentam variações significativas o que sugere que a respiração heterotrófica apenas afecta ligeiramente o teor total de oxigénio dissolvido na coluna de água.

4.4.1.5.A influência da dependência do vento no fluxo de oxigénio através da superfície (k_w)

O parâmetro k_w determina a dependência do vento na equação (57-59) do fluxo de oxigénio através da interface ar/água. O Oxigénio é a única variável em estudo que necessita de uma condição fronteira para o fluxo de oxigénio à superfície devido às trocas contínuas entre o oceano e a atmosfera. Este parâmetro variou num intervalo [9×10^{-7} , 9×10^{-9}] sendo o seu valor de referência 9×10^{-8} .

Analisando os resultados das Tabelas II e III e as Figuras 37 e 38 observa-se que variação deste parâmetro afecta exclusivamente o comportamento do oxigénio na coluna de água sobretudo junto às camadas mais superficiais. Assim ao aumentar k_w observa-se uma diminuição significativa de oxigénio junto à superfície tanto junto à costa como ao largo. Junto à costa esta variação reflecte-se em toda a coluna de água devido à baixa profundidade (Figura 37 (g-h)). Por outro lado, ao diminuir k_w as concentrações à superfície aumentam, em ambas as estações, embora neste caso as variações de concentração não sejam tão significativas (Figura 38 (g-h)).

Analisando as relações (57-59) constata-se que aumentando k_w deverá ocorrer um fluxo de oxigénio do oceano para a atmosfera e o que explica a diminuição observada. Por outro lado, ao diminuir substancialmente este parâmetro estamos a diminuir o coeficiente de troca (58) e portanto o oxigénio mantém-se na coluna de água (57).

4.5. Discussão dos resultados e conclusões

A análise de sensibilidade do modelo discutida na secção anterior, mostrou como os resultados do modelo são sensíveis à variação de alguns parâmetros que controlam os processos físicos e biológicos, assim como até onde se pode estender a influência das incertezas desses valores na precisão da calibração do modelo.

Os resultados mostraram que o modelo simulou a resposta do sistema a situações de ventos favoráveis ao afloramento costeiro para a região costeira centrada em Aveiro.

Quando comparada com as observações (Moita, 2001), os resultados mostram que o modelo é capaz de prever satisfatoriamente as distribuições da temperatura, dos nutrientes e da Chl-*a* na área em estudo, junto à costa. Ao largo estas distribuições apresentam diferenças consideráveis que estarão relacionadas com o facto de as estações escolhidas estarem muito próximas das fronteiras, sofrendo interferência das condições nelas impostas.

Em geral, os resultados simulados evidenciam que, durante um evento de afloramento, a distribuição de temperatura nas águas mais costeiras é caracterizada por um padrão de isotérmicas, quase paralelo à costa, e por um aumento do declive das isotérmicas próximo da costa, gerando uma estratificação termal ao largo e uma estrutura bem misturada junto à costa.

Os resultados do modelo apresentam uma termoclina que se situa a uma profundidade compreendida entre os 20 e os 30m abaixo da superfície do mar e permite estimar a profundidade da zona eufótica entre os 20-40m de profundidade o que está de acordo com as sugeridas pelas observações. Na zona eufótica observa-se uma camada de elevada concentração de fitoplâncton junto à costa e um máximo de Chl-a que se estende para largo, ao longo da picnoclina e da nutriclina.

A simulação de calibração prevê satisfatoriamente os valores máximos de concentração da Chl-a e a profundidade do seu máximo (25m), junto à costa, embora subestime essa profundidade ao largo, uma vez que o máximo subsuperficial de Chl-a se situa aos 40m em vez de aos 50m como foi observado nos dados de Moita (2001).

Os elevados valores de concentração de Chl-a bem como a importante relação entre a temperatura e a concentração de nitrato evidenciam que os nutrientes aflorados pelas águas mais profundas são devidos a dois factores ambientais, a luz e a disponibilidade de nutrientes, os quais não se apresentam como factores limitantes para o crescimento planctónico para a época de Verão, na região costeira de Aveiro.

Na realidade, durante este período, a zona eufótica é suficientemente profunda e a subida da nutriclina elimina a possibilidade do crescimento planctónico ser limitado pelos nutrientes. Portanto durante o Verão, a disponibilidade de nutrientes torna-se um factor importante de controlo no crescimento planctónico na área de estudo.

A quase inexistência de nutrientes à superfície, no período em estudo, poderá estar relacionada com o contínuo consumo de nutrientes pelo fitoplâncton, situação típica de situação de *upwelling* (Moita, 2001). A elevada concentração de oxigénio dissolvido na coluna de água é o reflexo da importante produção primária que ocorre no interior da zona eufótica durante esta época do ano.

Os resultados evidenciam o papel crucial desempenhado pelos processos físicos no crescimento de fitoplâncton que ocorre ao longo de uma estreita área da costa norte portuguesa. Evidência ainda a estreita ligação entre a distribuição superficial de fitoplâncton e a distribuição de temperatura à superfície. A produtividade do fitoplânctónico que ocorre nas águas costeiras de Aveiro é portanto, não só atribuída à disponibilidade de nutrientes mas também ao aumento da intensidade luminosa. A luz e a intensidade dos ventos de norte/noroeste são os factores chave no controlo dos *blooms* de fitoplâncton observados nesta região de afloramento, nomeadamente na pouca profunda camada de mistura e na nutriclina.

CAPÍTULO 5

Aplicação do modelo ao estudo de cenários

Após a calibração e validação do modelo este foi aplicado ao estudo de cenários tendo por objectivo avaliar a influência dos diferentes forçamentos, na distribuição de temperatura e biomassa fitoplanctónica. O ponto de partida para este estudo baseou-se nas condições fronteira e na parametrização utilizadas na secção anterior.

As subsecções que se seguem apresentam os resultados de cenários usando como forçamento dados meteorológicos de: intensidade e direcção do vento, temperatura do ar, pressão e humidade do ar obtidos pelo modelo WRF (Weather Research and Forecast Model), Escolheram-se os seguintes cenários: Verão de 2005; Inverno de 2005, onde as condições de forçamento são típicas de Inverno; o *input* lagunar (Ria de Aveiro) considerando apenas a influência do caudal. A escolha do ano de 2005 teve como critério principal as condições de forçamento, nomeadamente os padrões de vento, menos propícios a ocorrência de afloramento, no caso do Verão (Figura 39) e desfavoráveis ao afloramento costeiro no caso do Inverno.

5.1. Verão 2005

No cenário de Verão o modelo foi forçado com dados meteorológicos (temperatura do ar, vento à superfície (Figura 39), pressão atmosférica, e humidade relativa) relativos ao Verão de 2005. Para além das duas secções verticais estudadas anteriormente foi incluída mais uma secção vertical (Av), perpendicular à linha de costa, localizada em frente à embocadura da Ria de Aveiro, como mostra a Figura 8.

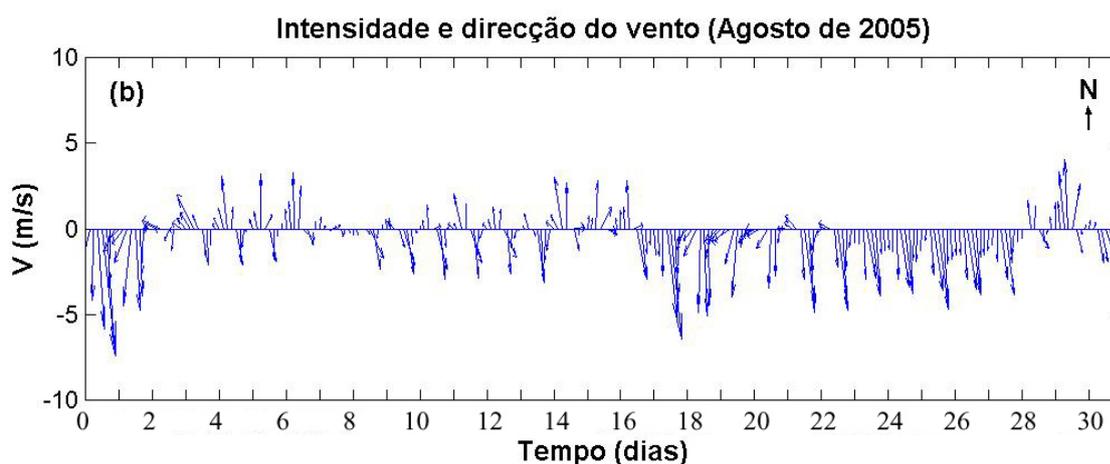


Figura 39: Intensidade e direcção do vento durante o mês de Agosto de 2005, obtidos pelo modelo WRF (Weather Research and Forecast Model).

A Figura 39 mostra que nos primeiros 15 dias do mês de Agosto o vento apresenta de intensidade, 2.5-3m/s, e direcção que alterna entre sul e norte, regime diferente observado anteriormente para o ano 1985 (Figura 9). Apenas a partir do dia 16 e durante um período de 12 dias, o vento apresenta direcção de norte/noroeste com intensidade média de 5 m/s.

A Figura 40 mostra evolução temporal de temperatura, NO_3 , Chl-a e OD, para as estações S1-S4, para o mês de Agosto de 2005.

A temperatura varia entre os 15,5°C e os 17°C à superfície nas estações S1 a S3. Na estação S4 a temperatura é mais elevada (18-18,5°C). Nas estações S1 e S2, as temperaturas nas camadas intermédia e de fundo é aproximadamente 13°C, aumentando à medida que se aproxima o final do mês, na camada intermédia (até aos 14°C). Na estação S3 as temperaturas da camada intermédia e de fundo são mais elevadas (14-15°C) aproximando-se da temperatura à superfície. Em S4 a temperatura à superfície é mais elevada (18-18,75°C) e na camada intermédia aumenta com o tempo (12,75-15°C).

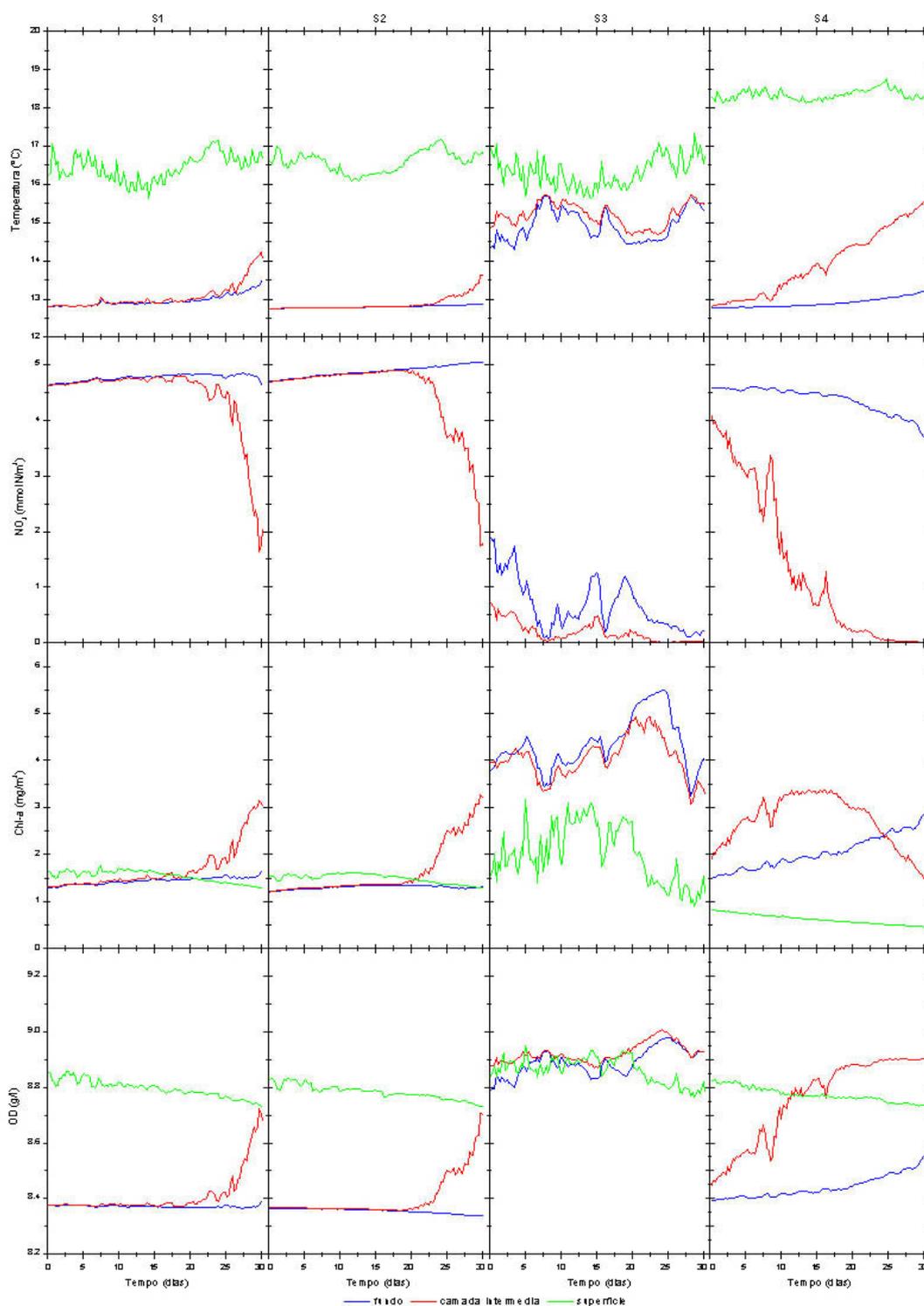


Figura 40: Séries temporais de temperatura, NO₃, Chl-a e OD, simulados, para as estações S1 (F. Foz) e S3 (V. Conde), junto à costa e as estações S2 (F. Foz) e S4 (V. Conde), ao largo, para o mês de Agosto de 2005.

As concentrações de NO₃ (Figura 40(e-h)) são quase nulas à superfície. No fundo todas as estações apresentam as concentrações máximas embora na estação S3 (Figura

40(g)) as concentrações sejam mais baixas relativamente às restantes estações, variando entre 2mmolN/m^3 no início do mês e concentrações próximas de zero no final do

Em todas as estações as concentrações de NO_3 diminuem na camada intermédia, no final do mês após um período de 5 dias de forçamento com ventos de norte, excepto na estação S4 onde essa diminuição se verifica ao longo de todo o período representado (Figura 40(h)).

A Chl-a apresenta máximos de concentração à superfície, nas estações S1 e S2, nas primeiras 3 semanas diminuindo ligeiramente a partir do dia 21 onde os valores máximos (3mg/m^3) passam a observar-se na camada intermédia. Na estação S3 o comportamento é muito variável, as concentrações máximas observam-se entre o fundo e a camada intermédia e as concentrações mínimas observam-se à superfície ($1\text{-}3\text{mg/m}^3$) como mostra a Figura 40(k). Na estação S4 as concentrações mínimas observam-se à superfície enquanto os máximos se encontram na camada intermédia, nas primeiras 3 semanas (Figura 40(l)).

O OD apresenta máximos de concentração à superfície nas estações S1 e S2 e mínimos no fundo. Na estação S3 as concentrações na coluna de água são muito próximas nas primeiras 3 semanas. Na estação S4 as concentrações são máximas à superfície nos primeiros 12 dias. Na camada intermédia observa-se um aumento das concentrações de OD a partir do dia 21.

Analisando a evolução temporal das variáveis, (Figura 40) e da direcção do vento, Figura 39, é visível a relação entre eles.

Os resultados deste cenário levam a concluir que após um período, de cerca de 5 dias, caracterizado por um vento de norte observa-se uma diminuição, embora ligeira da temperatura à superfície assim como uma diminuição da concentração de nitratos na camada intermédia. Em contrapartida a concentração de Chl-a regista um aumento. O OD na camada intermédia parece acompanhar o aumento de Chl-a indicando produção de oxigénio devido à realização da fotossíntese por parte do fitoplâncton. Estes resultados revelam uma situação de *upwelling*. A diminuição inesperada de Chl-a no final do mês poderá ser explicada pelo decréscimo abrupto de nutrientes nesta região.

Na estação S4, a diminuição de Chl-a no final do mês, onde era esperado que fosse máxima, poderá ser explicada pelo decréscimo abrupto de nutrientes nesta região.

A Figura 41 apresenta a distribuição horizontal de: temperatura, nutrientes (NO_3), clorofila-a (Chl-a) e oxigénio dissolvido (OD), simulados, para a camada superficial, nos dias 13 e 22 de Agosto. A distribuição de temperatura à superfície é quase homogénea, a Sul de Aveiro em ambos os dias (cerca de 17°C no dia 13 e $16,0^\circ\text{C}$ no dia 22 de Agosto). A Norte de Aveiro as temperaturas ao largo são cerca de 2°C mais elevadas do que junto à costa. Regista-se um arrefecimento da temperatura no tempo.

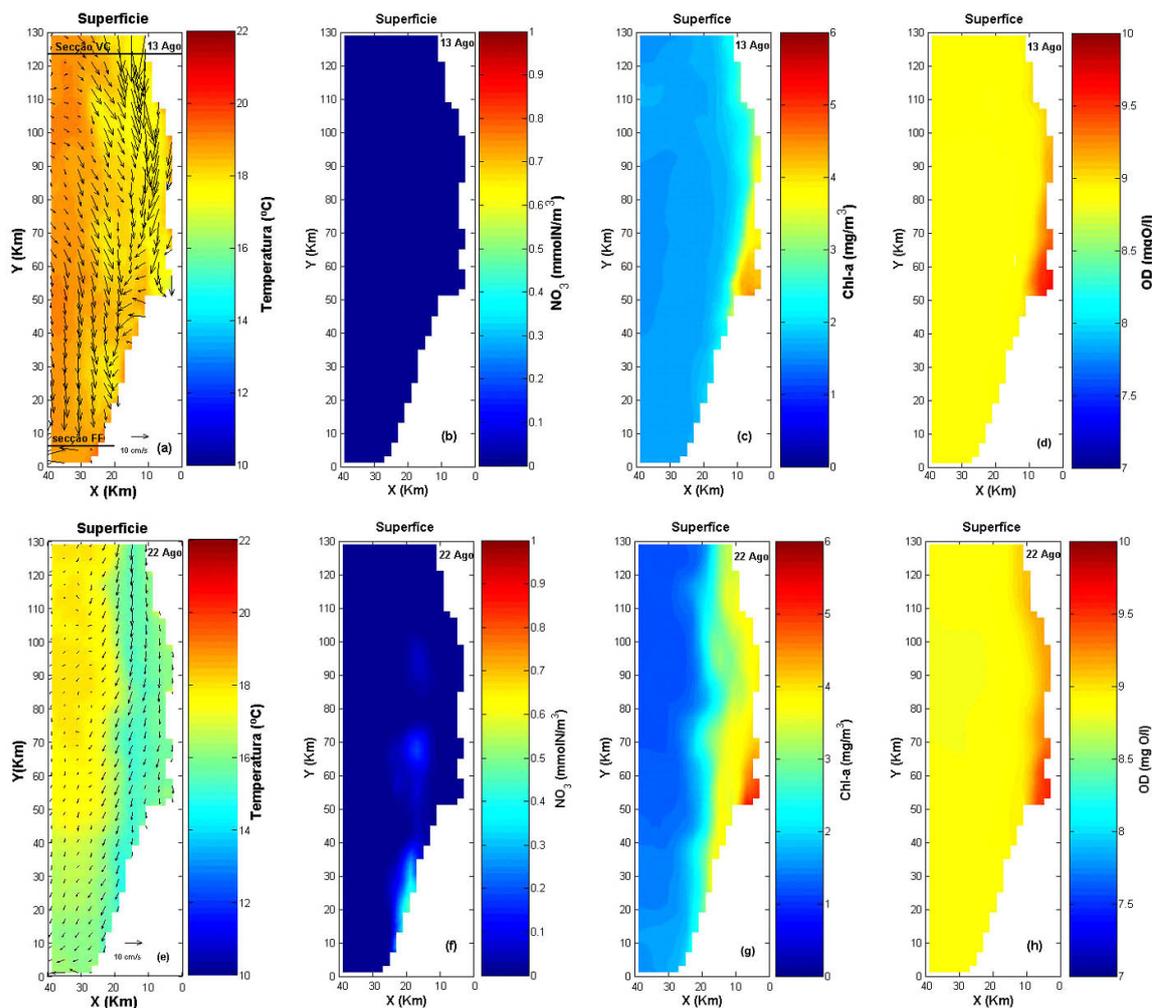


Figura 41: Distribuição horizontal de temperatura, nitratos (NO_3), clorofila-a (Chl-a) e oxigénio dissolvido (OD) à superfície simuladas pelo modelo, para os dias 13 e 22 de Agosto de 2005. As setas, no mapa de temperatura, representam as correntes à superfície.

Comparando os campos de temperatura simulados com as imagens de satélite, SST, (Figura 42), constata-se que não há grande acordo na distribuição de temperatura à superfície. A imagem de satélite apresenta ao largo uma mancha de águas de temperatura $1-1,5^\circ\text{C}$ mais elevadas que se estende ao longo de toda a extensão N-S. Apresenta ainda uma zona de águas mais frias junto à costa a norte de Aveiro, que

também não são traduzidas no campo simulado. Este facto, dever-se-á possivelmente à aos problemas de calibração relatados anteriormente mas também à eventual interferência da contribuição dos rios que não estão a ser contabilizados neste estudo.

No entanto a diminuição de temperatura no tempo também é visível quando se comparam às respectivas imagens SST, de satélite (cedida por MARETEC – IST) com os campos simulados (Figura 41(a) e 42).

