



DETECÇÃO REMOTA E DETERMINAÇÃO *IN SITU* DE PARÂMETROS FÍSICOS E MICRO- BIOLÓGICOS DE ÁGUAS INTERIORES E SUA APLICAÇÃO À MODELAÇÃO DAS INTERACÇÕES LAGO-ATMOSFERA

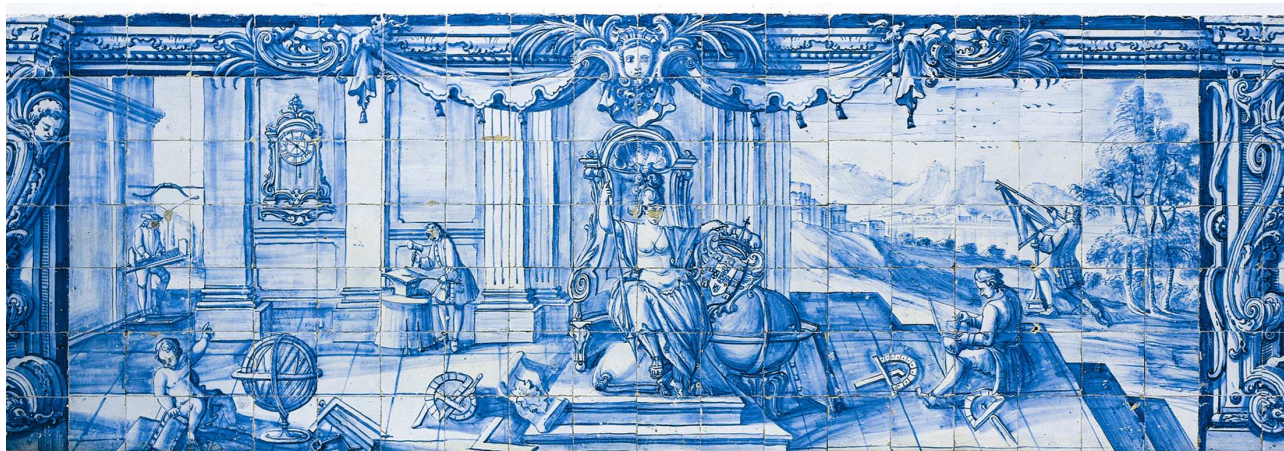
Miguel Joaquim Fernandes Potes

Tese apresentada à Universidade de Évora
para obtenção do Grau de Doutor em Ciências da Terra e do Espaço
Especialidade: Física da Atmosfera e do Clima

ORIENTADORA: *Prof.^a Dr.^a Maria João Costa*

CO-ORIENTADOR: *Prof. Dr. Rui Salgado*

ÉVORA, JANEIRO 2014



AGRADECIMENTOS

O trabalho apresentado nesta tese foi desenvolvido na Universidade de Évora, em particular no Centro de Geofísica de Évora. Venho por este meio expressar os mais sinceros agradecimentos pelas facilidades concedidas, nomeadamente em meios técnicos e instalações, pelo acolhimento exemplar e pelas excelentes condições de trabalho e cooperação existentes.

Em particular, quero agradecer à minha orientadora Professora Doutora Maria João Costa e ao meu co-orientador Professor Doutor Rui Salgado pelo excepcional apoio, interesse, amizade e empenho demonstrado ao longo da realização deste trabalho.

Quero também agradecer à Professora Ana Maria Silva e à Professora Maria Manuela Morais que mostraram sempre disponibilidade e, pela sua longa experiência, colaboraram neste trabalho.

Estou muito grato ao Doutor António Serafim do Laboratório da Água da Universidade de Évora pela disponibilidade e ajuda nas deslocações à albufeira de Alqueva e Monte Novo.

Também presto o meu agradecimento ao Doutor Patrick Le Moigne do CNRM-GAME, Météo-France/CNRS de Toulouse, França, por todo o apoio e empenho nas campanhas realizadas na lagoa de Thau.

Os meus sinceros agradecimentos ao Doutor Daniele Bortoli do CGE que, em colaboração com o Doutor Ivan Kostadinov do ISAC-CNR de Bolonha, Itália, prestaram apoio e assistência na escolha dos componentes ópticos utilizados.

Um especial agradecimento ao Samuel Barias pela ajuda multifunção prestada no desenvolvimento deste trabalho e a todos os colegas do CGE que contribuíram para a realização deste trabalho.

Quero também agradecer à minha mãe e ao meu pai, assim como ao meu irmão, o interesse e dedicação a este projecto.

E um agradecimento muito especial à minha mulher Inês, que esteve sempre ao meu lado durante este trabalho, e aos meus filhos, João e Miguel, que vi nascer durante este período e que me deram força para desenvolver este trabalho.

A todos a minha gratidão pelo apoio demonstrado.

Quero também agradecer às seguintes instituições que contribuíram com códigos computacionais e dados:

- À Empresa de Desenvolvimento e Infra-estruturas do Alqueva (EDIA) pela disponibilidade dos dados *in situ* de qualidade da água da Albufeira de Alqueva;
- Ao Laboratório da Água do Centro de Ecologia e Ambiente da Universidade de Évora pelas deslocações à albufeira de Alqueva e Monte Novo e pelos dados *in situ* das mesmas;
- Ao IFREMER pela disponibilidade dos dados *in situ* da lagoa de Thau;
- Ao Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos (SNIRH) pelos dados atmosféricos e de qualidade da água disponíveis através do *website* <http://snirh.pt/>;
- À ESA pela disponibilidade dos dados MERIS ao abrigo dos projectos ENVISAT AOPT-2423 e AOPT-2357;
- À NASA pela disponibilidade dos dados MODIS através do *website* <http://ladsweb.nascom.nasa.gov>;
- Aos autores do código Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S) pela generosidade no seu fornecimento;
- À AERONET pelos disponibilidade dos dados através do *website* <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>.

Este trabalho foi possível graças ao financiamento das seguintes instituições e projectos:

- FEDER (Programa Operacional Factores de Competitividade – COMPETE);
- FCT (Fundação para a Ciência e a Tecnologia) no âmbito da bolsa de doutoramento SFRH/BD/45577/2008;
- Projecto FCOMP-01-0124-FEDER-009303 (PTDC / CTE-ATM / 102142 / 2008);
- Centro de Geofísica de Évora, através do contracto com a FCT - PEst-OE/CTE/UI0078/2011;
- Projecto da Comunidade Europeia - Research Infrastructure Action under the FP7 "Capacities" specific programme for Integrating Activities, ACTRIS Grant Agreement no. 262254;
- Projectos FCT PDCTE/CTA/49826/2003, PDCTE/CTA/49953/2003 e PTDC/AMB/73338/2006.

Índice

Índice	i
Resumo	iii
Abstract	iv
Lista de Acrónimos	v
Lista de Símbolos	vii
1. Introdução	1
1.1 Limnologia	4
1.2 Propriedades ópticas das massas de água natural	6
1.3 Parâmetros da qualidade da água	7
1.4 Radiação electromagnética	9
1.4.1 Transferência radiativa na atmosfera	11
1.4.2 Transferência radiativa em massas de água	13
1.5 Detecção Remota	15
1.5.1 Espectrorradiómetro portátil	16
1.5.2 Espectrorradiómetros a bordo de satélites: MERIS e MODIS	19
1.6 Modelo de representação de lagos – Flake	21
2. Locais de estudo, técnicas de observação e dados utilizados	25
2.1 Locais de estudo	25
2.2 Medidas laboratoriais e <i>in situ</i> de qualidade da água	32
2.3 Caracterização atmosférica	37
2.4 Produtos MERIS e MODIS	39
3. Algoritmos empíricos para estimar parâmetros de qualidade da água	43
3.1 Correção atmosférica de imagens de satélite	43
3.2 Validação do método de correção atmosférica de imagens de satélite	47
3.3 Desenvolvimento de algoritmos empíricos	55
3.4 Validação dos algoritmos empíricos	59
3.5 Variabilidade espacial e sazonal dos parâmetros da qualidade da água	61
4. Atenuação da radiação solar em massas de água	69
4.1 Medições de radiância espectral descendente em ambiente subaquático	69
4.2 Cálculo do coeficiente de atenuação espectral de massas de água	76

5. Aplicações do modelo de representação de lagos – FLake	81
5.1 Sensibilidade do modelo FLake ao coeficiente de atenuação – Caso de estudo da albufeira de Alqueva	82
5.2 Contributo para a futura implementação do FLake no IFS – Experiência Lake-Planet	86
5.2.1 Experiência Lake-Planet	89
5.2.2 Impacto da representação dos lagos na previsão a médio prazo	93
6. Conclusões e trabalho futuro	97
6.1 Trabalho futuro	100
Bibliografia	103

RESUMO

Neste trabalho procuram estimar-se parâmetros de superfície de águas interiores, designadamente concentração de clorofila e de cianobactérias e turbidez utilizando detecção remota por satélite. Para tal é necessário corrigir os efeitos atmosféricos, tendo sido testado um novo método para obter a reflectância de superfície que por sua vez é relacionada com valores *in situ*, de modo a estabelecer algoritmos robustos para estimar os parâmetros. O modo como a radiação electromagnética se propaga no interior da água foi analisado através da construção e teste de um equipamento experimental para medição de perfis radiativos em ambientes subaquáticos que permite determinar o coeficiente de atenuação da luz, um parâmetro que se comprova neste trabalho ser importante na representação dos lagos em modelação meteorológica e climática. A implementação operacional destes modelos exige o conhecimento de condições iniciais, que, na ausência de assimilação, podem ser obtidas a partir de uma climatologia global, testada neste estudo.

Abstract

“Remote sensing and *in situ* determination of physical and micro-biological parameters of inland waters and its application on lake-atmosphere modelling”

Parameters of surface waters, including chlorophyll and cyanobacteria concentrations and turbidity are estimated in this work using satellite remote sensing. This requires the correction of atmospheric effects, which resulted in the testing of a new method for obtaining the surface reflectance that in turn is related with in-situ values, to establish robust algorithms for estimating the parameters. The way electromagnetic radiation propagates inside a water body was evaluated through the construction and testing of an experimental apparatus to measure radiative profiles in underwater environments. This allows to determine the light attenuation coefficient, an important parameter for the representation of lakes in weather and climate modeling, as demonstrated in this work. The operational implementation of these models requires knowledge of the initial conditions, which in the absence of assimilation can be obtained from a global climatology, tested in this study.

Lista de Acrónimos

6S	=	Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum
AERONET	=	AERosol ROBotic NETwork
AOT	=	Aerosol Optical Depth
APA	=	Agência Portuguesa do Ambiente
ASD	=	Analytical Spectral Devices
ASZ	=	Ângulo Solar Zenital
CD	=	Contagem Digital
CGE	=	Centro de Geofísica de Évora
CNRS	=	Centre National de la Recherche Scientifique
CTR	=	Código de Transferência Radiativa
CZCS	=	Coastal Zone Color Scanner
DJF	=	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
ECMWF	=	Centro Europeu de Previsão do Tempo a Médio Prazo
EDIA	=	Empresa de Desenvolvimento e Infra-estruturas do Alqueva
ENVISAT	=	ENVIronmental SATellite
ERS	=	European Remote Sensing Satellite
ESA	=	European Space Agency
ETOPO	=	Earth Topography and ocean bathymetry
FCT	=	Fundação para a Ciência e Tecnologia
FOV	=	Field-Of-View
FR	=	Full Resolution
GLCC	=	Global Land Cover Characteristics
IDL	=	Interactive Data Language
IFREMER	=	Institut Français de REcherche pour l'exploitation de la MER
IFS	=	Sistema de Previsão Integrado
IM	=	Instituto de Meteorologia
IMS	=	Interactive Multisensor Snow and Ice Mapping System
INAG	=	Instituto da Água
JJA	=	Junho-Julho-Agosto
LAADS	=	Level 1 and Atmosphere Archive and Distribution System
Lake-MIP	=	Lake Model Intercomparison Project
LOA	=	Laboratoire d'Optique Atmosphérique

MAM	=	Março-Abril-Maio
MERIS	=	MEDium Resolution Imaging Spectrometer
MODIS	=	MODerate resolution Imaging Spectroradiometer
NASA	=	National Aeronautics and Space Administration
NCEP	=	National Centers for Environmental Prediction
NOAA	=	National Oceanic and Atmospheric Administration
NRMSE	=	Normalized Root Mean Square Error
NTU	=	Nephelometer Turbidity Units
OCDE	=	Organização para a Cooperação e Desenvolvimento Económico
OSTIA	=	Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis
PAR	=	Photosynthetically Active Radiation
PVC	=	Polyvinyl chloride
RMSE	=	Root Mean Square Error
RI	=	Imaginary refractive index
RR	=	Reduce Resolution
SAR	=	Synthetic Aperture Radar
SeaWIFS	=	Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor
SIAM	=	Scenarios, Impacts and Adaptation Measures
SNIRH	=	Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos
SON	=	Setembro, Outubro e Dezembro
SST	=	Sea Surface Temperature
THAUMEX	=	Thau Measurements campaigns
TIROS	=	Television Infrared Observation Satellites
UK	=	United Kingdom
USA	=	United States of America
UTC	=	Coordinated Universal Time
UV	=	Ultra-Violet
VISAT	=	Visualisation and Analysis Tool
VNIR	=	Visible and Near Infra-Red

Lista de Símbolos

ξ	=	Energia específica	(J)
Q	=	Energia radiante	(J)
Φ	=	Fluxo radiante	(W)
I	=	Intensidade radiante	(W sr ⁻¹)
ν	=	Frequência de onda	(Hz)
λ	=	Comprimento de onda	(m)
κ	=	Número de onda	(m ⁻¹)
Ω_s	=	Ângulo sólido solar	(sr)
$d\Omega$	=	Elemento de ângulo sólido	(sr)
dA	=	Elemento de área	(m ²)
S	=	Albedo esférico da atmosfera	-
z	=	Profundidade	(m)
z_0	=	Nível inicial abaixo da superfície da água	(m)
β	=	<i>Volume scattering function</i>	(m ⁻¹ sr ⁻¹)
$K(\lambda)$	=	Coefficiente de atenuação espectral	(m ⁻¹)
$K_t(\lambda)$	=	Coefficiente de atenuação espectral total	(m ⁻¹)
τ	=	Espessura óptica atmosférica	-
R_λ	=	Reflectância espectral	-
R^a	=	Reflectância espectral intrínseca atmosférica	-
R_L	=	Reflectância espectral de superfície	-
R_T	=	Reflectância espectral típica de água de lago	-
T_λ	=	Transmitância espectral total atmosférica	-
T_λ^g	=	Transmitância espectral dos gases atmosféricos	-
t_λ^d	=	Factor de transmitância espectral difuso	-
$a(\lambda)$	=	Coefficiente de absorção	(m ⁻¹)
$b(\lambda)$	=	Coefficiente de dispersão	(m ⁻¹)
$b_b(\lambda)$	=	Coefficiente de retro-dispersão	(m ⁻¹)
θ	=	Ângulo zenital	(°)
ϕ	=	Ângulo azimutal	(°)
θ_s	=	Ângulo zenital solar	(°)

ϕ_s	=	Ângulo azimutal solar	(°)
θ_v	=	Ângulo zenital de observação do satélite	(°)
φ_v	=	Ângulo azimutal de observação do satélite	(°)
θ'	=	Ângulo zenital de outras direções	(°)
ϕ'	=	Ângulo azimutal de outras direções	(°)
μ_s	=	Co-seno do ângulo zenital solar	-
μ_v	=	Co-seno do ângulo zenital de observação do satélite	-
C	=	Coefficiente que varia com as condições de iluminação	-
C_{par}	=	Concentração de parâmetros físico e microbiológicos	-
<i>Input</i>	=	Espectro medido em bruto	-
<i>Resposta</i>	=	Espectro obtida na calibração com a fonte de luz com intensidade conhecida em bruto	-
TI_{ref}	=	Tempo de integração da calibração	(ms)
TI_{input}	=	Tempo de integração da medição	(ms)
Ψ	=	Perfil de temperatura na termoclina	-
ξ	=	Função universal de profundidade	-
T_s	=	Temperatura de superfície	(° C)
T_{BOT}	=	Temperatura de fundo	(° C)
h	=	Espessura da camada de mistura	(m)
D	=	Profundidade máxima do lago	(m)
C_T	=	Factor de forma	-
H	=	Fluxo de calor sensível	(J m ⁻²)
LE	=	Fluxo de calor latente	(J m ⁻²)

Constantes

c	=	Velocidade da luz no vácuo	(3.00x10 ⁸ m s ⁻¹)
h	=	Constante de Planck	(6.625x10 ⁻³⁴ J s)

Todas as radiâncias têm unidades de (W m⁻² sr⁻¹ μm⁻¹)

L	=	Radiância espectral
L_s	=	Radiância espectral solar
L_{ref}	=	Radiância espectral da referência branca

L_H	=	Radiância espectral medida pelo sensor
L_W	=	Radiância espectral total de superfície
L_R	=	Radiância espectral reflectida na superfície
L_P	=	Radiância espectral atmosférica
L_T	=	Radiância espectral do alvo
L_E	=	Radiância espectral do ambiente em redor do alvo
L_P^M	=	Radiância espectral atmosférica de Mie
L_P^R	=	Radiância espectral atmosférica de Rayleigh
L_R^S	=	Radiância espectral solar reflectida na superfície
L_R^A	=	Radiância espectral solar retrodifundida pela atmosfera
L_*	=	<i>Path function</i>

Todas as irradiâncias têm unidades de ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)

E	=	Irradiância espectral
E_T	=	Irradiância espectral no topo da atmosfera
E_S^{dir}	=	Irradiância espectral solar directa descendente atenuada pela atmosfera
E_S^{dif}	=	Irradiância espectral solar difusa descendente (independente das propriedades da superfície)

Símbolos estatísticos

t	=	Teste estatístico de Mann-Kendall
σ	=	Desvio padrão
R	=	Coefficiente de correlação
R^2	=	Coefficiente de determinação
N	=	Número de amostras
RMSE	=	Erro médio quadrático
NRMSE	=	Erro médio quadrático normalizado

Capítulo 1

Introdução

A região do Alentejo, localizada a sul de Portugal, representa uma área de aproximadamente um terço do país e tem aproximadamente 7% da população nacional. O Alentejo é uma região que há muito tempo é conhecida pela irregularidade na disponibilidade hídrica como consequência da irregularidade da precipitação média anual. Assim, com o objectivo de constituir um reservatório de água essencial na região, foi construída a barragem de Alqueva, dando origem à respectiva albufeira que permite a preservação e uso de água, até durante os períodos de seca extensos. O controlo de qualidade e monitorização das águas doces superficiais é crucial, uma vez que algumas destas massas de água constituem recursos essenciais hídricos renováveis para uso doméstico, agrícola e industrial, entre muitos outros. A qualidade da água é assegurada pelas entidades responsáveis através de um programa de monitorização em que se efectua análises laboratoriais limnológicas das amostras de água recolhidas regularmente. No entanto, estas análises são espacial e temporalmente limitadas (feitas mensalmente em alguns pontos da albufeira) e um aumento na sua frequência é muitas vezes limitado por questões económicas. Isto incentiva a investigação de métodos alternativos de baixo custo confiáveis que permitam a monitorização de parâmetros de qualidade da água. A principal motivação deste trabalho é a necessidade da existência de uma metodologia eficaz e de baixo custo que permita estimar a concentração de parâmetros de qualidade da água, contribuindo para um possível sistema de alerta às autoridades em caso de valores anómalos destes parâmetros. A detecção remota por satélite constitui uma ferramenta valiosa, uma vez que permite a recolha de observações (radiativas) em áreas vastas, mesmo em zonas de difícil acesso, garantindo que as áreas submetidas a este processo não sejam perturbadas. Assim, um dos objectivos estabelecidos neste trabalho é o desenvolvimento de algoritmos para estimar parâmetros físicos e micro-biológicos relacionados com a qualidade da água a partir da combinação de reflectâncias espectrais medidas por satélites e análises laboratoriais. A estimativa de parâmetros de superfície através de técnicas de detecção remota de satélite é baseada na medição e inversão de radiação electromagnética que chega ao sensor, a qual é composta por fotões, que interagem com a superfície e com os componentes atmosféricos (gases, aerossóis e as nuvens). Isto requer a correcção da radiação

medida pelo satélite no que diz respeito aos efeitos atmosféricos, obtendo-se assim o sinal de radiação devido, exclusivamente à interacção com a superfície. A transferência radiativa modela os mecanismos da transferência de energia entre a atmosfera e a superfície subjacente e entre as diferentes camadas da atmosfera. A reflectância de superfície pode ser relacionada com as análises laboratoriais através de relações empíricas com o objectivo de estabelecer algoritmos robustos para estimar a concentração de parâmetros de qualidade de toda a massa de água. Os parâmetros estimados neste trabalho foram a concentração de clorofila *a*, a densidade de cianobactérias e a turbidez da água. Desde a década de 70 que se desenvolvem estudos com a finalidade de obter estimativas de parâmetros de qualidade da água a partir de dados de detecção remota tanto sobre o oceano como massas de água interiores (Morel e Prieur, 1977; Gordon e Morel, 1983; Bukata et al., 1995; Koponen et al., 2002; Kutser, 2004; Vincent et al., 2004; Chen et al., 2007; Gitelson et al. 2008; Gons et al. 2008).

As massas de água interiores afectam fortemente a estrutura da camada limite atmosférica (Zilitinkevich, 1991) e, de certa maneira, o tempo e o clima. No entanto, até muito recentemente, os modelos de previsão numérica do tempo não incluíam uma representação explícita da evolução das propriedades dos lagos. Actualmente, estão a ser feitos esforços para incluir esquemas de parametrização de lago (1-D) em modelos numéricos de previsão do tempo (Salgado e Le Moigne, 2010 e Dutra et al., 2010). O modelo de representação de lago FLake (Mironov et al., 2010) tem vindo a ser utilizado, nos últimos anos, tanto para os modelos de clima como para a limnologia (Balsamo et al., 2012 e Kheyrollah Pour et al., 2012). O modelo Flake inclui os seguintes parâmetros ópticos: albedo da superfície, emissividade de longo comprimento de onda e o coeficiente de atenuação da luz. O coeficiente de atenuação da luz na massa de água raramente é medido directamente, embora seja um parâmetro importante no modelo como será demonstrado neste trabalho. Deste modo, surgiu a necessidade do desenvolvimento de um método de medição do coeficiente de atenuação *in situ* com o objectivo de caracterizar diferentes massas de água no que diz respeito este parâmetro. Este coeficiente, além de ser uma propriedade óptica inerente do meio é também, pela forma como é calculado, uma propriedade óptica aparente.

Um dos objectivos do trabalho foi assim a construção e teste de um equipamento experimental para a medição de perfis radiativos em ambientes subaquáticos que permite a determinação do

coeficiente de atenuação da radiação solar na água. Este coeficiente pode ser calculado através de medições de irradiância ou radiância na coluna de água (Preisendorfer, 1959; Schanz, 1985). O equipamento experimental desenvolvido é composto por um espectrorradiómetro portátil acoplado a um cabo óptico (fibra óptica), que por sua vez se encontra inserido numa estrutura que garante a protecção e a verticalidade para a realização de medições de radiância zenital espectral descendente em profundidade com um ângulo de observação de 22°, resultado do cabo óptico utilizado no equipamento. Este equipamento foi testado, no âmbito deste trabalho, em diversos tipos de massas de água.

O coeficiente de atenuação da luz na água está directamente relacionado com a turbidez da água e neste trabalho é explorada uma relação com base nas existentes na literatura (por exemplo Walmsley et al., 1980 e Oliver et al., 1999). Para realçar e quantificar a importância deste parâmetro na interacção água-lago, foi realizado um teste de sensibilidade da evolução da estrutura térmica dos lagos ao coeficiente de atenuação e, através do modelo FLake, foi calculada a influência deste parâmetro na temperatura da superfície e da coluna de água e nos fluxos de calor latente e sensível.

Também neste âmbito, apresenta-se uma contribuição para a implementação de um modelo de lago no sistema de previsão do tempo do ECMWF. Neste estudo, centrado na construção de uma climatologia de condições iniciais necessárias à operacionalização do modelo, foram efectuadas verificações aos resultados do modelo FLake no que respeita à temperatura da camada de mistura e à formação do gelo e do degelo para os lagos do Hemisfério Norte. Para tal foram utilizadas observações de satélite e realizadas comparações para os períodos 2001-2008 no caso da temperatura da camada de mistura e 1999-2007 no caso da formação do gelo e do degelo.

Esta tese é composta por seis capítulos que reflectem as linhas de investigação propostas para este trabalho. O Capítulo 1 apresenta uma introdução aos temas que vão ser abordados enquanto o Capítulo 2 apresenta os locais de estudo, técnicas de observação e dados utilizados. Este trabalho envolveu técnicas *in situ* e de detecção remota. A climatologia da região do Alentejo apresentada neste capítulo, foi desenvolvida no âmbito do projecto FCT PTDC/AMB/73338/2006, designado por “Estratégias de Conservação e Reabilitação de Rios Temporários: Caso de estudo da bacia do rio Pardiela, Sul de Portugal (Bacia do Guadiana)”, no

qual o autor participou e cujos resultados podem ser vistos no capítulo do livro “*River Conservation and Management*” em que é co-autor (Rosado et al., 2012). No Capítulo 3 apresentam-se resultados de um dos objectivos estabelecidos neste trabalho que é o desenvolvimento de algoritmos a partir da combinação de reflectâncias espectrais medidas por satélites e análises laboratoriais. Este objectivo é discutido em dois artigos publicados nas revistas *International Journal of Remote Sensing* (Potes et al., 2011) e *Hydrology and Earth System Sciences* (Potes et al., 2012). No Capítulo 4 é apresentado um estudo da atenuação da radiação solar em massas de água aceite recentemente para publicação na revista *Tellus* (Potes et al., 2013). Neste capítulo são apresentados resultados de medições de radiância espectral descendente em ambiente subaquático com auxílio de um aparato desenvolvido para o efeito. São apresentados diferentes valores de atenuação espectral derivados destas medições a várias profundidades e em várias massas de água. São aqui apresentados resultados da lagoa de Thau, sul de França, no âmbito da campanha de medições “THAUMEX” organizada pela Météo-France em conjunto com o IFREMER (Institut Français de REcherche pour l'exploitation de la MER) e o Centro de Geofísica de Évora (CGE). Os resultados desta campanha podem ser vistos no artigo de Le Moigne et al. (2013) em que o autor participou, também aceite recentemente para publicação na revista *Tellus*, No Capítulo 5 são apresentados resultados da aplicação do modelo de representação de lagos FLake. O modelo foi testado para diferentes coeficientes de atenuação e os resultados são também apresentados no artigo mencionado anteriormente da revista *Hydrology and Earth System Sciences* (Potes et al., 2012). São também apresentados neste capítulo resultados de um estudo efectuado pelo autor e contido em Balsamo et al. (2012) publicado na revista *Tellus* sobre a futura implementação do modelo de lago FLake no Sistema de Previsão Integrado (IFS) do Centro Europeu de Previsão do Tempo a Médio Prazo (ECMWF).

1.1 Limnologia

Em 1982 a Organização para a Cooperação e Desenvolvimento Económico (OCDE) definiu a eutrofização como o enriquecimento de nutrientes na água que resulta na estimulação de uma série de alterações sintomáticas, entre elas o aumento da produção de algas e macrófitas, que conduz a uma progressiva deterioração da qualidade da água. O estado de eutrofização está associado, no caso antropogénico, ao uso e ocupação do solo predominante na bacia

hidrográfica. A eutrofização natural de um reservatório resulta da confluência de águas com nutrientes provenientes da bacia hidrográfica. A eutrofização artificial, através da acção do homem, resulta na sobrecarga de azoto e fósforo e é um dos maiores tipos de poluição (OCDE, 1982).

Na Directiva Europeia 2000/60/CE, que estabelece um quadro de acção comunitária no domínio da política da água, “a água não é produto comercial como outro qualquer, mas um património que deve ser protegido, defendido e tratado como tal”. Segundo a directiva, a definição geral do estado ecológico para rios, lagos, águas de transição e águas costeiras é baseado nos valores de qualidade físico-químicos, hidromorfológicos e biológicos. Esta directiva europeia tem como principal objectivo a obtenção de um “bom estado ecológico” de todos os recursos hídricos até ao ano de 2015.

O critério quantitativo adoptado em Portugal para avaliação do estado trófico de albufeiras e lagoas foi desenvolvido pela OCDE (1982), no qual, podem ser classificadas em uma de três classes (oligotrófico, mesotrófico e eutrófico) de acordo com a concentração de fósforo total, a concentração de clorofila *a* e a percentagem de saturação de oxigénio dissolvido (Tabela 1.1; INAG, 2002). O estado trófico atribuído corresponde ao mais desfavorável para o conjunto dos três parâmetros. A atribuição do estado trófico de uma albufeira corresponde à média anual e geométrica dos parâmetros atrás citados. Um corpo de água enriquecido com nutrientes e matéria orgânica é designado como eutrófico, por sua vez, um corpo de água com poucos nutrientes e matéria orgânica é designado por oligotrófico, o termo mesotrófico descreve um cenário intermédio (Tabela 1.1).

Tabela 1.1 – Critério nacional para a avaliação do estado trófico de albufeiras e lagoas (INAG, 2002).

Categoria	Fósforo total (mg m⁻³)	Clorofila a (mg m⁻³)	Oxigénio dissolvido (% sat)
Oligotrófica	< 10	< 2.5	-
Mesotrófica	10 - 35	2.5 - 10	-
Eutrófica	> 35	> 10	< 40

1.2 Propriedades ópticas das massas de água natural

As propriedades ópticas podem ser classificadas em propriedades ópticas inerentes e aparentes. As propriedades ópticas inerentes referem-se às propriedades físicas do meio aquático, isto é, qualidades intrínsecas independentes da variação na distribuição angular do campo de luz incidente. São exemplo os coeficientes de absorção $a(\lambda)$, dispersão $b(\lambda)$ e de retro-dispersão (backscatter) $b_b(\lambda)$. Estes coeficientes, por sua vez, são determinados pelas concentrações dos componentes opticamente activos que variam com o comprimento da onda. A soma dos coeficientes de absorção e dispersão é chamada de coeficiente de atenuação total $K_t(\lambda)$, e é também uma propriedade óptica inerente das massas de água. As propriedades ópticas aparentes são aquelas em que os valores dependem não só das propriedades físicas do meio mas também da distribuição angular do campo de luz incidente. No entanto, são suficientemente estáveis para poderem caracterizar uma massa de água. Podemos destacar, entre as propriedades aparentes, a reflectância sub-superficial $R(0^-, \lambda)$ e o coeficiente de atenuação espectral $K(\lambda)$. A reflectância sub-superficial $R(0^-, \lambda)$ é um parâmetro chave na ligação entre as propriedades da água e a radiância medida por um sensor, pelos facto de se relacionar directamente com as propriedades físicas do meio aquático, de não conter reflectância especular, e de ser independentes das variações de irradiância. Bukata et al.(1995) definiu a reflectância sub-superficial como:

$$R(0^-, \lambda) = C \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda) + b_b(\lambda)} \quad (1.1)$$

Onde C é um coeficiente que varia com as condições de iluminação.

A penetração da energia solar nas camadas superiores de massas de água está sujeita a flutuações que afectam vários processos na zona eufótica, incluindo processos fotossintéticos e por conseguinte as comunidades fitoplanctónicas (Bukata et al, 1995; Wozniak, 2003). A profundidade da zona eufótica é definida como a profundidade à qual 1% da luz solar à superfície consegue penetrar. Um parâmetro muito importante para quantificar a penetração da luz solar nas massas de água é o coeficiente de atenuação espectral $K(\lambda)$ (Jerlov, 1976; Kirk, 1984; Dera 1992). Foi demonstrado por Potes et al. (2012) que este parâmetro (chamado de

coeficiente de extinção) é bastante relevante para a modelação da temperatura de superfície através do modelo FLake (Mironov, 2010) aplicado à albufeira de Alqueva. A temperatura de superfície é um parâmetro chave na transferência de energia entre as massas de água e a atmosfera. A distribuição da temperatura em profundidade, em particular da temperatura da camada de mistura, depende da quantidade de luz que é absorvida e difundida pelas partículas na coluna de água (Michaud, 1991), o que pode causar alterações na produção primária autóctone (Friedl and Wüest, 2002).

1.3 Parâmetros da qualidade da água

As massas de água naturais são um sistema físico-químico-biológico complexo determinado maioritariamente pelo material vivo e não vivo que está presente em solução ou suspensão aquosa. O principal organismo vivo presente na coluna de água é o plâncton, um termo colectivo que engloba todos os organismos vegetais e animais em suspensão na água (zooplâncton, fitoplâncton e bacterioplâncton). O fitoplâncton consome nutrientes como o azoto, nitratos e fósforo. Nomeadamente as cianobactérias assimilam o azoto da água na síntese de proteínas (Morais et al., 2007).

Alguns parâmetros da qualidade da água apresentam espectros de absorção bem definidos onde são facilmente identificados os comprimentos de onda que correspondem a máximos e mínimos de absorção. É o caso dos pigmentos fotossintéticos clorofila *a* e phycocyanin.

A clorofila *a* é o único pigmento fotossintético presente em todas as plantas, sendo consequentemente um bom indicador de biomassa e da actividade fotossintética. A função da clorofila *a* é a absorção de energia luminosa no processo de fotossíntese: absorve o azul e vermelho (0.43-0.45 e 0.64-0.67 μm) e reflecte o verde ($\sim 0.54 \mu\text{m}$), como se pode ver na Figura 1.1. A concentração de clorofila *a* permite dar uma estimativa da concentração de fitoplâncton (algas microscópicas) e, indirectamente, da actividade biológica (Bukata et al., 1995). A sua concentração pode ser obtida através de espectroscopia de absorção molecular e determinada segundo o método desenvolvido por Lorenzen (1967).

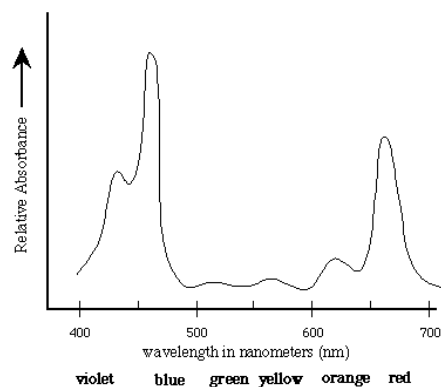


Figura 1.1 – Espectro de absorção do pigmento clorofila *a*. (<http://www.bio.davidson.edu>)

As cianobactérias, também conhecidos por algas azuis-esverdeadas, são microrganismos unicelulares que obtêm a sua energia pela fotossíntese, podendo agrupar-se em colónias de grande dimensão. O efeito mais grave resultante da proliferação de cianobactérias (> 20000 células ml^{-1}) é a produção de toxinas (Reynolds, 1991; Dokulil e Teubner, 2000). Desta maneira, as cianobactérias podem constituir um risco para a saúde pública, quer pela utilização de água contaminada para consumo quer em actividades de recreio. A sua densidade é determinada utilizando o método de Utermöhl com identificação microscópica (Utermöhl, 1958) e permite dar uma estimativa da concentração de bacterioplâncton. .

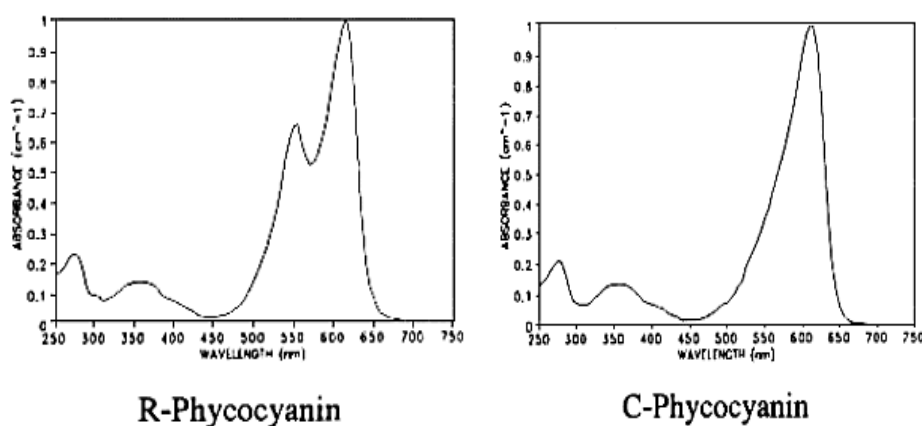


Figura 1.2 – Espectro de absorção de dois pigmentos presentes nas cianobactérias, os quais são as proteínas com mais representação nas cianobactérias. (<http://www.prozyme.com/technical/pbvrwdata.html>)

A proteína Phycocyanin é um pigmento azul existente nas membranas fotossintéticas que representa mais de 20% das proteínas nas cianobactérias. R-Phycocyanin e C-Phycocyanin são pigmentos que derivam da Phycocyanin e os seus espectros de absorção estão representados na Figura 1.2 onde se pode ver que absorvem o vermelho (0.58-0.62 μm) e reflecte o azul e verde (0.40-0.55 μm).

1.4 Radiação electromagnética

A radiação electromagnética existe em forma de feixes discretos de energia conhecidos como fótons. Cada fóton é caracterizado por uma energia específica ξ (em Joules), uma frequência de onda específica ν (em metros), um comprimento de onda específico λ (em metros), velocidade da luz no vácuo c ($3.00 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$) e a constante de Planck h ($6.625 \times 10^{-34} \text{ J s}$) segundo as seguintes relações:

$$\lambda = \frac{c}{\nu} \quad (1.2)$$

e

$$\xi = h\nu = \frac{hc}{\lambda} \quad (1.3)$$

O inverso do comprimento de onda é chamado de número de onda κ (m^{-1}).

$$\kappa = \frac{1}{\lambda} \quad (1.4)$$

O fluxo radiante Φ (J s^{-1} ou W) é definido como a razão entre a quantidade de energia radiante Q por unidade de tempo:

$$\Phi = \frac{dQ}{dt} \quad (1.5)$$

A intensidade radiante I (W sr^{-1}) é a medida do fluxo radiante Φ por unidade de ângulo sólido $d\Omega$ numa determinada direcção e é definida por:

$$I = \frac{d\Phi}{d\Omega} \quad (1.6)$$

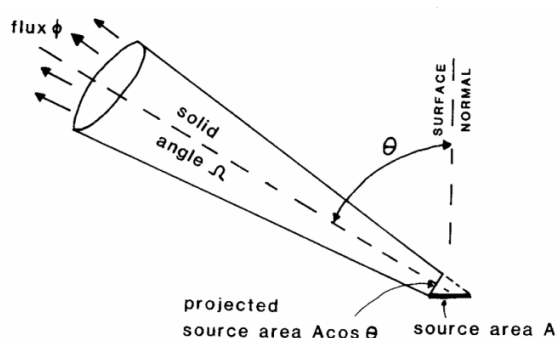


Figura 1.3 – Representação da geometria de propagação do fluxo radiativo a partir de uma fonte.

(<http://www.esl.lsu.edu/>)

A radiância e a irradiância são as duas grandezas mais importantes para a compreensão do comportamento de um fluxo de fótons. Ambos os termos são medidas do fluxo radiante Φ . A radiância mostra uma dependência com o comprimento de onda λ , consequência da natureza espectral da origem dos fótons. A Radiância espectral L ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) proveniente de uma direcção específica é definido como o fluxo radiante Φ , num determinado ponto do campo de radiação, por unidade de área dA , por unidade de ângulo sólido $d\Omega$ e por unidade de comprimento de onda λ (Figura 1.3):

$$L = \frac{d^3\Phi}{dA \cos \theta d\Omega d\lambda} \quad (1.7)$$

onde θ é o ângulo zenital. A irradiância espectral E ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$) é o somatório de toda a radiação que atravessa a unidade de área horizontal, na direcção descendente ou ascendente e é definida como:

$$E = \int_{\Omega} L \cos \theta d\Omega \quad (1.8)$$

A radiação espectral L ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) expressa em coordenadas polares apresenta a seguinte forma:

$$L(\theta, \phi, \lambda) = \frac{d^4\Phi}{dA \cos \theta \sin \theta d\theta d\phi d\lambda} \quad (1.9)$$

onde ϕ é o ângulo azimutal. A irradiância E ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$) expressa em coordenadas polares apresenta a seguinte forma:

$$E(\lambda) = \int_{\phi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi/2} L(\theta, \phi, \lambda) \cos \theta \sin \theta d\theta d\phi \quad (1.10)$$

1.4.1 Transferência radiativa na atmosfera

A propagação da radiação electromagnética na atmosfera está sujeita a absorção, emissão e difusão pelos seus constituintes. O estudo das propriedades de superfície a partir de técnicas de detecção remota de satélite necessita que seja feita a correcção dos efeitos da atmosfera. A transferência radiativa serve de mecanismo para a transferência de energia entre a atmosfera e a superfície subjacente e entre as diferentes camadas da atmosfera.

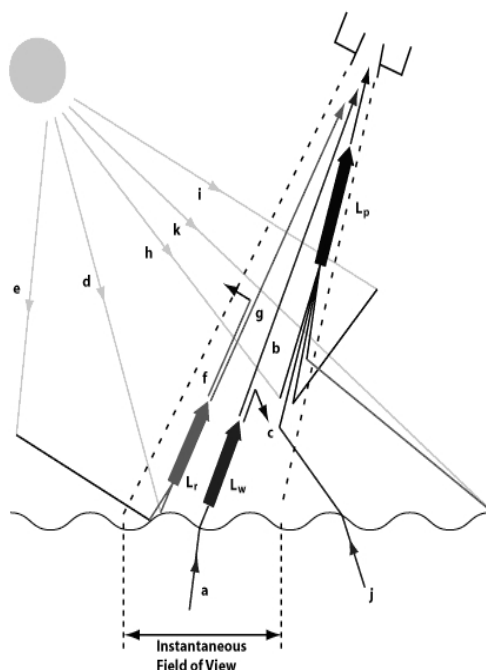


Figura 1.4 – A figura ilustra os diferentes percursos da radiação na atmosfera: a) Radiância da superfície. b) Atenuação da radiação de superfície. c) Dispersão da radiação de superfície para fora do campo de visão do sensor. d) “Sun glint” (reflexão na superfície da água). e) “Sky glint” (radiação difundida reflectida na superfície). f) Radiância difundida ou reflectida para fora do campo de visão do sensor. g) Radiância reflectida atenuada para o sensor. h) Radiância solar difundida direccionada para o sensor. i) Radiância que já foi difundida pela atmosfera e é de novo difundida para o sensor. j) Radiância de superfície originada fora do campo de visão do sensor, mas difundida para o sensor. k) Reflexão de superfície fora do campo de visão do sensor que é difundida para o sensor. L_w – Radiância total de superfície. L_r – Radiância acima da superfície do mar devida a todos os efeitos de reflexão na superfície dentro do campo de visão. L_p – Radiância atmosférica. (Robinson, 1983).

A partir da Figura 1.4, pode escrever-se a equação da transferência radiativa para a banda do visível na forma:

$$L_H = (L_w + L_R)T + L_p \quad (1.11)$$

onde L_H é a radiância espectral medida pelo sensor, L_w é a radiância espectral total da superfície, L_R é a radiância espectral acima da superfície devida a todos os efeitos de reflexão na superfície dentro do campo de visão, T é a transmitância espectral total atmosférica e L_p é a radiância espectral atmosférica. Sendo L_R , a soma da radiância espectral solar reflectida na superfície (L_R^S)

com a retrodifundida na atmosfera (L_R^A) e L_P , a soma da radiância espectral devida à dispersão de Mie pelos aerossóis (L_P^M) com a radiância espectral devida à dispersão molecular de Rayleigh (L_P^R). A Equação 1.11 toma então a forma:

$$L_H = (L_W + L_R^S + L_R^A)T + L_P^M + L_P^R \quad (1.12)$$

1.4.2 Transferência radiativa em massas de água

A radiação solar incidente numa massa de água vai encontrar primeiramente a interface ar-água. A cada instante parte dessa radiação vai ser reflectida de volta ao seu meio original (ar) e outra parte vai ser refractada e transmitida para o meio adjacente (água). Para uma superfície calma (interface aproximadamente plana) a quantidade que é reflectida, refractada e transmitida é calculada através dos índices de refração dos respectivos meios (lei de *snell*) em boa aproximação. A Figura 1.5 ilustra a interacção óptica entre os fluxos de fotões incidentes na interface ar-água.

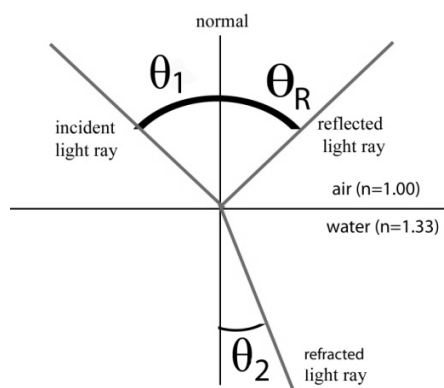


Figura 1.5 – Interacção da radiação incidente com a interface ar-água.

Quando penetra e se propaga no interior de uma massa de água a radiação solar está sujeita à absorção e dispersão pelos materiais em solução e suspensão da massa de água. A combinação destes dois processos conduz à redução da intensidade da distribuição da radiância, enquanto o

processo de dispersão também altera o padrão direccional da radiância. Por esse motivo, a radiância $L(\theta, \phi, \lambda)$, Equação 1.9, apresenta uma relação com a profundidade z . Como consequência, a radiância $L(\theta, \phi, \lambda)$ é melhor representada por $L(\theta, \phi, z, \lambda)$. A distribuição da radiância para as camadas pouco profundas representa um estrutura complexa que pode ser deduzida teoricamente pela equação de transferência de energia para a radiância de Preisendorfer (1959),

$$\cos \theta \frac{dL(\theta, \phi, z, \lambda)}{dz} = -K_t(z, \lambda)L(\theta, \phi, z, \lambda) + L_*(\theta, \phi, z, \lambda) \quad (1.13)$$

onde K_t é o coeficiente de atenuação total e que representa a perda de radiância pela atenuação na direcção de observação e L_* é uma *path function* que representa o ganho de radiância pela dispersão na direcção de propagação proveniente de outras direcções e é definido por:

$$L_*(\theta, \phi, z, \lambda) = \int \beta(\theta, \phi, z, \lambda, \theta', \phi') L(z, \lambda, \theta', \phi') d\Omega \quad (1.14)$$

onde β é o *volume scattering function* ($\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$) na direcção (θ, ϕ) para toda a radiância incidente proveniente de outras direcções (θ', ϕ') .

A atenuação da luz solar pelo meio é de extrema importância para o balanço de energia da camada superficial. O coeficiente de atenuação espectral $K(\theta, \phi, z, \lambda)$ na direcção de propagação é definido por,

$$K(\theta, \phi, z, \lambda) = -\frac{1}{L(\theta, \phi, z, \lambda)} \frac{dL(\theta, \phi, z, \lambda)}{dz} \quad (1.15)$$

Para camadas pouco profundas a radiação solar é a que mais contribui para a “path function” e podem descrever-se θ' e ϕ' apenas como ângulos incidentes solares θ_s e ϕ_s . Com a Equação 1.13 o coeficiente de atenuação assume a seguinte forma,

$$K(\theta, \phi, z, \lambda) \cong \frac{1}{\cos \theta} \left[K_t(z, \lambda) - \frac{\beta(\theta, \phi, z, \lambda, \theta_s, \phi_s) L_s \Omega_s}{L(\theta, \phi, z, \lambda)} \right] \quad (1.16)$$

onde L_S e Ω_S são a radiância e ângulo sólido solar respectivamente.

Enquanto nas camadas pouco profundas a distribuição da radiância é dominada pela luz solar directa, para as camadas mais profundas a luz difusa é dominante e a radiância decresce exponencialmente com o aumento da profundidade a uma taxa quase constante. Neste caso, a distribuição da radiância pode ser representada por (Preisendorfer, 1959),

$$L(\theta, \phi, z, \lambda) = L(\theta, \phi, z_0, \lambda) \exp \left\{ - \int_{z_0}^z K(\theta, \phi, z, \lambda) dz \right\} \quad (1.17)$$

onde z_0 indica o nível inicial abaixo da superfície da água.

1.5 Detecção remota

A detecção remota pode ser definida como a obtenção de informação sobre as propriedades de um determinado fenómeno, objecto, ou material, através de um instrumento que não está em contacto físico directo com os elementos a observar (Jensen, 2000; Lillesand, 2000). Permite a obtenção de dados de áreas inacessíveis e substituir ou complementar a dispendiosa e lenta recolha de dados no terreno, garantindo também que as áreas estudadas não sejam perturbadas. Tais instrumentos, que podem ser câmaras fotográficas, sistemas radar, radiómetros, receptores de frequências rádio, sonares, entre outros, recolhem medições tais como radiação electromagnética (ex. fotografia aérea, imagens de satélites e imagens radar) e energia acústica (ex. imagens do fundo do mar).

A compreensão dos fenómenos que afectam a propagação da radiação electromagnética na atmosfera e a respectiva interacção com as interfaces geofísicas (ar-mar, ar-solo, ar-plantas, ar-gelo) é fundamental no contexto da detecção remota. Todas as substâncias ao emitirem, ou interagirem com ondas electromagnéticas imprimem nestas uma assinatura espectral que depende da sua composição e estrutura térmica. A detecção remota passiva é baseada na medição de radiação natural que é emitida ou reflectida pelo meio observado. A luz solar reflectida é uma

fonte comum de radiação medida por instrumentação passiva a bordo de satélites, usando comprimentos de onda do espectro solar, do ultravioleta ao infravermelho próximo.

Como é bem sabido, a detecção remota com satélites é essencial no estudo do nosso planeta mas também no estudo de outros planetas. A observação da Terra por satélite começou na década de 60 com o primeiro satélite meteorológico TIROS 1 (Television Infrared Observation Satellites), a ser posto em órbita pela NASA (National Aeronautics and Space Administration), que fornecia imagens diárias das formações nublosas. Na década de 70 foi lançado o primeiro satélite cartográfico LANDSAT1 (originalmente “Earth Resources Technology Satellite 1”) também pela NASA. Este satélite estava equipado com um scanner multi-espectral e os dados eram produzidos sob a forma de matrizes digitais o que permitiu avanços substanciais no processamento de imagem. Em 1978 foi lançado o satélite Nimbus 7, também pela NASA, onde seguia a bordo o radiómetro multi-espectral CZCS (Coastal Zone Color Scanner) que foi o primeiro instrumento dedicado para observação das massas de água oceânica e costeira. O ERS-1 (European Remote Sensing Satellite) foi o primeiro satélite a ser lançado pela ESA (European Space Agency) em 1991 onde seguiam a bordo radares de abertura sintética (SAR), radares altímetros e instrumentos para medição da temperatura da superfície do oceano e do campo do vento. A utilização da detecção remota por satélite é de grande importância porque permite perceber a variabilidade regional, alterações climáticas a nível global e permite visualizar escoamentos oceânicos. Alguns exemplos de estudo incluindo variações de temperatura da superfície do mar associadas a variações climáticas são os ciclos de El Niño e La Niña no Pacífico e Atlântico equatoriais. (Martin, 2006).

1.5.1 Espectroradiómetro portátil

O espectroradiómetro portátil FieldSpec UV/VNIR da Analytical Spectral Devices (ASD) permite medidas de campo da energia da luz (Figura 1.6). Dentro do instrumento a luz é projectada das fibras ópticas para o “array detector” com diferentes comprimentos de onda. O detector converte os fótons incidentes em electrões que são guardados ou integrados. A corrente fotoelétrica é convertida em voltagem e digitalizada através de um conversor analógico-digital de 16-bits. Os dados digitais são então transferidos directamente para a memória do computador

através de uma porta de interface em série. O domínio espectral do visível ao infravermelho próximo (325 - 1075 nm) é medido com 512 canais de fotodiodos de silício sobrepostos e geometricamente posicionados com uma estreita largura de banda (1.6 nm). O espectroradiômetro tem uma resolução espectral 3 nm aos 700 nm e um tempo de integração ajustável manualmente de 17 ms até vários minutos (Tabela 1.2).



Figura 1.6 – Espectroradiômetro portátil FieldSpec UV/VNIR da ASD.

Quando utilizado sem qualquer acessório adicional, a luz é captada com um ângulo de observação de 25°. Este ângulo pode ser reduzido ou aumentado conforme a dimensão da amostra a ser analisada, o ângulo de observação e a distância a que se encontra. Para tal são utilizadas ponteiras acoplados à ponta do espectroradiômetro. A Figura 1.7 exemplifica o espectroradiômetro portátil equipado com duas ponteiras: (a) um de 10° que permite reduzir o ângulo de observação para amostras pequenas e (b) outro de 180° (hemisférico) para medições de irradiância espectral.

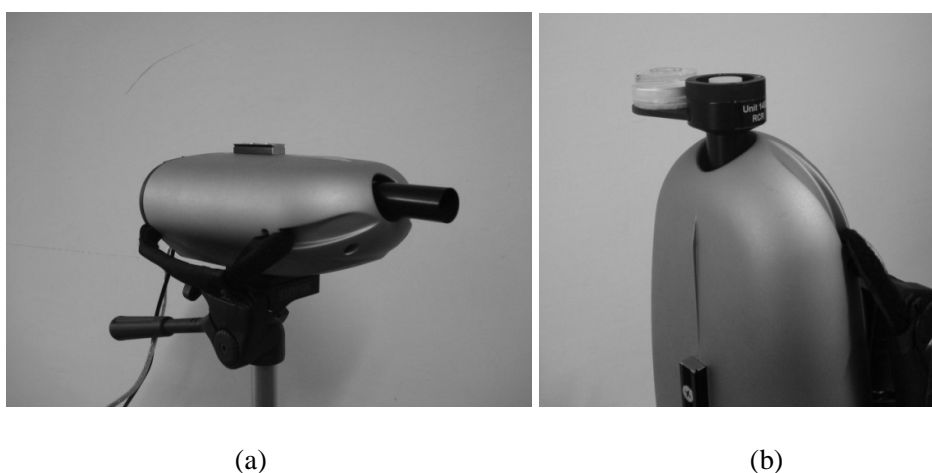
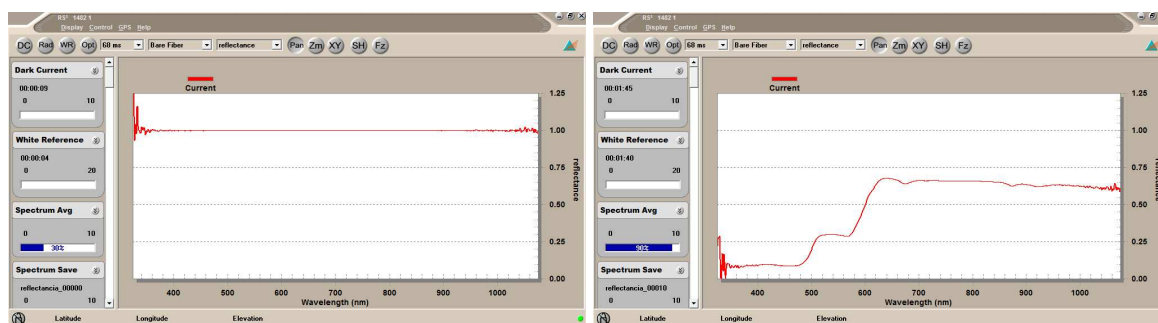


Figura 1.7 – Espectroradiômetro portátil em funcionamento com ponteiras de (a) 10° e (b) 180° (hemisférico).

Os dados medidos pelo espectroradiómetro correspondem ao output de cada elemento do *array detector*. Todos os outros tipos de dados (reflectância, transmitância, radiância e irradiância) são calculados, a partir dos dados em bruto, pelo software próprio instalado em qualquer computador (RS³ da ASD Inc.). A reflectância é a fracção de luz incidente que é reflectida por uma superfície, enquanto a transmitância é a fracção, que atravessa um determinado material. Como o espectroradiómetro só mede a intensidade do campo de luz através de um determinado ponto, a reflectância e transmitância são calculadas com medições do material e de uma placa com uma reflectância de aproximadamente 100% em todo o espectro electromagnético normalmente chamado de “referência branca”. A razão entre espectros é calculada em tempo real pelo próprio software a que o espectroradiómetro está conectado. A Figura 1.8 mostra a reflectância espectral da referência branca (a) e do objecto a ser analisado (b) através do software utilizado no momento da medição de ambos.



(a)

(b)

Figura 1.8 – RS³ software (ASD Inc.) de utilização do espectroradiómetro com apresentação da reflectância de: (a) referência branca e (b) objecto sob análise.

De maneira a garantir uma correcta medição de reflectância ou transmitância a geometria da iluminação deve ser mesma para as medições do material de estudo e da referência branca. A única alteração negligenciável na geometria óptica é a distância da fonte de iluminação ao alvo, quando a fonte está muito distante – caso da iluminação solar no exterior. Para medições radiométricas o espectroradiómetro tem de ser calibrado separadamente para cada ponteira com uma fonte de luz com intensidade conhecida. A radiância espectral L ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) é calculada da seguinte forma:

$$L = \frac{L_{ref} * input * TI_{ref}}{resposta * TI_{input}} \quad (1.18)$$

em que L é a radiância calculada, L_{ref} é a radiância de uma referência branca iluminada por uma fonte de luz com intensidade conhecida, *input* é o espectro medido em contagem digital (C.D.) e a *resposta* é o espectro obtida na calibração com a fonte de luz com intensidade conhecida também em contagem digital. TI_{ref} e TI_{input} são os tempos de integração da calibração e medição, respectivamente. A irradiância é calculada da mesma forma, sendo no entanto utilizada uma lâmpada de calibração (irradiância conhecida) em vez da radiância da referência branca. Para medições de irradiância é utilizado um receptor hemisférico (180°).