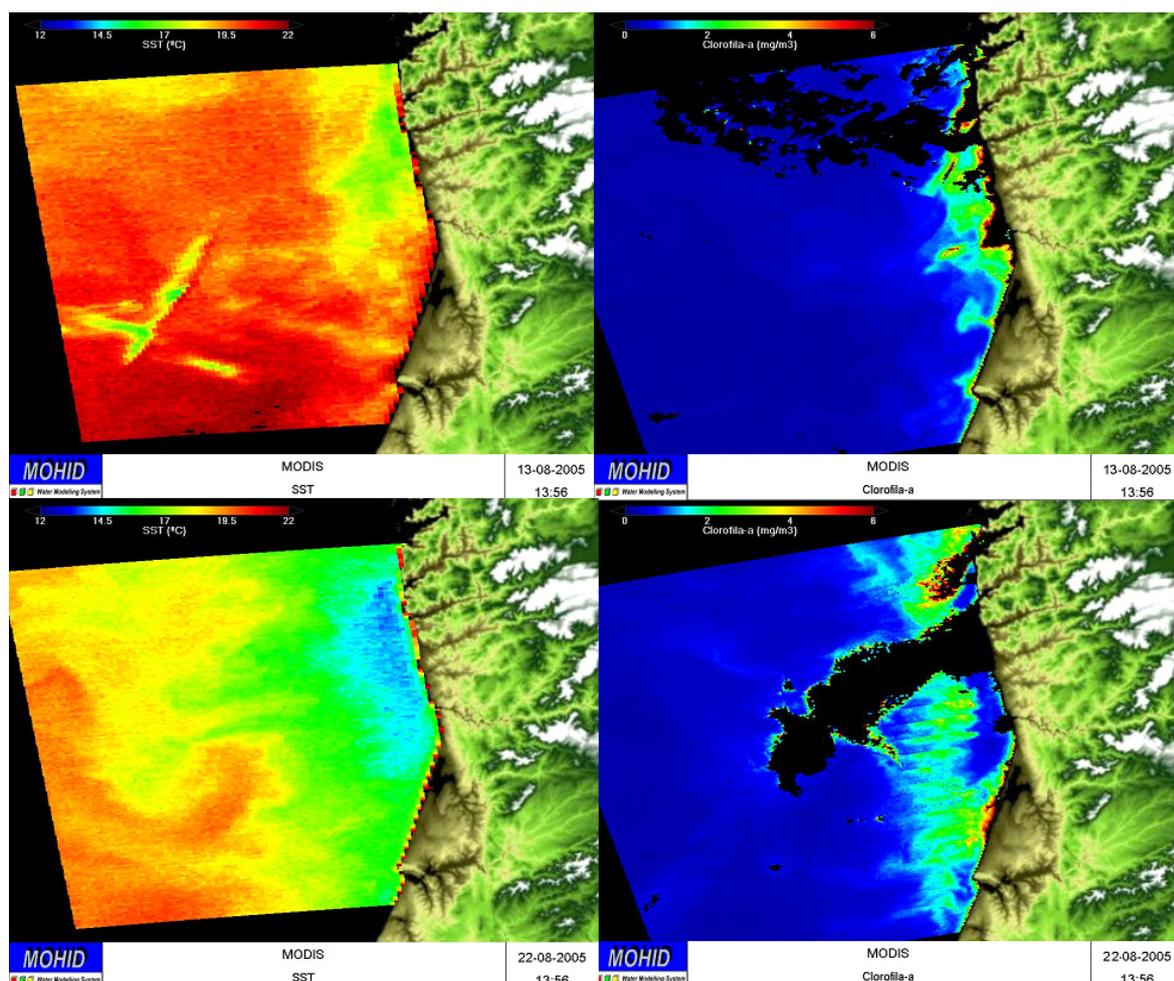


Figura 42: Imagens de Satélite para a temperatura SST e para a clorofila-a (Chl-a) obtidas a partir do sensor MODIS-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (<http://modis.gsfc.nasa.gov/>).

A Figura 43 (a-c) mostra as distribuições verticais da temperatura, para as três secções (FF, Av e VC), perpendiculares à linha de costa (dia 22 de Agosto). Essas distribuições evidenciam o afloramento costeiro, ao longo de toda a costa, reflectindo uma situação de *upwelling*. É ainda visível um aumento do declive das isotérmicas junto à costa, como resultado desse afloramento.

As temperaturas mais elevadas encontram-se numa camada superficial muito fina, com cerca de 5-10m. Abaixo dessa camada encontra-se uma camada de temperatura mais baixa, 13-12,7°C, indicando a presença de aforamento de águas frias vindas do fundo.

Os nitratos (Figura 41), apresentam concentrações praticamente nulas (1×10^{-3} mmolN/m³) em toda a superfície, como é esperado nesta época do ano, em ambos os dias representados. Observa-se na Figura 40(d-f) que a distribuição vertical de NO₃, em FF, apresenta aos 20 m de profundidade concentrações elevadas, cerca de 4mmolN/m³, (Figura 43(d), relativamente às concentrações de Verão de 1985. Nas secções a Norte, (Av) e (VC), observam-se valores baixos de concentração de nitratos aos 40m, junto à costa, aumentando para 6mmolN/m³ no fundo, ao largo, sobretudo na secção de (VC) (Figura 40(e-f)).

Os valores baixos de concentração de NO₃ em (Av) e (VC), poderão dever-se ao forte consumo de nitratos por parte do fitoplâncton, como evidência a Figura 43(g-i). Com efeito, as concentrações de Chl-a junto à costa são elevadas sobretudo na região a norte de Aveiro (5-6mgChl/m³) (Figura 41(c) e (g)). Nestas secções os máximos de concentração de Chl-a, junto à costa, situam-se próximo do fundo, estendendo-se depois através de uma pluma que se afunda para largo, entre os 30 e os 50m de profundidade. Na secção (FF) a pluma de maior concentração situa-se junto à costa, mais à da superfície, entre os 5 e os 10m de profundidade, e afunda-se ligeiramente para o largo, situando-se entre os 15 e os 25m de profundidade (Figura 43(c-d)).

Comparando a distribuição horizontal de temperatura à superfície (Figura 41(c)) com as distribuições dada pela imagens de satélite SST (Figura 42) constata-se que o modelo subestima a distribuição apresentada nas imagens de satélite ao largo. Junto à costa a distribuição simulada está de acordo com a imagem, todavia na imagem a Norte de Aveiro o modelo falha em reproduzir a pluma de água fria (15°C). No que concerne a Chl-a os padrões não são reproduzidos totalmente, embora a gama de valores seja idêntica. A pluma de maiores concentrações que se estende ao longo da costa está localizada mais ao largo na imagem satélite

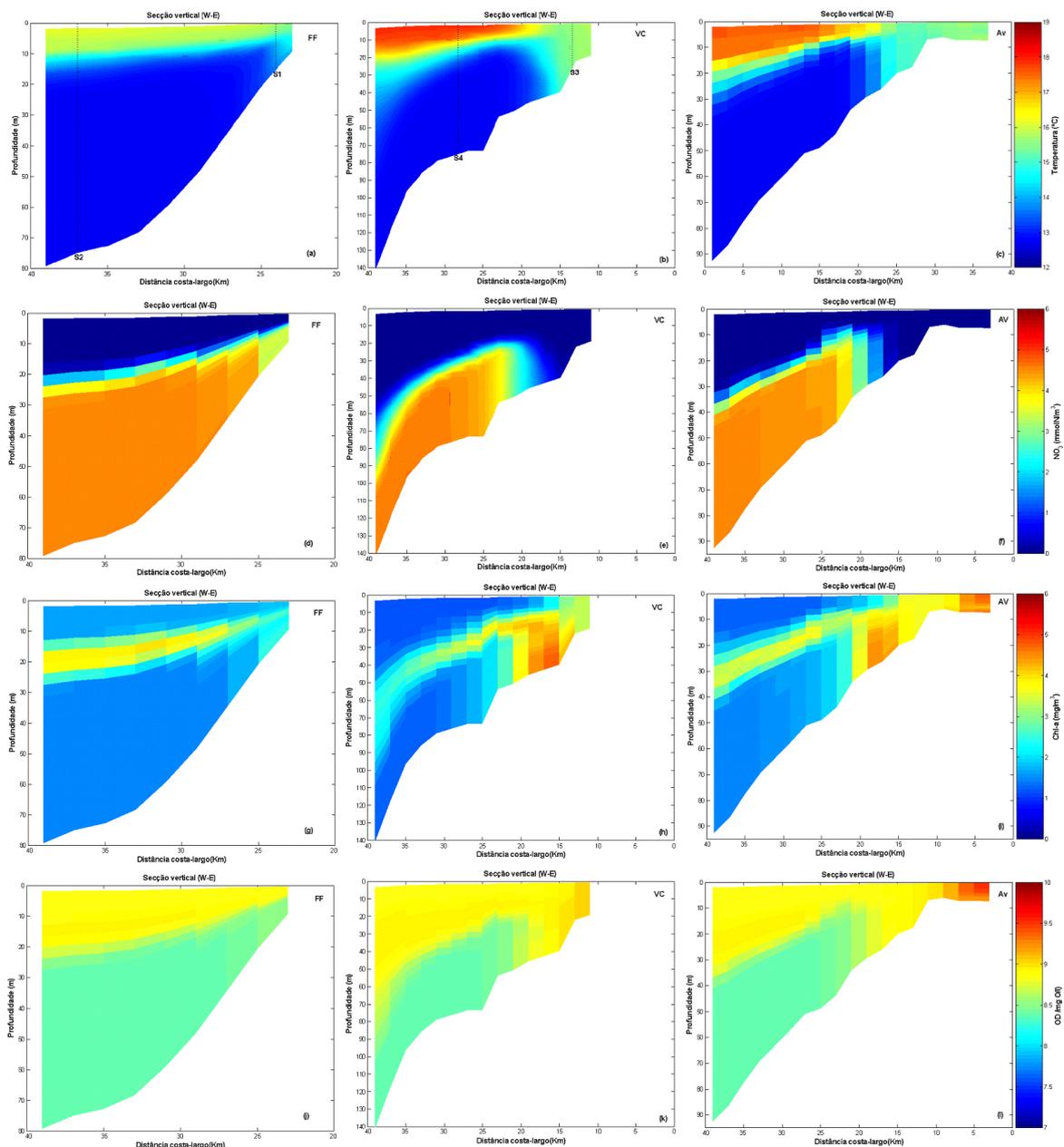


Figura 43: Distribuição vertical da temperatura, nutrientes (NO_3), clorofila-a (Chl-a) e oxigénio dissolvido (OD) simulados, para 3 secções verticais (W-E): (a) Figueira da Foz (FF) (b) Vila do Conde (VC) e (c) Aveiro (Av), para o dia 22 de Agosto de 2005

Relativamente à distribuição das concentrações de OD nas 3 secções constata-se que estas acompanham os máximos de Chl-a (Figura 43 (j-l)). Nas secções (Av) e (VC) estes máximos situam-se bem junto à costa (Figura 43 (k-l)).

Os resultados deste cenário confirmam o esperado. Após um evento de ventos de norte/noroeste o afloramento costeiro de águas frias ricas em nutrientes proporciona o crescimento de fitoplâncton que se traduz num aumento das concentrações de Chl-a e

OD. Apesar das discrepâncias observadas anteriormente entre os resultados simulados e as imagens satélites, pode-se concluir que o modelo simula qualitativamente os padrões.

5.2. Inverno 2005

No cenário de Inverno o modelo foi forçado com dados meteorológicos (temperatura do ar, vento à superfície (Figura 44), pressão atmosférica, e humidade relativa) relativos ao Inverno de 2005, situação em que os ventos são em geral de sul, sobretudo nos primeiros 15 dias do mês, como mostra a Figura 44. Esta é uma situação propícia ao efeito de *downwelling* (convergência das águas superficiais para a costa e respectivo transporte para o fundo).

Tal como para o cenário anterior, para além das duas secções consideradas anteriormente, considerou-se uma secção vertical suplementar (Av), perpendicular à linha de costa, em frente à embocadura da Ria de Aveiro, como mostra a Figura 8.

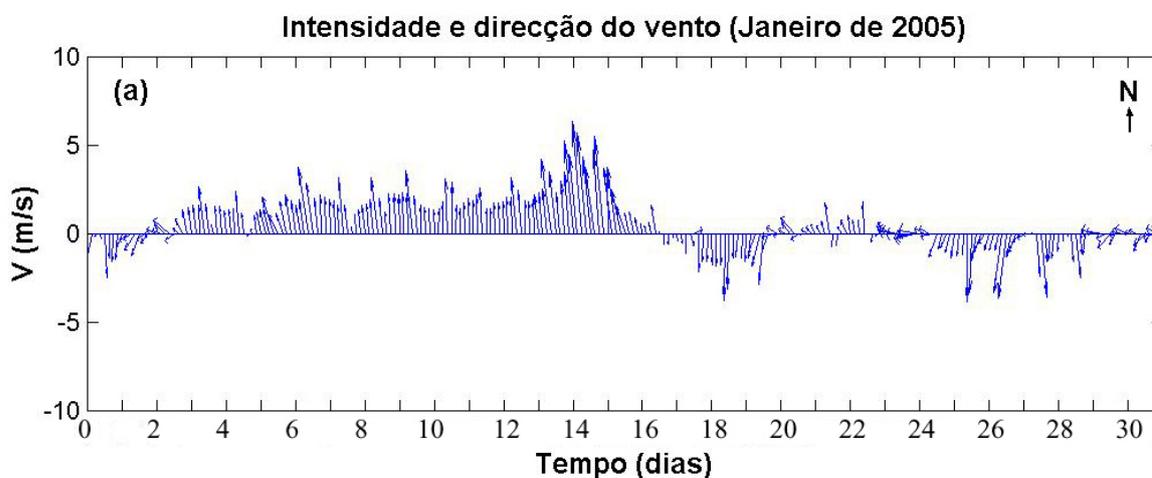


Figura 44: Intensidade e direcção do vento para o mês de Janeiro de 2005, obtidos pelo modelo WRF (Weather Research and Forecast Model).

Na Figura 45 está representada a evolução temporal para cada uma das variáveis em estudo, nas estações S1 a S4, para o mês de Janeiro de 2005, para 3 camadas (camada superficial, camada intermédia e camada de fundo).

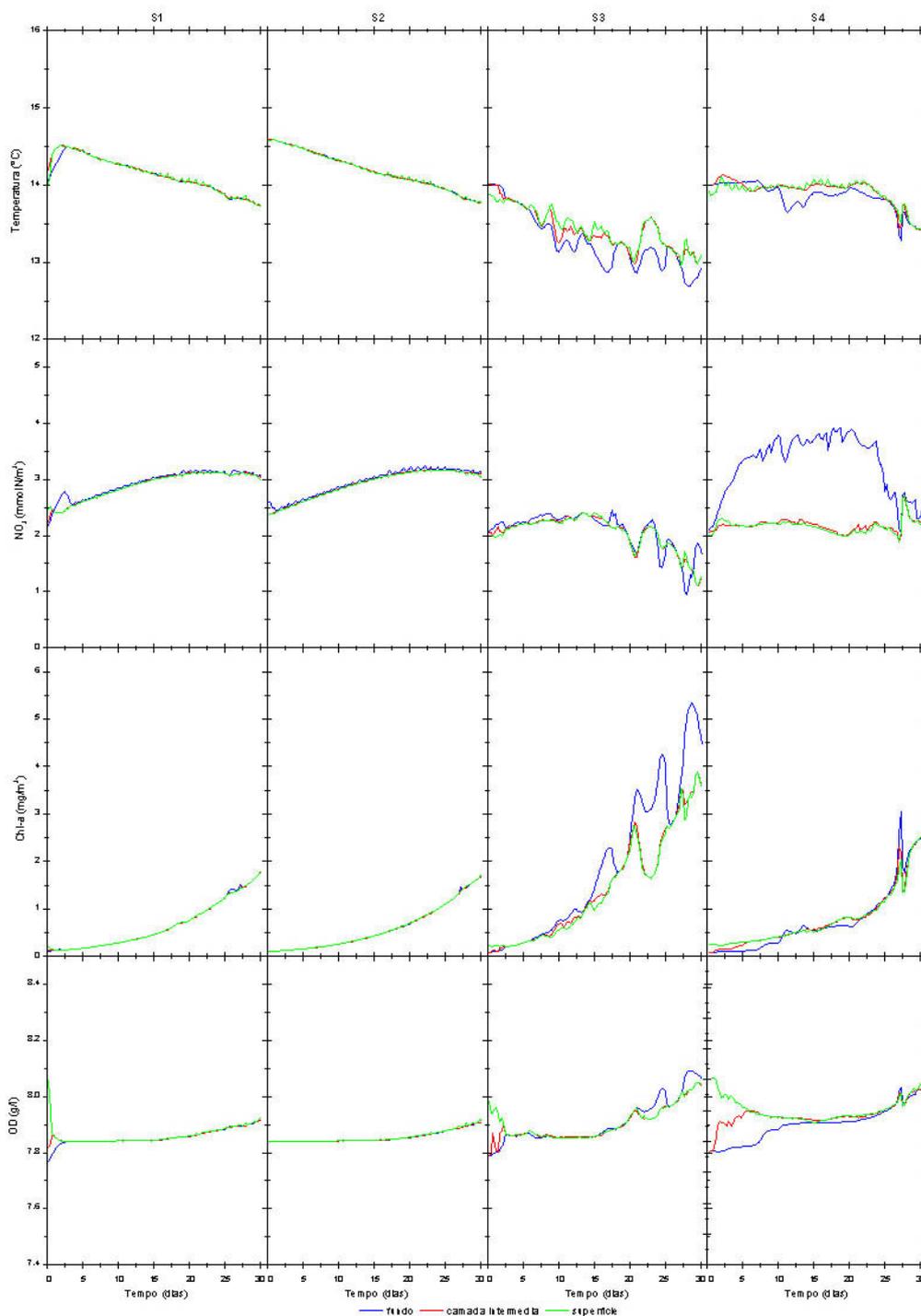


Figura 45: Séries temporais de temperatura, NO₃, Chl-a e OD, simulados, para as estações S1 (F. Foz) e S3 (V. Conde), junto à costa e as estações S2 (F. Foz) e S4 (V. Conde), ao largo, para o mês de Janeiro de 2005.

A variação temporal da temperatura para o mês de Janeiro de 2005, simulada pelo modelo, mostra que, a temperaturas varia entre os 13,75°C e os 14,5°C nas estações S1 e S2 em toda a coluna de água, quer ao largo quer junto à costa, evidenciando assim uma coluna de água bem misturada.

As estações S3 e S4 apresentam valores muito próximos de temperatura, em toda a coluna de água, com ligeiras variações no tempo. Na estação S3 a temperaturas ao longo do mês são cerca de 1°C mais baixas que nas restantes estações. Em todas as estações observa-se uma tendência decrescente da temperatura com o tempo.

Os nitratos apresentam também concentrações muito homogéneas na coluna de água variando entre os 2 e os 3mmolN/m³, com tendência crescente ao longo do tempo. Em S3 pelo contrário a tendência é decrescente e as concentrações de NO₃ são mais baixas variando entre 1 e 2mmolN/m³ Figura 45. Na estação S4 as concentrações mais baixas encontram-se à superfície e na camada intermédia, 2mmolN/m³, aumentando no fundo (>4mmolN/m³). No entanto, no final do mês as concentrações do fundo decrescem ficando quase homogénea em toda a coluna de água.

As concentrações de Chl-a sugerem também uma tendência crescente com o tempo em todas as estações, apresentando concentrações mais elevadas a norte (S3 e S4) e junto ao fundo (>5mg/m³ em S3).

O OD também apresenta grande homogeneidade ao longo da coluna de água e acompanha a tendência da curva da Chl-a embora o aumento ao longo do tempo seja muito ligeiro.

Na generalidade, a distribuição das diferentes variáveis é praticamente homogénea na coluna de água. O facto de existir uma concentração de nutrientes homogénea na coluna de água permite que o fitoplâncton se desenvolva homogeneamente na coluna de água, aumentando ao longo do tempo.

A Figura 46 mostra os mapas horizontais de distribuição de temperatura, nitratos (NO₃), clorofila-a (Chl-a) e oxigénio dissolvido (OD), simulados para a camada superficial.

A temperatura à superfície varia entre aproximadamente 14,5°C ao largo e 11,5°C junto à costa, na região a Norte de Aveiro (em ambos os dias representados). A sul de Aveiro a distribuição de temperatura é mais homogénea apresentando à superfície temperaturas da ordem dos 14°C (Figura 46(a) e (e)).

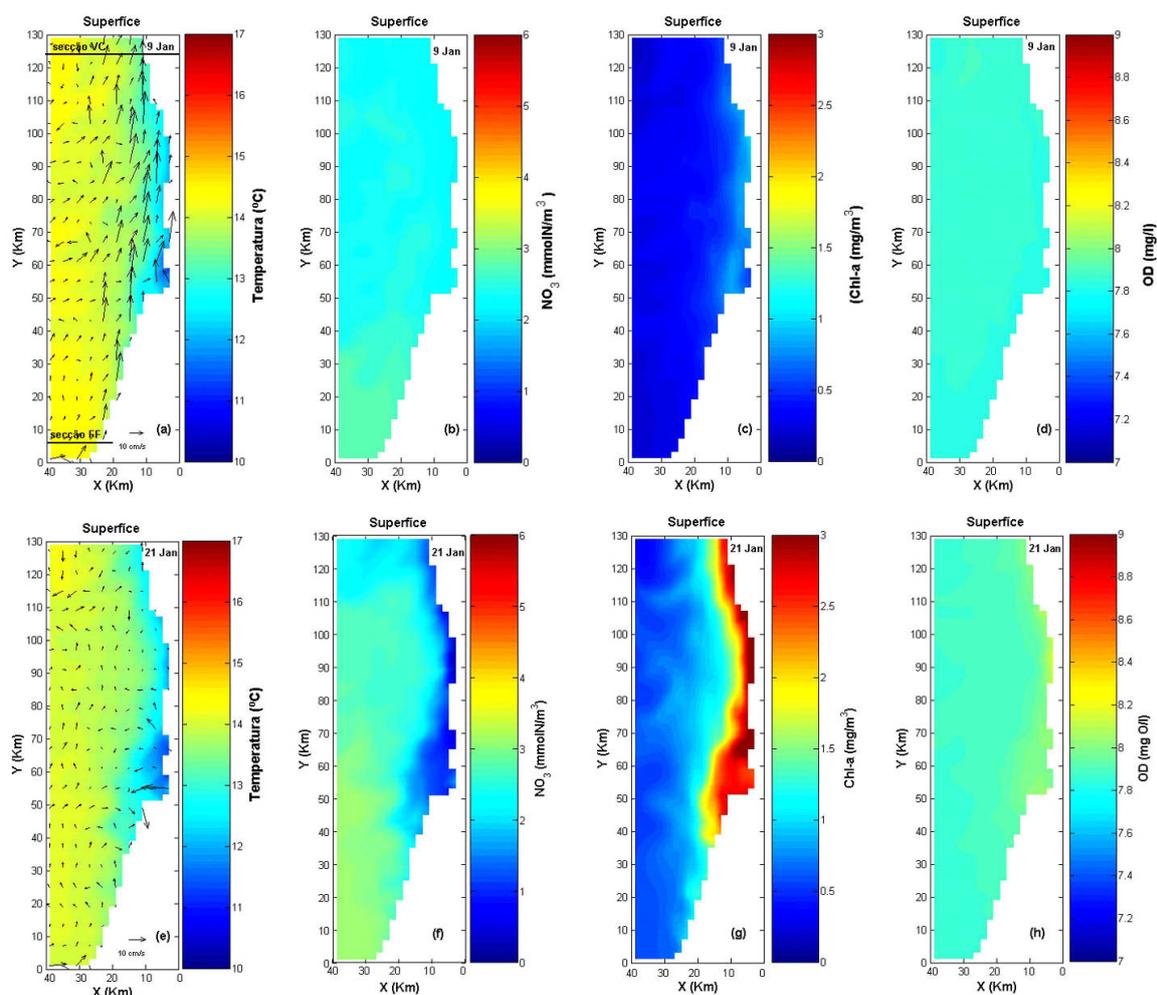


Figura 46: Distribuição horizontal de temperatura, nitratos (NO_3), clorofila-a (Chl-a) e oxigénio dissolvido (OD) à superfície simuladas pelo modelo, para os dias 9 e 21 de Janeiro de 2005. As setas, no mapa de temperatura, representam as correntes à superfície.

A Figura 47 relativa à imagem de satélite, SST, apresenta uma distribuição bastante semelhante à obtida pelo modelo para os dias representados, exceptuando uma região muito próxima de Aveiro junto à costa onde a temperatura simulada é mais baixa.

É ainda possível observar que as águas superficiais estão a deslocar-se para a costa, como evidenciam as correntes representadas na Figura 46(a), como é típico de uma situação de downwelling.

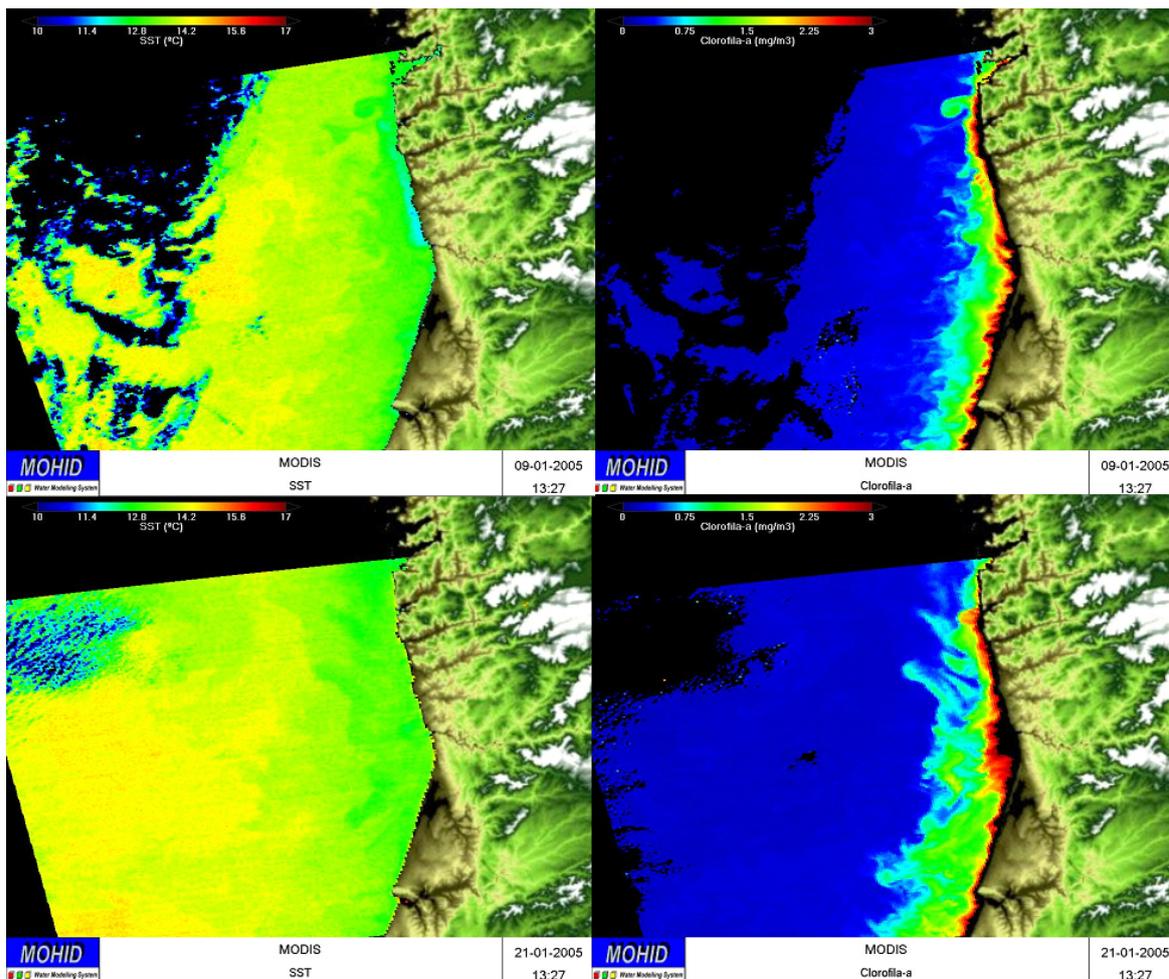


Figura 47: Imagens de Satélite para a temperatura SST e para a clorofila-a (Chl-a) obtidas a partir do sensor MODIS-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (<http://modis.gsfc.nasa.gov/>)

A Figura 48 mostra a distribuição vertical de temperatura, NO₃, Chl-a e OD, para as três secções perpendiculares à linha de costa, Figueira da Foz, (FF), Aveiro, (Av) e Vila do Conde, (VC).

A distribuição de temperatura, quase homogénea ao longo da coluna de água. Como se pode observar na Figura 48(a-c) a temperatura é praticamente constante (14°C) em toda a secção (FF) embora nas outras 2 secções (Av e VC), se observe um arrefecimento (cerca de 2°C), junto à costa.

Os nitratos apresentam concentrações superficiais variando entre 1,0 e 3.5mmolN/m³ (Figura 46) sendo os valores ligeiramente mais baixos na região norte, como se pode também observar nas secções verticais (Figura 48(e-f)).

Alguns aspectos da modelação ecológica na costa portuguesa (Aveiro)

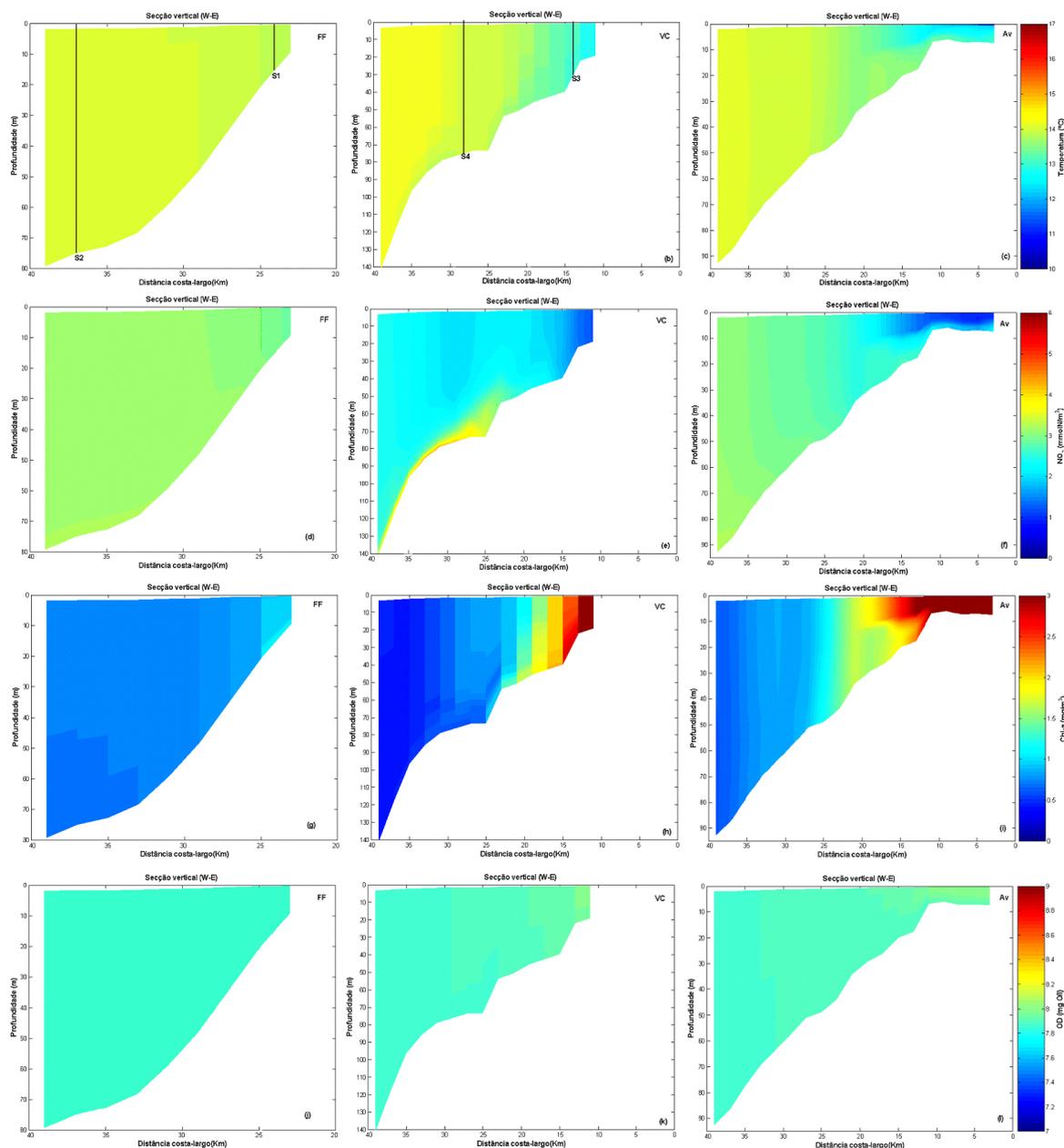


Figura 48: Distribuição vertical da temperatura, nutrientes (NO_3), clorofila-a (Chl-a) e oxigénio dissolvido (OD) simulados, para 3 secções verticais (W-E): (a) Figueira da Foz (FF) (b) Vila do Conde (VC) e (c) Aveiro (Av), para o dia 21 de Janeiro de 2005.

Contrariamente à situação de Verão em que as concentrações superficiais (Figura 41) são praticamente nulas, no Inverno os valores de NO_3 são mais elevados (Figura 46), uma vez que o consumo de nutrientes é mais baixo, devido à baixa concentração de fitoplâncton. Este facto vai de encontro aos resultados de obtidos por Moita (2001) para o Inverno de 1986 (Figura 4).

A Chl-a à superfície estende-se, numa banda, ao longo da costa sobretudo entre Aveiro e Porto onde se regista máximos de concentração, superiores a 3mgChl/m^3 (valores

inferiores aos de Verão), como mostra a Figura 46(e). Contudo este padrão não se observa no dia 13 que apresenta uma distribuição quase homogênea à superfície (Figura 46(a)).

Comparando a distribuição de Chl-*a* simulada à superfície (Figura 46 com a distribuição da imagem de satélite (Figura 47) é visível a semelhança dos padrões representados, sobretudo a norte de Aveiro, no dia 21. Como se pode verificar em ambas as figuras, a Chl-*a* apresenta as suas concentrações máximas ($>3\text{mg/m}^3$), numa estreita faixa ao longo da linha de costa. Ao largo as concentrações são baixa e inferiores a 1mg/m^3 . A sul de Aveiro observa-se, no entanto, que as concentrações simuladas, junto à costa são inferiores as apresentadas na imagem de satélite. O mesmo não se observa para o dia 13.

Nas secções de Vila do Conde e Aveiro os máximos de concentração de Chl-*a* situam-se próximo da costa, na camada superficial. Na secção da Figueira da Foz as concentrações são praticamente constantes na coluna de água (Figura 48(g)).

As concentrações de OD, ao contrário do que sucede durante o Verão, são praticamente constantes na coluna água (Figura 48).

Numa situação de downwelling, a limitação da disponibilidade de nutrientes à superfície, provoca o afundamento do máximo de Chl-*a* de modo a que o fitoplâncton possa obter os nutrientes necessários ao seu desenvolvimento.

No Inverno a intensidade luminosa e as temperaturas são baixas. A conjugação destes dois factores proporcionam um baixo crescimento do fitoplâncton nas camadas superficiais, concentrando-se este próximo da costa, onde a profundidade é baixa, o que permite aliar condições de luz e nutrientes necessários ao seu crescimento.

5.3. Influência do *input* lagunar (Ria de Aveiro).

Para estudar o efeito do *input* da ria de Aveiro aplicou-se na sua embocadura um caudal de $100\text{m}^3/\text{s}$, mantendo todos os outros elementos forçadores iguais aos usados no cenário de Verão de 2005.

A Figura 49 mostra a evolução temporal de temperatura, NO_3 , Chl-a e OD para as estações S1-S4.

Ao largo, as temperaturas à superfície são mais elevadas, 17-19°C, na estação S2 e 19,5°C na estação S4. Junto à costa, na estação S1, a temperatura é idêntica à temperatura ao largo, contudo na estação S3 a temperatura é cerca de 1,5°C mais baixa (15-18°C), nomeadamente no final do mês de Agosto quando o vento muda de direcção para Norte. Na camada intermédia e de fundo as temperaturas são mais baixas variando entre os 13°C e os 14°C. Em geral, a tendência da temperatura é crescente no tempo em todas as estações.

Os nitratos diminuem ao longo do tempo e apresentam as suas concentrações mínimas (praticamente nulas) à superfície e máximas no fundo, excepto na estação S3 onde a partir do dia 15 se observa um aumento, atingindo valores superiores a 1mmolN/m^3 . O mesmo acontece na também na camada intermédia nesta estação.

A Chl-a é máxima junto ao fundo e quase nula à superfície, sobretudo na segunda metade do mês. Mais uma vez a estação S3 é uma excepção. Nos primeiros 15 dias a concentração máxima observa-se na camada intermédia, passando abruptamente para concentrações quase nulas na segunda metade de Agosto, acontecendo o mesmo para as concentrações de fundo. À superfície pelo contrário a concentração de Chl-a aumenta a partir da segunda metade do mês.

O OD, à superfície, apresenta uma tendência decrescente ao longo de tempo, mas é crescente na camada intermédia e de fundo. É também junto à superfície que as concentrações são mais elevadas (8.2-8.4mgO/l). Na estação S3 mais uma vez o comportamento é diferente das restantes estações, o OD parece acompanhar o decréscimo abrupto da Chl-a e aumento de NO_3 , a partir do dia 15 de Agosto.

Em geral, os resultados são completamente distintos dos obtidos anteriormente sem considerar o *input* da Ria. Apenas na estação S3, e apesar da mudança brusca de concentrações é possível relacionar as diferentes variáveis e o forçamento pelo vento (Figura 49). Assim é visível que no final do mês a temperatura à superfície, junto à costa, diminui e os nutrientes aumentam a sua concentração, devido ao afloramento das águas mais frias. Por outro lado, a concentração de Chl-a aumenta à superfície devido à disponibilidade de nutrientes.

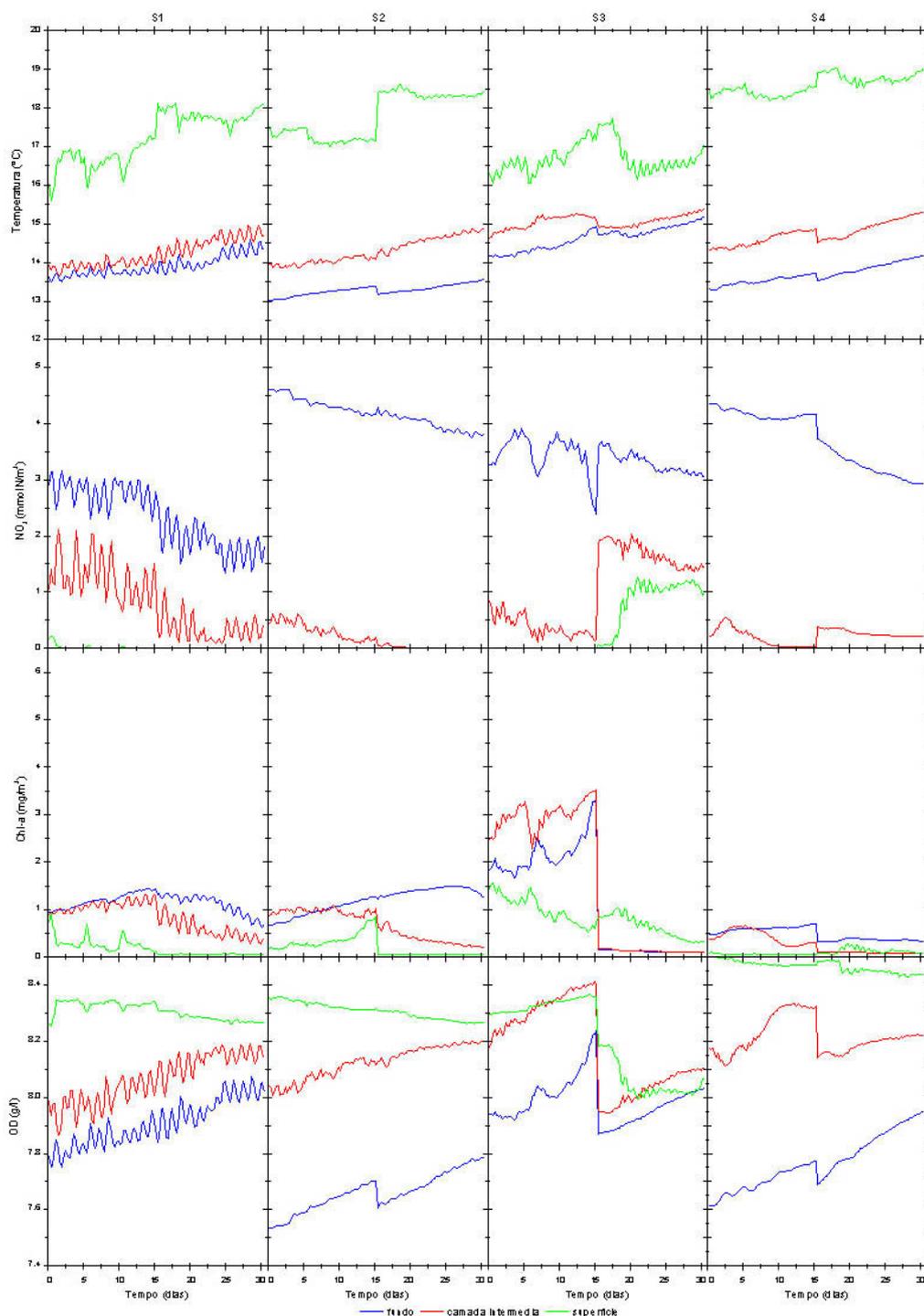


Figura 49: Séries temporais de Temperatura, NO₃, Chl-a e OD, simulados, para as estações S1 (F. Foz) e S3 (V. Conde), junto à costa e as estações S2 (F. Foz) e S4 (V. Conde), ao largo, para o mês de Agosto de 2005 incluindo o *input* da Ria.

Em geral, os resultados são completamente distintos dos obtidos anteriormente sem considerar o *input* da Ria. Apenas na estação S3, e apesar da mudança brusca de concentrações é possível relacionar as diferentes variáveis e o forçamento pelo vento

(Figura 49). Assim é visível que no final do mês a temperatura à superfície, junto à costa, diminui e os nutrientes aumentam a sua concentração, devido ao afloramento das águas mais frias. Por outro lado, a concentração de Chl-a aumenta à superfície devido à disponibilidade de nutrientes.

Nas Figuras 50 e 51 estão representadas, respectivamente, as distribuições horizontais e as secções verticais de temperatura, Chl-a, NO₃ e OD, para 3 secções perpendiculares à linha de costa, ((FF), (VC) e (Av)), para os dias 13 e 22 de Agosto.

A Figura 50(e) mostra que as correntes, se intensificam na zona da embocadura e desviam para oeste, (dia 22). Por outro lado, a temperatura é mais elevada cerca de 1°C (15°C) a sul de Aveiro relativamente ao norte (16°C). Ao largo a temperatura é cerca de 2°C superior em toda a costa representada (17-19°C). No dia 13 o padrão de distribuição de temperatura é semelhante.

Ao longo da costa uma camada homogénea mais fria (15-16°C) é estabelecida, enquanto que a uma camada de água mais quente, com uma espessura de cerca de 20m, se estabelece ao largo (Figura 51(a)). Nas estações Av e VC a espessura da camada é cerca de 40m, (Figura 51(b-c)). Esta água mais quente resulta provavelmente da intensificação da divergência associada ao transporte de Ekman, conduzida pelos ventos de nordeste.

Os nitratos à superfície na zona da embocadura são elevados cerca de 6mmolN/m³ e espalham-se para o largo e para norte (dia 22) indicando um efeito induzido pelo caudal lagunar, como mostram as Figuras 50((b) e (f)) e 51(f). Nas outras duas secções as concentrações máximas de nutrientes localizam-se junto ao fundo (Figura 51(d-e)).

O máximo de Chl-a (na zona de Aveiro), surge junto à costa, à superfície (dia 13) e desloca-se para o largo (dia 22), indicando que a Chl-a é arrastada pelas correntes para o largo (Figura 50 e Figura 51(h)). Na Figueira da Foz as concentrações são mais elevadas no fundo que à superfície (Figura 51(i)). Em Vila do Conde, as concentrações máximas de Chl-a situam-se mais junto à costa (Figura 51(h)).

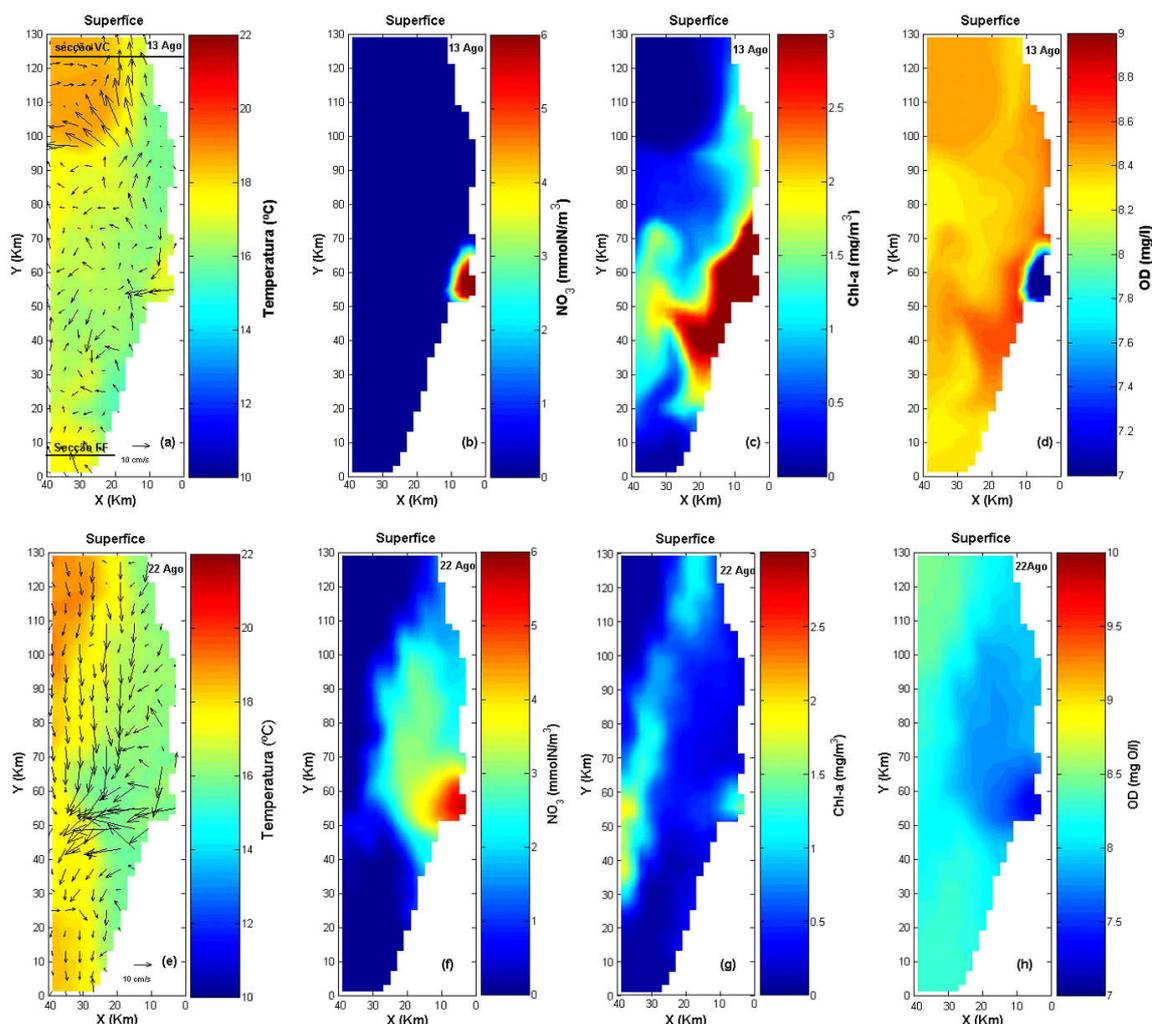


Figura 50: Distribuição horizontal da temperatura, nitratos (NO_3), clorofila-a (Chl-a) e oxigénio dissolvido (OD) à superfície simulada pelo modelo, para o dia 22 de Agosto de 2005, considerando o input da Ria de Aveiro.