Tabela 1.2 – Características do espectroradiômetro portátil FieldSpec UV/VNIR

Domínio espectral	325 – 1075 nm
Resolução espectral	1 a 3 nm (3 nm aos 700 nm)
Tempo de integração	17 ms a vários minutos
Taxa de aquisição de espectros	0.7 espectros/segundo (iluminação solar)
Ruído (radiância)	5.0×10^{-9} W/cm ² /nm/sr aos 700 nm
Precisão	5% entre 400-900 nm
Ângulo de observação	1, 10, 25 e 180°
Peso	1.2 Kg

1.5.2 Espectroradiômetros a bordo de satélites: MERIS E MODIS

O espectroradiômetro MERIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer) encontra-se a bordo do satélite ENVISAT-1 tendo como principal missão o estudo do oceano e áreas costeiras, no entanto, perdeu-se a comunicação com este satélite no ano 2012. O MERIS mede a radiação solar reflectida pela Terra com uma resolução espacial de 300 m ao nadir com uma cobertura global cada três dias. Os dados de resolução reduzida (1200 m ao nadir) são obtidos a bordo através de médias. A Tabela 1.3 apresenta 15 bandas espectrais entre o visível e o infra-vermelho próximo (0.4 a 1.05 μ m). A calibração do MERIS é executada no pólo Sul orbital, quando um

difusor de referência é iluminado pelo Sol. Durante a calibração, a porta de vista para a Terra é fechada e a porta de vista para o Sol é aberta para permitir, no caso de calibração radiométrica, uma fonte de radiação uniforme, e no caso de calibração espectral, uma fonte de radiação com uma assinatura espectral. A referência para a calibração absoluta é baseada numa irradiância solar assumida à hora da calibração. O instrumento tem um campo de visão de 68.5° no nadir (FOV), com uma largura de varrimento de 1150 km (“swath width”) dividido em cinco segmentos, correspondendo a cada um, uma das cinco câmaras idênticas. Entre os campos de visão de câmaras adjacentes existe uma fina camada onde há sobreposição.

Tabela 1.3 – Bandas espectrais do espectroradiômetro MERIS.

Nº Banda	Largura Espectral (nm)
Pixel: 300 e 1200 m	
1	407 – 417
2	437 – 447
3	485 – 495
4	505 – 515
5	555 – 565
6	615 – 625
7	660 – 670
8	678 – 685
9	704 – 714
10	750 – 758
11	759 – 763
12	771 – 786
13	855 – 875
14	880 – 890
15	895 – 905

O espectroradiômetro MODIS (MODerate resolution Imaging Spectrometer) encontra-se a bordo dos satélites Terra e Aqua e cobre toda a superfície da Terra o que permite o estudo, conhecimento e observação da dinâmica e dos processos em terra, nos oceanos e na troposfera. É, por isso, um instrumento importante na validação de modelos globais. O satélite Terra

apresenta uma órbita norte-sul e passa no equador de manhã, enquanto o satélite Aqua apresenta uma órbita sul-norte e passa no equador de tarde. O espectrômetro MODIS dispõe de 36 bandas espectrais entre os 0.4 e os 14.4 μm , como mostra a Tabela 1.4. Duas bandas estão disponíveis com uma resolução espacial de 250 m ao nadir, cinco bandas com 500 m e as restantes 29 com 1000 m.

Tabela 1.4 – Bandas espectrais do espectrorradiômetro MODIS.

Nº Banda	Largura Espectral (nm)	Nº Banda	Largura Espectral (nm)	Nº Banda	Largura Espectral (nm)	Nº Banda	Largura Espectral (nm)
Pixel: 250 m		Pixel: 500 m		Pixel: 1000 m			
1	620 – 670	3	459 – 479	8	405 – 420	20	3660 – 3840
2	841 – 876	4	545 – 565	9	438 – 448	21	3929 – 3989
		5	1230 – 1250	10	483 – 493	22	3929 – 3989
		6	1628 – 1652	11	526 – 536	23	4020 – 4080
		7	2105 – 2155	12	546 – 556	24	4433 – 4498
				13	662 – 672	25	4482 – 4549
				14	673 – 683	27	6535 – 6895
				15	743 – 753	28	7175 – 7475
				16	862 – 877	29	8400 – 8700
				17	890 – 920	30	9580 – 9880
				18	931 – 941	31	10780 – 11280
				19	915 – 965	32	11770 – 12270
				26	1360 – 1390	33	13185 – 13485
						34	13485 – 13785
						35	13785 – 14085
						36	14085 – 14385

1.6 Modelo de representação de lagos – Flake

O modelo FLake, documentado por Mironov (2010), é um esquema utilizado na parametrização de lagos em previsão numérica do tempo, em modelação de clima e em outros sistemas de

previsão numérica relativos ao meio ambiente. O FLake prevê a estrutura vertical de temperatura e condições de mistura em lagos de diferentes profundidades (até cerca de 60 m) em escalas de tempo de algumas horas a alguns anos. É baseado numa representação dos lagos em duas camadas: uma camada superficial de mistura em que a temperatura é constante e uma camada estratificada entre a camada de mistura superior e a base (Figura 1.9). A estrutura térmica da camada estratificada, a termoclina do lago, é descrita recorrendo ao conceito de auto-similaridade do perfil da temperatura. Este conceito, baseado em evidência empírica e com base teórica (Zilitinkevich et al., 1991), assume que o perfil adimensional de temperatura na termoclina pode ser parametrizado através de uma função universal adimensional da profundidade:

$$\Psi(\xi) = \frac{T_S - T(z)}{T_S - T_{BOT}} \quad ; \quad \xi = \frac{z - h}{D - h} \quad (1.19)$$

onde z é a profundidade, T_S é a temperatura de superfície, T_{BOT} é a temperatura de fundo, h é a espessura da camada de mistura e D é a profundidade máxima do lago. $(D - h)$ é a profundidade da termoclina. Na literatura, por exemplo Mironov (2010), podem ser encontradas várias aproximações polinomiais para Ψ . No modelo FLake utiliza-se uma aproximação polinomial de quarta ordem para Ψ e a sua forma fica completamente definida pelo integral de Ψ entre $\xi=0$ e $\xi=1$:

$$C_T = \int_0^1 \Phi(\xi) d\xi \quad (1.20)$$

que é o factor de forma. Este factor de forma varia entre o valor mínimo 0.5, correspondente a um estado estacionário da camada de mistura, e o valor máximo 0.8, correspondente à curvatura máxima da termoclina. Com esta condição o perfil de temperatura da água fica completamente descrito por quatro variáveis: T_S , T_{BOT} , h , C_T ; e pelo parâmetro fixo D , pelo que são necessárias quatro equações de prognóstico. Para o efeito consideram-se e resolvem-se as equações de balanço de energia quer para a camada superficial de mistura e para toda a coluna de água (2 equações). De maneira a resolver as equações de balanço de energia, o fluxo radiativo de

pequeno comprimento de onda é calculado utilizando uma aproximação exponencial da lei de decaimento de Beer-Lambert. O modelo está preparado para considerar diferentes coeficientes de atenuação da luz na água (Equação 1.15, sub-secção 1.4.2) para até oito bandas espectrais, no entanto as actuais implementações operacionais do FLake consideram um único valor para todo o espectro solar. A escassez de dados relativos a este coeficiente é um dos constrangimentos actuais à utilização do FLake, e de outros modelos de lago, em previsão numérica do tempo e em clima.

A evolução da espessura da camada de mistura, h , é calculada através de uma formulação relativamente sofisticada que distingue entre regimes convectivos e regime estável (Mironov, 2010). Para fechar o sistema, a evolução do factor de forma C_T é calculado recorrendo a uma equação de relaxação em que o tempo de relaxação é proporcional ao quadrado da espessura da termoclina $(D-h)^2$.

O modelo incluiu também esquemas opcionais para a representação das camadas superiores com gelo e neve e de uma camada inferior de sedimentos. Nas latitudes altas, onde as massas de águas estão durante um período de tempo congeladas, a altura da camada de gelo e neve e a sua duração são de extrema importância no balanço de energia. Balsamo et al. (2012) mostraram a importância de uma prescrição correcta das condições iniciais da temperatura e da cobertura de gelo no desempenho do modelo FLake em previsão do tempo.

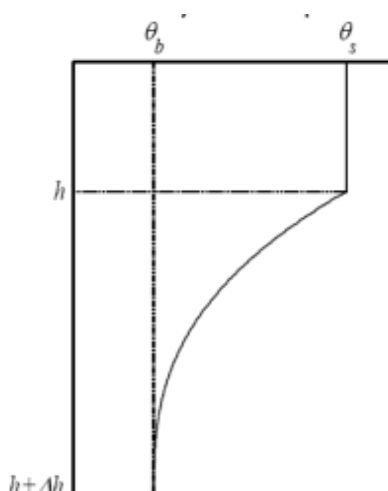


Figura 1.9 – Perfil de temperatura do modelo de representação de lagos FLake.

Capítulo 2

Locais de estudo, técnicas de observação e dados utilizados

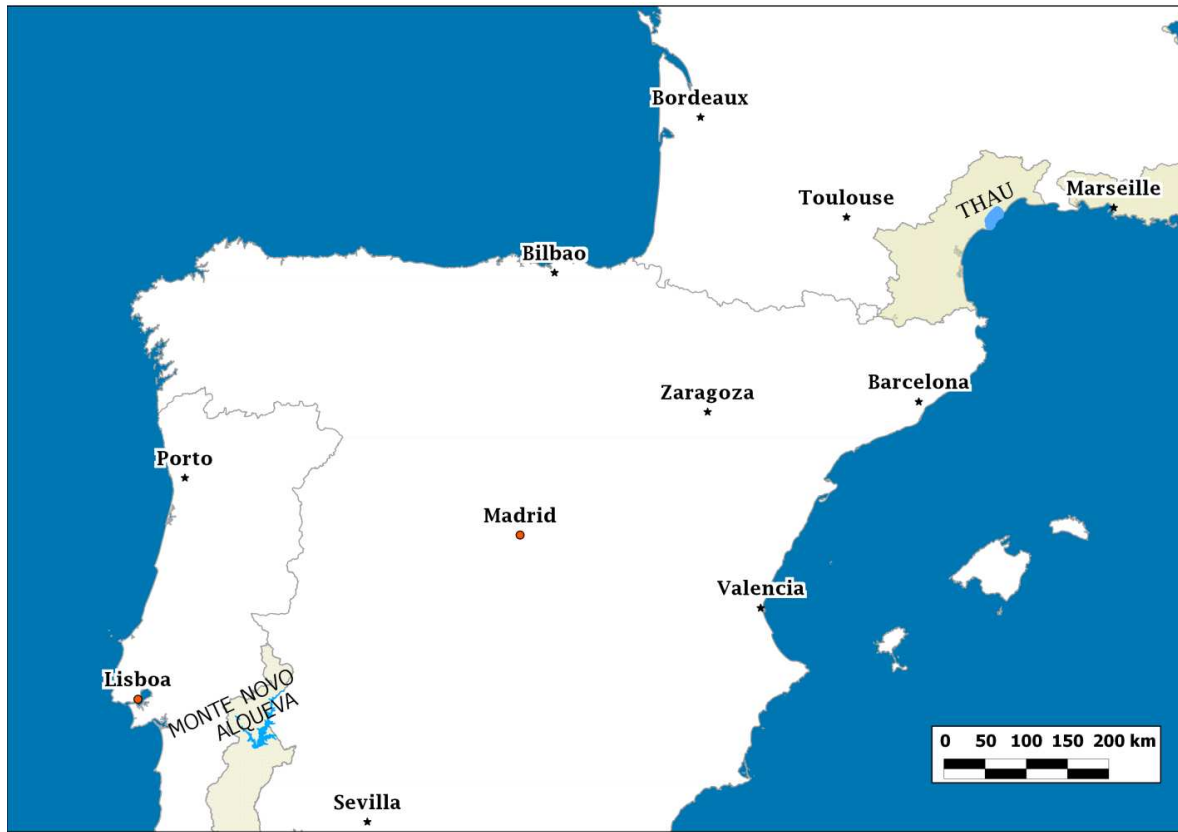
Este capítulo dá a conhecer os locais que foram objecto de estudo durante o desenvolvimento deste trabalho, a localização, dimensão, clima e estado geral da qualidade da água dos locais explorados. São introduzidas as técnicas utilizadas para: recolha de amostras de água para posterior análise laboratorial; observação da superfície da água com um espectrorradiómetro portátil; observação da coluna de água através de medições de perfis na coluna de água. São também apresentados os dados atmosféricos e de satélite utilizados neste trabalho.

2.1 Locais de estudo

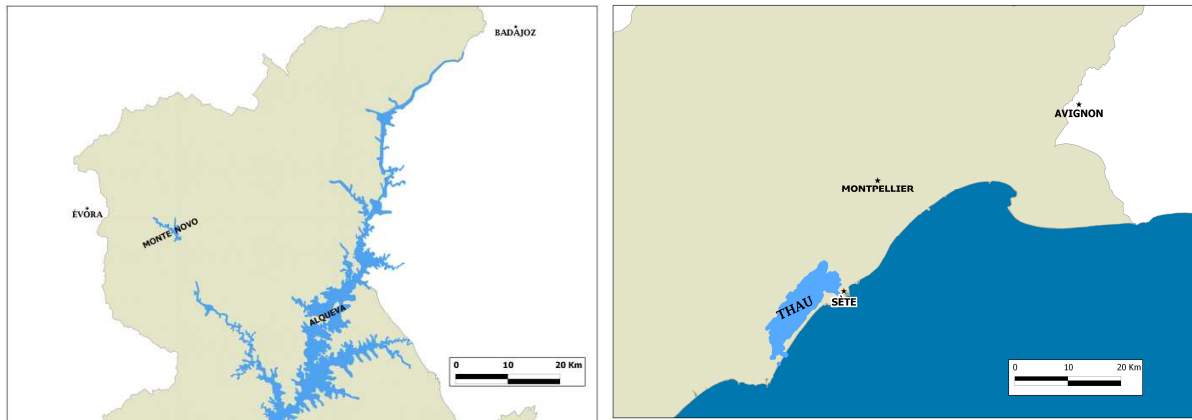
Os locais objecto de estudo foram as albufeiras de Alqueva e Monte Novo ambas localizadas no Alentejo, sul de Portugal (Figura 2.1), e a lagoa de Thau localizada na província de Languedoc-Roussillon, sul de França (Figura 2.1). As albufeiras alentejanas foram escolhidas devido à importância que têm para a região do Alentejo e para a cidade de Évora e também devido à existência de estudos prévios de qualidade da água (Morais et al., 2007; Fonseca e Barriga, 2010). A lagoa de Thau foi objecto de estudo devido ao convite à participação do Centro de Geofísica (CGE) da Universidade de Évora na campanha intensiva de medições “THAUMEX” organizada pela Météo-France em conjunto com o IFREMER (Institut Français de REcherche pour l'exploitation de la MER). A campanha foi realizada no Verão de 2011 focada nos episódios de brisas marinhas, visto se tratar de uma lagoa muito próxima do mar Mediterrâneo (Figura 2.1b). Os resultados desta campanha podem ser vistos no artigo de Le Moigne et al. (2013) em que o autor participou.

Apesar da sua extensão relativamente pequena, Portugal Continental tem um clima que varia significativamente de região para região e de local para local. As principais causas desta variação são a orografia, a latitude e a distância ao mar. Enquanto a região noroeste de Portugal Continental é uma das regiões mais húmidas da Europa, com média anual de precipitação

acumulada, em algumas zonas, acima dos 3000 mm, no interior do Alentejo a precipitação média é da ordem dos 500 mm com grande variabilidade interanual (Santos e Miranda, 2005).



(a)



(b)

Figura 2.1 – (a) Localização das albufeiras de Alqueva e de Monte Novo (este de Portugal) e da lagoa de Thau (sul de França). (b) Zoom das albufeiras portuguesas e da lagoa francesa. A amarelo as bacias hidrográficas do Guadiana e Mediterrânica.

A região do Alentejo, localizada a sul de Portugal (Figura 2.2), representa uma área de cerca de um terço do país e tem aproximadamente 7% da população nacional (resultados preliminares dos Censos 2011 - http://www.ine.pt/scripts/flex_v10/Main.html). O Alentejo é uma região há muito conhecida pela irregularidade na disponibilidade hídrica como consequência da irregularidade da precipitação média anual. Através da Figura 2.2, que representa a média anual da precipitação acumulada para a região do Alentejo no período de referência 1961-1990, é visível a heterogeneidade da precipitação na região com valores mais elevados no distrito de Évora e mais baixos no distrito de Beja. No mapa está marcada a ribeira da Pardiela, assim como a estação meteorológica da Pardiela pertencente ao Centro de Geofísica de Évora. Este mapa foi desenvolvido no âmbito do projecto FCT PTDC/AMB/73338/2006, designado por “Estratégias de Conservação e Reabilitação de Rios Temporários: Caso de estudo da bacia do rio Pardiela, Sul de Portugal (Bacia do Guadiana)”, no qual o autor participou e cujos resultados podem ser vistos no capítulo do livro “*River Conservation and Management*” do qual é co-autor (Rosado et al., 2012).

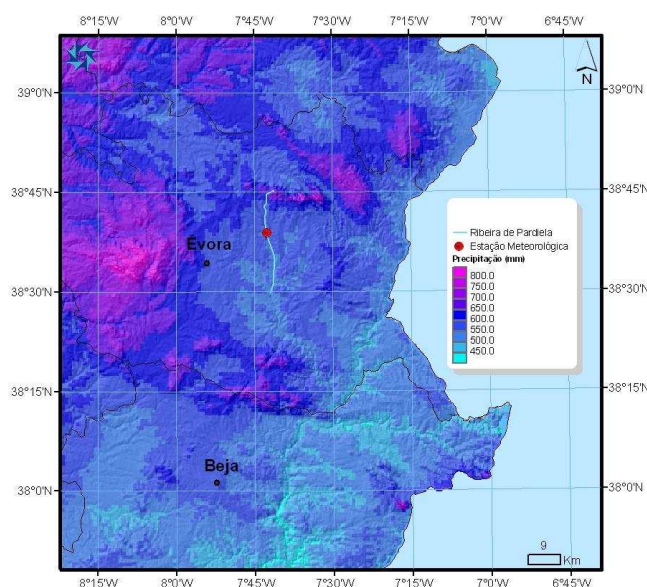


Figura 2.2 – Média anual da precipitação acumulada para a região do Alentejo no período de referência 1961-1990. Estão marcadas no mapa as cidades de Évora e Beja, a estação meteorológica da Pardiela (CGE) e a ribeira da Pardiela.

De acordo com a classificação climática de Köppen, a região do Alentejo é do tipo *Csa*, clima temperado húmido com Verão seco e quente, com excepção das zonas altas e da faixa costeira

onde é do tipo *Csb*, clima temperado húmido com Verão seco e pouco quente (Peixoto, 1987; Miranda, 1995). Os resultados das normais climatológicas 1971-2000, as últimas disponíveis, permitem também identificar uma pequena região do Baixo Alentejo, no distrito de Beja, com classificação do tipo *Bsk*, clima árido de estepe fria de latitude média. (<http://www.ipma.pt/pt/oclima/normais.clima/>; data de acesso: 22/08/2013).

A Figura 2.3a mostra a evolução anual da precipitação acumulada, na estação da Azaruja, no período de 1932 a 2007 com a média no período 1961-1990 a tracejado. A Figura 2.3b mostra as séries progressiva e regressiva do teste estatístico de Mann-Kendall (em azul e vermelho respectivamente) e a tracejado os limites de significância de 5% ($t=-1.96$ e $t=1.96$). É visível que a partir da década de 70 há predominância de anos com precipitação acumulada inferior à média 61-90 (a tracejado). Através das séries progressiva e regressiva verifica-se que a precipitação começou a diminuir em 1973. O ponto de intersecção entre as duas séries ocorreu em 1978 indicando o início da tendência de diminuição de precipitação, a série progressiva (azul) passa o limite de significância em 1994 mas no ano seguinte retrocede, voltando depois a passar o limite outra vez em 2005. Este comportamento leva a concluir que a tendência de diminuição de precipitação não é estatisticamente significativa, ao nível de significância de 5%, para o período estudado.

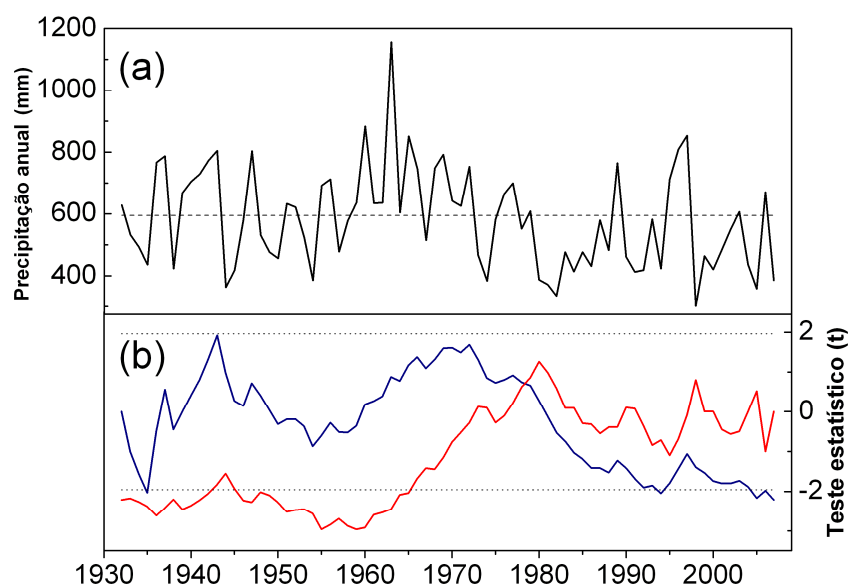


Figura 2.3 – a) Variabilidade anual da precipitação acumulada no período de 1932 a 2007 para a estação da Azaruja. A tracejado o valor médio no período 1961-1990. b) Séries progressiva (azul) e regressiva (vermelho) do teste estatístico de Mann-Kendall. A tracejado os limites de significância de 5% ($t=-1.96$ e $t=1.96$).

Com o objectivo de constituir um reservatório de água essencial na região do Alentejo, foi construída a barragem de Alqueva, levando em conta a preservação e uso de água, até durante os períodos de seca extensos. A Albufeira de Alqueva, localizada na secção portuguesa do Rio Guadiana e incluído na bacia hidrográfica do Guadiana, é um dos maiores lagos artificiais da Europa quanto a área superficial (250 km²) e representa um bom exemplo da importância do controle de qualidade de água em lagos artificiais, devido à sua importância na região onde está localizada. (Figura 2.1). Ao nível máximo de armazenamento, à cota de 152 m, a albufeira tem uma capacidade total de 4250 hm³. Como mostra a Figura 2.4, a albufeira começou o seu período de enchimento em Fevereiro de 2002, altura em que as comportas foram fechadas, e atingiu a cota máxima pela primeira vez em Janeiro de 2010.

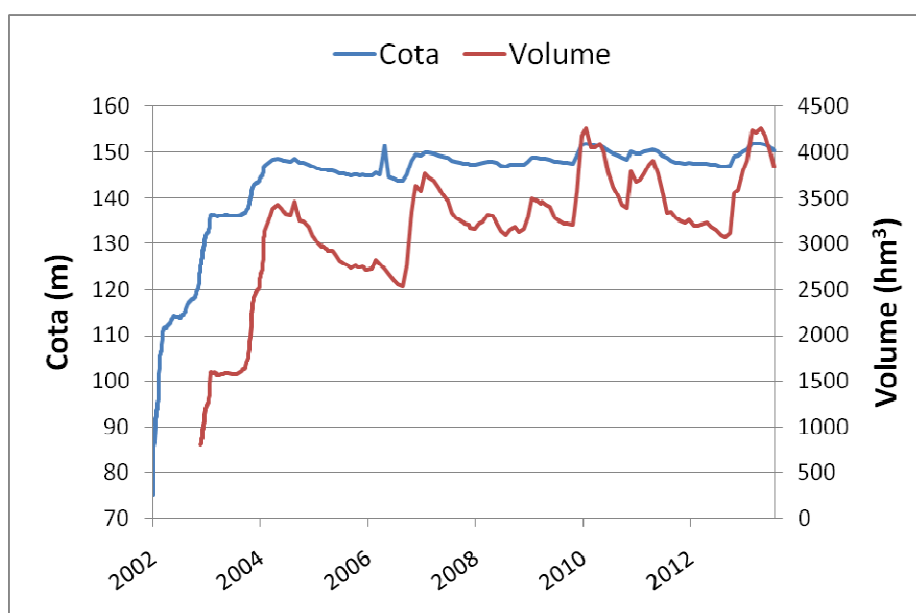


Figura 2.4 – Evolução da cota (azul) e da capacidade de armazenamento (vermelho) da albufeira de Alqueva para o período Fevereiro 2002 a Setembro 2013 (Dados obtidos através do site <http://snirh.pt> em 03/09/2013 17:33).

A albufeira de Alqueva foi caracterizada para o período 2003-2006 por Morais et al. (2007) como um sistema eutrófico com base na concentração de clorofila *a* e fósforo total (ver Tabela 1.1). Segundo este estudo, a média anual de fósforo total é superior ao limite eutrófico (> 35 mg m⁻³) em todo o período de estudo e para todos os locais onde se efectuaram medições. Para a

concentração de clorofila *a* os valores são normalmente inferiores ao limite eutrófico ($< 10 \text{ mg m}^{-3}$) com exceção dos medidos nos afluentes da albufeira.

O reservatório de Monte Novo está localizado no rio Degebe a cerca de 15 km da cidade de Évora (Figura 2.1). Tem uma capacidade total de 15 hm^3 e uma área superficial de 2.8 km^2 . Desde que foi concluído, no ano de 1982, este reservatório abastece a cidade de Évora, a maior cidade da região do Alentejo. A albufeira de Monte Novo durante o mesmo período 2003-2006 em que a albufeira de Alqueva foi analisada por Morais et al. (2007) e com base na estação da Agência Portuguesa do Ambiente (APA) instalada perto do local de captação de água (22K/02S) foi caracterizada como um sistema eutrófico (ver Tabela 1.1). A média anual da concentração de clorofila *a* é superior ao limite eutrófico ($> 10 \text{ mg m}^{-3}$) em todo o período com exceção do ano de 2003 e a média anual de fósforo total oscila entre o limite oligotrófico ($< 10 \text{ mg m}^{-3}$) e mesotrófico ($10\text{-}35 \text{ mg m}^{-3}$). Fonseca e Barriga (2010) identificaram problemas na qualidade da água neste reservatório devido ao excesso de azoto e fósforo.

A lagoa de Thau está localizada no sudeste de França na região de Languedoc-Roussillon, bacia hidrográfica mediterrânica (Figura 2.1a). Esta zona do sul de França apresenta um clima similar ao da região do Alentejo, sendo também do tipo *Csa* segundo a classificação climática de Köppen clima temperado húmido com Verão seco e quente, mediterrânico. A média anual da precipitação acumulada no período de referência 1971-2000 para a localidade de Sète (junto à lagoa – Figura 2.1b) é de 561 mm. A monitorização da qualidade da água da lagoa de Thau é realizada pelo IFREMER desde o ano 1999 segundo uma classificação de 5 níveis: Muito Bom (MB), Bom (B), Média (M), Medíocre (M⁻) e Mau (M⁻). Esta classificação é baseada em vários parâmetros de qualidade da água entre eles a percentagem de oxigénio saturado, turbidez, concentração de nitratos, clorofila *a*, azoto e fósforo. Na Tabela 2.1 são apresentados os resultados anuais do estado da coluna de água para 3 locais na lagoa: Thau Ouest, Thau Est e Crique de l'Angle. Os dois primeiros locais estão localizados no centro da lagoa e apresentam apenas dois anos cada em que a classificação foi inferior a Bom enquanto o último está localizado perto da margem, numa baía, e apresenta sete anos com classificação Média ou inferior e 5 anos com classificação Bom.

Tabela 2.1 – Classificação anual da qualidade da coluna de água para 3 locais da lagoa de Thau no período 1999-2011 (IFREMER, 2012).