Na zona da embocadura da Ria de Aveiro o OD apresenta uma pluma de águas de concentrações mais baixas que se estende para o largo e para Norte, Figura 51 (d). As baixas concentrações, nessa zona, estarão provavelmente relacionadas com as condições fronteira na embocadura da Ria (Figura 50(d)), mas também com a escassez de fitoplâncton nessa região como mostra o campo de Chl-a à superfície.

A Figura 51(k-l) mostra que os máximos de concentração em todas as secções se situam na camada subsuperficial e nas secções (VC) e (Av) as maiores concentrações ocorrem ao largo e próximo do fundo. (Figura 51(k) e (l)).

Alguns aspectos da modelação ecológica na costa portuguesa (Aveiro)

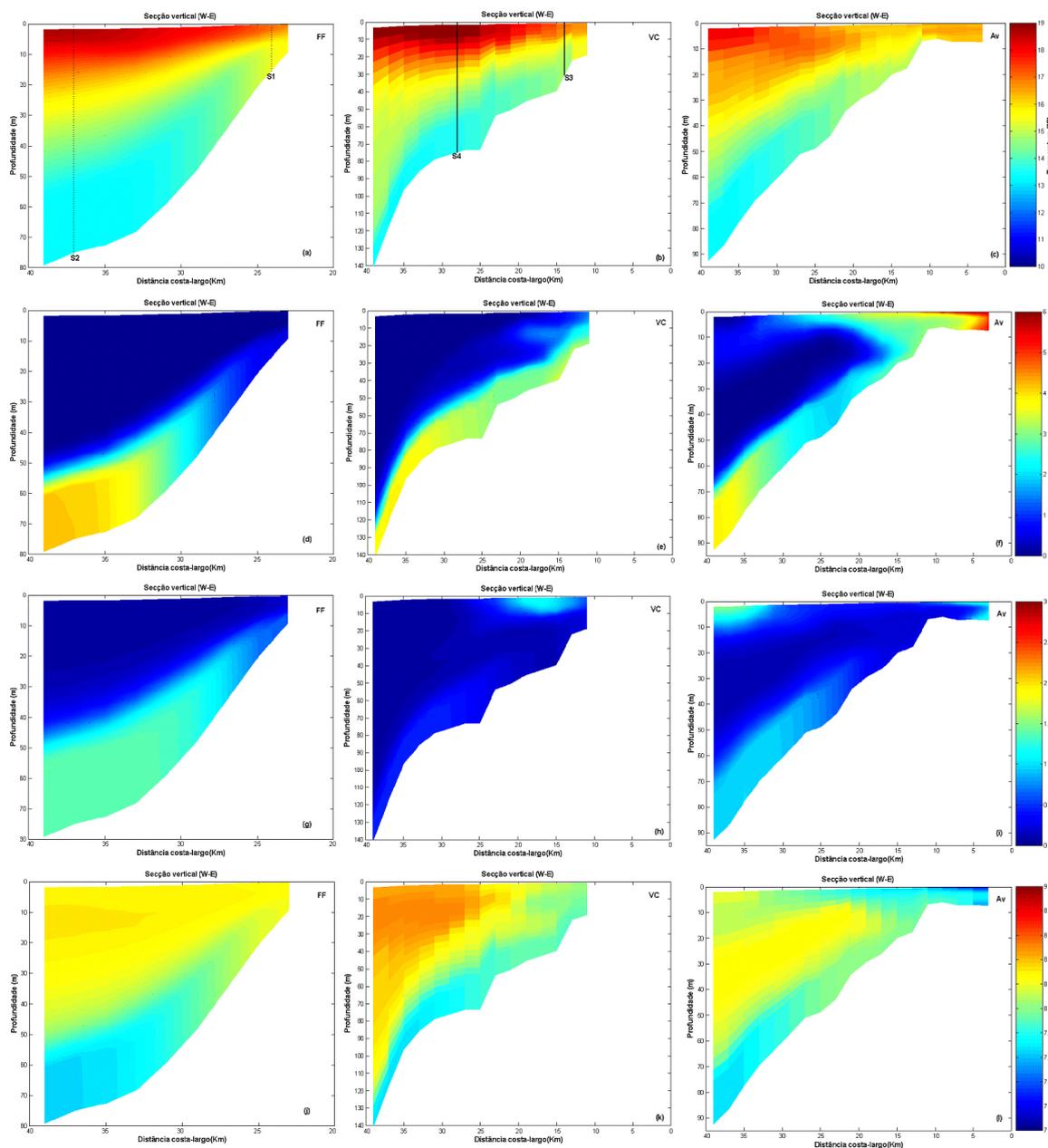


Figura 51: Distribuição vertical da temperatura, nitratos (NO_3), clorofila-a (Chl-a) e oxigénio dissolvido (OD), para 3 secções verticais (W-E): (a) Figueira da Foz e (b) Vila do Conde, e (c) Aveiro, simulado pelo modelo, para o dia 22 de Agosto de 2005, considerando o *input* da Ria de Aveiro.

Podemos concluir que o *input* da Ria, influencia a circulação na costa e provoca alterações na distribuição quer de nutrientes quer de biomassa fitoplanctónica, Como se pode ver os nutrientes são arrastados para a superfície e para largo possibilitando o desenvolvimento do fitoplâncton também ao largo.

CAPÍTULO 6

Implementação do modelo à costa oeste portuguesa

Os resultados obtidos nas secções precedentes evidenciaram algumas discrepâncias quando comparados com os dados observados. Este facto que poderá estar relacionado com as reduzidas dimensões do domínio escolhido e consequente interferência de problemas nas fronteiras abertas. Para minimizar este efeito, aumentou-se o domínio de estudo, estendendo-o a toda a costa portuguesa.

Neste capítulo pretende-se demonstrar que o modelo pode ser generalizado a todo o domínio, uma vez que se usou os mesmos parâmetros que os da calibração. Os resultados desta aplicação são ainda preliminares representando assim um primeiro teste para novo domínio. Os parâmetros do modelo carecerão, no entanto de um melhor ajustamento.

O novo domínio computacional abrange toda a costa oeste portuguesa compreendida entre as latitudes 37°N e $42,5^{\circ}\text{N}$, numa extensão norte-sul de 540km, e as longitudes 8°W e $10,5^{\circ}\text{W}$, numa extensão Oeste-Este de 159km (Figura 52(a)).

Este domínio é representado por uma grade horizontal uniforme composta por 180×53 células e por 22 camadas sigma uniformemente distribuídas, no sentido vertical. Esta

batimetria alisada (cedida pelo grupo de modelação oceânica - NEPTUNO, da Universidade de Aveiro) é composta por uma malha com resolução de 3km em ambas as direcções (latitude e longitude).

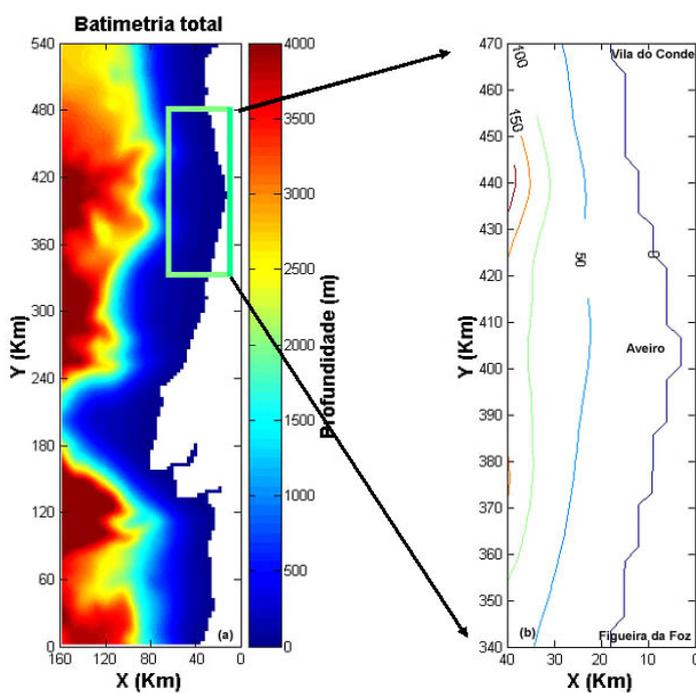


Figura 52: (a) Batimetria alisada e estendida a toda a costa Portuguesa. (b) Área de estudo: zona costeira entre Vila do Conde (VC) e Figueira da Foz (FF), Centrada em Aveiro (Av).

A análise dos resultados preliminares obtidos limitar-se-á à área já estudada nos subcapítulos anteriores (130x40km), compreendida ente Vila do Conde e a Figueira da Foz, centrada em Aveiro (Figura 52(b)).

O modelo simulou o mesmo período de 3 meses, referido no subcapítulo 4.2 (Verão 1985) após se efectuar o *spinup* com duração de 2 meses (31 de Março a 31 de Maio). O *spinup* foi inicializado com velocidades nulas ($U=0$ e $V=0$) e valores uniformes de temperatura ($T_0=12$) e salinidade ($S_0=35.7$), correndo apenas o módulo hidrodinâmico. Os passos temporais, interno (2-D) e externo (3-D), usados foram 6s e 60s, respectivamente.

Após o *spinup* foi acoplado, ao módulo hidrodinâmico o módulo biológico. Este foi inicializado com perfis de temperatura (T) e Salinidade (S) e perfiz de variáveis biogeoquímicas (nitratos (NO_3), oxigénio dissolvido (OD), e nitrogénio microplancónico (N)) constantes, tendo por base os dados relativos às secções verticais (Moita, 2001).

Considerações finais

O modelo foi forçado com dados meteorológicos obtidos a partir do modelo WRF que serviram de forçamento no subcapítulo 4.2.: intensidade e direcção do vento, temperatura do ar, pressão e humidade relativa.

Os resultados apresentados referem-se ao dia, 26 de Agosto de 1985, às 15h, de modo a comparar as distribuições horizontais e verticais das variáveis físicas e biogeoquímicas obtidas neste capítulo com as descritas no subcapítulo 4.2.

As Figuras 53 e 54 mostram os campos horizontais e verticais de correntes. As correntes à superfície apresentam intensidades de 20-30cm/s e com direcção para largo, a norte de Aveiro, enquanto a sul têm direcção para Norte (Figura 52(b)). Contudo a Figura 52(b), que representa a distribuição para todo o domínio, mostra que ao largo as correntes têm uma intensidade muito baixa (0-5cm/s) e são praticamente paralelas à costa, com direcção para sul.

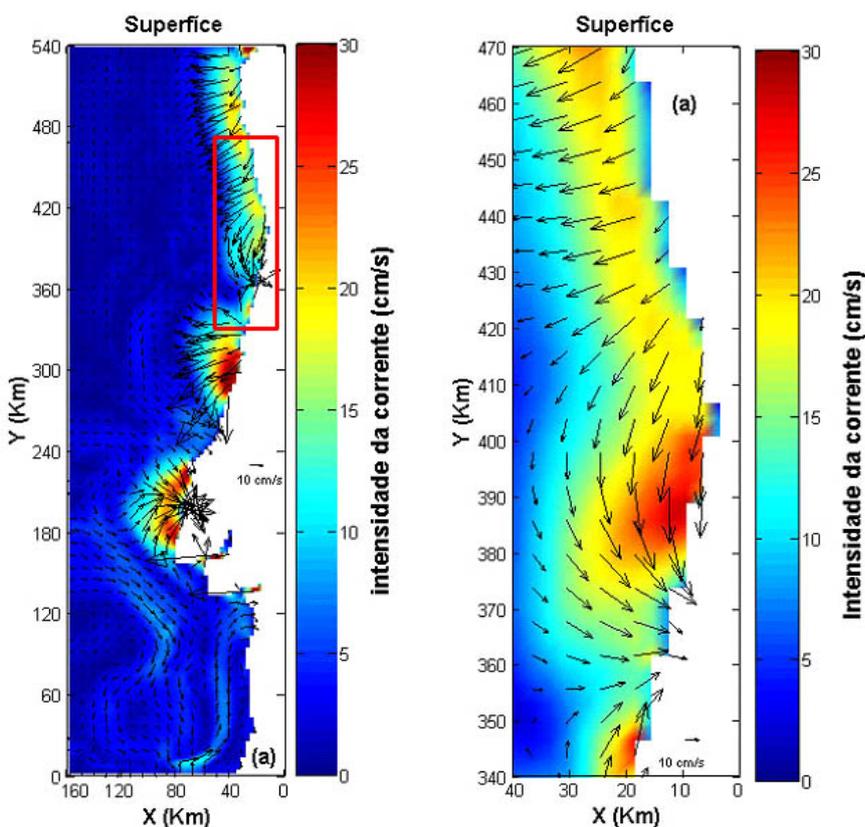


Figura 53: Distribuição horizontal da corrente simulada na camada superficial para: (a) a batimetria estendida a toda a costa oeste portuguesa; (b) o domínio de estudo. Os vectores representam a direcção das correntes.

Quando comparadas com as correntes representadas na Figura 17 (batimetria reduzida), constata-se que os valores da intensidade das correntes, à superfície, são superiores, sobretudo junto à costa (20-30cm/s (Figura 53) vs 10-15cm/s (Figura 17)). A direcção das correntes, a norte de Aveiro, é em geral para oeste, enquanto na Figura 17 as correntes tem direcção quase paralela à linha de costa com direcção para sul.

As secções verticais ((FF) e (VC)), Figura 54, mostram a direcção das componentes u_w , (Secções W-E) e v_w (Secções S-N). Como se pode constatar nas secções W-E as correntes direccionam-se para a costa sendo mais intensas no fundo, contudo junto à costa elas têm sentido inverso, para largo, mostrando a presença de *upwelling*. A direcção da componente v_w é predominante para sul, embora na zona da Figueira da Foz ela apresente um sentido oposto.

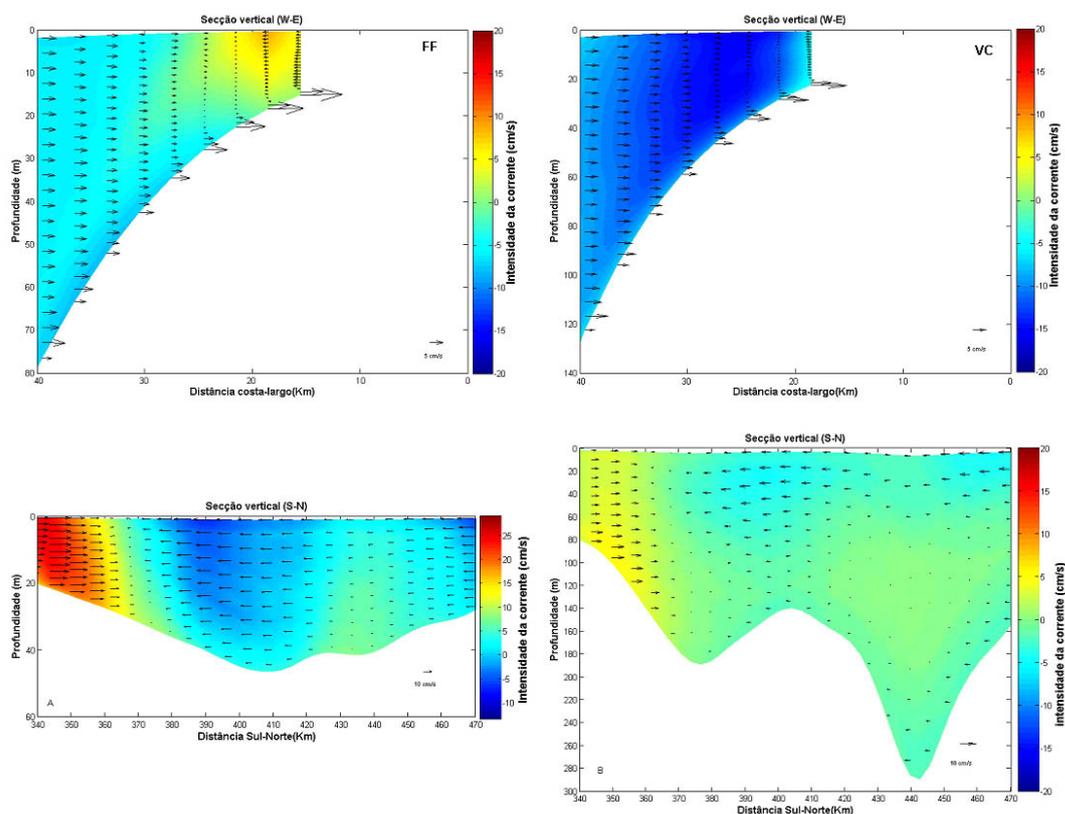


Figura 54: Distribuição vertical da corrente simulada para duas secções verticais (W-E): (a) Figueira da Foz e (b) Vila do Conde e para 2 secções verticais (S-N) A (junto à costa) B (ao largo).

Comparando com os resultados obtidos na Figura 18 do subcapítulo 4.2, as secções W-E relativas à componente u apresentam uma distribuição semelhante. No entanto, as secções verticais S-N apresentam distribuições onde as correntes têm sentido posto. Quando se estende o domínio as correntes apresentam um sentido predominante N-S,

Considerações finais

como era esperado, enquanto na Figura 18 as correntes tem direcção S-N, com excepção da camada superficial.

As Figuras (55) e (56) mostram respectivamente as distribuições horizontais e verticais de temperatura, NO_3 , Chl-a e OD. Ao analisar as distribuições horizontais relativamente à temperatura, observa-se que esta junto à costa apresenta valores de 15-16°C enquanto que ao largo as temperaturas são cerca de 2°C mais elevadas (17-18°C).

Quando se compara esta distribuição (Figura55(a)) com a da Figura 20 do subcapítulo 4.2 observa-se uma melhoria dos resultados, junto às fronteiras, sobretudo na fronteira sul, onde as temperaturas eram praticamente constantes em toda a extensão costa-largo. Na Figura 4 distingue-se bem uma faixa de águas mais frias ao longo da costa, que vai de encontro aos dados observados (Figura 3; Moita, 2001).

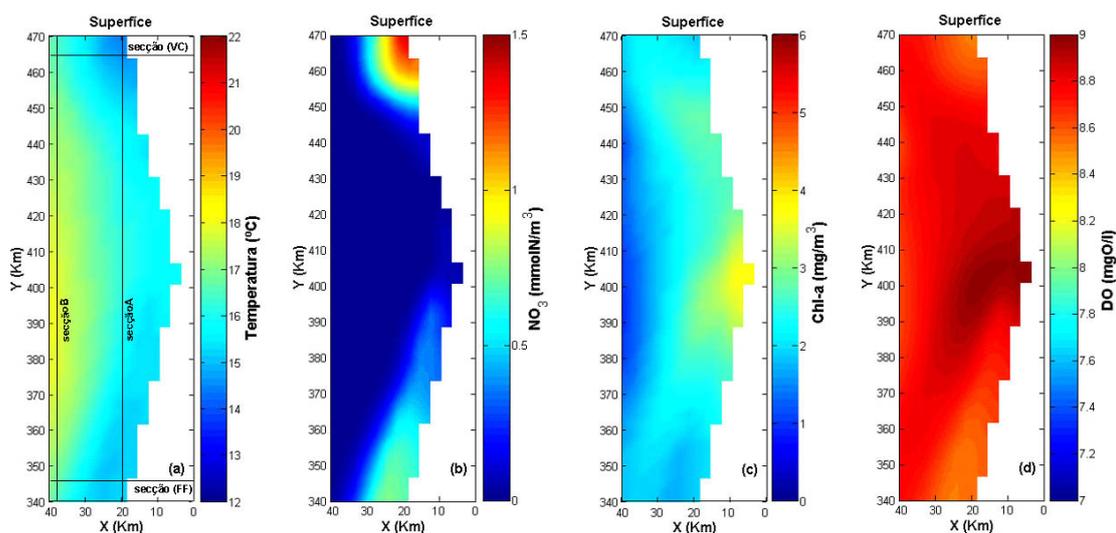


Figura 55: Distribuição horizontal de Temperatura (a), NO_3 (b), Chl-a (c) e OD (d) simulada pelo modelo, à superfície. Sob o campo de temperatura está representada a localização das secções verticais

Quando comparada com a Figura 22 (simulação de calibração), a distribuição vertical da temperatura (Figura 56) mostra melhores resultados relativamente aos dados observados (Figura 3(b-c))

No que concerne as variáveis biogeoquímicas, observam-se discrepâncias tanto na distribuição à superfície como nos respectivos valores de concentração, quando comparados com as observações (Moita, 2001).

Alguns Aspectos da modelação ecológica na costa portuguesa (Aveiro)

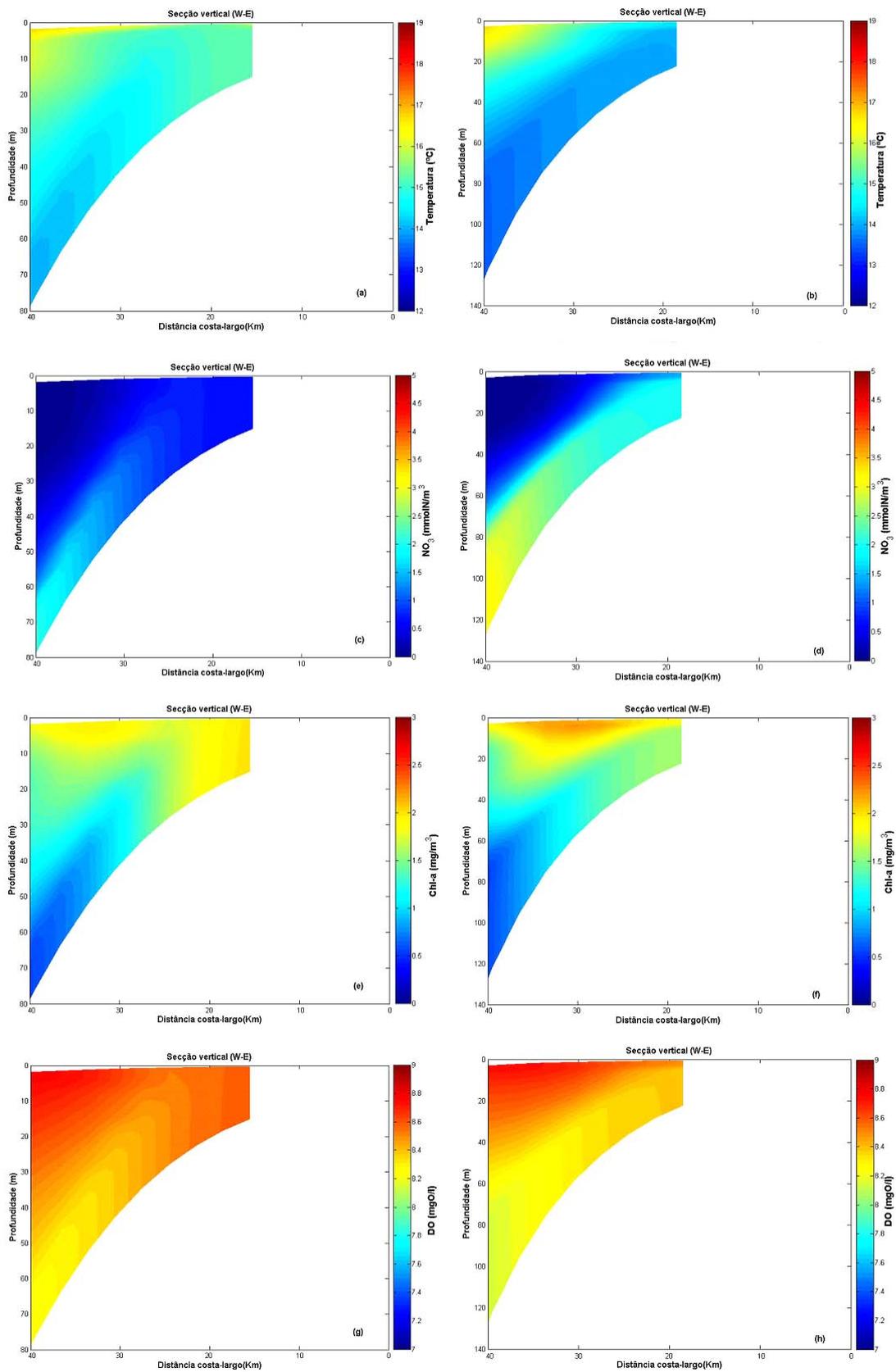


Figura 56: Distribuição vertical de Temperatura (a-b), Nitratos (c-d), Clorofila-a (e-f) e Oxigénio dissolvido (g-h) simulados, para Figueira da Foz (a,c,e,g) e Vila do Conde (b,d,f,h).

Considerações finais

As concentrações de NO_3 , à superfície, próximo das fronteiras Norte e Sul são elevadas ($1,5\text{mmolN/m}^3$ vs $\sim 0.001\text{mmolN/m}^3$) quando comparadas com a simulação de calibração (Figura 24, subcapítulo 4.2), assim como com as distribuições observadas (Figura 4; Moita 2001). No entanto, estes valores podem estar relacionados com um forte afloramento, uma vez que estes máximos de concentração de NO_3 estão localizados onde a temperatura é mais baixa (15°C).

As concentrações de Chl-*a* apresentam uma distribuição à superfície semelhante à observada na Figura 27 contudo o valor da concentração de Chl-*a* reduziu para cerca de metade. Por outro lado, a Figura 6 (Moita, 2001), mostra que as concentrações são mais baixas (2mg/m^3), na região de Aveiro, aumentando para Sul e para Norte o que não se observa nem na simulação de calibração (figura 27(a)) nem quando se aumenta o domínio Figura (55(c)). Podemos ainda observar que a faixa de maiores concentrações de Chl-*a* coincide com a faixa de águas mais frias, afloradas.

O oxigénio dissolvido (Figura 55(d)) apresenta uma distribuição horizontal à superfície semelhante à observada (Figura 5 Moita, 2001), apresentando valores de concentração próximos dos 9mgO/l com uma ligeira diminuição a Sul, junto à costa.

Quando se compara as secções verticais simuladas (Figura 25 e 56) e observadas (Figuras 4-7), constata-se que as variáveis biogeoquímicas apresentam discrepâncias, nomeadamente no que concerne à Chl-*a* e aos nitratos. No caso da Chl-*a* os máximos situam-se à superfície, embora no caso da secção FF eles estejam localizados mais ao largo (figura 56(e-f)), contrariamente às distribuições verticais observadas por Moita (2001) (Figura 7) e aos resultados da calibração, onde os máximos de Chl-*a* surgem na camada subsuperficial.

Os nitratos apresentam concentrações mais baixas no fundo e elevadas próximo da superfície, junto à costa, quando comparados com as distribuições da figura 22 (calibração), sobretudo próximo de Vila do Conde e da Figueira da Foz.

Apesar destes resultados serem considerados preliminares, pode-se concluir que a distribuição de temperatura melhorou significativamente, tanto à superfície como na coluna de água. Relativamente às variáveis biogeoquímicas, nomeadamente a Chl-*a* e o NO_3 as discrepâncias constatadas indicam que em futuras aplicações do modelo serão necessários reajuste dos parâmetros, uma vez que elas não foram alteradas relativamente à calibração. Estes resultados reforçam a validade da escolha dos

parâmetros na calibração uma vez que os resultados da simulação poderiam ter divergido daquilo que se esperava.

Apesar dos resultados em alguns casos serem ainda discordantes dos dados observados sobretudo no que respeita às variáveis biogeoquímicas podemos concluir que um domínio mais alargado permite afastar possíveis interferências das fronteiras, observadas nos capítulos anteriores. Permite ainda ter uma visão mais alargada do campo de correntes ao largo.

De futuro será necessário reajustar sobretudo os parâmetros que controlam as variáveis biológicas e químicas, revalidar e calibrar o modelo para este novo domínio de modo a melhorar os resultados obtidos. Em trabalhos futuros será necessário reajustar os parâmetros que controlam as variáveis biológicas e químicas, e revalidar o modelo para o novo domínio de modo a melhorar os resultados obtidos.

CAPÍTULO 7

Considerações finais

Este trabalho teve como objectivo principal implementar um modelo físico e ecológico tridimensional acoplado, para a costeira de portuguesa, em particular a área compreendida entre Vila do Conde e Figueira de Foz, e respectiva aplicação ao estudo da distribuição espacial de biomassa fitoplanctónica durante o regime favorável de *upwelling*.

Os resultados foram avaliados e comparados com aos dados observados para a distribuição: de temperatura, de nitratos, da biomassa fitoplanctónica (clorofila-a) e oxigénio dissolvido, obtidos durante a campanha CICLOS I, ao longo da costa Portuguesa (Moita, 2001).

Os resultados obtidos constituem uma primeira abordagem na aplicação do modelo COHERENS – 3D, ao estudo da costa portuguesa. Apesar de mostrarem algumas características e comportamento das diferentes variáveis estudadas perante os diferentes forçamentos, revelaram-se pouco satisfatórios, sobretudo no que respeita à proximidade das fronteiras, onde apresentam discrepâncias consideráveis.

Na tentativa de calibrar o modelo os resultados expressam um acordo satisfatório entre os valores simulados e os dados observados, para a Temperatura, NO_3 , Chl-a, junto à costa. No entanto, ao largo os resultados da calibração apresentam diferenças consideráveis, que terão ser reajustadas futuramente. Estas discrepâncias nos resultados

obtidos revelaram não só a escolha inadequada das estações estudadas, devido à proximidade com as fronteiras, mas também as reduzidas dimensões do domínio usado.

A validação do modelo permitiu confirmar as insuficiências reveladas na calibração embora os perfis observados tenham sido reproduzidos, junto à costa razoavelmente. No geral as distribuições simuladas estão de acordo com os dados observados, nomeadamente, junto à costa. As estações ao largo apresentam variações consideráveis relativamente aos dados observados, sobretudo os perfis de temperatura e nutrientes.

A análise da sensibilidade do modelo permitiu avaliar a influência dos principais parâmetros do modelo ecológico. As componentes, razão clorofila/carbono autotrófico, χ_a , a respiração autotrófica (r_{0a} , b_a) e a fracção heterotrófica (η), são parâmetros que se revelam mais sensíveis às variações do seu valor. Pequenas variações destes parâmetros resultam no aumento ou diminuição da biomassa fitoplanctónica. Podemos portanto concluir que são eles que regulam o metabolismo do fitoplâncton e da biomassa e consequentemente a produção primária. Permitiu também escolher os valores dos parâmetros biogeoquímicos a usar na calibração.

Caracterizou-se a escala dinâmica e espaço-temporal da resposta dos nutrientes e da biomassa fitoplanctónica à influência do vento, analisando as séries temporais de Temperatura, NO_3 , Chl-a e OD, e investigou-se o impacto do efeito do upwelling e da disponibilidade de nutriente, na evolução da biomassa fitoplanctónica.

No que respeita ao comportamento da dinâmica em profundidade, o modelo reproduz modestamente os resultados esperados. É visível a existência da camada de Ekman bem como os efeitos de upwelling (correntes no sentido E-W), à superfície e no fundo as águas mais profundas sobem à superfície, sentido W-E).

As distribuições verticais das variáveis estudadas são também reveladoras dos problemas existentes nas fronteiras. No entanto, as secções apresentadas mostram a distribuição dos Nitratos, Chl-a e OD na coluna de água, de acordo com as observações.

As simulações realizadas para os vários cenários permitem ver a contribuição dos processos físicos no desenvolvimento dos processos biológicos que ocorrem na zona costeira, nomeadamente a contribuição do vento (intensidade sentido e direcção) e as variações de temperatura. As baixas temperaturas e uma coluna de água estratificada no Verão, junto à costa dão lugar a temperaturas mais baixas e uma camada bem misturada no Inverno. As concentrações praticamente nulas de NO_3 à superfície no Verão contrastam com concentrações mais elevadas no Inverno fruto do menor consumo por

parte do fitoplâncton que não tem condições favoráveis ao seu desenvolvimento durante o Inverno. O OD também acompanha o crescimento do fitoplâncton com concentrações mais elevadas no Verão.

O escoamento dos rios, (ria de Aveiro) também mostrou ter influência na distribuição das variáveis em estudo, no entanto os resultados obtidos não permitem tirar conclusões sustentadas. Apesar disso parece visível o transporte de NO_3^- para o largo e conseqüente aumento da clorofila também mais ao largo. No entanto, os resultados são bastante diferentes dos obtidos no Verão do mesmo ano e até contraditórios.

As aplicações modelo mostram que este é capaz de prever a temperatura, os nutrientes e as respostas do fitoplâncton, numa situação típica de Verão favorável ao upwelling. Os resultados modelados confirmam o papel crucial desempenhado pelos processos físicos no aumento do fitoplâncton, que ocorre ao longo de uma estreita área litoral da costa de Aveiro. Evidencia também a estreita ligação entre a distribuição de superfície costeira do fitoplâncton e a distribuição da temperatura da superfície.

Face aos resultados obtidos, quer nas simulações de sensibilidade quer nos cenários apresentados, pode concluir-se que a nível hidrodinâmico, o modelo responde aos forçamentos pelo vento, no entanto apresenta algumas limitações nas fronteiras Norte e sobretudo na fronteira Sul, afectando os resultados. Além disso as dimensões reduzidas do domínio dificultaram a interpretação dos resultados e a visualização de frentes, e filamentos importantes no processo.

Os resultados são portanto pouco conclusivos sobretudo ao largo e próximo das fronteiras. O método usado não se revelou uma boa opção tendo por isso de ser revisto, de modo a melhor calibrar e validar o modelo, permitindo um melhor reajuste dos padrões simulados aos observados (relativamente às variáveis ecológicas mais importantes para a compreensão do comportamento do ecossistema costeiro) e permitir simular cenários realistas da sua evolução.

Os resultados muito preliminares da implementação do modelo a uma nova batimetria estendida a toda a costa oeste portuguesa, apresentados no capítulo 6, são já reveladores de algumas melhorias, nomeadamente ao nível das distribuições de temperatura.

Em futuras utilizações do modelo, seria importante testar o modelo com um domínio mais alargado e alisado, redimensionar a batimetria e eventualmente usar a técnica de dupla sigma de modo a diminuir a espessura das camadas nas zonas mais profundas, diminuindo assim as diferenças entre as camadas junto da linha de costa e as camadas

ao largo, de modo a reduzir as instabilidades registadas a nível hidrodinâmico. Seria também proveitoso a recolha de dados “*in situ*” de temperatura, salinidade e das variáveis biogeoquímicas intervenientes nos processos biológicos (nitratos, nitritos, amónia, carbono detritico fitoplâncton, etc...) para uma melhor calibração e validação do modelo.

Bibliografia

Abalam, S. H., 2003. Stability and persistence in plankton models with distributed delays. *Chaos, Solitons and Fractals*, 17, pp. 879–884.

Abbott, M. B., Basco, D.R., 1989. *Computational fluid dynamics: an introduction for engineers*. Longman Scientific and Technical, London, pp.425.

Aksnes, D. L., Ulvestad, K.B., Baliño, B. M., Berntsen, J., Egge, J. K., Svendsen, E., 1995. Ecological modelling in costal waters: towards predictive physical-chemical-biological simulation models. *Ophelia*, 41, pp. 5–36.

Allen, J. S., Newberger, P. A., Federiuk, J., 1995. Upwelling Circulation on the Oregon Continental Shelf. Part I: Response to Idealized Forcing. *Journal of Physical Oceanography*, pp. 1843–1866.

Álvarez-Salgado X.A., Figueiras, F.G., Pérez, F.F., Groom, S., Nogueira, E., Borges, A.V., Chou L., Castro, C.G., Moncoiffé, G., Ríos, A.F., Miller, A.E.J., Frankignoulle, M., Savidge, G., Wollast, R., 2003. The Portugal coastal counter current off NW Spain: new insights on its biogeochemical variability. *Progress in Oceanography*, 56, pp.282-321.

Âmbar, I (2002). Projecto nuclear GLOBEC e sua importância no contexto nacional. Global IGBP, Comité Nacional do IGBP-Portugal, Newsletter nº2, pp.1–2. <http://www.isa.utl.pt/igbp-pc>.

Arbones, B., Figueiras F.G., Varela R., 2000. Action spectrum and maximum quantum yield of carbon fixation in natural phytoplankton populations: implications for primary production estimates in the ocean. *Journal of Marine Systems* 26, pp. 97–114.

Arrigo, K. R., Dijken, G.L. van, 2004. Annual changes in sea-ice, chlorophyll a, and primary production in the Ross Sea, Antarctica. *Deep-Sea Research II*, 51, pp. 117–138.

Bahamón, N., Velásquez, Z., Cruzado, A., 2003. Chlorophyll a and nitrogen flux in the tropical North Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research I*, 50, pp. 1189–1203.

Baretta-Bekker, J.G., Baretta, J.W., Rasmussen, E. K., 1995. The microbial food web in the European Regional Seas Ecosystem model. *Netherlands Journal of Sea Research*, 33, pp. 363–379.

Barnes, R.S.K., Hughes, 1999. *An introduction to Marine Ecology*. 3rd edition, Blackwell science, Oxford, pp. 286.

Barnier, B., Marchesiello, P., Miranda, A. P., Molines, J.-M., Coulibaly, M., 1998. A sigma-coordinate primitive equation model for studying the circulation in the South Atlantic. Part I: Model configuration with error estimates. *Deep-Sea Research I*, 45, pp. 543–572.

Batchelder, H.P., Edwards, C.A., Powell, T.M., 2002. Individual-based models of copepod population in costal up welling regions: implications of physiologically and environmentally influenced diel vertical migration on demographic success and nearshore retention. *Progress in Oceanography*, 53, pp. 307–333.

Blackford, J. C., Radford, P. J., 1995. A structure and Methodology for Marine Ecosystem Modelling. *Netherlands Journal of Sea Research*, 33(3/4), pp. 247–260.

Blanc, T.V., 1985. Variation of bulk-derived surface flux, stability, and roughness results due to the use of different transfer coefficient schemes. *Journal of Physical Oceanography*, 15, pp. 650–669.

Boney, A. D., 1975. *Phytoplackton*. Edward Arnold, London, pp. 116.

Blumberg, A.F. and Mellor G.L., 1987. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In: N.S. Heaps (Eds.), *Three-dimensional Coastal Ocean Models*. Coastal and Estuarine Sciences, Vol. 4, American Geophysical Union, Washington D.C., pp.1–16.

Cardoso, A., 2003. Desenvolvimento de um módulo de qualidade da água no modelo tridimensional POM – Simulação da dispersão de efluentes em zonas costeiras. Projecto de estágio, Hidroprojecto SA e Universidade de Aveiro, pp. 29.

Charnock H., 1955. Wind stress on a water surface. Quarterly Journal Royal Meteorological Society, 81, pp. 639–640.

Coelho, H. M., 2001. Modelação de Processos Físicos Relacionados com a Circulação Oceânica na Margem Continental Ibérica. Dissertação para a obtenção do Grau de Doutor em Engenharia do Ambiente, Documento Provisório. Universidade Técnica De Lisboa, Instituto Superior Técnico, pp. 272.

Colling, A., 2001. Ocean Circulation. 2nd edition, Open University, Boston, pp. 286.

Deleersnijder E.L., 1989. Upwelling and upsloping in three-dimensional marine models. Applied Mathematical Modelling, 13, pp. 462–467.

Droop M. R., Mickelson M. J., Scott J. M. and Turner M. F., 1982. Light and nutrient status of algal cells. Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom, 62, 403–434.

Dias, J. M., Lopes, J. F., Dekeyser, I., 1999. Hydrological characterisation of Ria de Aveiro, Portugal, in the early summer. Oceanologica Acta – vol.22, nº5, pp. 473–485.

Dugdale, R.C., Wilkerson, F.P., Morel, A., 1990. Realisation of new production in costal upwelling areas: A mean to compare relative performance. Limnol. Oceanogr., 35. pp. 822–829.

Ebert, U., Arrayás, M., Temme, N., Sommeijer, B., Huisman, J., 2001. Critical Conditions for Phytoplankton Blooms. Bulletin of Mathematical Biology, 63, pp. 1095–1124.

Edward, V.R., Tett, P., Jone, K.J., 2003. Changes in the yield of chlorophyll a from dissolved available inorganic nitrogen after an enrichment event – applications for predicting eutrophication in coastal waters. Continental Shelf Research, 23, pp. 1771–1785.

Everett, J., 2002. A Numerical Model of Autotrophic Growth in Seagrass Communities. Degree of Bachelor of Environment science – Marine Biology Thesis. University of New South Wales, pp. 52.

Fasham, M.J.M., Ducklow, H.W., McKelvie, S.M., 1990. A nitrogen model-based model of plankton dynamics in the ocean mixed layer. *Journal of marine research*, 48, pp. 591 – 639.

Fiúza, A. F., Macedo, M.E., Gerreiro, M.R., 1982. Climatological space and time variation of the Portuguese coastal upwelling. *Oceanologica Acta – vol.5, nº1*, pp. 31–40.

Fiúza, A. F., Meike, H., Ambar, I., Río, G. D. del, González, N., Cabanas, J. M., 1998. Water masses and their circulation off western Iberia during May 1993. *Deep-Sea Research Part I*. 45, pp.1127–1160.

Fortunato, A. B., Pinto, L., Oliveira, A., Ferreira, J.S., 2002. Tidally generated shelf waves off the western Iberian coast. *Continental shelf research*, 22, pp. 1935–1950.

Frouin R., Fiúza, F. G., Ambar, Isabel, Boyd, T. J., 1990. Observations of a poleward surface current off the coasts of Portugal and Spain during the winter. *Journal of Geophysical Research*. Vol 20, NO. C1, pp. 679–691.

Gill A.E., 1982. *Atmosphere-Ocean Dynamics*. International Geophysics Series, Vol.30. Academic Press, Orlando, pp. 662

Geernaert G.L., 1990. Bulk parameterizations for the wind stress and heat fluxes. In: G.L. Geernaert and W.J. Plant (Editors), *Surface Waves and Fluxes*, Vol. 1 - Current theory. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 91–172.

Geernaert G.L., Katsaros K.B. and Richter K., 1986. Variation of the drag coefficient and its dependence on sea state. *Journal of Geophysical Research*, 91, pp. 7667–7679.

Gourley, S. A., Ruan, S., 2003. Spatio-temporal delays in a nutrient-plankton model on a finite domain: linear stability and bifurcations. *Applied Mathematics and Computation*, 145, pp. 391–412.

Häkkinen, S., 1999. Variability of the simulated meridional heat transport in the North Atlantic for the period 1951-1993. *Journal of geophysical research*. Vol.104, NO C5, pp. 10991–11007.

Haynes, R., Barton, E. D., 1990. A poleward flow along the Atlantic coast of Iberian Peninsula. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 95, NO. C7, pp. 11425–11441.

Haynes, R., Barton, E. D., Pilling I., 1993. Development, persistence and variability of upwelling filaments off Atlantic coast of the Iberian Peninsula. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 98, NO. C12, pp. 22681–22692.

Hedstrom, G. W., 1979. Nonreflecting boundary conditions for nonlinear hyperbolic systems. *Journal of Computational Physics*, 30, pp. 222 – 237.

Herrera, Juan L.C., 2008. Variabilidade de curta escala temporal de las condiciones hidrográficas y dinâmicas em la plataforma continental gallega. Tese de doutoramento, Departamento de Física Aplicada, Grupo de Oceanografía Física, Universidade de Vigo.

Hidroprojecto, S.A., 1994. Solução integrada de colecta, tratamento e destino final de efluentes líquidos Parte I - estudo de viabilidade técnico económico (fase II) AMria, pp. 57.

Hood, R. R., Kohler, K. E., McCreary, J. P., Smith, S. L., 2003. A four-dimensional validation of a coupled physical–biological model of the Arabian Sea. *Deep-Sea Research II*, 50, pp. 2917–2945.

Huang, D., Su, J., Backhaus, Jan O., 1999. Modelling the seasonal thermal stratification and baroclinic circulation in the Bohai Sea. *Continental Shelf Research*, 19, pp. 1485-1505.