	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011
Thau Ouest	B	B	B	B	M	B	B	M	MB	B	B	MB	B
Thau Est	B	B	M	B	B	M	B	B	B	B	B	MB	B
Crique de l'Angle	-	M	B	M	M	M	M	M	B	M	B	B	B

A lagoa tem cerca de 15 km de comprimento por 5 km de largura com uma área total de 75 km². A profundidade média é de 4 m mas na zona central pode atingir os 8 m. A lagoa está apenas a 1 km do mar Mediterrâneo e apresenta um canal de ligação ao mar. Devido à sua posição e interface entre terra e mar a lagoa está sujeita a escoamentos que podem ameaçar a qualidade do ecossistema, nomeadamente esgoto doméstico e resíduos agrícolas que são as duas maiores fontes de nutrientes (azoto e fósforo) na bacia. A entrada anual de azoto na lagoa está estimada entre 198 e 300 toneladas principalmente de origem agrícola (La Jeunesse, 2001). A entrada anual de fósforo na lagoa está estimada entre 40 a 50 toneladas desde os anos 80 e é principalmente de origem doméstica (70%). A lagoa de Thau é intensivamente utilizada em aquacultura. As áreas correspondentes às plataformas de cultura de ostras e mexilhões são zonas com muitos sedimentos caracterizadas por máximos de matéria orgânica e azoto total. A entrada de nutrientes está altamente correlacionada com as fases de inundação. As concentrações de fosfato na lagoa são mínimas no inverno, e próximas das concentrações das águas marinhas, e máximas no verão devido ao fluxo de sedimentos (Souchu et al., 1998).

2.2 Medidas laboratoriais e *in situ* de qualidade da água

Desde o início do período de enchimento da albufeira de Alqueva, a EDIA (Empresa de Desenvolvimento e Infra-Estruturas de Alqueva) implementou um programa de monitorização que permite avaliar a qualidade da água armazenada, dos afluentes e também da água descarregada para o rio Guadiana. Numa fase inicial a monitorização efectuada era apenas convencional, ou seja, eram recolhidas amostras de água para análise de parâmetros físico-químicos e microbiológicos. Posteriormente foram implementadas estações de monitorização automáticas. Fazem parte do programa vários locais de amostragem e medição a montante, jusante e no interior da albufeira de Alqueva, o que permite o controlo da água que entra, sai e permanece na albufeira (Figura 2.5).

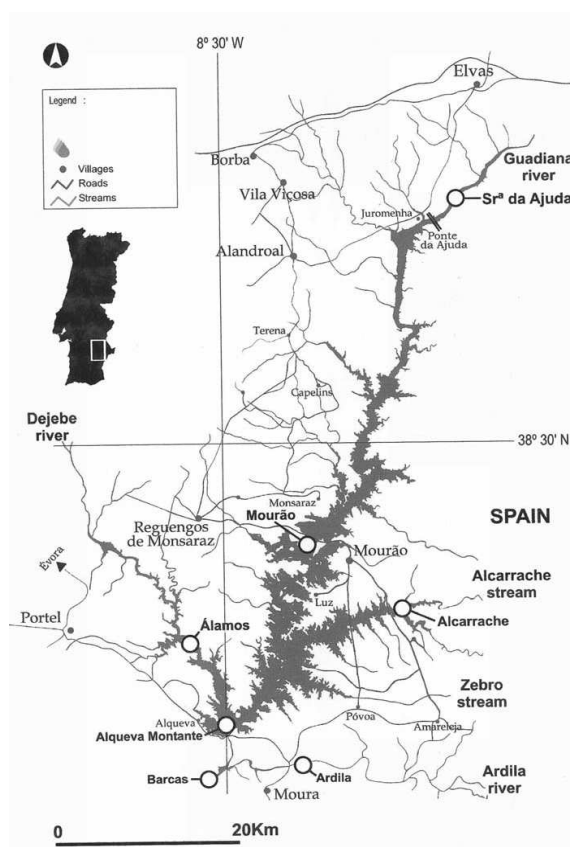


Figura 2.5 – Mapa de Serafim et al., (2006) onde estão marcados alguns dos locais de amostragem no interior e nos afluentes da albufeira de Alqueva.

Alguns desses locais apresentam características lóxicas (água corrente), onde as amostras são recolhidas à superfície durante o período chuvoso. Outros, apresentam características lênticas (água paradas), onde as amostras são recolhidas ao longo da coluna de água (superfície, meio e fundo). Infelizmente, a manutenção das estações automáticas deixou de ser efectuada regularmente, a sua base de dados pública foi descontinuada e hoje é difícil aceder aos dados da qualidade da água das albufeiras. Foram realizadas campanhas de campo para obtenção de dados *in situ* de: irradiância espectral descendente e ascendente acima da superfície da água; reflectância espectral da superfície da água; radiância espectral descendente a vários níveis de profundidade; grandezas fitoplanctónicas e físico-químicas.

Estas campanhas foram realizadas em diversos tipos de massas de água consoante os objectivos pretendidos pelas campanhas. A Tabela 2.2 mostra em detalhe a data, o local e o tipo de medições realizadas. Nestas campanhas foi utilizado o espectrorradiómetro portátil (Secção 1.5.1, Figura 2.6) para as medições de irradiância espectral, de reflectância espectral e de radiância espectral. A Figura 2.6 exemplifica uma medição de reflectância espectral da superfície da água na albufeira de Alqueva no dia 30 Junho 2011.



Figura 2.6 – Fotografia tirada no dia 30 de Junho 2011 na albufeira de Alqueva. Medição da reflectância de superfície com o espectrorradiómetro portátil FieldSpec UV/VNIR da Analytical Spectral Devices Inc. (Boulder, CO, USA).

Tabela 2.2 – Detalhes das campanhas realizadas no presente trabalho.

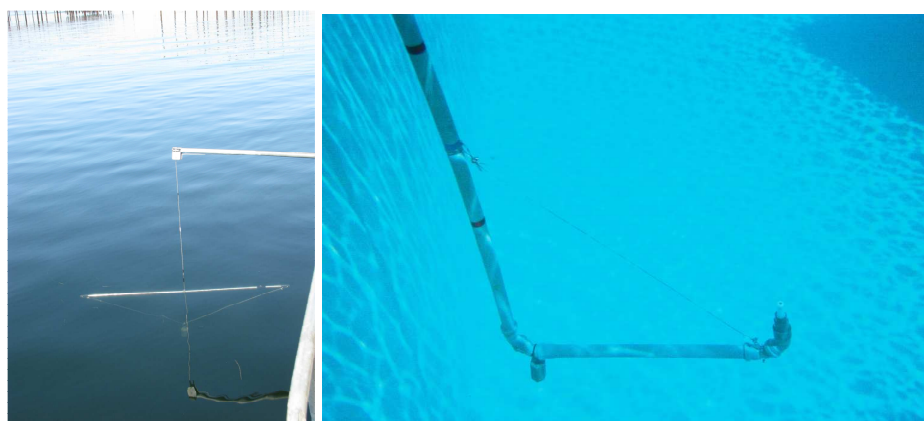
	Local	Irradiância acima da superfície	Reflectância superfície	Radiância abaixo da sup. v1	Radiância abaixo da sup. v2	Recolha amostras de água	Perfil com sonda
2010/05/19	Alqueva		X				
2010/07/27	Alqueva		X				
2010/08/25	Alqueva		X				
2011/02/24	Alqueva		X			X	X
2011/06/30	Alqueva		X			X	X
2011/08/18	Alqueva			X			
2011/08/24	Thau	X	X	X			X
2011/08/30	Thau	X	X	X			X
2012/06/22	Piscinas				X		
2012/07/02	Piscinas				X		
2012/07/09	Piscinas				X		
2012/07/16	Piscinas				X		
2012/07/12	Mt. Novo				X	X	X
2012/08/31	Alqueva	X	X		X	X	X
2012/09/06	Alqueva	X	X		X	X	X
2012/09/13	Piscinas				X		

No caso da radiância espectral em profundidade foi utilizado um cabo óptico (Figura 2.7) de acordo com as características ópticas do espectroradiómetro portátil, ao qual foi acoplado. O cabo tem uma abertura numérica de 0.11 o que resulta num ângulo de observação de 22° e um núcleo de quartzo, que permite medições na região espectral do ultra-violeta (UV). De modo a maximizar o sinal que chega ao espectroradiómetro, o intervalo entre as fibras ópticas no feixe é minimizado com a utilização de fibras de dois diâmetros diferentes (0.22 e 0.11 mm).



Figura 2.7 – Fotografia do cabo óptico utilizado em conjunto com o espectrorradiómetro portátil. A ponta larga é acoplada ao espectrorradiómetro enquanto a ponta pequena é fixa à estrutura de suporte.

Foi construída uma estrutura de suporte para o cabo óptico de maneira a garantir a verticalidade e horizontalidade, garantindo que a ponta do mesmo se mantivesse virada ao zénite de modo a obter a radiância zenital descendente a vários níveis de profundidade. Primeiramente, foi escolhida uma estrutura aço galvanizado que fixava a ponta do cabo óptico e que era libertada na coluna, através de um cabo de aço, sem qualquer protecção para o cabo óptico (Figura 2.8a - chamada de v1 na Tabela 2.2).



(a)

(b)

Figura 2.8 – Fotografias tiradas nos dias (a) 30 de Agosto de 2011 na lagoa de Thau. Medição de radiância espectral em profundidade com a primeira versão (v1 na Tabela 2.2) da estrutura em tubo de aço galvanizado com a ponta do cabo óptico inserida. (b) 2 de Julho 2012 no tanque de saltos do complexo municipal de piscinas da cidade de Évora. Medição de radiância espectral em profundidade com a segunda versão (v2 na Tabela 2.2) da estrutura em tubo de policloreto de vinil (PVC) com a ponta do cabo óptico inserida num polímero de teflon.

Tendo-se concluído que o cabo óptico era demasiado frágil para esta estrutura, a ponta do cabo óptico foi, numa segunda fase, inserida num polímero de teflon e o resto do cabo numa estrutura com três camadas de tubo de policloreto de vinil (PVC), com diâmetros de 16, 20 e 40 mm, para protecção de potenciais torções que pudessem levar à quebra das fibras ópticas que o compõem. A versão 2 da estrutura pode ser vista dentro de água na Figura 2.8b e em pormenor na Figura 2.9. Esta nova estrutura mostrou ser suficiente para proteger o cabo óptico e permitir medições da radiância zenital (chamada de v_2 na Tabela 2.2). Ambas as estruturas foram construídas seguindo os protocolos de Mueller et al. (2003b) no que diz respeito às perturbações das proximidades, de modo a minimizar os efeitos das perturbações da embarcação ou plataforma no campo da radiação.

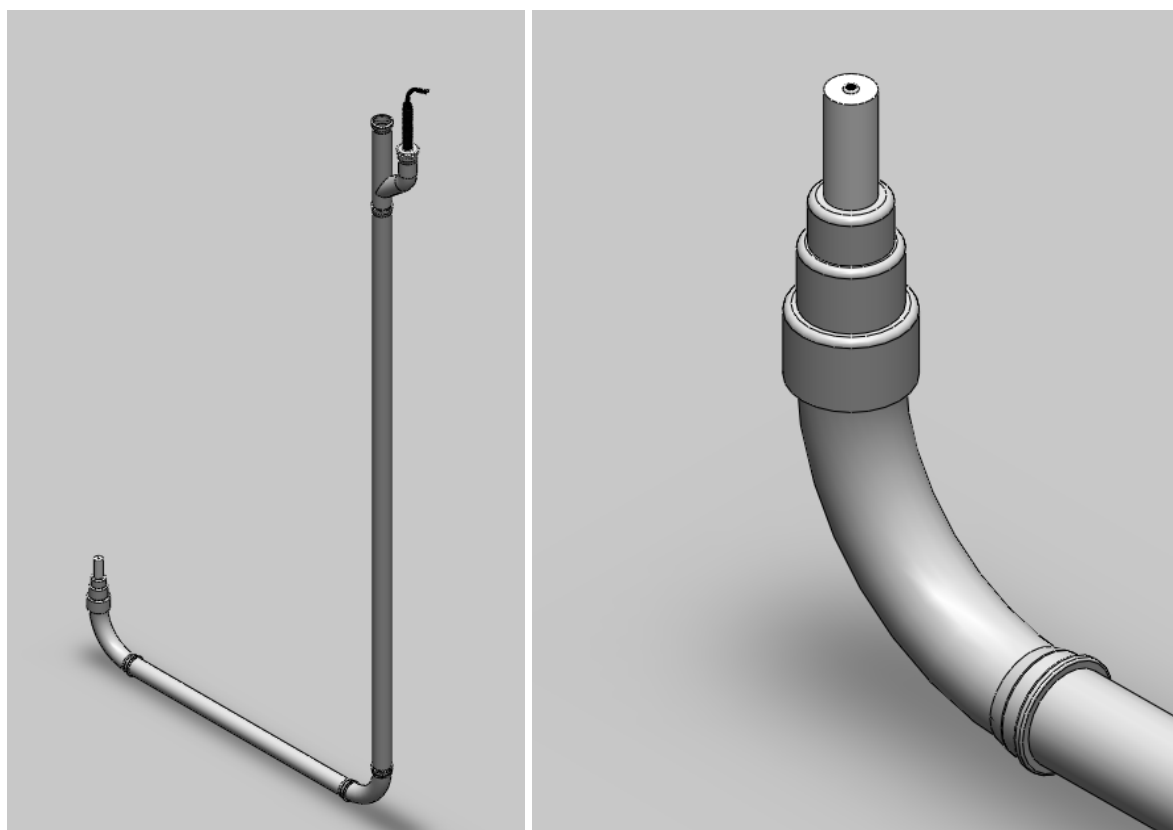


Figura 2.9 – Imagem figurativa da estrutura em PVC onde está inserido o cabo óptico que permite as medições da radiância espectral descendente em profundidade. A ponta da estrutura em detalhe.

As amostras de água foram recolhidas com uma garrafa de “Van Dorn” (Van Dorn, 1956) e com um amostrador “acc. to Ruttner” da Hydro-Bios Company (Figura 2.10a) e conservadas numa

arca com gelo até ao armazenamento em laboratório para posterior análise. Foi utilizado uma sonda Troll 9500 Profiler XP (In-Situ Inc.) para realização de perfis de temperatura, pressão, turbidez, pH, oxigénio dissolvido e condutividade (Figura 2.10b).

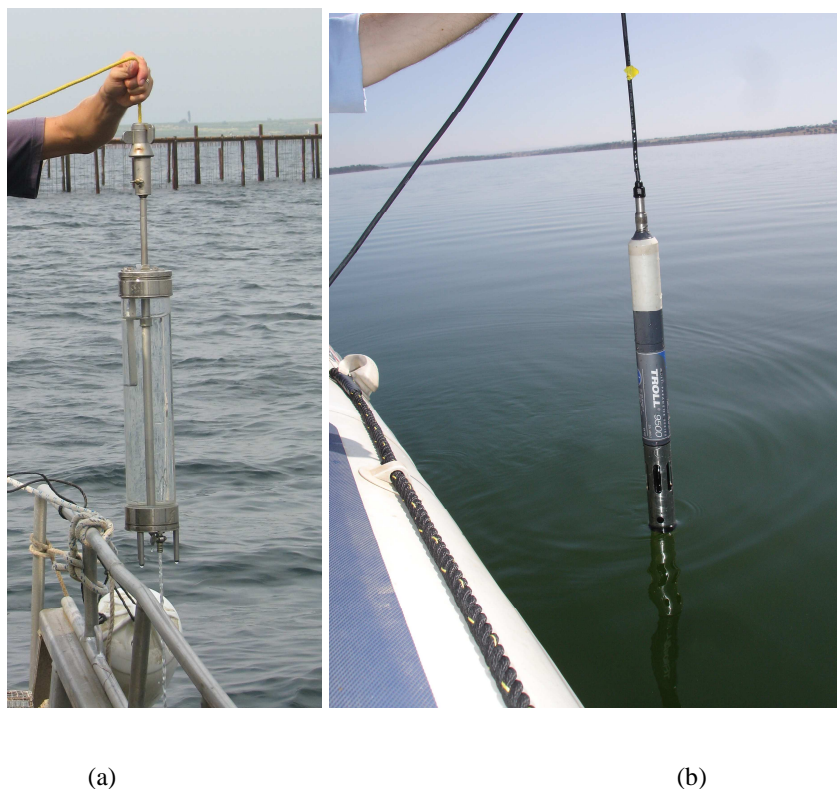


Figura 2.10 – Métodos de (a) recolha de água com o amostrador “acc. to Ruttner” da Hydro-Bios Company. (b) análise *in situ* com a sonda Troll 9500 Profiler XP (In-Situ Inc.) que permite medições de temperatura, pressão, turbidez, pH e oxigénio dissolvido.

2.3 Caracterização atmosférica

O estudo da qualidade da água superficial através de técnicas de detecção remota, exige a caracterização do estado da atmosfera. Na região espectral do visível, em ausência de nuvens, os principais componentes atmosféricos que é necessário caracterizar com precisão são os aerossóis. As medidas de detecção remota de aerossóis troposféricos utilizadas neste trabalho foram obtidas pelos espectrofotómetros Cimel (CE-318-2) mais próximos dos locais de estudo. No caso da

albufeira de Alqueva e Monte Novo o Cimel mais próximo é o do Centro de Geofísica de Évora localizado no observatório do Colégio Luís Verney da Universidade de Évora (Figura 2.1b). No caso da lagoa de Thau o mais próximo está situado na cidade de Avignon (Figura 2.1b). A caracterização dos aerossóis é obtida continuamente a partir da inversão de medidas radiativas espectrais efectuadas pelos espectrofotómetros.

Estes dados estão disponíveis on-line através da rede mundial AERONET (AErosol RObotic NETwork) da NASA e da LOA-Photons (CNRS) em <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/> (Holben et al., 1998). Esta rede fornece a longo prazo o acesso público directo e continuado à base de dados das propriedades ópticas dos aerossóis, propriedades radiativas e microfísicas para a investigação e caracterização de aerossóis, validações de dados de satélite e interligação com outras bases de dados. A rede impõe a standardização dos instrumentos, calibração, processamento e distribuição.

A caracterização dos aerossóis, em especial a espessura óptica, o espectro de dimensão e o índice de refração complexo são de extrema importância para a transferência radiativa na atmosfera. Para tal, fixou-se um caso de referência em que foi utilizada a caracterização dos aerossóis medida pelo Cimel e simularam-se outros três casos onde se fez variar a concentração da espessura óptica (AOT) e o índice de refração imaginário (RI) dos aerossóis.

Os resultados mostram que uma caracterização precisa dos aerossóis, nomeadamente a espessura óptica e o índice de refração imaginário, é de extrema importância na obtenção de estimativas da concentração de clorofila *a*, densidade de cianobactérias e turbidez através de dados de satélite. A Figura 2.11 mostra a anomalia na concentração de clorofila *a* entre o caso 1 (AOT=0.050 e RI=0.0260) e o caso de referência (AOT=0.038 e RI=0.0260) e respectivo gráfico de frequência absoluta e relativa para a albufeira de Alqueva no dia 11 de Fevereiro de 2009. Um aumento de cerca de 30% na espessura óptica leva a que a concentração de clorofila *a* seja sobrestimada como mostra a Figura 2.11.

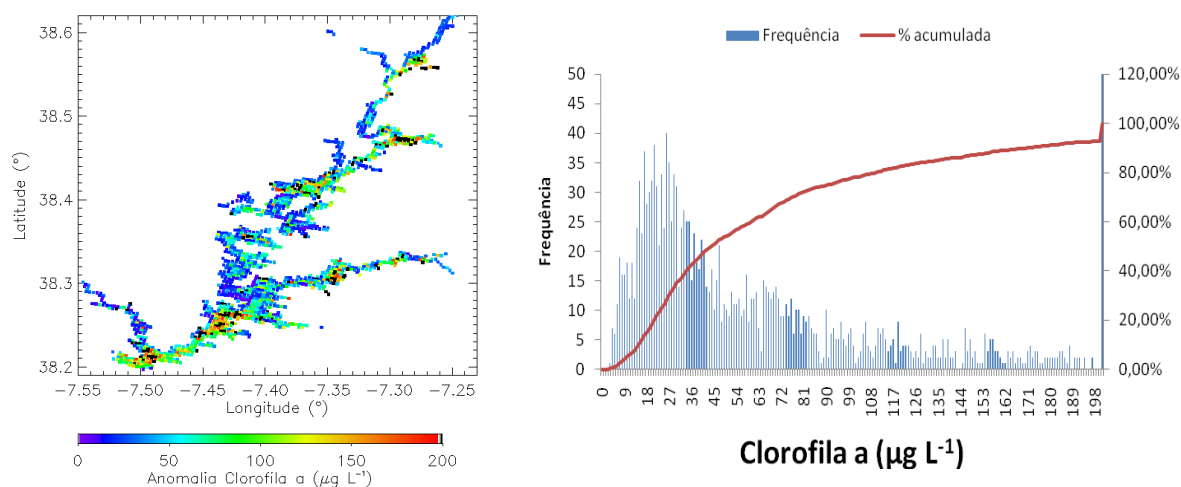


Figura 2.11 – Mapa da anomalia de concentração de clorofila *a* entre o caso 1 e o caso de referência e respectivo gráfico de frequência absoluta e relativa, para a albufeira de Alqueva no dia 11 de Fevereiro de 2009.

2.4 Produtos MERIS e MODIS

Os satélites utilizados neste trabalho foram introduzidos no Capítulo 1 deste trabalho. A bordo do ENVISAT-1 seguiu durante dez anos (2002-2012) o espectrorradiómetro MERIS e a bordo dos satélites Terra e Aqua segue o espectrorradiómetro MODIS. Estes espectrorradiómetros apresentam as características necessárias para o estudo de águas interiores, nomeadamente a alta resolução espacial e espectral e o período.

Com o MERIS consegue-se uma resolução espacial de 300 m ao nadir com a totalidade das quinze bandas no visível e infravermelho próximo juntamente com a resolução temporal de 3 dias (sobre o mesmo local). Os produtos MERIS utilizados neste trabalho foram os produtos de nível 1B e consistem em radiâncias calibradas de topo da atmosfera de baixa e alta resolução espacial, MERIS RR de 1200 m e MERIS FR de 300 m respectivamente. Além da radiância nas quinze bandas estes produtos incluem também informação de latitude, longitude, altitude em relação ao nível médio do mar, ângulos zenitais e azimutais do Sol e do satélite, vento zonal e meridional, pressão atmosférica, ozono, humidade relativa e *flags* que indicam a qualidade dos pixéis. Os produtos MERIS foram disponibilizados pela ESA no enquadramento dos projectos ENVISAT AOPT-2423 e AOPT-2357. Com o software Eoli-sa (VEGA Technologies France) é

possível escolher as datas, tipo de coleção pretendida e através da interface gráfica o local pretendido (ver Figura 2.12). Depois da encomenda ser validada os produtos foram entregues via correio postal, em DVD, em formato próprio com extensão “.N1”. O software utilizado para tratamento dos produtos MERIS foi o VISAT (Brockmann Consult). Na Figura 2.13 é possível ver a radiância da banda 15 numa escala cinzenta para o sul da Península Ibérica. Neste comprimento de onda (900 nm) a radiância para os pixéis de água é baixa e apresenta uma cor escura enquanto os pixéis de terra a radiância é mais alta, sendo máxima para os pixéis de nuvens.

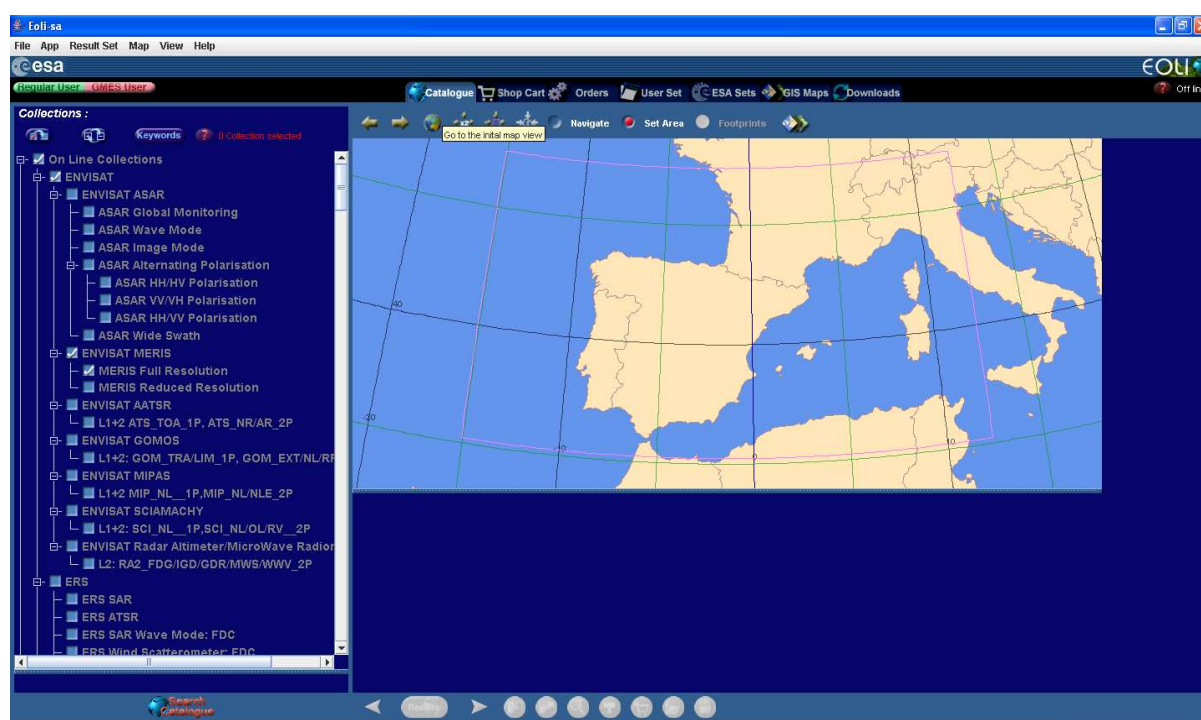


Figura 2.12 – Software Eoli-sa (Vega Technologies France) para pesquisa e encomenda de produtos do satélite ENVISAT.

Os produtos MODIS utilizados foram de nível 1B e consistem em radiâncias calibradas de topo da atmosfera de baixa, média e alta resolução (1000, 500 e 250 m). Sendo que apenas duas bandas estão disponíveis em alta resolução, cinco em média e as restantes em baixa (ver Tabela 1.4). Os produtos MODIS de nível 1,2 e 3 podem ser pesquisados, encomendados e transferidos livremente através da interface LAADS Web da NASA (<http://ladsweb.nascom.nasa.gov/>). Os produtos utilizados neste trabalho (1B), com extensão “.hdf” foram tratados com o software de programação IDL (Interactive Data Language).

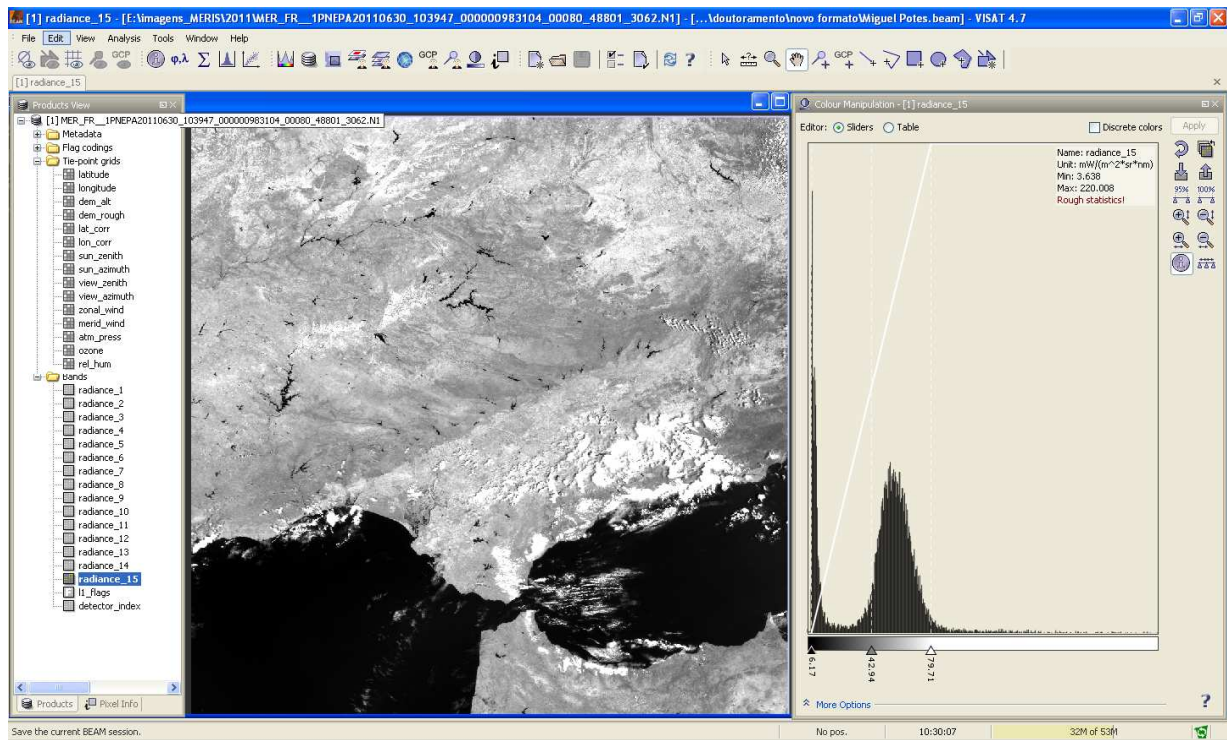


Figura 2.13 – Software VISAT (Brockmann Consult) para visualizar e tratar produtos MERIS.

Capítulo 3

Algoritmos empíricos para estimar parâmetros de qualidade da água

Este capítulo descreve a metodologia desenvolvida no presente trabalho na obtenção de algoritmos empíricos para estimar parâmetros de qualidade da água utilizando dados de satélite em conjunto com dados *in situ* e laboratoriais. Este capítulo é baseado no artigo publicado na revista *International Journal of Remote Sensing* (Potes et al., 2011) e em parte do artigo publicado na revista *Hydrology and Earth System Sciences* (Potes et al., 2012). A primeira abordagem ao tema consiste em obter a reflectância de superfície a partir da radiância medida no satélite com auxílio de um código de transferência radiativa que simula os efeitos atmosféricos, que são a principal contribuição para a radiância medida pelo satélite, e os efeitos adjacentes provenientes da superfície circundante ao que está a ser observado. Esta reflectância de superfície é validada com medições de reflectância de superfície obtidos com um espectrorradiômetro portátil durante campanhas realizadas nas albufeiras e lagoas (ver secção 2.1). Após validação, as reflectâncias da superfície são utilizadas em conjunto com as análises *in situ* e laboratoriais de parâmetro de qualidade da água para obter algoritmos empíricos que permitem estimar a concentração de parâmetros da qualidade da água à superfície. Estes algoritmos são validados para um período temporal diferente do utilizado para o desenvolvimento dos algoritmos e utilizados para mapear a concentração de parâmetros da qualidade, à superfície, de massas de água.

3.1 Correção atmosférica de imagens de satélite

O estudo das propriedades de superfície a partir de técnicas de detecção remota de satélite necessita que seja feita a correção dos efeitos da atmosfera. A transferência radiativa é um mecanismo de transferência de energia entre a atmosfera e a superfície subjacente e entre as diferentes camadas da atmosfera. Na região espectral do visível, na ausência de nuvens, os principais componentes atmosféricos a caracterizar são os aerossóis, vapor de água e ozono. Para a modelação dos efeitos atmosféricos na radiação é necessário o tratamento completo da absorção pelos gases atmosféricos

(geralmente a absorção pelos aerossóis é pequena) e da dispersão de Rayleigh pelas moléculas de gás e da dispersão de Mie pelos aerossóis presentes na coluna atmosférica (assumindo partículas esféricas). Este estudo foi realizado para dias de céu limpo e todas as situações de nuvens são descartadas através da imposição de um limite máximo para a reflectância na banda espectral dos 753.75 nm. Este limite foi calculado através de um código de transferência radiativa (Mayer e Kylling, 2005) de acordo com a estação do ano, as condições geométricas e a descrição dos aerossóis, assumindo nuvens muito finas (Li et al., 2005; Cattani et al., 2007). Foram também escolhidos dias com baixas quantidades de aerossóis na atmosfera (dias "limpos"). O objectivo de utilizar dias atmosféricos "limpos" é reduzir ao mínimo o impacto que os aerossóis troposféricos podem ter no cálculo da reflectância espectral da superfície da água (ver Secção 2.3).

Com o auxílio do código de transferência radiativa 6S (Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum) desenvolvido por Vermote et al. (1997) podem modelar-se os efeitos atmosféricos, nas regiões espectrais do visível e infravermelho próximo, baseando-se num tratamento completo de absorção e dispersão pelos gases e aerossóis atmosféricos de modo a corrigir o sinal medido pelo satélite no topo da atmosfera, relativamente à contribuição atmosférica. Este código de transferência radiativa (CTR) pode simular medições de radiação de satélite em atmosferas sem nuvens, entre 0.25 e 4.0 μm , para uma vasta variedade de condições atmosféricas e superficiais. O CTR considera os compostos atmosféricos em 34 níveis atmosféricos distribuídos desde a superfície até à altitude de 100 km, que é considerada o topo da atmosfera. Neste estudo a concentração de ozono (O_3) é obtida através de dados de satélite e a concentração de vapor de água (H_2O) na coluna vertical e a caracterização dos aerossóis, expressa na forma da espessura óptica, distribuição de tamanho e índice de refração complexo são obtidas pelos espectrofotómetros Cimel mais próximos (ver Secção 2.3). As quantidades ópticas dos aerossóis são obtidas da distribuição volumica de tamanho da partícula (em 22 secções equidistantes logaritmicamente desde 0.05 a 15 μm) e do índice de refração complexo, ambos obtidos pelos produtos da AERONET (de nível 2 sempre que disponível). Estas quantidades são utilizadas como *input* para os cálculos de Mie assumindo que os aerossóis são esféricos. A AOT aos 0.55 μm é obtida através do expoente de Ångström entre os 0.441 e 0.873 μm (Wagner e Silva, 2008). Com os parâmetros de correcção atmosférica conhecidos, assim como a geometria e a radiância espectral medida no satélite, pode determinar-se a reflectância espectral da superfície da água para as bandas espectrais do satélite. Os efeitos adjacentes devido a reflexão dos pixéis contíguos precisam de ser considerados para se obter uma reflectância espectral da água mais precisa (Santer e Schmechtig, 2000;

Bélanger et al., 2007). O CTR 6S permite que os efeitos adjacentes sejam modelados para vários tipos de superfície. Deste modo, foi assumido que a superfície se comporta como um reflector Lambertiano não-homogêneo, com um alvo circular com um raio de 0.6 km, com uma reflectância particular que varia (reflectância de lago a ser determinada) com a reflectância do ambiente em redor. Pode ser lago, para os pixéis centrais da albufeira, ou pode ser típica de vegetação ou solo para pixéis perto das margens ou em zonas estreitas comparadas com a resolução espacial do espectrómetro abordo do satélite. As reflectâncias típicas de água de lago, vegetação e solo são obtidas da base de dados do 6S (Vermote et al., 1997). A reflectância espectral de superfície para o alvo circular (R_L) vai variar de acordo com a reflectância típica de água de lago (R_T) e assume os seguintes valores: (R_L)= $0, R_T-0.5R_T, R_T, R_T+0.5R_T$. A radiância de topo de atmosfera, correspondente a cada valor de reflectância espectral de superfície, é calculada para as condições atmosféricas e geométricas actuais. A reflectância espectral de superfície é então obtida através de interpolação *spline* das radiâncias de topo da atmosfera com o valor de radiância medida pelo satélite e este processo repete-se para cada banda espectral utilizada. A radiância de topo da atmosfera, calculada pelo CTR, é resultado da radiância intrínseca atmosférica (L_p), do alvo (L_T) e do ambiente em redor (L_E). A radiância intrínseca atmosférica é dada por:

$$L_p = \frac{1}{\pi} \frac{\int S(\lambda) E_\lambda \mu_s T_\lambda^g(\theta_s, \theta_v) R_\lambda^a d\lambda}{\int S(\lambda) d\lambda} \quad (3.1)$$

onde S é o albedo esférico da atmosfera, E_λ é a irradiância solar no topo da atmosfera, $\mu_s = \cos(\theta_s)$ sendo θ_s o ângulo zenital solar, T_λ^g a transmitância dos gases atmosféricos e R_λ^a a reflectância intrínseca atmosférica. A radiância do alvo é dada por:

$$L_T = \frac{1}{\pi} \frac{\int S(\lambda) E_\lambda \mu_s T_\lambda^g(\theta_s, \theta_v) \frac{T_\lambda(\theta_s) e^{\frac{\tau}{\mu_v}} R_\lambda}{1 - \langle R_\lambda \rangle S_\lambda} d\lambda}{\int S(\lambda) d\lambda} \quad (3.2)$$

onde T_λ a transmitância total, τ é a espessura óptica da atmosfera, $\mu_v = \cos(\theta_v)$ sendo θ_v o ângulo zenital de observação do satélite, R_λ a reflectância do alvo e $\langle R_\lambda \rangle$ representa uma média espacial da reflectância de cada pixel sobre a toda a superfície. A radiância do ambiente em redor do alvo é dada por:

$$L_E = \frac{1}{\pi} \frac{\int S(\lambda) E_\lambda \mu_s T_\lambda^g(\theta_s, \theta_v) \frac{T_\lambda(\theta_s) t_\lambda^d(\theta_v) \langle R_\lambda \rangle}{1 - \langle R_\lambda \rangle S_\lambda} d\lambda}{\int S(\lambda) d\lambda} \quad (3.3)$$

onde t_λ^d é um factor de transmitância difuso.

Após o processo de correcção atmosférica, considerando os efeitos dos pixéis adjacentes, é aplicado um filtro aos pixéis junto às margens, onde estes efeitos podem ser muito pronunciados ou possam estar presentes pixéis mistos (água e solo). É realizada a média e o desvio padrão da reflectância de uma caixa de quatro pixéis, na banda do infra-vermelho próximo. O filtro compara a reflectância de cada pixel com a média dos pixéis vizinhos e rejeita pixéis com reflectância superior a 50 % do valor médio. A Figura 3.1 exemplifica a radiância espectral medida no topo da atmosfera com o espectrómetro MERIS (barras pretas) e a radiância espectral à superfície obtida após correcção atmosférica com o CTR 6S (barras cinzentas), para o dia 13 de Outubro de 2007 na albufeira de Alqueva. Pode ser observada no gráfico a contribuição atmosférica como sendo a diferença entre a radiância do topo da atmosfera e de superfície. É nos comprimentos de onda mais baixos que esta contribuição atmosférica é maior, devido à maior contribuição da dispersão de Rayleigh, chegando a ser seis vezes a radiância de superfície. Embora com menos peso, a contribuição atmosférica é também elevada para maiores comprimentos de onda.

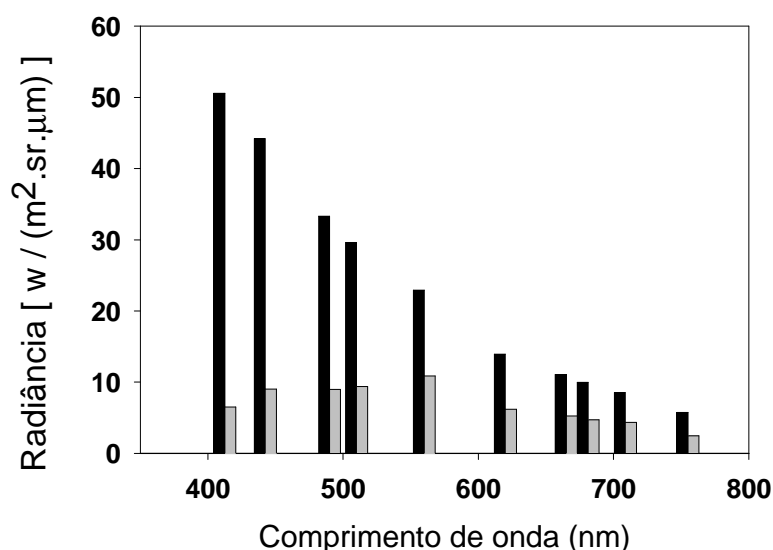


Figura 3.1 – Radiância espectral no topo da atmosfera obtida com o espectrómetro MERIS (barras pretas) e radiância espectral de superfície obtida após correção atmosférica com o CTR 6S (barras cinzas) no dia 13 de Outubro de 2007, 10:56 UTC, na albufeira de Alqueva.

3.2 Validação do método de correção atmosférica de imagens de satélite

A avaliação da fiabilidade dos resultados do CTR encontra-se altamente dependente da comparação com medidas independentes que permitam estimar o erro associado e eventualmente chegar a um método de validação (Dickey et al., 2006). Para avaliar a fiabilidade dos resultados para a reflectância espectral de superfície obtidos após correção atmosférica das radiancias de satélite (topo de atmosfera) foram realizadas nove campanhas de medições na albufeira de Alqueva e na lagoa de Thau (ver Tabela 2.2). Nestas campanhas foram realizadas medições da reflectância de superfície da água, com um espectrorradiómetro portátil (descrito na Secção 1.5.1), com o objectivo de validar as reflectâncias de superfície obtidas através de correção atmosférica da radiação de topo de atmosfera da respectiva imagem de satélite. As medições foram realizadas durante as horas previstas da passagem dos satélites ENVISAT, TERRA e AQUA de modo a evitar alterações nas propriedades da superfície da água e principalmente nas propriedades da coluna atmosférica entre a medição de satélite e da campanha. O estudo foi realizado para dias de céu limpo e com baixas quantidades de aerossol na atmosfera (dias "limpos"). O objectivo de utilizar dias atmosféricos "limpos" é reduzir ao mínimo o impacto que os aerossóis troposféricos podem ter no cálculo da reflectância espectral da superfície da água. A velocidade do vento era baixa (inferior a 3 m s^{-1}) o que evita fortes variações na inclinação da

superfície da água (Cox e Munk, 1954). As medições de reflectância foram realizadas com o auxílio de uma placa de reflectância 100% (Spectralon) em todo o domínio espectral do espectrorradiómetro (ver Secção 1.5.1). A placa foi mantida na horizontal, exposta ao sol, numa posição livre de sombras ou reflexões tanto da embarcação, operador, ou qualquer outro objecto, de acordo com os protocolos de Mueller et al. (2003b). Com o espectrorradiómetro a observar, no nadir, o centro da placa, foi efectuada uma medição e de seguida foi efectuada a medição na massa de água desejada nas mesmas condições que foi realizada a medição da placa (em termos das distâncias e ângulos). A reflectância espectral da massa de água é calculada e apresentada de imediato pelo software próprio do espectrorradiómetro (Figura 1.8). Foi utilizado um ângulo de observação de 10° e uma distância aproximada de 50 cm, o que resulta num raio de observação de cerca de 4.4 cm. Foram realizados 10 espectros por medição e a média destes foi utilizada para a comparação com a reflectância de satélite obtida através de correcção atmosférica.

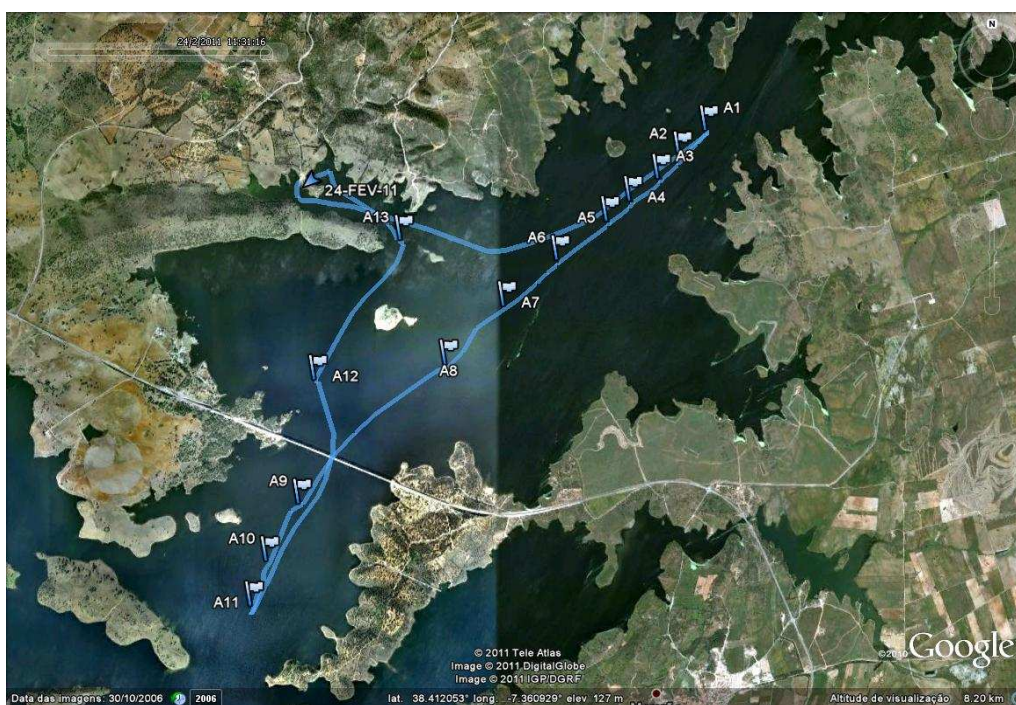


Figura 3.2 – Imagem do Google Earth com o trajecto e os pontos (A1 a A13) onde foram realizadas as medições de reflectância durante a campanha realizada na albufeira de Alqueva no dia 24 de Fevereiro de 2011.

Realizaram-se nove campanhas de medições de reflectância espectral de superfície na albufeira de Alqueva e na lagoa de Thau (Tabela 2.2) com o objectivo de validar as reflectâncias obtidas através de medidas de satélite. A Figura 3.2 mostra uma imagem Google Earth com o trajecto e os pontos onde

foram realizadas medições na albufeira de Alqueva no dia 24 de Fevereiro de 2011. Foram realizados treze medições de reflectância antes, durante e após a hora prevista da passagem dos satélites de modo a garantir medições o mais próximo possível da passagem dos satélites. As medições mais próximas temporalmente foram comparadas com a reflectância obtida após correcção atmosférica para o pixel em que está inserida (ver Figura 3.4c). Nos casos em que havia mais de uma medição foi utilizada a média das medições.

A Figura 3.3 mostra uma imagem de radiância no topo da atmosfera, no comprimento de onda de 900 nm, obtida pelo espectrómetro MERIS da parte da albufeira de Alqueva onde foram realizadas medições de reflectância durante a campanha de 30 Junho de 2011. Pode-se ver que os pontos onde foram realizadas as medições de reflectância, com o espectrorradiómetro portátil, estão localizados numa zona central da albufeira (pixéis mais escuros) e que os pixéis adjacentes são também interiores, longe das margens que podem conter informação de alvos indesejados (solo, vegetação, construções, etc).

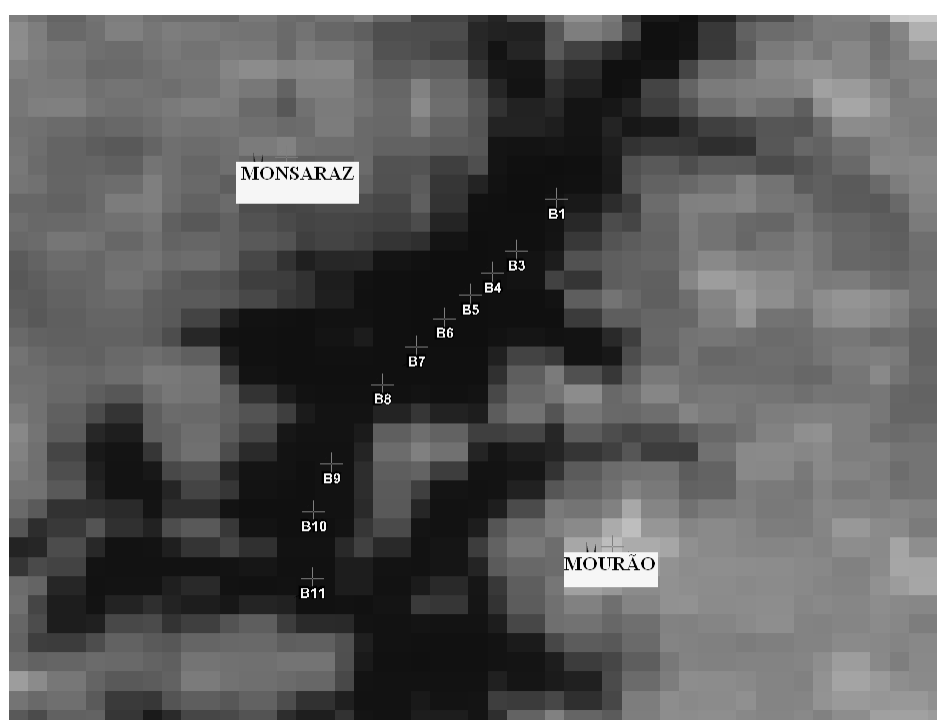
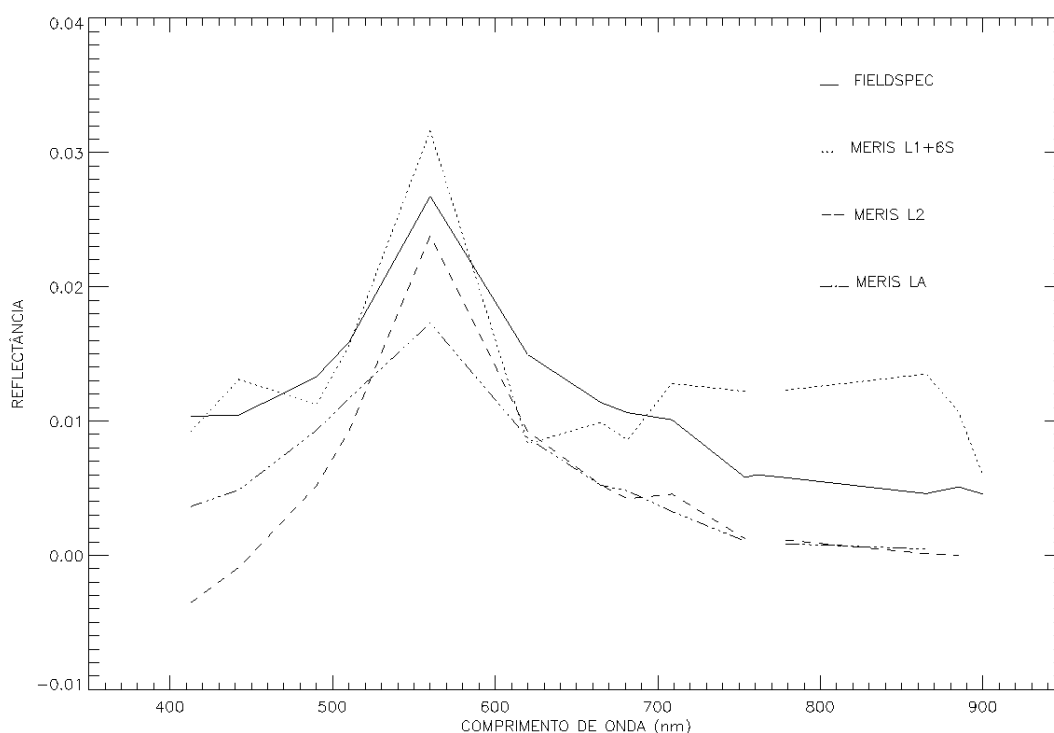
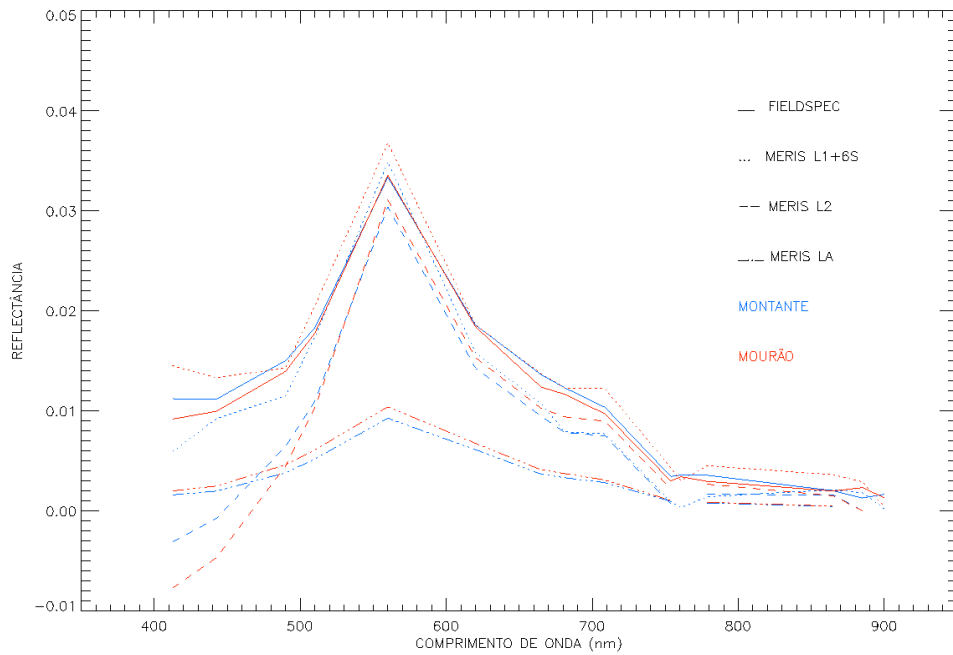


Figura 3.3 – Imagem de radiância no topo da atmosfera, no comprimento de onda de 900 nm, obtida pelo espectrómetro MERIS de parte da albufeira de Alqueva no dia 30 Junho de 2011. Pode-se ver os pontos (B1 a B11) onde foram realizadas as medições de reflectância.

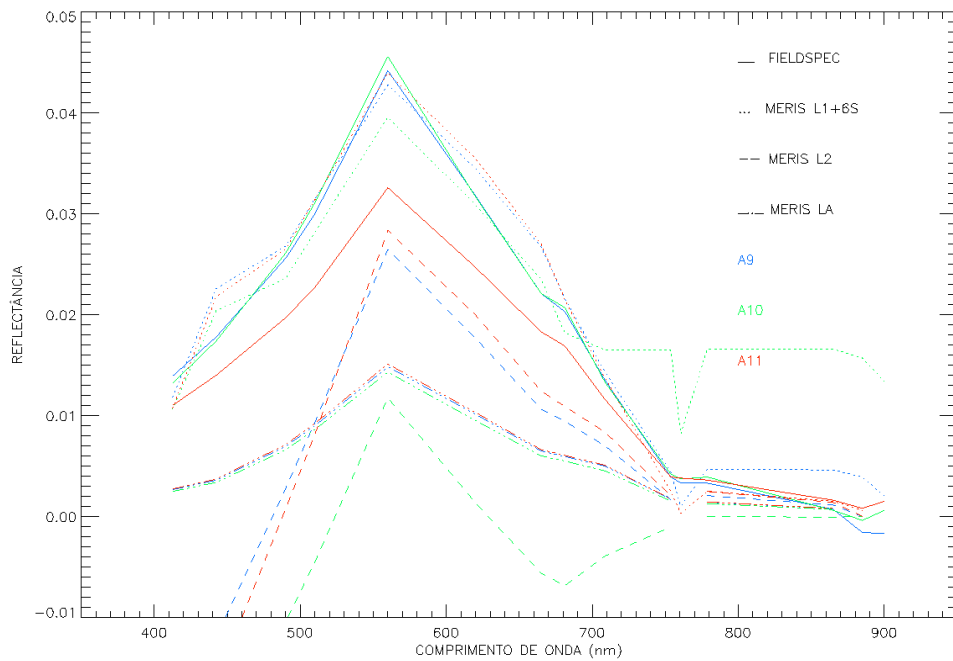
Foi realizado um teste comparativo entre o método de correção atmosférica apresentado na secção anterior e dois métodos existentes na literatura, nomeadamente o algoritmo que dá origem ao produto MERIS de nível 2 (reflectância de superfície) e o algoritmo desenvolvido por Doerffer e Schiller (2008). Este teste foi realizado para as campanhas de 27 Julho, 25 Agosto 2010 e 24 Fevereiro de 2011 (Tabela 2.2). Estes algoritmos utilizam um método de correção atmosférica diferente do apresentado neste trabalho baseado em bases de dados atmosféricas e combinações de bandas de radiação de topo da atmosfera para estimar os parâmetros atmosféricos e consequentemente a reflectância à superfície (ACRI, 2006). A Figura 3.4 mostra a comparação entre as reflectâncias espectrais de superfície obtida na albufeira pelo espectrorradiómetro portátil (durante a campanha), e obtidas pelos três diferentes métodos de satélite: a MERIS L1 + 6S obtida através da correção atmosférica apresentada nesta secção; a MERIS L2 que corresponde ao produto de nível 2 do MERIS e a MERIS LA que deriva do algoritmo de lago de Doerffer e Schiller (2008).



(a)



(b)



(c)

Figura 3.4 – Comparação espectral entre as reflectância medidas e derivadas de satélite para três campanhas: (a) 27 Julho 2010, (b) 25 Agosto 2010 e (c) 24 Fevereiro 2011. Os espectros medidos pelo espectrorradiômetro portátil estão identificados por FIELDSPEC (linha) e derivados de medidas de satélite são MERIS L1+6S (pontos); MERIS L2 (traços) e MERIS LA (traço ponto).