Huthnance, J.M., 1997. Processes in Regions of Freshwater Influence - PROFILE, MAS2-CT93-0054. Final Report. POL International Document No. 102, Proudman Oceanographic Laboratory, pp. 95.

IM, 2004. Caracterização climática da Costa – Características do clima da Costa de Portugal continental. Instituto de Meteorologia, pp.29.

http://www.meteo.pt/resources/im/pdfs/mari_rc_00_00_1.pdf.

Isaacs, J.D., 1973. Potential trofic biomass and trace substance concentration in the unstructured marine food webs. *Marine Biology*, 22, pp. 97–104.

Izumo,T., de BoyerMontégut,C., Luo,J., Behera, S. K., Masson,S.; Yamagata,T., 2006. The Influence of Somalia and Oman Upwellings on the Indian Summer Monsoon. American Geophysical Union, pp.

Jago, C. F., Jones, S. E., 1998. Observations and modelling of the dynamics of benthic fluff resuspended from a sandy bed in the southern North Sea. *Continental Shelf Research*, 18, 1255–1282.

Jeans, D.R.G., Sherwin, T.J., 2001. The variability of strongly non-linear solitary internal waves observed during an upwelling season on the Portuguese shelf. *Continental Shelf Research*, 21, pp. 1855–1878.

Johnson, J., Stevens, I., 2000. A fine resolution model of the eastern North Atlantic between the Azores, the Canary Islands and the Gibraltar Strait. *Deep-Sea Research I*, 47, pp. 875–899.

King, L. L., 1995. A mass balance of chlorophyll degradation product accumulation in Black Sea sediments. *Deep-Sea Research I*. Vol. 42, No. 6, pp. 919–942.

Körtzinger, A., Koeve, W., Kähler, P., Mintrop, L., 2001. C:N ratios in the mixed layer during the productive season in the northeast Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research I*, 48, pp. 661–688.

Koutitas, C., 1994. Field and lab measurements for models verification-calibration-validation. MAST Advanced Course on Computational and Modelling Aspects of Oceanography, Athens, Greece, pp. 5.

Lee, J.-Y., Tett, P., Jones, K., Jones, S., Luyten, P, Smith, C., Wild-Allen, K., 2002. The PROWQM physical-biological model with benthic-pelagic coupling applied to the northern North Sea. *Journal of Sea Research*, 48, pp. 287–331.

Lemos, R. T. and Pires, H. O., 2004. The Upwelling Regime Off The West Portuguese Coast, 1941–2000. *Int. J. Climatol.*, 24, pp. 511–524

Longhurst, A., 2001. A major seasonal phytoplankton bloom in the Madagascar Basin. *Deep-Sea Research I*, 48, pp. 2413–2422.

Longhurst, A., S. Sathyendranath, T. Platt e C. Caverhill, 1995: An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data. *J. Plankton Res.*, 17, pp. 1245-1271.

Lohrenz, S. E., Fahnenstiel, G. L., Redalje, D. G., Lang, G. A., Dagg, M. J., Whitledge, T. E., Dortch, Q., 1999. Nutrients, irradiance, and mixing as factors regulating primary production in coastal waters impacted by the Mississippi River plume. *Continental Shelf Research*, 19, pp. 1113–1141.

Luyten, P.J., Jones, J.F., Proctor, R., Tabor, A., Tett, P., e Wild –Allen, K., 1999. COHERENS program - A coupled Hidrodinamical-Ecological Model for Regional and Shelf Seas, EU, Marine Science and Technology (Mast) Programme, pp. 914.

Marañón, E., Holligan, P. M., Varela, M., Mouriñó, B., Bale, A. J., 2000. Basin-scale variability of phytoplankton biomass, production and growth in the Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research I*, 47, pp. 825–857.

Marchesiello, P., Barnier, B., Miranda, A.P. 1998. A sigma-coordinate primitive equation model for studying the circulation in the South Atlantic Part II: Meridional transports and seasonal variability. *Deep-Sea Research I*, 45, pp. 573–608.

Margalef, R., 1978. Phytoplankton communities in upwelling areas. The example of NW Africa. *Oecologica Aquatica*, 3, pp. 97–132.

Mateus, M., Coelho, H., Miranda R. (2000). Seasonal Evolution of thermal structure and primary production off Algarve. In 2nd Assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofísica. Lagos, Portugal, Proceedings, pp. 623–624.

Mellor, G.L., Blumberg, A. F., 1985. Modeling vertical and horizontal diffusivities with the sigma coordinate system. *Monthly Weather Review*, 113, pp. 1379–1383.

Mellor, G.L. and Yamada T., 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20, pp. 851–875.

Mendes, J. C., 1999. Variabilidade Sazonal do Fitoplâncton Marinho na Costa Noroeste de Portugal. Relatório de Estágio do Curso de Licenciatura em Biologia Marinha e Pescas, Universidade do Algarve, pp. 47.

Michalakes, J., J. Dudhia, D. Gill, T. Henderson, J. Klemp, W. Skamarock, and W. Wang, 2005. The Weather Research and Forecast Model: Software Architecture and Performance. Proceedings of the Eleventh ECMWF Workshop on the Use of High

Performance Computing in Meteorology. Eds. Walter Zwiefelhofer and George Mozdzynski. World Scientific, pp. 156–168.

Mickens, R. E., 2003. A nonstandard finite-difference scheme for the Lotka–Volterra system. *Applied Numerical Mathematics*, 45, pp. 309–314.

Mittelstaedt, E., 1983: The upwelling area off Northwest Africa – A description of phenomena related to coastal upwelling. *Progress in Oceanography*, 12, 307-331.

Moita, M.T., Oliveira, P.B., Mendes, J.C., Palma, A.S., 2003. Distribution of chlorophyll a and *Gymnodinium catenatum* associated with coastal upwelling plumes off central Portugal. *Acta Oecologica*, 24, pp. S125–S132.

Moita, M.T., 2001. Estrutura, Variabilidade e Dinâmica do Fitoplâncton na Costa de Portugal Continental. PhD thesis. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, pp. 272.

Morales, C. E., Blanco, J. L., Braun, M., Reyes, H., Silva, N., 1996. Chlorophyll-a distribution and associated oceanographic conditions in the upwelling region off northern Chile during the winter and spring 1993. *Deep-Sea Research I*. Vol. 43, No. 3, pp. 267–289

Newberger, P.A., Allen, J. S., Spitz, Y.H., 2003. Analysis and comparison of three ecosystem models. *Journal of geophysical research*, vol.108, NO C3, 3061, doi:10.1029/2001JC001182, pp. 6(1–21).

Oguz, T.I, Ducklow, H. W., Malanotte-Rizzoli, P., Murray, J. W., Shushkina, E.A., Vedernikov, V.I., Unluata, U., 1999. A physical–biochemical model of plankton productivity and nitrogen cycling in the Black Sea. *Deep-Sea Research I*, 46, pp. 597–636.

Oliveira, P. B., Peliz, A., Dubert, J., Rosa, T. L., Santos, A. M. P., 2004. Winter geostrophic currents and eddies in the western Iberia coastal transition zone. *Deep-Sea Research Part I*, 51, pp. 367–381.

Peixoto, J.P., Oort, A.H., 1992. *Physics of Climate*. American Institute of Physics, New York, pp. 520.

Peliz, A. J., Fiúza, A. F. G., 1999. Temporal and spatial variability of CZCS-derived phytoplankton pigment concentrations off the western Iberian Peninsula. *International Journal of Remote Sensing*, Volume 20, pp. 1363–1403.

Peliz, A., Rosa, T. L., Santos, A. M. P., Pissarra, J. L., 2002. Fronts, jets, and counter-flows in the Western Iberian upwelling system. *Journal of Marine Systems*, 35, pp. 61–77.

Peliz, A., Dubert, J., Haidvogel, D. B., 2003. Subinertial response of a density-driven eastern boundary poleward current to wind forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 33, pp. 1633–1650.

Peliz, A., Santos, A., Oliveira, P., Dubert, J., 2004. Extreme cross-shelf transport induced by eddy interactions southwest of Iberia in winter 2001. *Geophysical Research Letters*, 31, L08301, doi:10.1029/2004GL019618.

Phillips N.A., 1957. A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *Journal of Meteorology*, 14, pp. 184–185.

Portela, L., 1996. Modelação matemática de processos hidrodinâmicos e de qualidade da água no estuário do Tejo. Dissertação para obtenção de grau de Doutor em Engenharia do Ambiente. Instituto Superior Técnico, Universidade Técnica de Lisboa, pp. 240.

Prego, R., Bao, R., 1997. Upwelling influence on the Galician coast: silicate in shelf water and underlying surface sediments. *Continental Shelf Research*, Vol. 17, No. 3, pp. 307–318.

Prego, R., Barciela, M. del C., Varela, M., 1999. Nutrient dynamics in the Galician coastal area (Northwestern Iberian Peninsula): Do the Rias Bajas receive more nutrient salts than the Rias Altas? *Continental Shelf Research*, 19, pp. 317–334.

Pridde, J., Whitehouse, M.J., Ward, P., Shreeve, S.R., Brierley, S.A., Atkinson, ^a, Watkins, J.L., Brandon, M.A., Cripps, G.C., 2003. Biogeochemistry of a Southern Ocean plankton ecosystem: Using natural variability in community composition to study the role of metazooplankton in carbon and nitrogen cycles. *Journal of geophysical research*, vol.108, NO C4, 8082, doi:10.1029/2000JC000425, pp. 9(1-13).

Proctor R., 1997. NOMADS – North Sea Model Advection Dispersion study, MAS2-CT94-0105. Technical Report IV: Model Intercomparison. POL Internal Document N° 107, Proudman Oceanographic Laboratory, pp.143

Ramos, P.C, 2002. Modelação matemática da qualidade da água no estuário do Tejo. Tese de mestrado, Instituto Superior Técnico, Universidade Técnica de Lisboa, pp.61.

Reed R.K., 1977. On estimating insolation over the ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 7, 482–485.

Reis, R. M. M, Gonçalves, M. Z., 1988. O clima de Portugal, WLI. Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica, Lisboa, pp. 160.

Relvas, P., Barton, E.D., Dubert, J., Oliveira, P. B., Peliz Á., Silva, J.C.B., Santos, A. M. P., 2007. Physical oceanography of the western Iberia ecosystem: Latest views and challenges. *Progress In Oceanography*, Volume 74, Issues 2-3, pp. 49-173.

Ribeiro, A. C., Peliz, A, Santos, A. M. P., 2005. A study of the response of chlorophyll-a biomass to a winter upwelling event off Western Iberia using SeaWiFS and in situ data. *Journal of Marine Systems*, 53, pp. 87–107.

Riley, 1946. Factors controlling phytoplankton populations on Georges Bank. *Journal of Marine Research*, 6, pp. 54 – 73

Rios, A., Pérez, F., Fraga, F. (1992). Water masses in the upper and middle north Atlantic Ocean East of the Azores, *Deep-sea Research*, 39 (3/4), pp. 645–658.

Roed, L.P., Cooper, C. K., 1987. A study of various open boundary conditions for wind-forced barotropic numerical ocean models. In: J.C.J. Nihoul and B. M. Jamart (Editors) *Three-dimensional models of marine and estuarine dynamics*. Elsevier, Amsterdam, pp. 305-335.

Rosati, A. and Miyakoda K., 1988. A general circulation model for upper ocean simulation. *Journal of Physical Oceanography*, 18, 1601–1626.

Ruddick, K. G., 1995. Modelling of coastal processes influenced by freshwater discharge of Rhine. Ph.D. Thesis, Univ. de Liège, Belgium, pp. 247.

Santos, A.M.P., Peliz, A., Dubert, J., Oliveira, P.M., Angélico, M.M., Rê, P., 2004. Impact of a winter upwelling event on the distribution and transport of sardine (*Sardina pilchardus*) eggs and larvae of western Iberia: a retention mechanism. *Continental Shelf Research*, 24, pp. 149–165.

Santos, A.M.P., Peliz, A., 2002. Dinâmica de ecossistemas marinhos na costa oeste de Península Ibérica: contribuições locais para o programa global – o GLOBEC. *Global IGBP, Comité Nacional do IGBP-Portugal, Newsletter nº2*, pp. 3–5.
<http://www.isa.utl.pt/igbp-pc>

Saraiva, A. S., 2001. Produção Primária De Biomassa No Estuário Do Tejo – Estudo da variabilidade das descargas. Volume I. Trabalho Final de Curso da Licenciatura em Engenharia do Ambiente, Universidade Técnica De Lisboa Instituto Superior Técnico, pp. 170.

Sathyendranath, S., Longhurst, A., Caverhill, C. M. and Platt, T., 1995. Regionally and seasonally differentiated primary production in the North Atlantic. *Deep-Sea Research I*, Vol. 42, No 10, pp. 1773–1802.

Silva, A. J., 1992a. Contribuição do Instituto Hidrográfico para o projecto JNICT 87344 – Resultados do Cruzeiro CECIR XII, Maio, 1987. REL. TF-OF-8/92, Instituto Hidrográfico, Lisboa, pp. 43.

Silva, J. F., Duck, R. W., Anderson, J. M., McManus, J., Monk, J. G. C., 2001. Airborne Observations of Frontal Systems in the Inlet Channel of the Ria de Aveiro, Portugal. *Phys. Chem. Earth (B)*, Vol. 26, No 9, pp. 713 – 719.

Silva, J. M., 2004. Caracterização qualitativa do fenómeno de afloramento costeiro de Verão na região de Aveiro. Tese de Mestrado em Ciências das Zonas Costeiras, Universidade de Aveiro. pp. 158.

Skamarock, W. C., and Klemp, J. B., 2007. A time-split nonhydrostatic atmospheric model for research and NWP applications. *J. Comp. Phys.*, special issue on environmental modeling, pp. 43.

Smith, S.D. and Banke, E.G., 1975. Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. *Quarterly Journal Meteorological Society*, 101, 665–673.

Spitz, Y.H., Newberger, P.A., Allen, J.S., 2003. Ecosystem response to upwelling off the Oregon coast: Behavior of the three nitrogen-based models. *Journal of geophysical research*. Vol 108, NO C3, 3062, doi:10.1029/2001JC001181. pp. 7(1–22).

Stevens, I., Hamann, M., Johnson, J. A., Fiúza, A. F. G., 2000. Comparisons between a fine resolution model and observations in the Iberian shelf–slope region *Journal of Marine Systems* 26, pp. 53–74.

Tett, P. and Grenz, C., 1994. Designing a simple microbiological-physical model for a coastal embayment. *Vie et Milieu*, 44, pp. 39–58.

Tett, P. and Walne A., 1995. Observations and simulations of hydrography, nutrients and plankton in the southern North Sea. *Ophelia*, 42, pp. 371–416.

Tett, P., 1998. Parameterising a microplankton model. Report, Napier University, Edinburgh, pp. 54.

Tett, P., Wilson, H., 2000. From biogeochemical to ecological models of marine microplankton. *Journal of Marine Systems*, 25, pp. 431–446.

Tett, P., Gilpin, L., Svendsen, H., Erlandsson, C.P., Larsson, U., Kratzer, S., Fouilland, E., Janzen, C., Lee, J.-Y, Grenz, C., Newton, A., Ferreira, J. G., Fernandes, T., Scory, S., 2003. Eutrophication and some European waters of restricted Exchange. *Continental Shelf Research*, 23, pp. 1635–1671.

Tremblay, J-E., Gratton, Y., Fauchot, J., Price, N.I M., 2002. Climatic and oceanic forcing of new, net, and diatom production in the North Water. *Deep-Sea Research II*, 49, pp. 4927–4946.

Turley, C.M., Dixon, J.L., 2002. Bacterial numbers and growth in surficial deep-sea sediments and phytodetritus in the NE Atlantic: Relationships with particulate organic carbon and total nitrogen. *Deep-Sea Research I*, 49, pp. 815–826.

Umgiesser, G., Luyten, J. P., Carniel, S., 2002. Exploring the thermal cycle of the Northern North Sea area using a 3-D circulation model: the example of PROVESS NNS station. *Journal of Sea Research*, 48, pp.271–286.

Van den Berg, A. J., Ridderinkhof, H., Riegman R., Ruardij P. and Lenhart H., 1996. Influence of variability in the water transport on phytoplankton biomass and composition in the southern North Sea: a modelling approach (FYFY). *Continental Shelf Research*, 16, pp. 907–931.

Varela, M., Prego, R., Belzunce, M. J., Salas, F. M., 2001. Inshore offshore differences in seasonal variations of phytoplankton assemblages: the case of a Galician Ria Alta (Ria de A Coruña) and its adjacent shelf (NW of Spain). *Continental Shelf Research*, 21, pp. 1815–1838.

Valiela, I., (1995). *Marine Ecological Processes*. 2nd edition. Springer–Verlag, New York, pp. 689.

Vieira, N., Mateus, M., Coelho, H., 2000. Temperature, Salinity and Geostrophic Currents Distributions in the Iberian Atlantic Margin. In 3rd Symposium on the Iberian Atlantic Continental Margin, Faro, Portugal, pp. 151–152.

Vitorino, J., Oliveira, A., Jouanneau, J. M., Drago, T., 2002. Winter dynamics on the northern Portuguese shelf. Part1: physical processes. *Progress in Oceanography*, 52, pp 129–153.

Walsh, J. J., Dieterle, D. A., Lenes, J., 2001. A numerical analysis of carbon dynamics of the Southern Ocean phytoplankton community: the roles of light and grazing in effecting both sequestration of atmospheric CO₂ and food availability to larval krill. *Deep-Sea Research I*, 48, pp. 1–48.

Wild-Allen, K., Lane, A., Tett, P., 2002. Phytoplankton, sediment and optical observations in Netherlands coastal waters in spring. *Journal of sea research*, 47, pp. 303–315.

Links:

http://climetua.fis.ua.pt/main/notas_exp.htm

http://www.io.fc.ul.pt/fisica/afloramento_costeiro.htm

http://jove.geol.niu.edu/.../Chert_Formation.html

<http://modis.gsfc.nasa.gov/>

<http://www.mumm.ac.be/~patrick/mast/>

<http://www.wrf-model.org/index.php>

<http://www.weather-climate.org.uk/12.php>

Anexo I

A. Equações transformadas em coordenadas σ

As soluções numéricas do modelo são grandemente simplificadas introduzindo uma nova coordenada vertical que transforma a superfície e o fundo em coordenadas de superfície (Phillips, 1957). Foi adotada a seguinte transformação de coordenadas.

$$\left(\tilde{t}, \tilde{x}_1, \tilde{x}_2, \tilde{x}_3\right) = \left(t, x_1, x_2, Lf(\sigma)\right) \quad (\text{A1})$$

onde

$$\sigma = \frac{x_3 + h}{\zeta + h} = \frac{x_3 + h}{H} \quad (\text{A2})$$

é a coordenada σ que varia entre 0 (no fundo) e 1 (à superfície). Considerando $f(0) = 0$ e $f(1) = 1$, a equação do fundo toma a forma simples $\tilde{x}_3 = 0$ enquanto a superfície em movimento se transforma em $\tilde{x}_3 = L$. O Jacobiano da transformação:

$$J = \frac{\partial x_3}{\partial \tilde{x}_3} = H / \left(L \frac{df}{d\sigma} \right) \quad (\text{A3})$$

representa a razão entre uma unidade de comprimento no espaço físico e uma unidade de comprimento no espaço transformado.

As equações tomam a forma simples definindo uma nova velocidade vertical

$$\tilde{\omega} = \frac{\partial \tilde{x}_3}{\partial t} + u \frac{\partial \tilde{x}_3}{\partial x_1} + v \frac{\partial \tilde{x}_3}{\partial x_2} + w \frac{\partial \tilde{x}_3}{\partial x_3} \quad (\text{A4})$$

Multiplicando (A4) por J e usando as equações (A1)-(A3) a velocidade vertical antiga pode ser escrita:

$$w = Jw + \sigma \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \left(\sigma \frac{\partial \zeta}{\partial \tilde{x}_1} - (1-\sigma) \frac{\partial h}{\partial \tilde{x}_1} \right) + v \left(\sigma \frac{\partial \zeta}{\partial \tilde{x}_2} - (1-\sigma) \frac{\partial h}{\partial \tilde{x}_2} \right) \quad (\text{A5})$$

O primeiro termo da direita da equação (A5) denominado velocidade vertical “transformada”, representa a corrente de upwelling ou downwelling vertical intrínsecos, normal às superfícies das iso- σ , enquanto os outros termos são induzidos por variações no espaço e no tempo das formas da superfície do mar e do fundo (ver Deleersnijder, 1989).

As versões transformadas das equações da continuidade, momento horizontal, equilíbrio hidrostático, temperatura e salinidade são dadas por:

$$\frac{1}{J} \frac{\partial J}{\partial \tilde{t}} + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} (Ju) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} (Jv) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} (J\tilde{w}) = 0 \quad (\text{A6})$$

$$\begin{aligned} & \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{t}} (Ju) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} (Ju^2) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} (Jvu) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} (J\tilde{w}u) - fv \\ & = -g \frac{\partial \zeta}{\partial \tilde{x}_1} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial \tilde{x}_1} + Q_1 + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} \left(\frac{v_T}{J} \frac{\partial u}{\partial \tilde{x}_3} \right) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} J(\tau_{11}) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} J(\tau_{21}) \end{aligned} \quad (\text{A7})$$

$$\begin{aligned} & \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{t}} (Jv) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} (Juv) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} (Jv^2) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} (J\tilde{w}v) + fu \\ & = -g \frac{\partial \zeta}{\partial \tilde{x}_2} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial \tilde{x}_2} + Q_2 + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} \left(\frac{v_T}{J} \frac{\partial v}{\partial \tilde{x}_3} \right) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} J(\tau_{12}) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} J(\tau_{22}) \end{aligned} \quad (\text{A8})$$

$$\frac{1}{J} \frac{\partial q_d}{\partial \tilde{x}_3} = b \quad (\text{A9})$$

$$\begin{aligned} & \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{t}} (JT) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} (JuT) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} (JvT) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} (J\tilde{w}T) \\ & = \frac{1}{J\rho_0 c_p} \frac{\partial I}{\partial \tilde{x}_3} + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} \left(\frac{\lambda_T}{J} \frac{\partial T}{\partial \tilde{x}_3} \right) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} \left(J\lambda_H \frac{\partial T}{\partial \tilde{x}_1} \right) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} \left(J\lambda_H \frac{\partial T}{\partial \tilde{x}_2} \right) \end{aligned} \quad (\text{A10})$$

$$\begin{aligned} & \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{t}} (JS) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} (JuS) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} (JvS) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} (J\tilde{w}S) \\ & = \frac{1}{J\rho_0 c_p} \frac{\partial I}{\partial \tilde{x}_3} + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} \left(\frac{\lambda_T}{J} \frac{\partial S}{\partial \tilde{x}_3} \right) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} \left(J\lambda_H \frac{\partial S}{\partial \tilde{x}_1} \right) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} \left(J\lambda_H \frac{\partial S}{\partial \tilde{x}_2} \right) \end{aligned} \quad (\text{A11})$$

As componentes do gradiente de pressão baroclínica, no sistema de coordenadas transformadas, tomam a forma:

$$\begin{aligned}
Q_i = & -\frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_i} (Jq_d) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} \left(q_d \frac{\partial x_3}{\partial \tilde{x}_i} \right) = -\frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_i} (Jq_d) \\
& + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} \left(q_d \left(\sigma \frac{\partial H}{\partial \tilde{x}_i} - \frac{\partial h}{\partial \tilde{x}_i} \right) \right)
\end{aligned} \tag{A12}$$

As componentes da tensão horizontal continuam a ser definidas pelas equações em coordenadas cartesianas com (x_1, x_2) substituído por $(\tilde{x}_1, \tilde{x}_2)$.