As medições apresentadas na Figura 3.4 foram realizadas em dois locais durante as três campanhas: Mourão em 27 de Julho de 2010; Mourão e Montante em 25 de Agosto de 2010 e em três locais próximos de Mourão (locais A9, A10 e A11 da Figura 3.2) em 24 de Fevereiro de 2011, que são os locais mais próximos temporalmente da passagem do satélite sobre o local. Através da Figura 3.4 é visível que o esquema de correcção atmosférica desenvolvido neste trabalho (MERIS L1+6S) é o que melhor corresponde à reflectância da água medida (FIELDSPEC) para as três campanhas realizadas. Ainda assim, o esquema MERIS L1+6S apresenta alguma dificuldade em representar a reflectância na região espectral do infravermelho próximo, como pode ser visto nas Figuras 3.4a e 3.4c. Apesar da correcção atmosférica contemplar os efeitos adjacentes, este facto pode ser atribuído a contaminação por vegetação. Nas restantes regiões espectrais, que são as mais importantes para o desenvolvimento dos algoritmos (secção seguinte), o esquema MERIS L1+6S consegue representar a reflectância da água medida com exactidão, com excepção do espectro A11 da Figura 3.4c. De salientar que em 24 de Fevereiro de 2011 o produto MERIS FR (300 m no nadir) não estava disponível e, em vez desse, foi utilizado o produto MERIS RR (1200 m no nadir). Os principais problemas que se colocam com a utilização deste produto estão associados à dimensão do pixel, uma vez que a barragem do Alqueva não é suficientemente larga para a aplicação deste produto o que pode originar dificuldades associadas com os efeitos adjacentes.

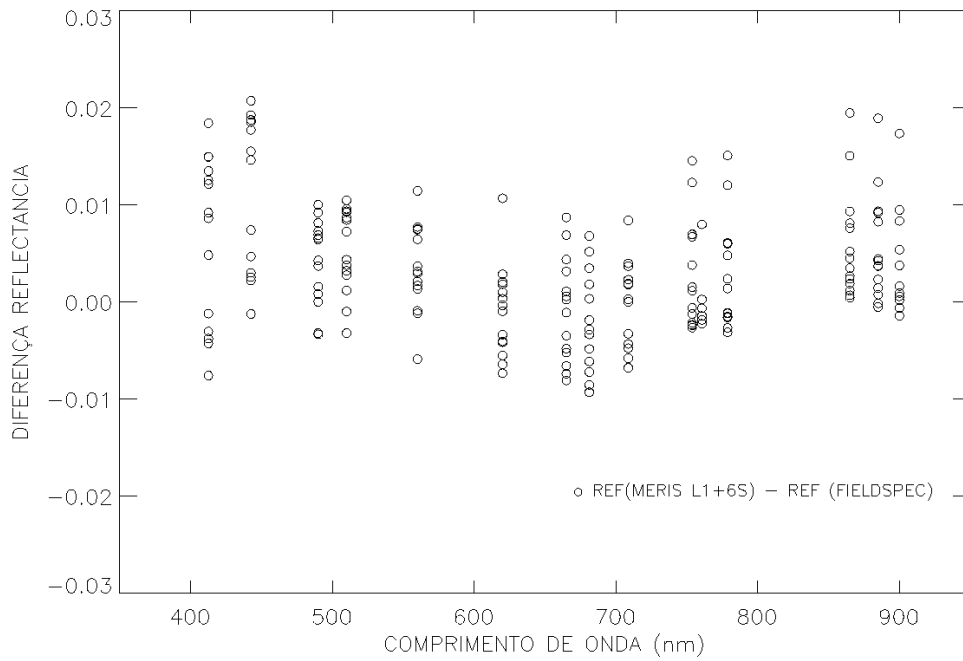
Em resumo, o esquema MERIS L1+6S possui 15 bandas espectrais o que iria fornecer um total de 90 pontos, no entanto, a correcção atmosférica gerou reflectância negativa para um dos pontos pelo que são apresentados 89 pontos. O esquema MERIS L2 possui 13 bandas espectrais, o que dá um total de 78 pontos e o esquema MERIS LA possui 12 bandas espectrais somando 72 pontos. A Tabela 3.1 apresenta os parâmetros estatísticos das regressões obtidas entre a reflectância medida e cada um dos três métodos de correcção atmosférica considerados para as três campanhas consideradas. A correcção atmosférica desenvolvida neste trabalho (MERIS L1+6S) apresenta os melhores resultados, com um coeficiente de correlação de 0.84, enquanto os esquemas MERIS L2 e MERIS LA apresentam coeficientes de correlação muito baixos de 0,27 e -0,21, respectivamente. Também os valores de NRMSE para os dois últimos métodos (33% e 27%) são cerca de duas vezes o valor obtido para o MERIS L1+6S, que é de 14%. Uma vez que os algoritmos empíricos apresentados na próxima secção utilizam bandas entre os 412.5 e 620 nm, os coeficientes de correlação e NRMSE foram também

calculados usando apenas este intervalo espectral: MERIS L1+6S apresenta mais uma vez o coeficiente de correlação mais elevada com um valor de 0.90 e um NRMSE de 13.6%, ao passo que o MERIS L2 e MERIS LA apresentam coeficientes de correlação de 0.60 e 0.79 e NRMSE de 58.5 e 42.4%, respectivamente. Estes resultados sugerem a necessidade de um método de correção atmosférica que utilize dados atmosféricos específicos de cada zona, permitindo a utilização da reflectância espectral da superfície da água para estimar com precisão os parâmetros relacionados com a qualidade da água.

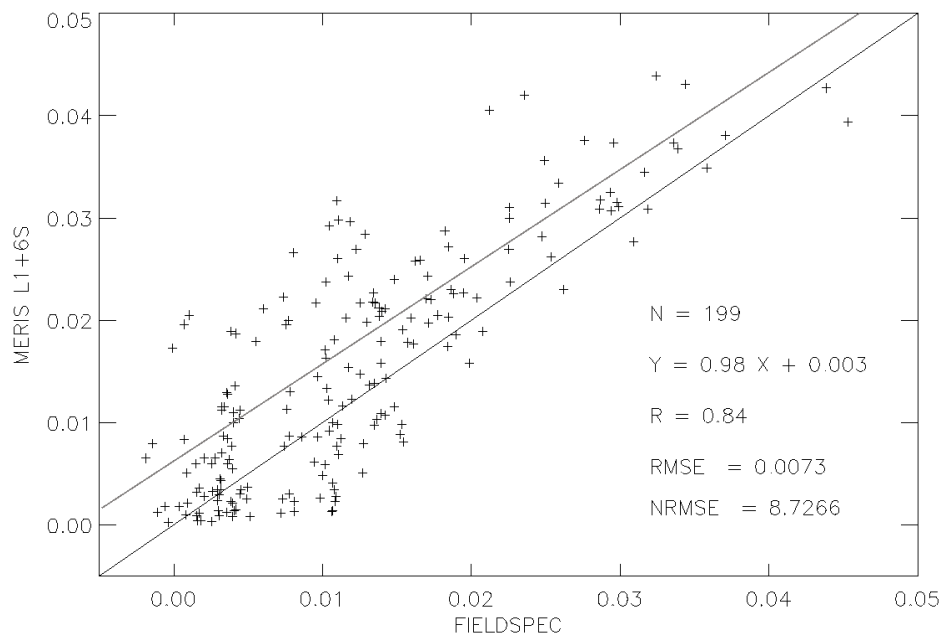
Tabela 3.1 – Equação de regressão e coeficiente de correlação, R , erro médio quadrático, RMSE, e erro médio quadrático normalizado, NRMSE, obtidos da relação entre a reflectância espectral medida e derivada de satélite para os três métodos apresentados (MERIS L1+6S, MERIS L2 e MERIS LA).

Método	N	Equação de regressão	R	RMSE	NRMSE (%)
MERIS L1+6S	89	$Y = 0.86 X + 0.0050$	0.84	0.007	14
MERIS L2	78	$Y = 0.28 X - 0.0003$	0.27	0.020	33
MERIS LA	72	$Y = -0.08 X + 0.0060$	-0.21	0.012	27

De seguida são apresentados os resultados da comparação entre as reflectâncias obtidas na albufeira pelo espectralímetro portátil (FIELDSPEC) e as obtidas pelo método de correção atmosférica desenvolvido neste trabalho (MERIS L1+6S) para a totalidade das campanhas realizadas (Tabela 2.2). A Figura 3.5a apresenta os resultados de forma espectral enquanto a Figura 3.5b na forma de diagrama de dispersão. A estatística para o total dos 199 pontos é apresentada na Figura 3.4b. O coeficiente de correlação de 0.84 e o erro médio quadrático normalizado (NRMSE) de 8.72% mostram que o método desenvolvido constitui uma ferramenta para a obtenção da reflectância de superfície a partir de medidas de satélite. De qualquer modo, é visível que as reflectâncias de satélite estão ligeiramente sobrestimadas em relação às obtidas pelo espectralímetro portátil durante as campanhas. Esta ligeira diferença pode dever-se ao facto de ser utilizada para a correção atmosférica a caracterização dos aerossóis obtida pela plataforma de observação mais próxima espacialmente (Secção 2.3), que no entanto dista aproximadamente 40 km (Alqueva) e 100 km (Thau).



(a)



(b)

Figura 3.5 – Comparação (a) espectral e (b) em diagrama de dispersão entre as reflectâncias obtidas pelo espectrorradiômetro portátil (CAMPANHA) e derivadas de medidas de satélite (SATELITE) para a totalidade das campanhas realizadas.

3.3 Desenvolvimento de algoritmos empíricos

Desde os primeiros dias do programa da Landsat (década de 70) que a concentração de clorofila a tem vindo a ser estimada com alguma precisão através de detecção remota de satélites (Bukata e tal., 1995). O espectrorradiómetro Coastal Zone Color Scanner (CZCS) a bordo do satélite Nimbus-7, lançado em 1978, foi o primeiro sensor a ter como principal objectivo a observação do meio aquático. Porém, os algoritmos desenvolvidos para este espectrómetro apresentavam uma baixa precisão em águas com grandes quantidades de pigmentos fitoplanctónicos (Mueller et al., 2003a). Mais tarde, o SeaWiFS (1997), o MODIS (1999) e o MERIS (2002) vieram aumentar a precisão dos algoritmos até então desenvolvidos resultado de melhoramentos na razão sinal-ruído, na resolução espacial, na digitalização e na selecção dos comprimentos de onda. É um tema que continua em desenvolvimento e que é necessária uma maior base de dados para o desenvolvimento e validação de algoritmos, e que em alguns casos serão específicos de cada região. Deste modo, estes algoritmos apresentam por vezes algumas deficiências e acabam por não conseguir estimar correctamente os parâmetros de superfície para certas regiões.

Apresentam-se nesta secção algoritmos para estimar a concentração de parâmetros à superfície que são baseadas na razão de reflectâncias de superfície obtidas através de caracterização atmosférica local (Secção 2.3) de modo a obter algoritmos mais fiáveis. As regressões empíricas assumem as seguintes formas:

$$C_{par} = a \left[\frac{R(\lambda_1)}{R(\lambda_2)} \right]^b \quad (3.4)$$

$$C_{par} = a \left[\frac{R(\lambda_1)}{R(\lambda_2)} \right] + b \quad (3.5)$$

Onde C_{par} representa a concentração do parâmetro de superfície, R representa a reflectância espectral no comprimento de onda 1 e 2 e a e b são constantes. Os parâmetros de superfície explorados foram a concentração de clorofila a , a densidade de cianobactérias e a turbidez. Na Tabela 3.2 pode ser visto o resumo detalhado dos algoritmos explorados neste trabalho: informação dos valores mínimos, máximos

e médios dos parâmetros considerados; comprimentos de onda utilizados; a regressão e coeficiente de correlação e a referência ao artigo.

Tabela 3.2 – Resumo dos algoritmos obtidos para a albufeira de Alqueva.

Parâmetro	N	Min-Máx	Médio	Comp. Onda (nm)	Regressão	R	Referência
Clorofila <i>a</i> ($\mu\text{g L}^{-1}$)	33	0.7-50.0	10.18	$\lambda_1=560$ $\lambda_2=442$	$C_{par} = 4.23 \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right)^{3.94}$	0.82	Potes et al. (2011)
Cianobactérias (10^3 cél. mL^{-1})	26	0.01-332.70	44.39	$\lambda_1=560$ $\lambda_2=620$ $\lambda_3=490$	$C_{par} = 115530 .31 \left(\frac{\lambda_1 * \lambda_2}{\lambda_3} \right)^{2.38}$	0.97	Potes et al. (2011)
Turbidez (NTU)	17	3.1-57.9	13.69	$\lambda_1=560$ $\lambda_2=412$	$C_{par} = 8.93 \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right) - 6.93$	0.96	Potes et al. (2012)

Tanto o pigmento clorofila *a* e o phycocyanin (representa as cianobactérias) apresentam espectros de absorção bem definidos onde são facilmente identificados os comprimentos de onda que correspondem a máximos e mínimos de absorção (Secção 1.3). São nestes comprimentos de onda que os algoritmos melhor respondem a variações na concentração dos parâmetros.

A Figura 3.6 exemplifica a reflectância espectral de superfície, obtida após correcção atmosférica dos dados de satélite, para várias concentrações de clorofila *a* ($\mu\text{g L}^{-1}$) presentes na albufeira de Alqueva. Os espectros mostram que os picos aos 560 e 710 nm aumentam de intensidade com o aumento da concentração da clorofila *a*. Este comportamento está de acordo com outros estudos realizados, por exemplo Feng et al. (2005).

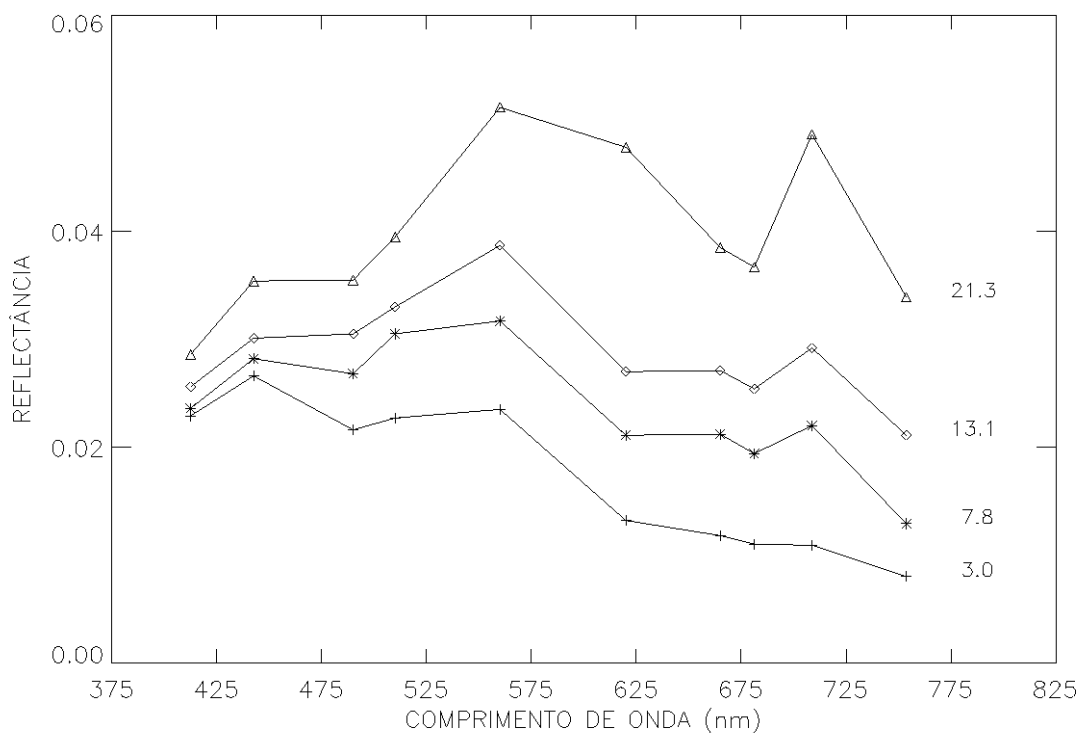


Figura 3.6 – Reflectância espectral de superfície, obtida após correção atmosférica de dados de satélite, para várias concentrações de clorofila *a* ($\mu\text{g L}^{-1}$) na albufeira de Alqueva (Potes et al., 2011).

Para a concentração de clorofila *a*, os comprimentos de onda utilizados foram os 560 e 442 nm que representam um mínimo e um máximo da absorção de clorofila *a* (Figura 1.1) respectivamente. A regressão é do tipo potência com um coeficiente de correlação de 0.82. A Figura 3.7 mostra concentrações de clorofila *a* em função da razão das reflectâncias de superfície, assim como a curva de regressão obtida. Para a densidade de cianobactérias, os comprimentos de onda utilizados foram 560, 620 e 490 nm que representam dois máximos e um mínimo da absorção do pigmento phycocyanin (proteína presente na cianobactérias) respectivamente. A regressão é do tipo potência, com um coeficiente de correlação de 0.97. A Figura 3.8 mostra densidades de cianobactérias em função da razão das reflectâncias de superfície, assim como a curva de regressão obtida.

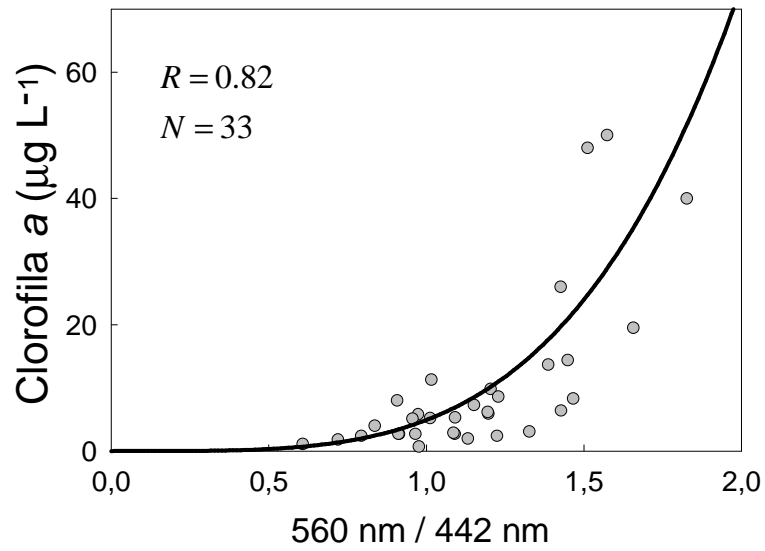


Figura 3.7 – Modelo de regressão para o cálculo da concentração de clorofila *a* com as reflectâncias de superfície nos comprimentos de onda 560 e 442 nm.

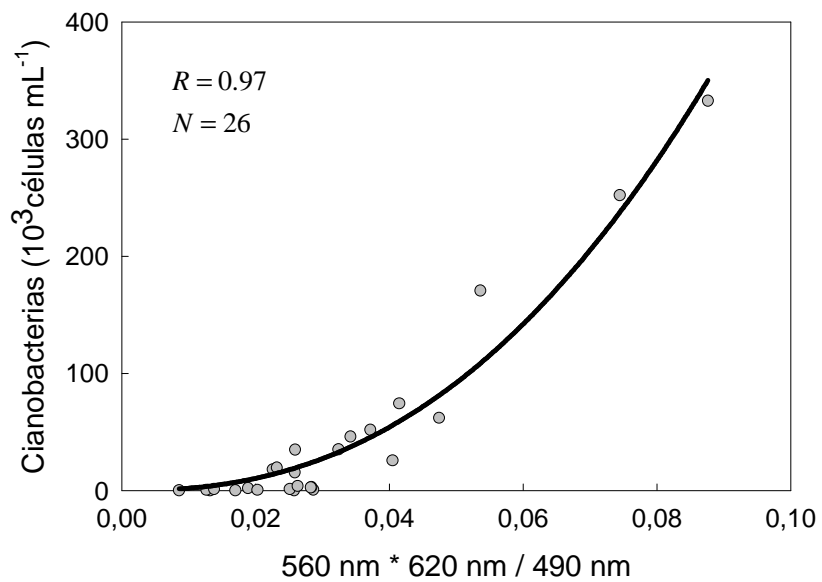


Figura 3.8 – Modelo de regressão para o cálculo da densidade de cianobactérias com as reflectâncias de superfície nos comprimentos de onda 490, 560 e 620 nm.

Para a turbidez da água os comprimentos de onda utilizados foram os 560 e 412 nm. A regressão é do tipo linear com um coeficiente de correlação de 0.96. A Figura 3.9 mostra a turbidez da água em função da razão das reflectâncias de superfície, assim como a curva de regressão obtida. De salientar que o ponto com o máximo de turbidez (57.9 NTU) tem um papel importante na correlação obtida. Contudo, a correlação sem o ponto máximo continua a ser significativa para um intervalo de confiança de 99% ($R=0.82$).

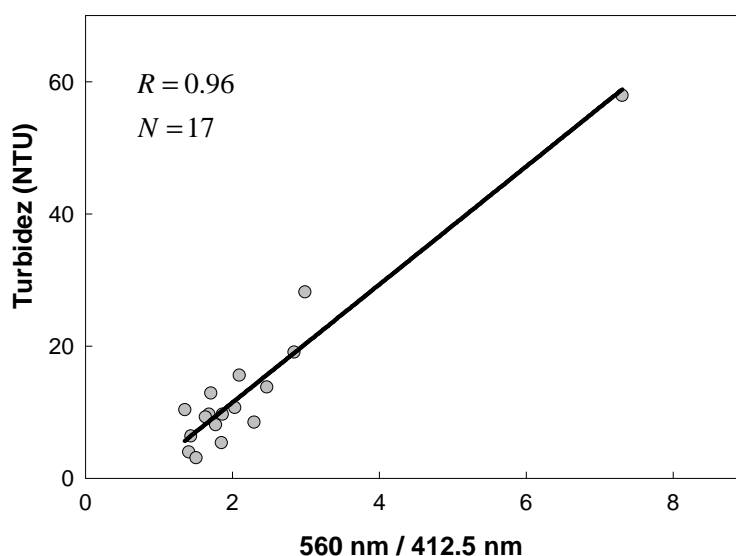


Figura 3.9 – Modelo de regressão para o cálculo da turbidez da água com as reflectâncias de superfície nos comprimentos de onda 560 e 412 nm.

3.4 Validação dos algoritmos empíricos

Os algoritmos desenvolvidos na secção anterior para estimar a concentração de clorofila *a* e densidade de cianobactérias à superfície foram testados para outro período temporal com o objectivo de avaliar a fiabilidade destes. As reflectâncias de superfície utilizadas pelos algoritmos foram obtidas após a correcção atmosférica (Secção 3.1) de imagens de satélite. Para tal, os algoritmos foram aplicados a uma caixa de quatro pixéis centrada nas coordenadas geográficas dos locais onde as amostras de água foram recolhidas, e a concentração média da caixa de quatro pixéis estimada pelos algoritmos comparadas com as obtidas pelas análises *in situ* correspondentes.

Tabela 3.3 – Resumo da validação dos algoritmos.

Parâmetro	N	R	RMSE	NRMSE (%)
Clorofila <i>a</i> ($\mu\text{g L}^{-1}$)	28	0.80	2.70	15
Cianobactérias (10^3 cél. mL^{-1})	24	0.93	18	9

A Figura 3.10 mostra a relação entre a concentração de clorofila *a* estimada através dos algoritmos e os respectivos valores observados *in situ*. As barras de erro verticais representam o desvio padrão dos quatro pixéis seleccionados. Através da Tabela 3.3 pode-se ver que a correlação encontrada entre medidas satélite e *in situ* é elevada com um erro baixo, com alguns valores a serem ligeiramente sobrestimados para pequenas concentrações de clorofila *a* (abaixo dos $15 \mu\text{g L}^{-1}$) e uma tendência para subestimar os valores mais elevados.

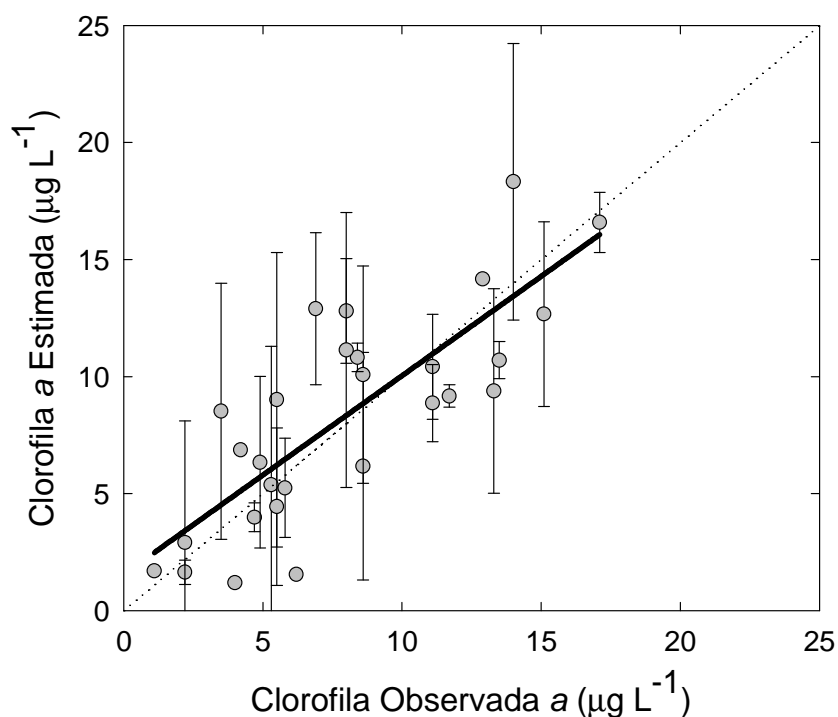


Figura 3.10 – Comparação entre a concentração de clorofila *a* estimada através das medidas de satélite e os respectivos valores observados *in situ*.

Na Figura 3.11 é ilustrada a relação entre a densidade de cianobactérias estimada através dos algoritmos e os respectivos valores observados *in situ*. As barras de erro verticais representam o desvio padrão correspondente aos quatro pixéis seleccionados. Foi encontrada uma correlação elevada entre medidas de satélite e *in situ* com um erro normalizado abaixo dos 10% (Tabela 3.3). O algoritmo mostra bons resultados para toda a variedade de densidades. Além disso, o maior impacto que as cianobactérias podem ter na saúde pública está relacionado com a ocorrência de fluorescências devido à produção de toxinas. Os resultados demonstram grande capacidade do algoritmo na detecção de fluorescências de cianobactérias ($> 20 \times 10^3$ células mL^{-1}).

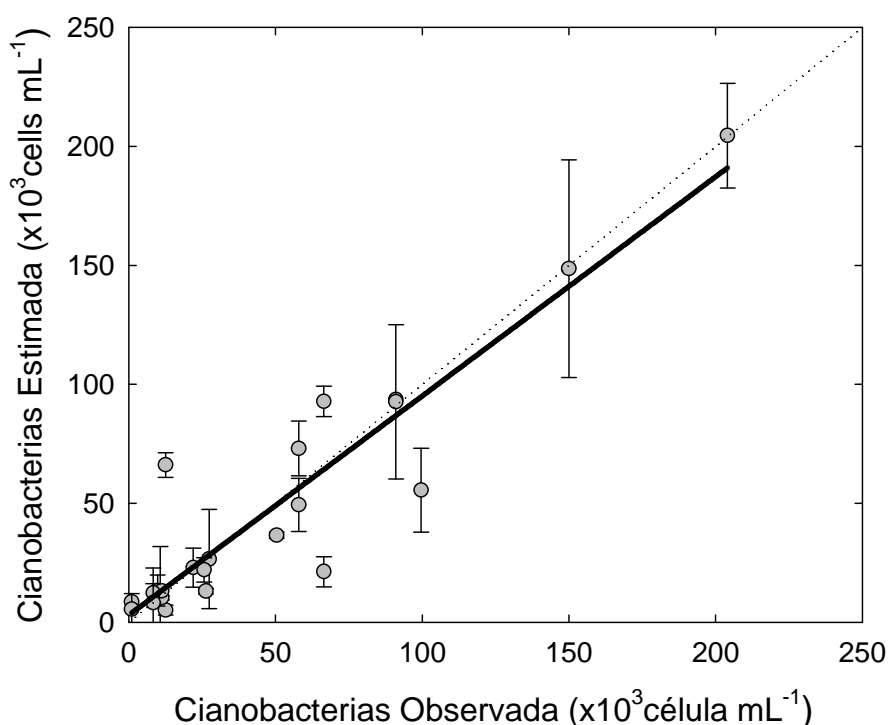


Figura 3.11 – Comparação entre a concentração de cianobactérias estimada através das medidas de satélite e os respectivos valores observados *in situ*.

3.5 Variabilidade espacial e sazonal dos parâmetros da qualidade da água

Os algoritmos desenvolvidos e apresentados na Secção 3.3 são aplicadas sobre a totalidade da albufeira de Alqueva. São apresentados, nas Figuras 3.12 e 3.14, mapas de concentração de clorofila *a* e

densidade de cianobactérias para dois meses do ano de 2007. É visível que em geral, as zonas dos afluentes da albufeira apresentam maiores concentrações e densidades, sendo estes afluentes responsáveis pela introdução de maiores quantidades de azoto e fósforo na albufeira que provocam um aumento da actividade biológica nestas zonas, gerando assim maior desenvolvimento fitoplanctónico. O escoamento, especialmente através do Rio Guadiana, introduz matéria orgânica e inorgânica que leva a um aumento da actividade biológica, como exemplificam os mapas para os dias 5 de Junho e 14 de Novembro de 2007 (Figuras 3.12 e 3.14). A Figura 3.11 mostra mapas de concentração de clorofila *a* obtidos de medidas de satélite para os dias 5 de Junho e 14 de Novembro de 2007. De salientar que para o dia 5 Junho (Figura 3.12a) a parte sul da albufeira apresenta concentrações elevadas de clorofila *a*, enquanto para o dia 14 Novembro (Figura 3.12b) observa-se o contrário. Estas observações estão de acordo com as medidas *in situ*, na Figura 3.13, onde o local Montante, a sul da albufeira (Figura 2.5), apresenta valores elevados em Abril e Junho. O baixo valor em Maio está provavelmente relacionado com a ocorrência de precipitação durante esse período (não mostrado). Por outro lado, a partir de Junho no local Mourão (Figura 2.5) prevalecem valores mais elevados do que em Alcarrache e Montante até ao final do ano.

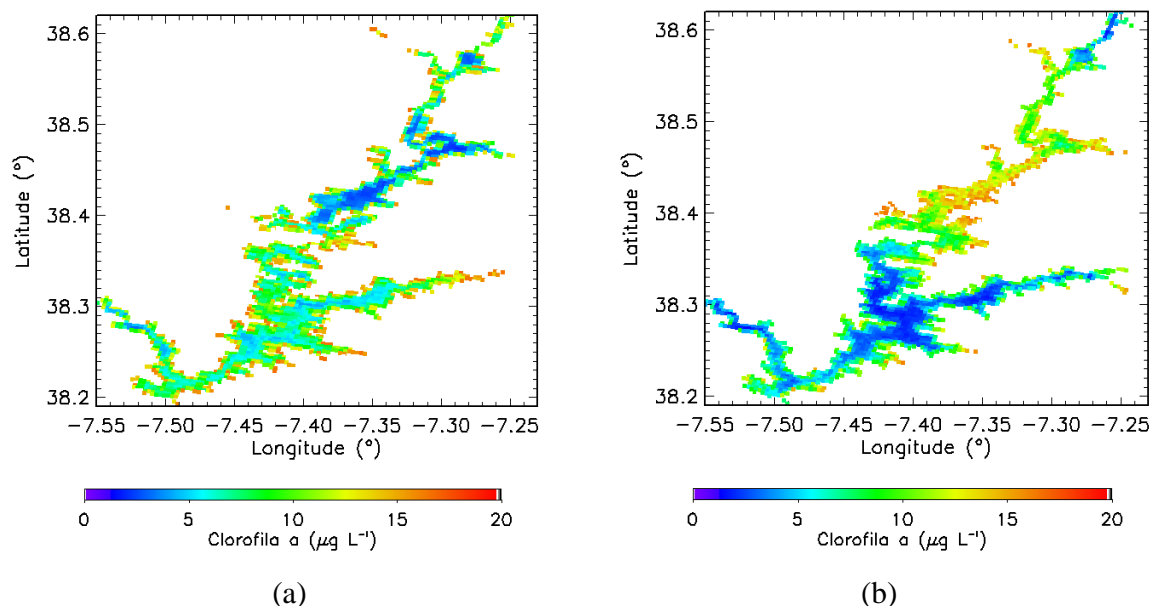


Figura 3.12 – Mapas de concentração de clorofila *a* para a totalidade da Albufeira de Alqueva no ano de 2007: (a) 5 Junho e (b) 14 Novembro.

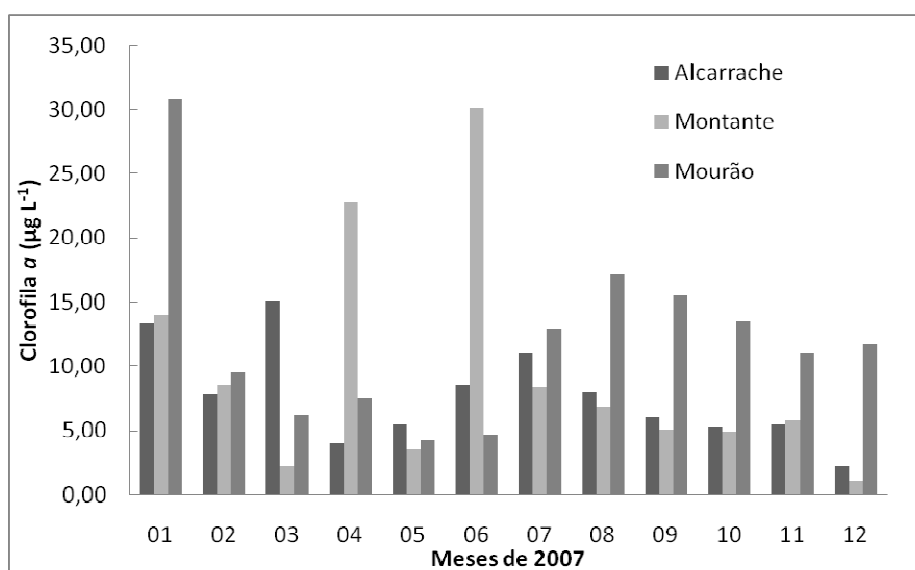


Figura 3.13 – Variação mensal das medidas *in situ* de concentração de clorofila *a* para três locais de amostragem da albufeira de Alqueva (Figura 2.5), para o ano de 2007.

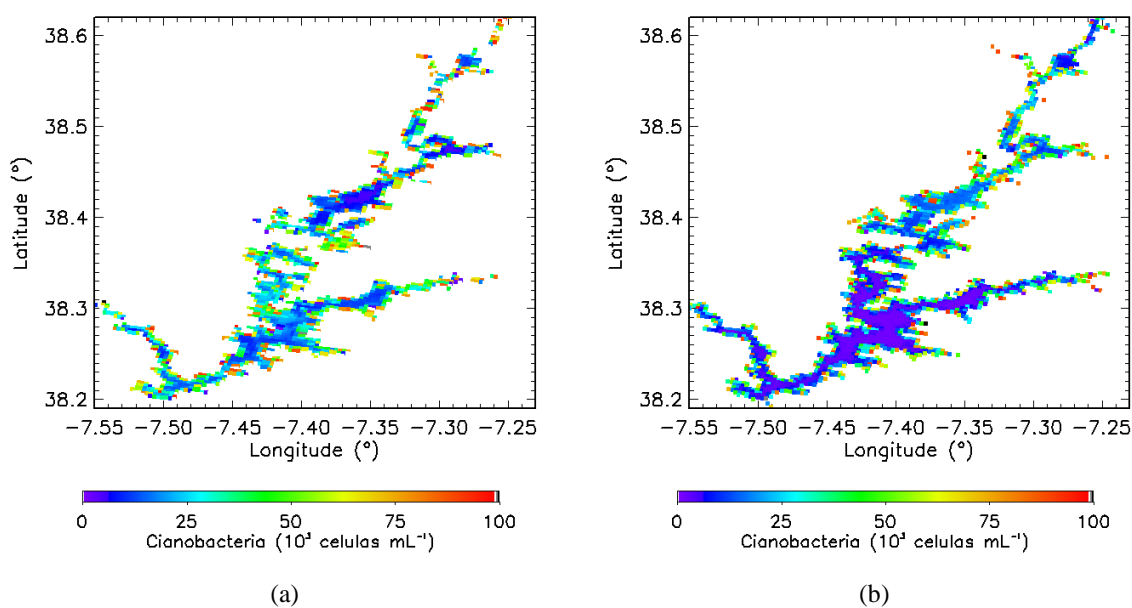


Figura 3.14 – Mapas de densidade de cianobactérias para a totalidade da Albufeira de Alqueva no ano de 2007: (a) 5 Junho e (b) 14 Novembro.

A Figura 3.14 mostra mapas de densidade de cianobactérias obtidos de medidas de satélite para os dias 5 de Junho e 14 Novembro de 2007. É visível que o mapa de 5 de Junho apresenta valores mais elevados de cianobactérias em relação ao mapa de 14 de Novembro, onde apenas nas margens e nos ramos mais estreitos estão presentes densidades mais elevadas. Embora não seja mostrada aqui a totalidade dos meses, o mesmo pode ser observado para os mapas de cianobactérias durante os meses de Primavera e Verão (Junho, Julho, Agosto e Setembro), que apresentam valores mais elevados em toda a albufeira em relação ao resto do ano.

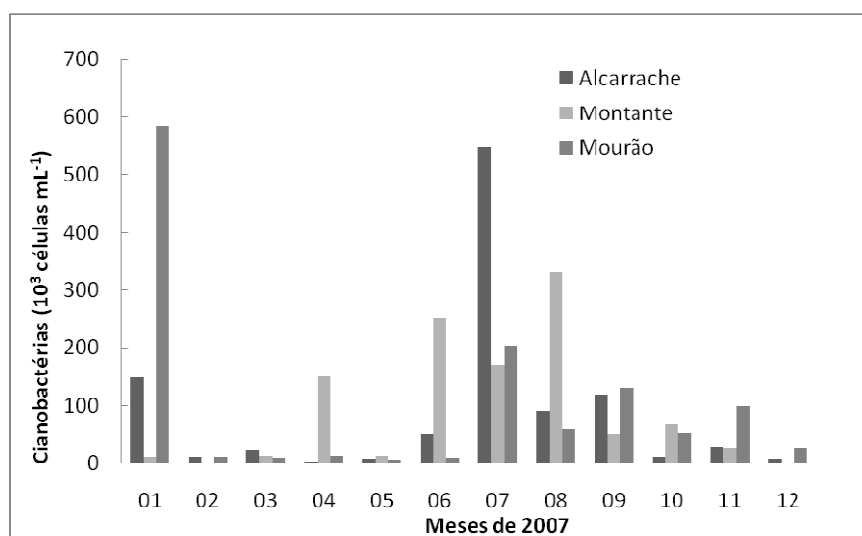
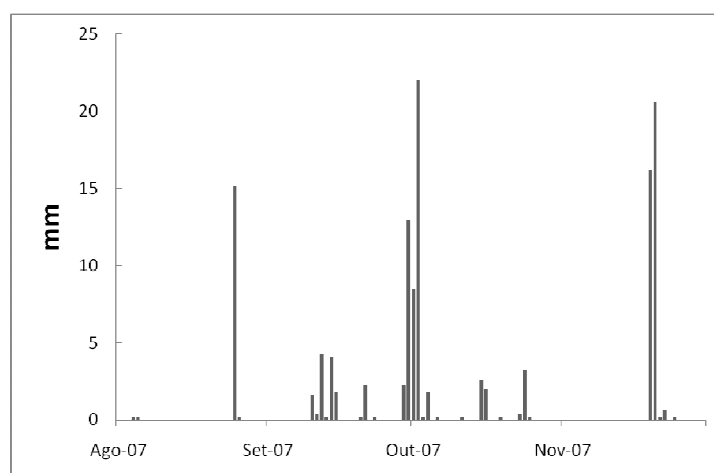


Figura 3.15 – Variação mensal das medidas *in situ* de densidade de cianobactérias para três locais de amostragem na albufeira de Alqueva (Figura 2.5), para o ano de 2007.

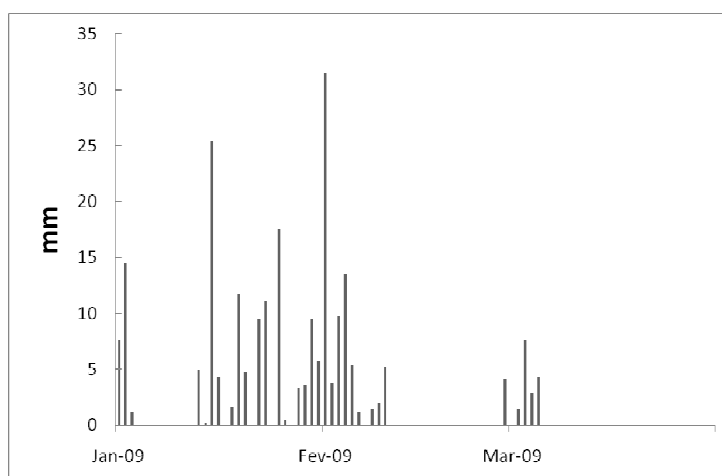


Figura 3.16 – Fotografia de um *bloom* de *Microcystis* sp. nas margens da albufeira de Alqueva em Outubro de 2008.

Isto está provavelmente associado com a normal actividade das cianobactérias, que tendem a desenvolver-se melhor em condições mais quentes, dependendo também da composição química da água (Drikas et al., 2001). No entanto, também são observadas pontualmente grandes densidades de cianobactérias no Outono e Inverno, por exemplo em Janeiro de 2007 (Figura 3.15). A Figura 3.16 mostra uma fotografia da margem da albufeira de Alqueva onde se pode ver um *bloom* do género *Microscystis* sp., que ocorreu em Outubro de 2008.



(a)



(b)

Figura 3.17 – Precipitação acumulada diária: (a) na estação meteorológica de Reguengos (Centro de Geofísica de Évora)) de Agosto a Novembro 2007. (b) na estação meteorológica do Observatório de Física da Atmosfera do Centro de Geofísica de Évora de Janeiro a Março de 2009.

Esta situação tem sido frequentemente observada na albufeira sob condições atmosféricas calmas e as cianobactérias tendem a flutuar à superfície e acumular-se, sob influência da direcção do vento (George e Edwards, 1976), em baías e áreas com temperatura mais elevada (Hoyos et al., 2004). Este comportamento leva a uma distribuição horizontal heterogénea. Os mapas de densidade obtidos pelas medidas de satélite estão de acordo com as medidas *in situ* para o ano de 2007, que apresentam valores mais elevados de cianobactérias durante os meses de Primavera/Verão, nos três locais de amostragem (Figura 3.15), e valores mais baixos nos meses de Outono/Inverno. Foi estudada a influência que eventos de precipitação na região do Alentejo, a montante da albufeira de Alqueva, na turbidez da água à superfície da albufeira. Para tal foi utilizada a precipitação acumulada diária registada nas estações meteorológica de Reguengos e do Observatório de Física da Atmosfera, ambas pertencentes ao Centro de Geofísica de Évora. Os períodos observados foram os meses de Agosto a Novembro de 2007 e Janeiro a Março de 2009 onde foram observados eventos de precipitação de vários dias (Figura 3.17). Foram seleccionados dois episódios de precipitação: entre os dias 29 de Setembro e 6 Outubro de 2007 que resultou num acumulado de 47 mm e entre os dias 13 Janeiro e 10 de Fevereiro 2009 que resultou num acumulado de 188 mm.

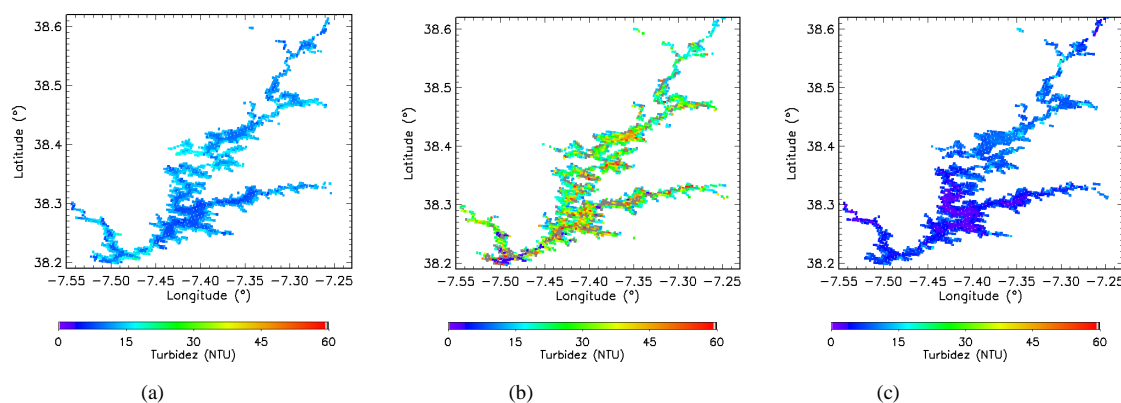


Figura 3.18 – Turbidez à superfície da Albufeira de Alqueva nos dias: (a) 20 Agosto, (b) 13 Outubro e (c) 14 Novembro de 2007.

A Figura 3.18 mostra a turbidez da água à superfície da água para três dias de 2007: (a) 20 de Agosto que representa a situação antes do evento; (b) 13 de Outubro que representa logo após o evento e (c) 14 Novembro que representa algum tempo após o evento. A albufeira em 20 de Agosto (Figura 3.18a) apresentava uma turbidez entre 5-15 NTU situação em que a albufeira não tinha sido sujeita a nenhum evento de precipitação. No dia 13 de Outubro (Figura 3.18b), 7 dias após o evento de precipitação de

47 mm, a albufeira apresenta uma turbidez variável em que na sua grande maioria os valores são superiores a 15 NTU e pontualmente atingindo os 60 NTU. Esta turbidez elevada está provavelmente associada ao evento de precipitação que levou à introdução de matéria orgânica e inorgânica na albufeira através do escoamento dos afluentes. No dia 14 de Novembro (Figura 3.18c) a albufeira volta a apresentar valores de turbidez até 15 NTU o que indica que a matéria orgânica e inorgânica, introduzida na albufeira, já não se encontra à superfície.

A Figura 3.19 mostra a turbidez da água à superfície da água para dois dias de 2009 que representam a situação logo após o evento (11 Fevereiro) e algum tempo após o evento (15 Março). Assim como no evento estudado anteriormente, a albufeira logo após o evento de precipitação (Figura 3.19a) apresentava uma turbidez muito elevada, onde três ramos da albufeira apresentavam uma turbidez de 60 NTU. Uma vez mais a turbidez elevada à superfície está provavelmente associada ao escoamento dos afluentes da albufeira. Cerca de um mês depois do evento de precipitação a albufeira apresenta já uma turbidez muito baixa (Figura 3.19b).

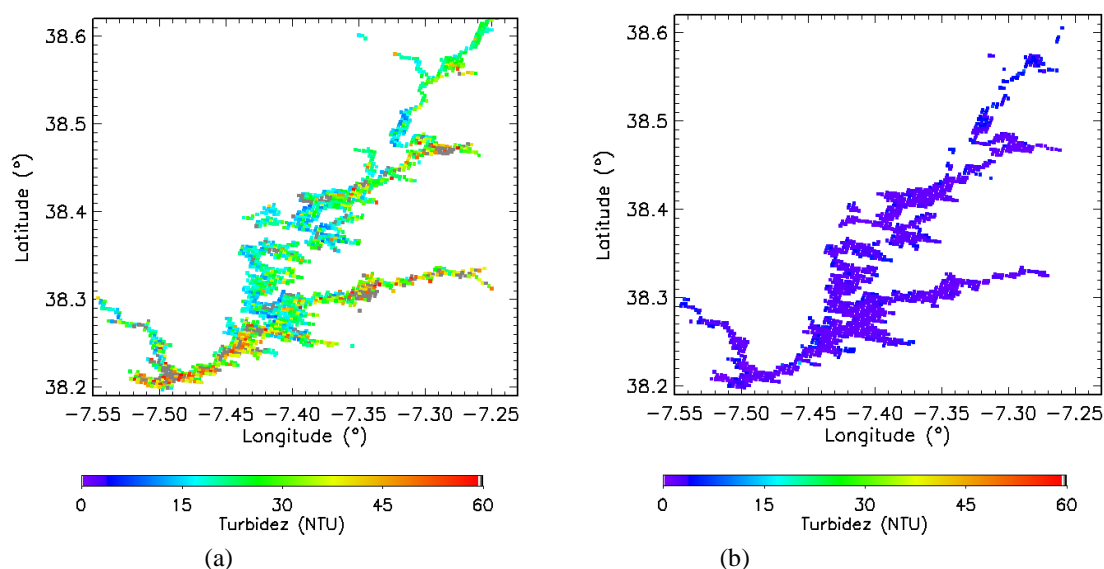


Figura 3.19 – Turbidez à superfície da Albufeira de Alqueva nos dias: (a) 11 Fevereiro e (b) 15 Março de 2009.

Capítulo 4

Atenuação da radiação solar em massas de água

Neste capítulo é apresentado a construção de um equipamento experimental para medições da radiância zenital espectral descendente em ambiente subaquático. Estas medições permitem calcular o coeficiente de atenuação espectral da luz no interior das massas de água em que foram realizadas as diversas campanhas de medições. É também investigada uma relação entre o coeficiente de atenuação da luz e a turbidez da água. De referir que este estudo foi recentemente aceite para publicação na revista *Tellus* (Potes et al., 2013).

4.1 Medições de radiância espectral descendente em ambiente subaquático

Nos anos 50 e 60 foram desenvolvidos os primeiros instrumentos para a medição de distribuição da radiância em profundidade em lagos (Sasaki et al., 1958; Jerlov and Fukuda, 1960; Tyler, 1960). Mais recentemente novos instrumentos foram desenvolvidos para a medição da radiância espectral subaquática em profundidade (Lewis et al., 2011; Antoine et al., 2013). O equipamento experimental desenvolvido utiliza o espectroradiómetro portátil, apresentado na Secção 1.5.1, com o auxílio de um cabo óptico (fibra óptica) acoplado à ponta do mesmo e inserido numa estrutura que mantém a ponta do cabo óptico fixa de modo a realizar medições de radiância espectral zenital descendente em profundidade (Secção 2.2). O cabo óptico utilizado tem um ângulo de observação de 22° o que resulta em medições da radiância total num ângulo sólido de 22° em torno do zénite. Este instrumento tem a vantagem de ser portátil o que permite que sejam realizadas medições a partir de vários locais das massas de água. Das campanhas realizadas durante este trabalho (Tabela 2.2) estão presentes diferentes tipos de massas de água. No complexo de piscinas de Évora foi utilizado o tanque de saltos, com cinco metros de profundidade, com água límpida e livre de sedimentos em suspensão e de matéria orgânica dissolvida (Figura 4.1a). A albufeira de Alqueva (Figura 4.1b) e do Monte Novo apresentavam, nos dias das campanhas, uma turbidez e uma concentração de clorofila *a* elevadas e a lagoa de Thau, de água salgada, apresentava uma turbidez baixa (Tabela 4.1). Foram realizadas medições sob diferentes ângulos solares zenitais e velocidades do vento (Tabela 4.1).

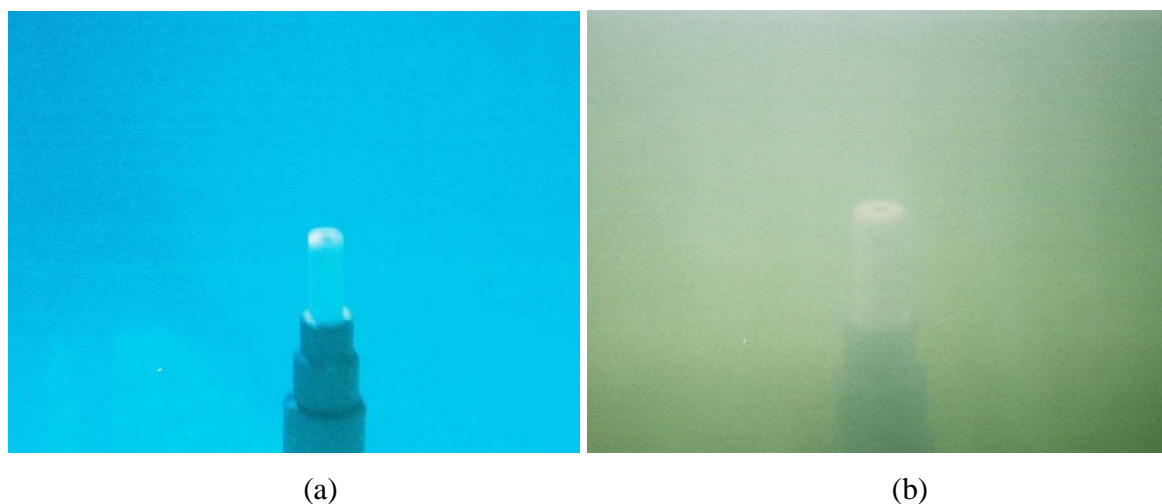


Figura 4.1 – Fotografia subaquática ilustrativa da cor e turbidez da água para: (a) o tanque de saltos do complexo municipal de piscinas da cidade de Évora as piscinas municipais de Évora no dia 9 Julho 2012; (b) albufeira de Alqueva no dia 31 Agosto de 2012.

Foram realizadas medições de radiância espectral descendente nos vários locais de estudo em dias de céu limpo para garantir condições semelhantes em termos de irradiância solar durante a realização dos perfis. A Figura 4.1 mostra o comportamento espectral da radiância descendente em profundidade para o dia 22 Junho e 9 Julho de 2012 no tanque de saltos do complexo municipal de Évora. Embora não tenham sido recolhidas amostras de água nestas campanhas, são realizadas análises de água regulares por parte do complexo de piscinas no sentido de manter a água nas melhores condições para o público, pode portanto afirmar-se que se tratam de condições idênticas para os dois casos. Variou o ângulo solar zenital (ASZ) que no dia 22 de Junho era de 86.6° e corresponde ao fim da tarde (19:30 UTC) e que no dia 9 Julho era de 42.9° às 09:30 UTC. A velocidade do vento também variou ligeiramente de 4.3 para 2.7 m s^{-1} . Como pode ser visto na Figura 4.2, no dia 22 Junho existe uma diminuição da radiância zenital subaquática com a profundidade, para todos os comprimentos de onda, enquanto para o dia 9 Julho a radiância zenital entre os 400 e 600 nm aumenta com a profundidade e, fora destes comprimentos de onda, diminui. Esta diferença no comportamento da radiância zenital para os dois dias deve-se aos diferentes ângulos solares zenitais.

Tabela 4.1 – Detalhes das campanhas realizadas. Com informação do ângulo zenital solar, velocidade do vento, turbidez e concentração de clorofila *a* da água.

Data	Local	Ang. Sol. Zen. (°)	Vel. Vento (m s ⁻¹)	Turbidez (NTU)	Clorofila <i>a</i> (µg L ⁻¹)
2011/08/24	Thau	60.2	3.1	0.5	-
2012/06/22	Piscina	86.6	4.3	-	-
2012/07/09	Piscina	42.9	2.7	-	-
2012/07/12	Mt.Novo	26.6	1.2	14.8	50.3
2012/08/31	Alqueva	37.8	8.4	13.8	33.2
2012/09/06	Alqueva	41.5	2.6	14.9	41.7
2012/09/13	Piscina	78.5	3.2	-	-

No caso em que o ASZ é mais elevado (86.6°), o campo de luz presente na água é apenas composto por radiação solar difusa enquanto no caso do ASZ intermédio (42.9°), o campo de luz é composto pela radiação solar directa e difusa. Através da Equação 1.13 (Capítulo 1) pode verificar-se que a radiância pode ter duas contribuições:

$$\cos\theta \frac{dL(\theta, \varphi, z, \lambda)}{dz} = -K_t(z, \lambda)L(\theta, \varphi, z, \lambda) + L(\theta, \varphi, z, \lambda)$$

uma negativa (sumidouro) que representa a perda de radiância pela atenuação na direcção de observação e outra positiva (fonte) que representa o ganho de radiância pela dispersão proveniente de outras direcções. Foi provado por Preisendorfer (1959) que a atenuação da radiância na massa de água é parcialmente devida à dispersão do fluxo radiativo para fora da direcção de observação e à absorção do fluxo pelo meio. No caso do ASZ elevado onde existe apenas radiação solar difusa, a componente de perda de radiância pela atenuação é maioritária e resulta no comportamento observado de diminuição da radiância zenital subaquática com a profundidade. No caso do ASZ intermédio, existe radiação solar directa a penetrar na massa de água, assim como radiação solar difusa. O comportamento observado, de aumento da radiância zenital com a profundidade entre os 400 e 600 nm e de diminuição fora desta banda de

comprimentos de onda, está associado ao aumento da dispersão com a profundidade proveniente de outras direcções (segundo termo da Equação 1.13).