Há ainda a ter em conta que os termos de difusão horizontal foram simplificados de acordo com as recomendações de Mellor e Blumberg (1985). Isto significa que uma série de termos foram omitidos para evitar ruído na difusão ao longo da superfície das iso- σ que podem ser comparáveis ou maiores que a difusão induzida pela mistura vertical.

A fórmula conservativa da equação (A12) usada para o gradiente de pressão baroclínica assegura que nenhuma circulação é gerada pelo momento integrado na vertical ao longo de perfis de profundidade constante.

A maior restrição da coordenada σ é o facto de pequenos erros de truncatura no cálculo numérico do gradiente de pressão, num ponto junto ao fundo, poderem gerar fluxos geostróficos anómalos. Gary (1993) e Haney (1991) mostraram que o afastamento do estado de referência, análogo ao equilíbrio do gradiente de pressão nesta formulação, pode reduzir os erros de truncatura. O segundo problema é que o esquema numérico só converge se a condição para a “consistência hidrostática” for satisfeita. Este critério é dado por:

$$\frac{1-\sigma}{H} \left(\left| \frac{\partial H}{\partial x_1} \right| \Delta x_1, \left| \frac{\partial H}{\partial x_2} \right| \Delta x_2 \right) < \Delta \sigma \tag{A13}$$

onde $\Delta \sigma$ é o espaçamento vertical no sistema de coordenadas σ .

B. Equações integradas em profundidade

O grupo de equações para o modo bidimensional consiste numa equação para a elevação da superfície ζ e duas equações para as correntes integradas verticalmente, definida por:

$$(\bar{U}, \bar{V}) = \int_{-h}^{\zeta} (u, v) dx_3 = \int_0^L (u, v) J d\tilde{x}_3 \quad (\text{B1})$$

Integrando as equações da continuidade e do momento horizontal na vertical obtém-se:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial \tilde{t}} + \frac{\partial \bar{U}}{\partial \tilde{x}_1} + \frac{\partial \bar{V}}{\partial \tilde{x}_2} = 0 \quad (\text{B2})$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{U}}{\partial \tilde{t}} + \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} \left(\frac{\bar{U}^2}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} \left(\frac{\bar{V}\bar{U}}{H} \right) - f\bar{V} = -gH \frac{\partial \zeta}{\partial \tilde{x}_1} - \frac{H}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial \tilde{x}_1} + \bar{Q}_1 + \frac{1}{\rho_0} (\tau_{s1} - \tau_{b1}) \\ + \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} \bar{\tau}_{11} + \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} \bar{\tau}_{12} - \bar{A}_1^h + \bar{D}_1^h \end{aligned} \quad (\text{B3})$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{V}}{\partial \tilde{t}} + \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} \left(\frac{\bar{U}\bar{V}}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} \left(\frac{\bar{V}^2}{H} \right) + f\bar{U} = -gH \frac{\partial \zeta}{\partial \tilde{x}_2} - \frac{H}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial \tilde{x}_2} + \bar{Q}_2 + \frac{1}{\rho_0} (\tau_{s2} - \tau_{b2}) \\ + \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} \bar{\tau}_{12} + \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} \bar{\tau}_{22} - \bar{A}_2^h + \bar{D}_2^h \end{aligned} \quad (\text{B4})$$

onde (τ_{s1}, τ_{s2}) e (τ_{b1}, τ_{b2}) são as componentes da tensão à superfície e no fundo, respectivamente, supondo que $J\tilde{\omega}$ se anula à superfície e no fundo. Os termos da pressão baroclínica integrados em profundidade. No lado direito das equações (B3) e (B4) são dadas por:

$$(\bar{Q}_1, \bar{Q}_2) = \int_0^L J(Q_1, Q_2) d\tilde{x}_3 \quad (\text{B5})$$

As componentes da tensão são dadas por

$$\bar{\tau}_{11} = 2\bar{v}_H \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} \left(\frac{\bar{U}}{H} \right) \quad (\text{B6})$$

$$\bar{\tau}_{21} = \bar{\tau}_{12} = \bar{v}_H \left[\frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} \left(\frac{\bar{U}}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} \left(\frac{\bar{V}}{H} \right) \right] \quad (\text{B7})$$

$$\bar{\tau}_{22} = 2\bar{v}_H \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} \left(\frac{\bar{V}}{H} \right) \quad (\text{B8})$$

com (u, v) substituído pela média vertical da corrente $(\bar{U}/H, \bar{V}/H)$.

O coeficiente de difusão horizontal integrado ao longo da coluna de água, \bar{v}_H , obtém-se a partir da equação:

$$\bar{v}_H = \int_0^L v_H J d\tilde{x}_3 \quad (\text{B9})$$

Os dois últimos termos da direita, das equações (B3) e (B4), são os termos correspondentes aos integrais (em profundidade) da advecção horizontal e da difusão, respectivamente, com (u, v) substituído por:

$$(u', v') = \left(u - \bar{U}/H, v - \bar{V}/H \right) \quad (\text{B10})$$

que representa o desvio da corrente horizontal com respeito ao seu valor médio vertical. As suas formas explícitas são:

$$\bar{A}_1^h = \int_0^L \left(\frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} (J u'^2) + \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} (J u' v') \right) d\tilde{x}_3 \quad (\text{B11})$$

$$\bar{A}_2^h = \int_0^L \left(\frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} (J u' v') + \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} (J v'^2) \right) d\tilde{x}_3 \quad (\text{B12})$$

$$\bar{D}_1^h = \int_0^L \left[\frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} \left(2v_H J \frac{\partial u'}{\partial \tilde{x}_1} \right) + \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} \left(v_H J \left(\frac{\partial u'}{\partial \tilde{x}_2} + \frac{\partial v'}{\partial \tilde{x}_1} \right) \right) \right] d\tilde{x}_3 \quad (\text{B13})$$

$$\bar{D}_2^h = \int_0^L \left[\frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} \left(v_H J \left(\frac{\partial u'}{\partial \tilde{x}_2} + \frac{\partial v'}{\partial \tilde{x}_1} \right) \right) + \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} \left(2v_H J \frac{\partial v'}{\partial \tilde{x}_2} \right) + \right] d\tilde{x}_3 \quad (\text{B14})$$

A velocidade vertical transformada pode, em geral, ser determinada integrando a equação da continuidade. Uma relação mais útil pode ser derivada multiplicando primeiro a equação (B2) por um factor horizontalmente uniforme, J/H . Usando a equação (A3):

$$\frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} \left(J \left(u - \frac{\bar{U}}{H} v \right) \right) + \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} \left(J \left(v - \frac{\bar{V}}{H} \right) \right) + \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} (J\tilde{w}) = 0 \quad (\text{B15})$$

A avaliação da velocidade “física” w é importante no programa. O seu valor pode ser calculado, à posteriori, utilizando a expressão usada por Deleersnijder e Ruddick (1992):

$$w = \frac{1}{J} \left(\frac{\partial}{\partial \tilde{t}} (Jx_3) + \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_1} (Jux_3) + \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_2} (Jvx_3) + \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} (J\tilde{w}x_3) \right) \quad (\text{B16})$$

Esta fórmula é equivalente à outra expressão (23).

C. Formula Geral da Equação de Advecção-Difusão Escalar

As equações de temperatura e salinidade representam o transporte escalar advecto-difusivo. A forma geral da equação do transporte para uma quantidade ψ pode ser escrito da seguinte forma:

$$(I + \mathcal{A}_h + \mathcal{A}_v + \mathcal{A}_s + \mathcal{D}_v + \mathcal{D}_h) \psi = \mathcal{P}(\psi) - S(\psi) \quad (\text{C1})$$

Onde operador da derivada do tempo, I , é definido por:

$$I(\psi) = \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{t}} (J\psi) \quad (\text{C2})$$

A_h é o operador da advecção horizontal, em coordenadas cartesianas:

$$A_h(\psi) = \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial x_1} (Ju\psi) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial x_2} (Jv\psi) \quad (\text{C3})$$

A_v é o operador da advecção vertical:

$$A_v(\psi) = \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} (J \tilde{w} \psi) \quad (C4)$$

A_s é o operador do afundamento vertical:

$$A_s(\psi) = \frac{w_s''}{J} \frac{\partial \psi}{\partial \tilde{x}_3} \quad (C5)$$

onde w_s'' é uma taxa de afundamento específico “não físico” para a quantidade ψ . D_v é o operador da difusão vertical:

$$\frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} \left(\frac{\lambda_T''}{J} \frac{\partial \psi}{\partial \tilde{x}_3} \right) \quad (C6)$$

D_h é o operador da difusão horizontal:

$$D_h(\psi) = \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial x_1} \left(J \lambda_H'' \frac{\partial \psi}{\partial x_1} \right) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial x_2} \left(J \lambda_H'' \frac{\partial \psi}{\partial x_2} \right) \quad (C7)$$

em coordenadas cartesianas.

$P(\psi)$ representa todos os outros termos de fonte (positivos) da equação do transporte.

$S(\psi)$ representa todos os outros sumidouros (negativos) na equação do transporte.

Por exemplo, a equação da temperatura pode ser escrita na fórmula (C1) com:

$$\omega_s^T = 0, \lambda_T^T = \lambda_T, \lambda_H^T = \lambda_H, P(T) = \frac{1}{J \rho_0 c_p} \frac{\partial I}{\partial \tilde{x}_3}, S(T) = 0 \quad (C8)$$

D. Esquemas de Fecho da Turbulência

Um esquema vantajoso é o conhecido esquema “level 2.5 turbulence closure” de Mellor e Yamada (1982) com modificações introduzidas por Galperin (1988).

Usando a analogia com a difusão molecular, quando os coeficientes de viscosidade turbulenta são proporcionais ao produto da velocidade média pelo livre percurso médio das partículas, os coeficientes de viscosidade ν_T e λ_T são calculados como o produto da escala de velocidade turbulenta pela escala de comprimento, l , denominada, de comprimento de mistura (“mixing length”), por Kolmogorov-Prandtl. A escala de velocidade usualmente utilizada é a raiz quadrada da energia cinética turbulenta, $k^{1/2}$. Este parâmetro pode ser obtido resolvendo a equação de transporte. A forma mais geral desta equação é escrita como:

$$(I + A_h + A_v + D_v)k - \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} \left(\left(\frac{\nu_T}{\sigma_k} + \nu_b \right) \frac{1}{J} \frac{\partial k}{\partial \tilde{x}_3} \right) = \nu_T M^2 - \lambda_T N^2 - \varepsilon \quad (D1)$$

onde a derivada no tempo, os operadores da advecção horizontal e vertical e da difusão são definidos por (C2)-(C5), (C7)-(C9), N^2 e M^2 , são respectivamente, o quadrado da força ascensional e frequências de cisalhamento (shear) e ε representa a taxa de dissipação da energia turbulenta. As equações de transporte são resolvidas com o mesmo coeficiente horizontal de difusão λ_H . Os coeficientes de viscosidade turbulenta são expressos, por:

$$\nu_T = S_m k^{1/2} l + \nu_b, \quad \lambda_T = S_h k^{1/2} l + \lambda_b \quad (D2)$$

onde S_m , S_h são, normalmente, referidas como funções de estabilidade e ν_b , λ_b são coeficientes de fundo prescritas. No modelo a taxa de dissipação da energia turbulenta é parametrizada de acordo com:

$$\varepsilon = \varepsilon_0 k^{3/2} / l \quad (D3)$$

onde ε_0 é uma constante.

Uma alternativa à formulação “ k - l ” é a formulação “ k - ε ” onde ε substitui l . As expressões (D2) são substituídas por:

$$\nu_T = S_u k^2 / \varepsilon + \nu_b, \quad \lambda_T = S_b k^2 / \varepsilon + \lambda_b \quad (D4)$$

A formulação $k-l$ ou $k-\varepsilon$ é seleccionada no programa seleccionando o comutador ITCPAR igual a 1 ou 2.

a. Funções de estabilidade

Podem ser seleccionadas duas formulações diferentes para as funções de estabilidade dependendo do valore do *switch* ISTAR. Se ISTAR=1, elas são expressas como função de parâmetro de estabilidade G_h ou α_N se ISTAR=2. As formas explícitas são:

$$S_m = \frac{0.556 + 2.18G_h}{1 + 20.4G_h + 53.1G_h^2}, S_h = \frac{0.699}{1 + 17.3G_h} \quad (D5)$$

onde

$$G_h = \frac{l^2}{k} N^2 \quad (D6)$$

ou

$$S_u = \frac{0.108 + 0.0229\alpha_N}{1 + 0.471\alpha_N + 0.0275\alpha_N^2}, S_b = \frac{0.177}{1 + 0.403\alpha_N} \quad (D7)$$

onde

$$\alpha_N = \frac{k^2}{\varepsilon^2} N^2 \quad (D8)$$

as expressões (D4)-(D5) obtidas por Mellor e Yamada (1992) com as modificações de Galperin *et. al.* (1988). Elas são obtidas a partir de um conjunto original de 10 equações para as correlações de segunda ordem (Tensões de Reynolds, fluxos da força ascensional e variação da densidade) a partir das hipóteses de fecho da turbulência necessárias e as aproximações adicionais, (*“level 2.5” scheme*) na classificação usada por Mellor e Yamada (1974). As expressões análogas para $k-\varepsilon$, (D7)-(D8), são derivadas em Luyten *et. al.* (1996) usando aproximações semelhantes. É importante notar que as funções de estabilidade não dependem explicitamente do cisalhamento da corrente como no esquema original de Mellor-Yamada. Isto melhora o esquema de estabilidade como é mostrado por Deleersnijder e Luyten (1994).

Uma propriedade importante destes tipos de funções de estabilidade é a inibição da turbulência com o aumento da estratificação. Isto pode ser deduzido a partir da equação da energia turbulenta (D1) assumindo que os termos do lado esquerdo são desprezáveis. Pode ainda ser mostrado que (S_m, S_h) ou (S_u, S_b) são funções do número de Richardson. Em particular as funções de estabilidade tendem para zero e a turbulência cessa se $Ri \rightarrow Ri_c$ onde Ri_c iguala 0.195 na formulação $k-l$ e 0.579 na formulação $k-\varepsilon$. Esta supressão da turbulência aparece em desacordo com os dados observados. Uma solução possível é a introdução de condições limite. Um alternativa é adoptar uma formulação onde as funções de estabilidade são expressas em termos de número de Richardson e decresce suavemente para zero se $Ri \rightarrow \infty$. Neste caso são usadas as expressões seguintes:

$$S_m = S_{m0} f_m(Ri), S_h = S_{h0} g_m(Ri) \quad (D9)$$

$$S_u = S_{u0} f_m(Ri), S_b = S_{b0} g_m(Ri) \quad (D10)$$

onde S_{m0} , S_{h0} , S_{u0} e S_{b0} são os valores neutros (para $N^2 = 0$) dos coeficientes de estabilidade ((D5) ou (D7)) e f_m , g_m são dados pelas relações de Munk-Anderson. Se $f_m(Ri)$ e $g_m(Ri)$ forem fixados no seu valor neutro 1 nas expressões (D9)-(D10), obtemos a formulação usada no modelo padrão (standard) (Rodi,1984; Burchard e Baumert,1995).

O valor do coeficiente de estabilidade neutra S_{m0} , S_{u0} pode ser usado para determinar o parâmetro ε_0 que se relaciona com ε e l em (D3) tomando como aproximação a camada limite. Obtém-se:

$$\varepsilon_0 = S_{m0}^3 \quad \text{ou} \quad \varepsilon_0 = S_{u0}^{3/4} \quad (D11)$$

b. Parametrizações do comprimento de mistura e da taxa de dissipação

- **Modelo a 2 equações (“two-equation”)**

Num modelo a 2 equações é resolvida a equação k (D1). Se a opção $k-l$ for considerada, ε é parametrizado usando a equação (D3) e é fornecida uma equação adicional para a quantidade kl obtida pelo formalismo de Mellor e Yamada (1982):

$$(I + A_h + A_v + D_v)kl - \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} \left(\left(\frac{v_T}{\sigma_k} + v_b \right) \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} (kl) \right) = \frac{1}{2} E_1 l (v_T M^2 - \lambda_T N^2) - \frac{1}{2} \varepsilon_0 k^{3/2} \tilde{W} \quad (D12)$$

Que define a aproximação à parede de fundo, \tilde{W} , definida por:

$$\tilde{W} = 1 + E_2 \left(\frac{1}{k} \left(\frac{1}{\zeta - x_3 + z_{0s}} + \frac{1}{h + x_3 + z_{b0}} \right) \right)^2 \quad (D13)$$

onde $k = 0.4$ é a constante de von Karmann. As escalas de comprimento de rugosidade do fundo e da superfície, z_{0b} e z_{0s} , são fixadas por defeito em zero. A presença de um termo parede em (D12) assegura que a solução tende para a forma da camada limite na parede:

$$l \simeq l_1 = k(\sigma H + z_{0b}), \quad l \simeq l_2 = k(H - \sigma H + z_{0s}) \quad (D14)$$

com σ definido por (20), se E_1 e E_2 estiverem relacionados:

$$E_1 - E_2 = 1 - 2k^2 / (\sigma_k S_{m0}^2) \quad (D15)$$

Na versão $k-\varepsilon$ a equação k é resolvida juntamente com a equação do transporte para ε (Rodi, 1984; Launder e Spalding, 1974):

$$(I + A_h + A_v + D_v)\varepsilon - \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} \left(\left(\frac{v_T}{\sigma_\varepsilon} + v_b \right) \frac{1}{J} \frac{\partial \varepsilon}{\partial \tilde{x}_3} \right) = c_{1\varepsilon} \frac{\varepsilon}{k} (v_T M^2 - c_{3\varepsilon} \lambda_T N^2) - c_{2\varepsilon} \frac{\varepsilon^2}{k} \quad (D16)$$

Não é necessária uma parametrização da taxa de dissipação, ε , na equação k mas (D3) pode ter que ser usada, à posteriori, para avaliar o comprimento de mistura usando os

valores conhecidos de k e ε . A aproximação da camada limite pode ser obtida como um caso especial sem necessidade um termo barreira extra mas impondo um constrangimento nos parâmetros $c_{1\varepsilon}$ e $c_{2\varepsilon}$ do modelo, semelhante a (D15):

$$c_{1\varepsilon} - c_{2\varepsilon} = - \frac{k^2}{\left(\sigma_\varepsilon S_{u0}^{1/2}\right)} \quad (D17)$$

A principal diferença entre as equações k/l e ε é o peso do termo da força ascensional. Na equação ε esta é apresentada pela constante $c_{3\varepsilon}$ considerada a parte mais incerta do modelo. O valor adoptado na versão corrente do programa é 0.2 para estratificação estável e 1 para estratificação instável como foi sugerido por Rodi (1987). Mais recentemente foi proposto o valor de -1.4 para ambas as estabilidades do fluxo (Burchard e Baumert, 1995), baseada em argumentos teóricos e simulações numéricas da estratificação térmica.

c. Condições limitadoras

Um caminho possível para incorporar a mistura residual no esquema de nível 2.5 é usar condições limitadoras para o comprimento de mistura. Isso toma a forma:

$$l = \min\left(k^{1/2}c/N, l\right) \quad (D18)$$

onde c é um parâmetro. De (D5)-(D6) ou (D7)-(D8) podemos ver que uma condição limitadora destas formas impõe limites superiores para os parâmetros de estabilidade:

$$\left(G_{h,\max}, \alpha_{N,\max}\right) = \left(c^2, c^2/\varepsilon_0^2\right) \quad (D19)$$

de modo a que as funções de estabilidade (S_m, S_h) e (S_u, S_b) sejam limitadas inferiormente. Comparando com formulações não limitadas, as funções não decrescem para zero mas tendem para um valor constante quando Ri excede o valor crítico Ri_c . O valor preciso de Ri_c depende do parâmetro c . Hassid e Galperin (1983) escolheu $c = 0.75$ quando $Ri_c = 0.15$. No modelo $k - \varepsilon$, $c = 0.495$ e por isso $Ri_c = 0.25$ de acordo com os dados observados. Uma vez que l atinja o valor limite, a taxa de dissipação ε e os

coeficientes de viscosidade turbulenta, ν_T e λ_T , reduzem a um valor residual dependente da estratificação. Usando (D2)-(D4) temos:

$$\varepsilon = \varepsilon_{min} k N, \nu_T = \nu_{min} k / N, \lambda_T = \lambda_{min} k / N \quad (D20)$$

onde

$$(\varepsilon_{min}, \nu_{min}, \lambda_{min}) = (0.229, 0.046, 0.049) \quad (D21)$$

no modelo $k-l$ e

$$(\varepsilon_{min}, \nu_{min}, \lambda_{min}) = (0.381, 0.126, 0.123) \quad (D22)$$

no modelo $k-\varepsilon$.

As relações (D20) continuam a conter o parâmetro k desconhecido. Os dados observados revistos por Gregg (1987), indicam que $\varepsilon \sim N^\alpha$ com $\alpha \approx 1-1.5$. Substituindo na primeira relação (D20) obtém-se $k \sim N^{\alpha-1}$. Gaspar *et. al.* (1990) assume que $\alpha \approx 1$ e por isso k iguala o valor de k_{min} independente da estratificação. Eles propõem $k_{min} = 10^{-6} J/kg$ que é o valor seleccionado por defeito no programa. Luyten e Rippeth (1997) compararam o modelo $k-\varepsilon$ usando as condições limitadoras com medições de turbulência no mar da Irlanda. Foram encontrados bons ajustes em $k_{min} = 3 \times 10^{-6} J/kg$. Deve ser considerado um ajuste adicional considerando um valor limite de k , dependente da estratificação, que tende para zero no limite $N \rightarrow 0$. Num estudo recente Stacey *et. al.* (1995) usou a condição da forma $k \sim N^{1/2}$ e por isso $\varepsilon \sim N^{1/2}$ e ν_T e $\lambda_T \sim N^{-3/2}$ mas esta forma diverge quando $N \rightarrow 0$.

No caso de estratificação instável o limite inferior deve ser imposto no parâmetro de estabilidade para evitar que as funções de estabilidade (D5) ou (D7) se tornem negativas ou que os seus denominadores tomem o valor zero. Uma condição é que o parâmetro da estabilidade de "cisalhamento" deve permanecer positiva. Ou seja:

$$G_h > G_{h,min} = -0.046, \alpha_{N,min} = -1.725 \quad (D23)$$

E. Difusão horizontal

Os processos cuja escala é da ordem da escala de sub-grade horizontal não são resolvidos pelo modelo, pelo que são parametrizados pelos coeficientes de difusão horizontal ν_H e λ_H . Estão disponíveis duas opções no modelo. Na primeira, ν_H e λ_H , são uniformes no espaço e no tempo. Na segunda, ν_H e λ_H , são proporcionais ao passo espacial da grade na direcção horizontal $(\Delta x_1, \Delta x_2)$ e à magnitude do tensor das deformações da velocidade, em analogia com a parametrização de Smagorinsky (1963):

$$\nu_H = C_{m0} \Delta x_1 \Delta x_2 D_T, \quad \lambda_H = C_{s0} \Delta x_1 \Delta x_2 D_T \quad (E1)$$

onde

$$D_T^2 = \left(\frac{\partial u}{\partial x_1} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial x_2} \right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial x_2} + \frac{\partial v}{\partial x_1} \right)^2 \quad (E2)$$

Devido à incerteza quanto aos valores dos coeficientes numéricos C_{m0} e C_{s0} assume-se, por defeito, que são iguais. Oey e Chen (1992b) adoptou o valor de 0.2 principalmente para amortecer oscilações numéricas. O valor por defeito usado no programam é 0.1.

F. Equações de Estado

A equação de estado é indispensável no modelo para: avaliar a força ascensional na equação do equilíbrio hidrostático vertical (A10) e para determinar valores dos coeficientes de expansão térmica e da salinidade, β_T e β_S que são necessários na avaliação da frequência da força ascensional.

Existem duas alternativas:

- Uma equação linearizada que toma a forma:

$$\rho = \rho_0 (1 + \beta_S (S - S_0) - \beta_T (T - T_0)) \quad (F1)$$

onde ρ_0 , S_0 e T_0 são valores de referência para a densidade, a salinidade e a temperatura, respectivamente. São usados valores constantes para β_T e β_S .

- Uma equação de estado para a água do mar, mais geral, definida pelo Joint Panel no “Oceanographic Tables and Standards” (UNESCO, 1981) onde as fórmulas são simplificadas assumindo uma pressão zero. Esta aproximação, é de resto, valida para profundidades inferiores a ~1 km onde ocorrem os processos de turbulência (ver Gill, 1982). As equações são escritas da seguinte forma:

$$\begin{aligned} \rho(T, S) = & a_1 + a_2 T + a_3 T^2 + a_4 T^3 + a_5 T^4 + a_6 T^5 \\ & + S(a_7 + a_8 T + a_9 T^2 + a_{10} T^3 + a_{11} T^4) \\ & + S^{3/2}(a_{12} + a_{13} T + a_{14} T^2) + a_{15} S^2 \end{aligned} \quad (F2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho}{\partial T} = & a_2 + 2a_3 T + 3a_4 T^2 + 4a_5 T^3 + 5a_6 T^4 \\ & + S(a_8 + 2a_9 T + 3a_{10} T^2 + 4a_{11} T^3) \\ & + S^{3/2}(a_{13} + 2a_{14} T) \end{aligned} \quad (F3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho}{\partial S} = & a_7 + a_8 T + a_9 T^2 + a_{10} T^3 + a_{11} T^4 \\ & + \frac{3}{2} S^{1/2}(a_{12} + a_{13} T + a_{14} T^2) + 2a_{15} S \end{aligned} \quad (F4)$$

$$(\beta_T, \beta_S) = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial T}, \frac{\partial \rho}{\partial S} \right) \quad (F5)$$

onde ρ é expresso em kg/m^3 , S em PSU e T em $^\circ\text{C}$. As equações (F3) e (F4) são, derivadas de (F2) é importante notar que calculando N^2 , a partir de β_T e β_S , não uniformes, determinados através das equações (F3)-(F5), é numericamente mais exacto do que usando a formula mais convencional:

$$N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{1}{J} \frac{\partial \rho}{\partial \tilde{x}_3} \quad (F6)$$

Os valores de a_1 a a_{15} são valores tabelados.

G. Condições de fronteira aberta para o modo a 2-D

As condições fronteira (oceano aberto ou rio) devem ser definidas: \bar{U} nas fronteiras oeste e este, e \bar{V} nas fronteiras norte e sul. A selecção pode ser feita entre diferentes

tipos de condição de fronteira aberta. Elas têm a forma de condição radiativa, obtidas a partir do método das características (Hedstrom, 1979; Røed e Cooper, 1987; Ruddick, 1995). Este método é baseado na integração das equações para as variáveis de Riemann:

$$(R_{\pm}^u, R_{\pm}^v) = (\bar{U} \pm c_{\zeta}, \bar{V} \pm c_{\zeta}) \quad (G1)$$

onde $c = (gH)^{1/2}$ é a velocidade de propagação da onda para o modo barotrópico. As equações características são obtidas multiplicando a equação da continuidade (B3) por $\pm c$ e adicionando as equações do momento integradas na vertical (B4) ou (B5), isto é:

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial}{\partial t} \pm c \frac{\partial}{\partial x_1} \right) R_{\pm}^u &= \mp c \frac{\partial \bar{V}}{\partial x_2} + f \bar{V} - \frac{\partial}{\partial x_1} \left(\frac{\bar{U}^2}{H} \right) - \frac{\partial}{\partial x_2} \left(\frac{\bar{V}\bar{U}}{H} \right) - \frac{H}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial x_1} \\ &+ \bar{Q}_1 + \frac{1}{\rho_0} (\tau_{s2} - \tau_{b2}) + \frac{\partial}{\partial x_1} \bar{\tau}_{11} + \frac{\partial}{\partial x_2} \bar{\tau}_{21} - \bar{A}_1^h + \bar{D}_1^h \end{aligned} \quad (G2)$$

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial}{\partial t} \pm c \frac{\partial}{\partial x_2} \right) R_{\pm}^v &= \mp c \frac{\partial \bar{U}}{\partial x_1} - f \bar{U} - \frac{\partial}{\partial x_1} \left(\frac{\bar{V}\bar{U}}{H} \right) - \frac{\partial}{\partial x_2} \left(\frac{\bar{V}^2}{H} \right) - \frac{H}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial x_2} \\ &+ \bar{Q}_2 + \frac{1}{\rho_0} (\tau_{s2} - \tau_{b2}) + \frac{\partial}{\partial x_1} \bar{\tau}_{12} + \frac{\partial}{\partial x_2} \bar{\tau}_{22} - \bar{A}_2^h + \bar{D}_2^h \end{aligned} \quad (G3)$$

onde se assume que a velocidade da onda c é tem um gradiente normal nulo na fronteira aberta e não varia com o tempo.

A análise seguinte será restrita as fronteiras Oeste/Este mas pode facilmente ser estendida as fronteiras Sul/Norte substituindo “Sul” por “Oeste” e “Norte” por “Este”, \bar{V} por \bar{U} e R_{\pm}^v por R_{\pm}^u , (x_2, ϕ) por (x_1, λ) .

O método consiste em resolver (G2) para a característica que sai do domínio computacional, R_{+}^u ou R_{-}^u . A entrada dos dados relativos ao forçamento residual e de maré, na fronteira aberta, é obtida através do *input* da característica que entra no domínio computacional, usando o desenvolvimento harmónico:

$$F_{har}(t, x_1, x_2) = A_0(x_1, x_2) + \sum_{n=1}^{N_T} A_n \cos(\omega_n t + \varphi_{n0} - \varphi_n(x_1, x_2)) \quad (G4)$$

onde A_0 representa o termo de *input* residual (descarga de um rio, transporte de Ekman, ...); A_n é a amplitude da maré; ω_n as frequências de maré; φ_{n0} o valor inicial da fase $\omega_n t + \varphi_{n0}$; φ_{n0} as fases da maré, em cada fronteira aberta; t o tempo decorrido desde o início da simulação e N_T o número de constituintes da maré. Conhecidos, R_+^u e R_-^u , a corrente integrada em profundidade é obtida:

$$\bar{U} = \frac{1}{2}(R_+^u + R_-^u) \quad (G5)$$

Para a equação correspondente à fronteira Oeste (G2) é resolvida para a característica que sai do domínio computacional, R_-^u . A variável de entrada de Riemann R_+^u é determinada seleccionando uma das quatro formulações:

1. É adoptada uma expansão harmónica para R_+^u , isto é:

$$R_+^u = \bar{U}_{in} + c\zeta_{in} = 2cF_{har} \quad (G6)$$

onde \bar{U}_{in} e ζ_{in} são dados harmónicos. Este método é recomendado mas requer que tanto os dados da corrente como os dados de elevação de superfície estejam disponíveis.

2. É adoptada uma condição de gradiente nulo. Neste caso R_+^u é obtido de (G2) depois da seguinte substituição:

$$\frac{\partial R_+^u}{\partial x_1} = 0 \quad (G7)$$

Este método pode ser usado quando não houver dados disponíveis.

3. Os dados estão disponíveis para ζ_{in} mas não para \bar{U}_{in} . Escrevendo ζ_{in} na forma harmónica, R_+^u é obtido usando:

$$\zeta_{in} = F_{har} ; R_+^u = R_-^u + 2c\zeta_{in} = R_-^u + 2cF_{har} \quad (G8)$$

4. Os dados estão disponíveis para \bar{U}_{in} mas não para ζ_{in} . É adoptada uma expansão harmónica para \bar{U}_{in} , assim R_+^u é determinado por:

$$\bar{U}_{in} = cF_{har}; R_+^u = 2\bar{U}_{in} - R_-^u = 2cF_{har} - R_-^u \quad (G9)$$

Note-se que nas formulações três e quatro a função harmónica F_{har} é expressa em metros mas com significados diferentes em cada caso.

O procedimento é análogo para a fronteira Este com a regra de intercambio de R_+^u e R_-^u e c substituído por $-c$. A variável de saída de Riemann R_+^u é obtida resolvendo a equação (G2) uma vez que a característica de entrada R_-^u é determinada por uma das seguintes formulações.

1. R_-^u é aplicado na forma harmónica:

$$R_-^u = \bar{U}_{in} - c\zeta_{in} = -2cF_{har} \quad (G10)$$

2. O gradiente normal R_-^u é fixado em zero. Neste caso (G2) é resolvida para R_-^u usando:

$$\frac{\partial R_-^u}{\partial x_1} = 0 \quad (G11)$$

3. R_-^u é obtido escrevendo ζ_{in} harmonicamente:

$$\zeta_{in} = F_{har}; R_-^u = R_+^u - 2c\zeta_{in} = R_+^u - 2cF_{har} \quad (G12)$$

4. R_-^u é determinado usando uma prescrição harmónica para \bar{U}_{in} :

$$\bar{U}_{in} = -cF_{har}; R_-^u = 2\bar{U}_{in} - R_+^u = -2cF_{har} - R_+^u \quad (G13)$$

O modelo permite diferentes tipos de condições fronteira nas fronteiras abertas. Por exemplo o primeiro tipo dado por (G6) ou (G11) é recomendado para fronteiras de oceano aberto ao passo que a quarta dada por (G9) ou (G13) é mais apropriada para

fronteiras associada aos rios. Neste ultimo caso a parte residual de \bar{U}_{in} é dada por $\pm Q_d / \Delta x_2$ onde Q_d é a descarga do rio em m^3/s e o sinal + (-) aplica-se fronteiras dos rios a Oeste (a Este).

H. Condições de fronteira aberta para as equações do modo 3-D

Numa fronteira aberta os valores da corrente a 2-D são calculados em primeiro lugar relativamente aos valores de corrente 3-D. As condições fronteira para a corrente horizontal 3-D podem ser formuladas para o desvio da corrente, a partir do seu valor médio em profundidade. As componentes (u', v') do desvio da velocidade são definidas por (B10).

Podem ser usadas duas formulações diferentes. A primeira é recomendada por Deleersnijder *et. al.* (1992), e impõe simplesmente um gradiente nulo, normal à fronteira. Esta toma a forma:

$$\frac{\partial}{\partial x_1} (J u') = 0 \quad (H1)$$

nas fronteiras Oeste/Este e

$$\frac{\partial}{\partial x_2} (J v') = 0 \quad (H2)$$

nas fronteiras Sul/Norte. Substituindo (H1)-(H2) na equação da continuidade (B6) constata-se que esta forma particular de condição fronteira evita *upwelling* e *downwelling* artificiais, que podem ser produzidos quando o valor fronteira, da corrente horizontal, se desvia dos valores calculados no interior da área de simulação.

A segunda formulação, mais apropriada para a fronteira associada aos rios, é definida por um perfil vertical que permanece fixo no tempo:

$$u' = u'_0(x_1, x_2, \tilde{x}_3) \text{ ou } v' = v'_0(x_1, x_2, \tilde{x}_3) \quad (H3)$$

Por defeito é aplicada a todas as fronteiras abertas um gradiente normal nulo.

As quantidades escalares são sempre avaliadas dentro do domínio computacional. As condições fronteira são contudo necessárias para o cálculo dos fluxos advectivo e difusivo, nas fronteiras abertas. Para o cálculo da corrente 3-D pode ser seleccionada um a condição “escalar” ou um “gradiente”. Os fluxos advectivos de uma quantidade ψ , nas fronteiras abertas, são determinados com um esquema *upwind*. Isto significa que um valor externo ψ_{ext} - considerado um valor aproximado de ψ - localizado a meia distância da grade, fora do domínio, deverá estar disponível, quando ocorrem condições de afluxo.

No caso, de uma condição escalar deve ser fornecido um valor vertical para $\psi_{ext}(x_1, x_2, \tilde{x}_3)$, que é fixo no tempo, por defeito. Os fluxos advectivo e difusivo são dados por:

$$Ju_n\psi = \frac{1}{2}Ju_n((1+p)\psi_{ext} + (1-p)\psi_{ext}) \quad (H4)$$

$$\lambda_H \frac{\partial \psi}{\partial n} = \lambda_H \frac{\psi_{int} - \psi_{ext}}{\Delta n} \quad (H5)$$

onde u_n é a componente da corrente normal à fronteira (igual a u nas fronteiras Este/Oeste e igual a v nas fronteiras Norte/Sul), ψ_{int} é o valor interior de ψ calculado a meia distância, no interior da fronteira, $p = \pm \text{Sign}(u_n)$ e Δn é igual a \pm o passo horizontal da grade normal à fronteira com sinal “+” nas fronteiras Oeste/Sul e “-“ nas fronteiras Este/Norte.

Quando é usada uma condição de gradiente, ψ_{ext} é determinado impondo um gradiente normal nulo para ψ no ponto da fronteira aberta, assim, $\psi_{ext} = \psi_{int}$. Consequentemente

$$Ju_n\psi = Ju_n\psi_{int} \quad (H6)$$

$$\lambda_H \frac{\partial \psi}{\partial n} = 0 \quad (H7)$$

Como anteriormente, pode ser usada uma condição escalar ou de gradiente nas fronteiras abertas e até mesmo nas diferentes posições verticais. Por exemplo, uma condição típica para a salinidade numa fronteira aberta pode ser determinada

especificando uma estratificação a duas camadas, pelo que um valor de água doce pode ser prescrito na camada superficial com uma profundidade definida pelo utilizador enquanto uma condição de gradiente nulo é pedida na camada de fundo.

Quando as equações de transporte turbulento (D1), (D12) ou (D16) são resolvidas com os termos advectivos incluídos, é sempre adoptada uma condição de gradiente normal nulo por isso não é necessário o utilizador definir uma condição fronteira.

Anexo II

Tabela 1: Tabela de switches, parâmetros e variáveis usados na implementação do modelo para a costa portuguesa.

Parâmetro	Símbolo	Valor usado na calibração	Descrição/tipo de esquema usado
NC	N_x	40	Número de pontos da grelha na direcção X
NR	N_y	65	Número de pontos da grelha na direcção Y
NZ	N_z	22	Número de camadas na vertical
NOBU	-	66	Número de pontos de fronteira aberta direcção X
NOBV	-	22	Número de pontos de fronteira aberta direcção Y
NCON	-	1	Número de frequências de maré
NCONTO	-	2	Número de perfiz verticais nas fronteiras abertas
IGRDIM	-	3	Aplicação 3-D do modelo
IOPTB	-	1	Módulo biológico activo
IADVC	-	4	Esquema de advecção para as equações do momento: esquema TVD com utilização de um limitador monotónico como função de peso entre o esquema <i>upwind</i> e o esquema Lax-Wendroff, na horizontal, ou o esquema central, na vertical
IADVS	-	4	Esquema de advecção para as equações do transporte escalar: esquema TVD com utilização de um limitador monotónico como função de peso entre o esquema <i>upwind</i> e o esquema Lax-Wendroff, na horizontal, ou o esquema central, na vertical
IADVWB	-	4	Esquema de advecção vertical para as equações do transporte escalar para os módulos biológico e de sedimentos: esquema TVD com utilização de um limitador monotónico como função de peso entre o esquema <i>upwind</i> e o esquema central.
IOPTK	-	2	Esquema geral de turbulência: ν_T e λ_T são determinados pelo esquema de fecho da turbulência descrito em 3.2.1 (22-26)
IOPT2	-	1	Solução das equações para o modo 2-D usando o <i>mode-splitting</i>
IOPT3	-	1	Actualização dos campos de corrente, vertical e horizontal 3-D, activo
IOPTHE	-	2	Activa o módulo da temperatura. A radiação solar é absorvida por toda a coluna de água(módulo óptico activo).
IOPTSA	-	1	Activa o módulo da salinidade. A taxa $E_{vap}-E_{pr}$ dadas pelo utilizador
IOPTD	-	2	Selecciona a equação de estado e a formulação para os coeficientes de expansão β_S e β_T : a densidade e β_S e β_T são determinados usando a equação de estado geral, para água do mar (UNESCO, 1981)
IOPTM	-	3	Forçamento meteorológico: dados meteorológicos: componentes u e v do vento, temperatura do ar, humidade relativa, cobertura de nuvens, $E_{vap}-E_{pr}$ ou R_{pr} (precipitação) e pressão atmosférica, não

			uniformes nem no tempo nem no espaço.
ITYPE	-	0	
IDRAG	-	4	Formulação para o coeficiente de atrito à superfície: formulação de Charnock
ITDIF	-	1	Efeitos da estratificação (selecciona quais os efeitos incluídos na formulação do atrito à superfície e os coeficientes de troca)
IOPTW	-	1	Activa o módulo onda-corrente: forçamento uniforme no tempo e no espaço.
IFLUFF	-	1	Activa a camada superficial de fundo (" <i>fluff layer</i> ")
ITFORM	-	2	Escolhe o tipo de esquema algébrico para a esquema de turbulência se IOPTK=1: formulação Munk-Anderson
NTRANS	-	2	Selecciona o número de equações de transporte no esquema de turbulência se IOPTK=2: equação k (22) e kl (Anexo1-D(D12)) ou ε (Anexo1-D(D16)) resolvida pelo modelo 2-equações.
ITCPAR	-	2	As funções de estabilidade para o módulo de turbulência são avaliadas em função do número de Richardson (equações (D9) ou (D10) - Anexo-D)
ISTPAR	-	1	As funções de estabilidade para o módulo de turbulência são avaliadas em função do parâmetro de estabilidade (equações (D5)-(D6) ou (D7)-(D8) do Anexo-D)
I LENG	-	4	Formulação de "Blackadar" para determinar o comprimento de mistura se IOPTK=2
ILIM	-	0	Condições limite do modelo de turbulência desactivadas se IOPTK=2
IODIF	-	2	Selecciona o tipo de esquema para a difusão horizontal: os coeficientes de difusão v_H e λ_H são determinados usando as formulações de Smagorinsky
IBDATE	-	0601000	Data de início da simulação na forma MMDDHHMM (mês, dia, hora, minuto)
IEDATE	-	0901000	Data de finalização da simulação na forma MMDDHHMM (mês, dia, hora, minuto)
IBYEAR	-	1985	Ano em que se inicia a simulação
IEYEAR	-	1985	Ano em que termina a simulação
DELT	-	5.0	Passo temporal para o módulo (barotrópico) 2-D
IC3D	-	30	Numero de passos temporais 2-D por cada passo temporal (baroclínico) 3-D
ICMET	-	720	Número de passos temporais (2-D) para o novo <i>input</i> meteorológico
DLAREF	ϕ	40.06	Latitude de referência em graus
DLOREF	λ	8.75	Longitude de referência em graus
ROREF	ρ_0	1026	Densidade de referência da água do mar
SREF	T_0	35.70	Salinidade de referência
TREF	S_0	12.00	Temperatura de referência
ATCF1UN	k_1	10.00	Coefficiente de atenuação óptica para a radiação infravermelha
ATCF2UN	k_{20}^{ω}	2.06	Valor do coeficiente de atenuação óptico para a água doce relativamente ao PAR (radiação não infravermelha)
R1OPTUN	R_1	0.54	Fracção infravermelha da radiação solar
R2OPTUN	R_2	0.40	Factor de atenuação superficial para o decaimento hiperexponencial

HEXPUN	Δ_{opt}	7.00	Espessura da camada óptica superficial para o decaimento hiper-exponencial do PAR
EPSSAL	ϵ^S	0.05714	Declive na relação linear entre o coeficiente de atenuação k_2 e a salinidade
EPSSD	ϵ^A	0.10	Atenuação difusiva do PAR ao longo da coluna de água para a matéria inorgânica suspensa
EPSDET	ϵ^C	0.002	Atenuação difusiva do PAR ao longo da coluna de água para o carbono detritico
EPSBIO	ϵ^X	0.0016	Atenuação difusiva do PAR ao longo da coluna de água para a clorofila
CMO	C_{m0}	0.2	Coefficiente usado na formulação de <i>Smagorinsky</i> para determinar o coeficiente de difusão, ν_H , para o momento
CSO	C_{s0}	0.2	Coefficiente usado na formulação de <i>Smagorinsky</i> para determinar o coeficiente de difusão, λ_H , para escalares
CDZOUN	z_0	2.40E-03	Coefficiente de rugosidade de fundo
CWIND	k_w	9.00E-09	Parâmetro usado na determinação da dependência do vento na equação para o fluxo de oxigênio à superfície
QOB		1.0	Quociente fotossintético e respiratório para o crescimento do microplâncton carbônico e respiração detritica
QON		2.0	Quociente fotossintético e respiratório para o uptake de nitratos e a nitrificação
AXQN	χ_a	2.5	razão clorofila/azoto para os autotróficos
ARO	r_{0a}	0.02	Taxa de respiração basal para os autotróficos
AB	b_a	0.5	declive na relação respiração autotrófica/crescimento autotrófico
HR0	r_{0h}	0.02	Taxa de respiração basal para os heterotróficos
HB	b_h	1.5	Declive na relação respiração autotrófica/crescimento heterotróficos
PQHI	ϕ	40	Campo quântico fotossintético usado para a determinação da eficiência fotossintética α
ETA	η	0.45	Fracção heterotrófica