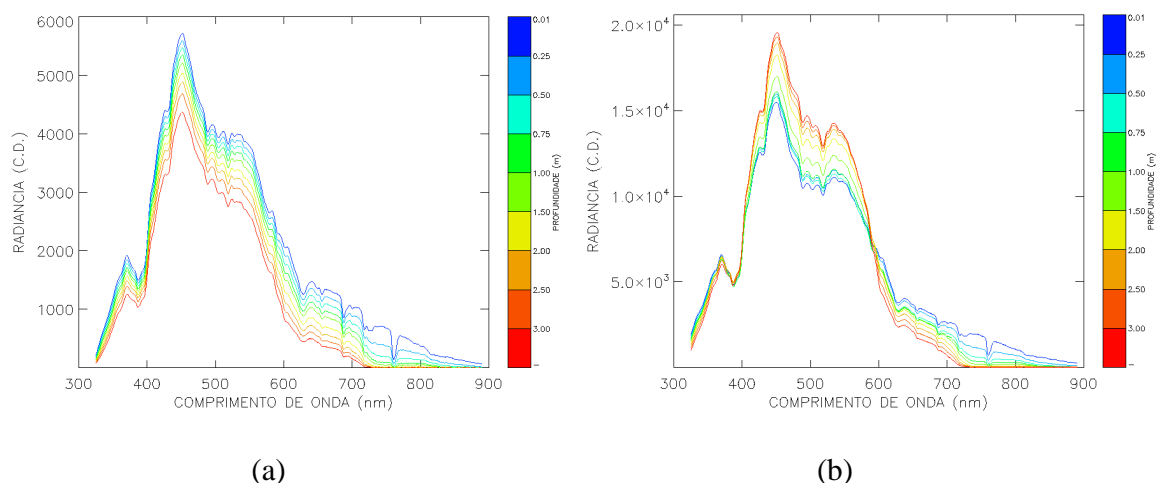


Figura 4.2 – Medições de radiância zenital espectral descendente em profundidade realizadas nas piscinas municipais de Évora nos dias 22 Junho (a) e 9 Julho (b) de 2012.

O ganho por dispersão proveniente de outras direcções é superior à perda por atenuação no ângulo de observação (primeiro termo da Equação 1.13) entre os 400 e 600 nm e o contrário fora destes comprimentos de onda. Deste modo, para uma água límpida o ASZ mostrou ser de grande importância para o comportamento da radiância zenital em profundidade visto que a dispersão proveniente de outras direcções assume um papel importante na coluna de água para os comprimentos de onda entre os 400-600 nm.

Para uma água turva e concentração de clorofila *a* elevadas e para um ASZ baixo, como o caso da albufeira de Monte Novo no dia 12 Julho 2012 (Tabela 4.1), verificou-se um aumento da radiância zenital até certa profundidade, dependendo do comprimento de onda, seguido de uma diminuição até à zona mais profunda onde foi realizada medição. Este comportamento pode ser visto na Figura 4.3, onde no painel inferior está representado o perfil médio da radiância para a zona espectral azul (400-500 nm), verde (500-600 nm) e vermelha (600-700 nm) em escala logarítmica. Através do painel inferior é visível um aumento da radiância zenital desde o nível sub-superficial (0.01 m) até aos 0.25 m e 0.50 m, na zona espectral azul e verde/vermelho respectivamente, seguido de um decréscimo logarítmico constante até aos 3 m. Deste modo, a radiância zenital apresenta dois comportamentos opostos durante o perfil realizado. Primeiro um aumento de radiância até ao ponto de inflexão (entre 0.25 e 0.50 m) seguido de uma diminuição

de radiância até aos 3 m. Antes do ponto de inflexão o termo de ganho de radiância pela dispersão proveniente de outras direcções é superior ao termo de perda de radiância pela atenuação no ângulo de observação (Equação 1.13), sendo que depois do ponto de inflexão o comportamento inverso é observado.

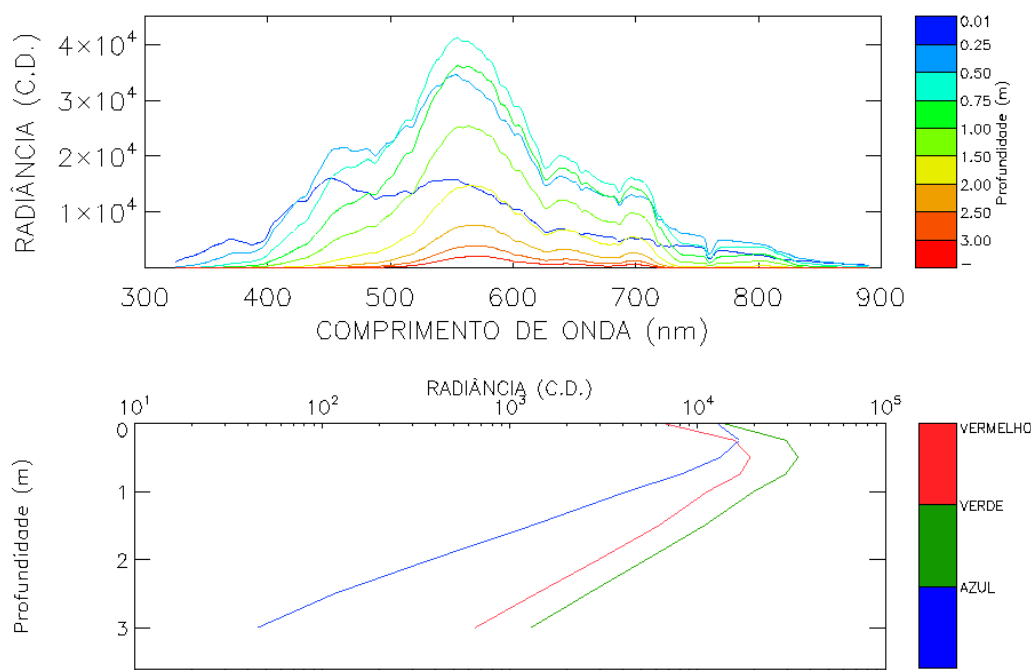


Figura 4.3 – Radiância zenital espectral descendente em profundidade realizada na albufeira de Monte Novo no dia 12 Julho de 2012 (painel superior) e perfil médio da radiância para a zona espectral azul (400-500 nm), verde (500-600 nm) e vermelha (600-700 nm) (painel inferior).

Enquanto na piscina o aumento de radiância zenital, para o caso do ASZ baixo (Figura 4.2b), se verificou até aos 3 metros, neste caso da albufeira de Monte Novo (Figura 4.3) apenas se verifica até um determinado ponto de inflexão devido à maior turbidez e concentração de clorofila *a* (Tabela 4.1), que vai aumentar o termo de perda de radiância pela atenuação.

A Figura 4.4 mostra o comportamento espectral da radiância zenital descendente em profundidade para a lagoa de Thau no dia 24 Agosto de 2011. A medição foi realizada com um ASZ de 60.2° e a massa de água apresentava uma turbidez baixa (Tabela 4.1). Neste caso, visto o ASZ ser elevado, a componente solar directa não tem influência no interior da massa de água e apenas a componente solar difusa está presente. Verificou-se uma diminuição da radiância zenital com a profundidade, para todos os comprimentos de onda, visto que a perda de radiância

pela atenuação é maioritária e resulta no comportamento observado (Equação 1.13). No entanto, esta diminuição é mais pronunciada na zona espectral da azul em comparação com a zona verde e vermelho (Figura 4.4). Mais detalhes da medição realizada na lagoa de Thau podem ser vistos no artigo de Le Moigne et al. (2013) em que o autor participou.

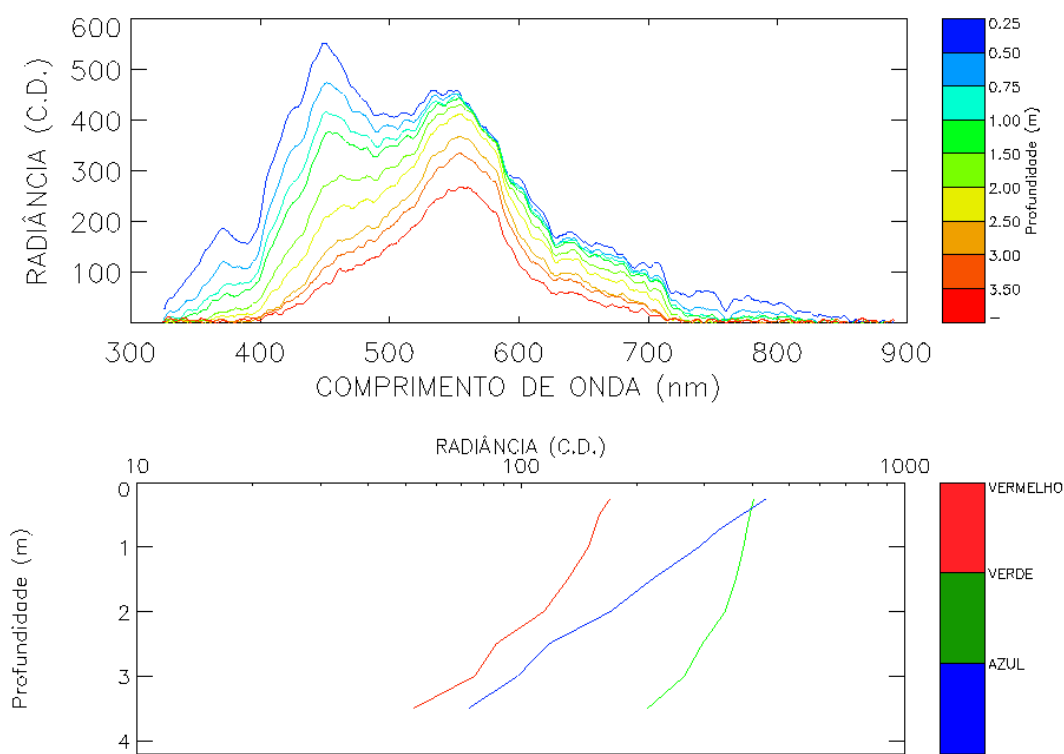
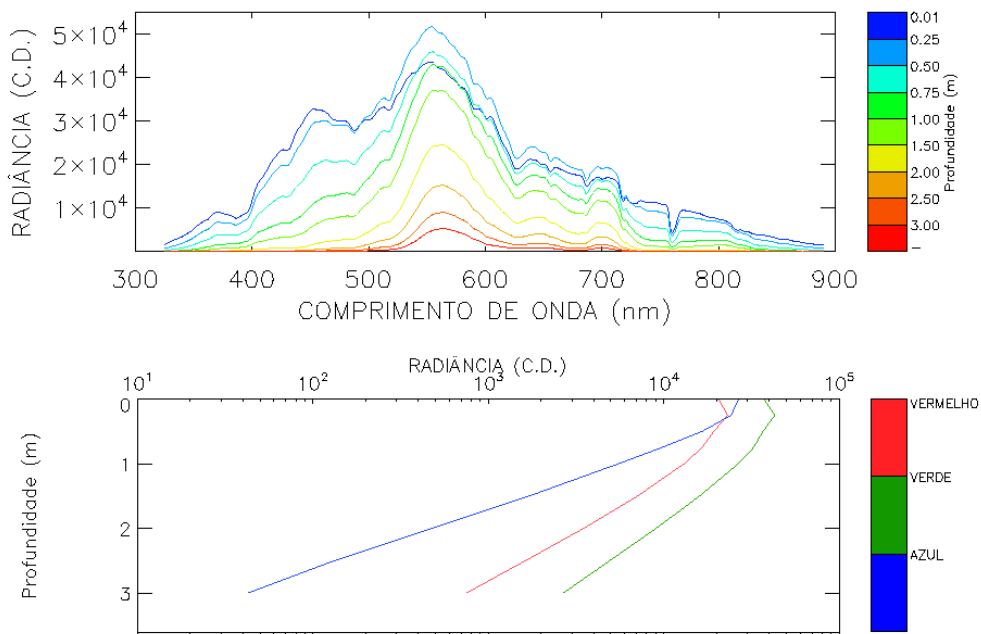


Figura 4.4 – Radiância zenital espectral descendente em profundidade realizada na lagoa de Thau no dia 24 Agosto de 2011 (painel superior) e perfil médio da radiância para a zona espectral azul (400-500 nm), verde (500-600 nm) e vermelha (600-700 nm) (painel inferior).

A Figura 4.5 mostra o comportamento espectral da radiância zenital descendente em profundidade para a albufeira de Alqueva nos dias 31 de Agosto (a) e 6 de Setembro (b) de 2012. Nos painéis inferiores estão representados os perfis médios da radiância para a zona espectral azul (400-500 nm), verde (500-600 nm) e vermelho (600-700 nm). As medições foram realizadas com um ASZ, turbidez e concentração de clorofila *a* semelhantes mas com diferentes velocidades do vento (Tabela 4.1). Estas condições permitem estudar o efeito da velocidade do vento na distribuição da radiância zenital espectral descendente. Em ambos os casos existe um aumento de radiância desde o nível sub-superficial (0.01 m) até um determinado ponto de inflexão para as zonas espectrais verde e vermelha. A profundidade deste ponto vai variar

consoante a velocidade do vento. Para o caso com a velocidade do vento mais elevada, de 8.4 m s^{-1} , a profundidade do ponto de inflexão é de 0.25 m , enquanto para o caso com a velocidade do vento de 2.6 m s^{-1} o ponto de inflexão situa-se aos 0.5 m . Em ambos os casos, após o ponto de inflexão, a radiância zenital decresce com um perfil logarítmico até aos 3 metros. Para a zona espectral do azul a radiância zenital decresce sempre com a profundidade, mas com uma taxa logarítmica apenas após o ponto de inflexão registado para as zonas verde e vermelha. Segundo Hieronymi e Macke (2012) nos casos em que a velocidade do vento é elevada (15 m s^{-1}) as ondas capilaro-gravíticas na interface água-ar resultantes focam o campo da luz mais à superfície do que as ondas mais planas para velocidades do vento inferiores (3 m s^{-1}). Desta maneira, as flutuações da luz máximas deslocam-se para a superfície à medida que aumenta a velocidade do vento. Visto tratar-se de dois casos idênticos de composição da água e de geometria solar, verificou-se que as condições à superfície, resultantes da velocidade do vento, têm um papel importante no campo da luz nas camadas junto à superfície.



(a)

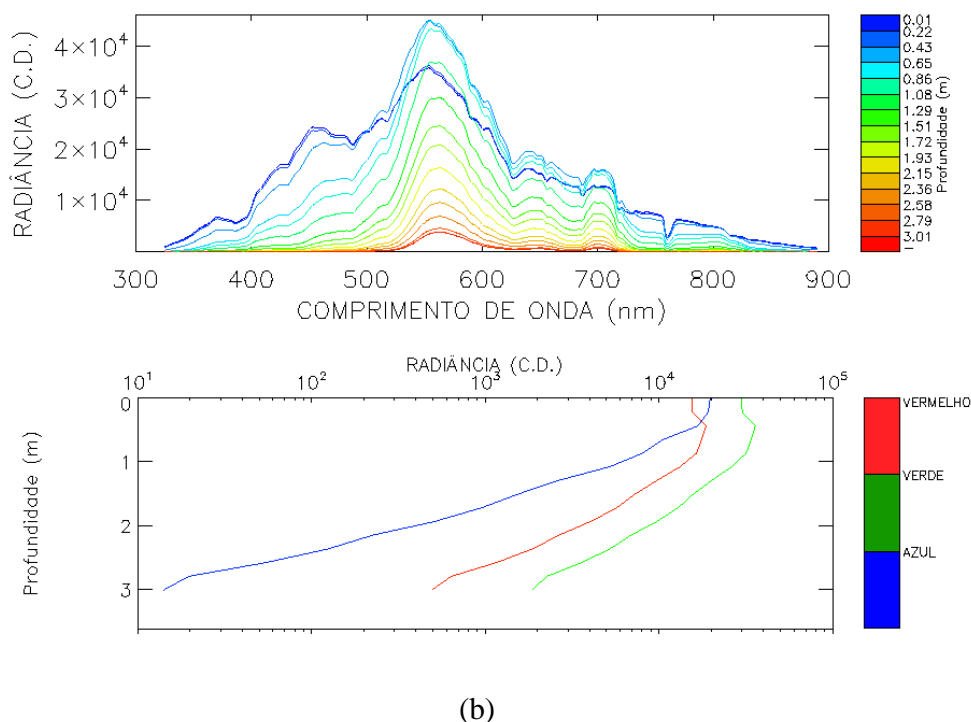


Figura 4.5– Radiância zenital espectral descendente em profundidade realizadas na albufeira de Alqueva nos dias 31 Agosto (a) e 6 Setembro (b) de 2012 (painéis superiores) e perfis médios da radiância para a zona espectral azul (400-500 nm), verde (500-600 nm) e vermelha (600-700 nm) (painéis inferiores).

4.2 Cálculo do coeficiente de atenuação espectral de massas de água

Um parâmetro chave para quantificar a penetração da luz solar nas massas de água é o coeficiente de atenuação e tem sido largamente estudado na óptica de massas de água (Smith e Baker, 1981; Schanz, 1985; Bukata et al., 1995; Kirk, 2003; Lee et al., 2005; Arst et al., 2008). Este coeficiente pode ser calculado pela seguinte equação (Secção 1.4.2):

$$K(\theta, \phi, z, \lambda) = -\frac{1}{L(\theta, \phi, z, \lambda)} \frac{dL(\theta, \phi, z, \lambda)}{dz}$$

Este coeficiente, além de ser uma propriedade inerente do meio é também, pela forma como é calculado, uma propriedade óptica aparente. Pode ser calculado a partir de medições de radiância espectral descendente a vários níveis (Secção 4.2) e estas são por excelência propriedades ópticas

aparentes, dependentes da distribuição angular do campo de luz incidente (Secção 1.2). Neste trabalho, o coeficiente de atenuação foi calculado sempre que, durante a medição de um perfil de radiância zenital espectral descendente, este apresentasse um decréscimo exponencial com a profundidade. A seguinte equação foi utilizada:

$$L(z, \theta, \phi, \lambda) = L(\zeta, \theta, \phi, \lambda) \exp \left\{ - \int_{\zeta}^z K(\theta, \phi, \lambda) dz \right\} \quad (4.1)$$

onde ζ é o ponto onde se inicia o decréscimo constante.

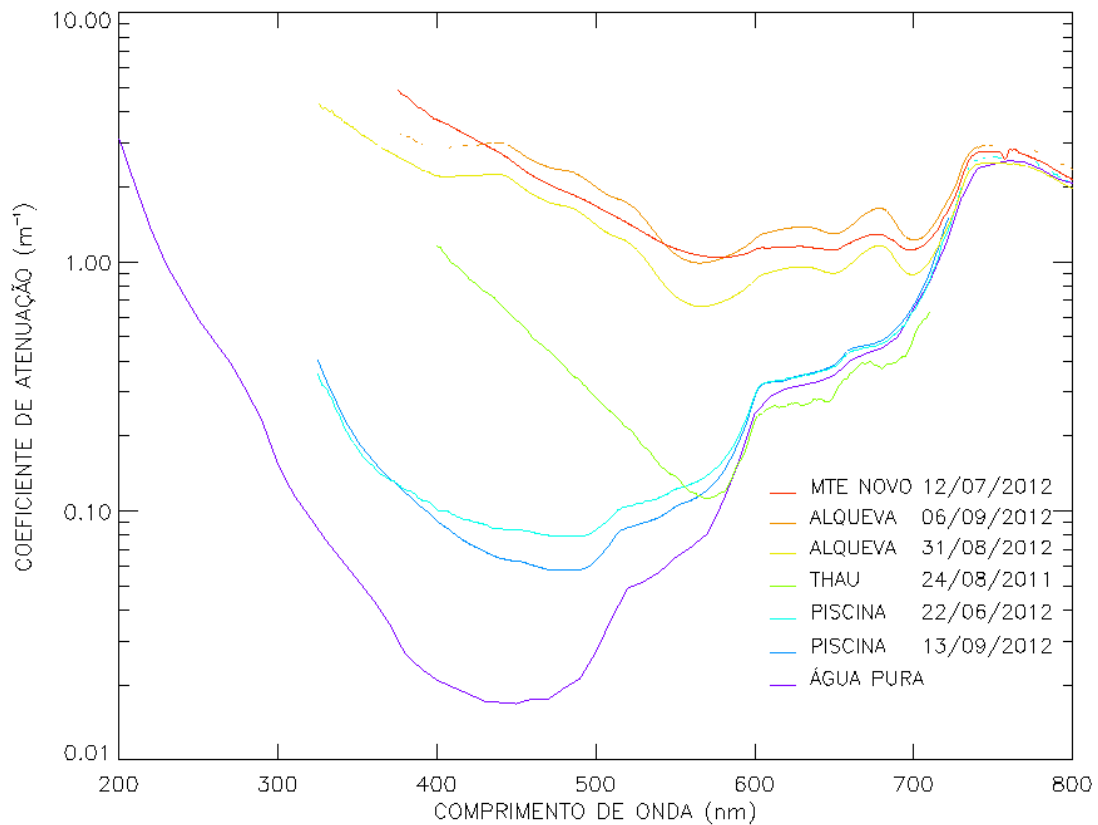


Figura 4.6 – Coeficiente de atenuação espectral para a água pura (obtido de Smith e Baker, 1981) e para seis das campanhas realizadas (Tabela 4.2).

A Figura 4.6 mostra o coeficiente de atenuação espectral para a água pura (obtido por Smith e Baker, 1981) e para as campanhas de medições (Tabela 4.2), obtidos através da Equação 4.1. Os resultados mostram grande variabilidade deste coeficiente ao longo do espectro electromagnético para os diferentes tipos de água, excepto a partir dos 700 nm onde o coeficiente de atenuação é semelhante para todos os casos. Como esperado, a água límpida da piscina apresenta um coeficiente de atenuação mais próximo do da água pura, no entanto, entre os 400 e 500 nm a atenuação da piscina é cerca de quatro vezes superior ao da água pura. O coeficiente de atenuação aumenta com a turbidez da água (Tabela 4.1). Os mínimos de atenuação migram dos 450 nm, nas águas límpidas, para os 550 nm nas águas turvas.

Tabela 4.2 – Detalhes das campanhas realizadas. Com informação do coeficiente de atenuação PAR do espectro com maior significância, a média dos valores de coeficiente de atenuação PAR para cada dia de campanha, o desvio padrão do número de perfis realizados. É apresentado o valor médio do coeficiente de atenuação PAR para a água pura obtido de Smith e Baker (1981).

Data	Local	$K(\theta, \phi, PAR)$ (m^{-1})	$\bar{K}(\theta, \phi, PAR)$ (m^{-1})	σ (m^{-1})	N
2011/08/24	Thau	0.37	N/A	N/A	1
2012/06/22	Piscina	0.21	N/A	N/A	1
2012/07/09	Piscina	N/A	N/A	N/A	1
2012/07/12	Mt.Novo	1.65	1.41	0.37	6
2012/08/31	Alqueva	1.28	1.31	0.23	10
2012/09/06	Alqueva	1.16	1.26	0.22	8
2012/09/13	Piscina	0.20	0.17	0.04	2
Smith e Baker (1981)	Água Pura	0.16	-	-	-

Este mínimo é bastante cavado para a lagoa de Thau comparado com as albufeiras de Alqueva e Monte Novo onde o coeficiente de atenuação se mantém com valores próximos do mínimo (cerca dos 570 nm) até aos 700 nm. Arst et al. (2008) realizou medições de coeficiente de atenuação espectral para vários lagos na Finlândia e Estónia. Os resultados são similares aos obtidos neste estudo: o mínimo de coeficiente também migra para maiores comprimentos de onda com o aumento da turbidez da água; também aparece um pico do coeficiente aos 680 nm para águas muito eutróficas, que no nosso caso correspondem às albufeiras de Alqueva e Monte Novo.

Foi calculado o coeficiente de atenuação médio para a região espectral dos 400 aos 700 nm, $K(\theta, \phi, PAR)$, conhecida como a zona “Photosynthetically Active Radiation” (PAR). Esta zona espectral concentra cerca de metade da radiação solar, de maneira que consegue penetrar mais fundo em massas de água do que noutras zonas espectrais. Por isso, e pela importância para o processo de fotossíntese, grande parte dos trabalhos de qualidade da água sobre lagos e lagoas focam-se na região PAR (Walmsley et al., 1980; Grobler et al., 1983; Roos e Pieterse, 1994; Oliver et al., 1999; Gallegos, 2001; Giblin et al., 2010). Na Tabela 4.2 são apresentados os valores do espectro com maior coeficiente de determinação assim como o valor médio dos coeficientes PAR obtidos por campanha sob as mesmas condições, $\bar{K}(\theta, \phi, PAR)$, o desvio padrão, σ , e o número de medições, N .

Alguns destes autores estudaram a relação dos coeficientes de atenuação com a turbidez da água e chegaram a coeficientes de determinação elevados para diferentes regiões como por exemplo África do Sul, Austrália e Estados Unidos da América (Tabela 4.3).

Tabela 4.3 – Relações entre o coeficiente de atenuação (K) e a turbidez (Turb) para vários autores.

Autores	Ano	País	Relação	R ²	N
Walmsley et al.	1980	África do Sul	$K=0.10(\text{Turb})+0.44$	0.71	43
Grobler et al.	1983	África do Sul	$K=0.13(\text{Turb})+0.55$	1.00	5
Roos and Pieterse	1994	África do Sul	$K=0.06(\text{Turb})+2.35$	0.94	39
Oliver et al.	1999	Austrália	$K=0.04(\text{Turb})+0.73$	0.98	16
Giblin et al.	2010	USA	$K=0.69(\text{Turb})^{0.53}$	0.82	360

Na Figura 4.6 pode ser vista a relação entre a turbidez e o valor médio do coeficiente de atenuação PAR para quatro das campanhas onde houve medições de ambas as grandezas, assim como para a água pura representada por uma turbidez aproximada de 0.01 NTU e um coeficiente de atenuação PAR de 0.16 m^{-1} (Smith e Baker, 1981). Apesar dos poucos pontos, a relação assume a seguinte forma: $K=0.07(\text{Turb})+0.24$; e é idêntica a outras encontradas na literatura e apresentados na Tabela 4.3 com um coeficiente de determinação elevado (0.97).

Mais estudos são necessários para validar esta relação entre as duas grandezas, que será de grande importância já que a turbidez da água é uma medida mais usual nos programas de monitorização de massas de água, embora seja o coeficiente de atenuação o parâmetro utilizado nas equações de transferência radiativa no interior da água e nos modelos numéricos de representação da evolução da estrutura térmica dos lagos. Assim, a capacidade de obtenção deste último parâmetro a partir de informação sobre a turbidez é de grande importância para a modelação de lagos, nomeadamente no contexto operacional da previsão numérica do tempo.

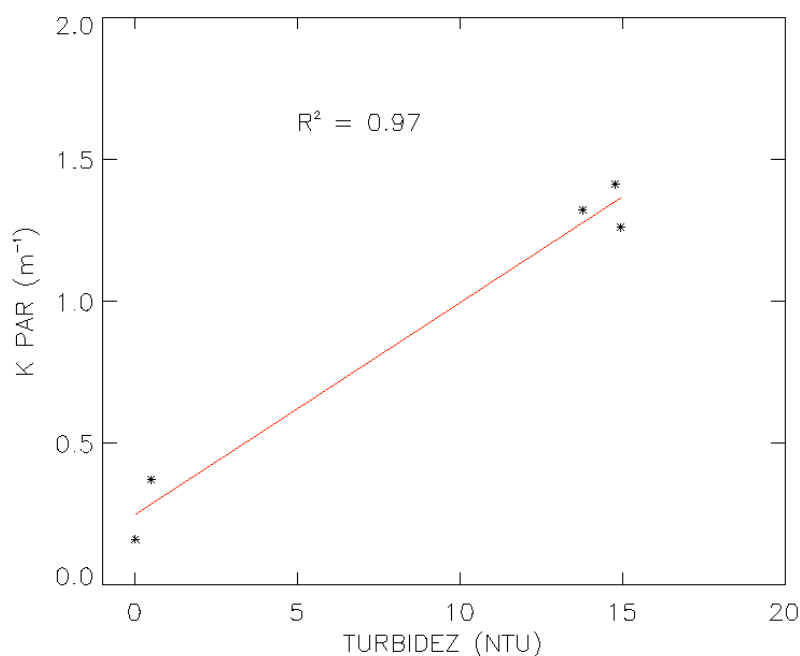


Figura 4.6 – Relação entre o coeficiente de atenuação PAR e a turbidez para quatro das campanhas realizadas (Tabela 4.2) e para a água pura (obtido de Smith e Baker, 1981).

Capítulo 5

Aplicações do modelo de representação de lagos - FLake

Os lagos são uma importante componente da superfície da terra, com influência na meteorologia local e regional. As características dos lagos diferem substancialmente do terreno circundante, principalmente devido ao diferente albedo, rugosidade e capacidade térmica. No entanto, até recentemente os lagos têm sido negligenciados pela maioria dos modelos numéricos de previsão de tempo. Dutra et al. (2010a) mostraram que a representação de lagos conduz a alterações no armazenamento de energia na superfície e a mudanças na partição dos fluxos de energia à superfície nomeadamente em regiões equatoriais e latitudes elevadas. Numa escala regional, Samuelsson et al. (2010) verificaram que a presença de lagos induz um aquecimento no clima Europeu para todas as estações. O maior impacto foi encontrado durante o Outono e Inverno sobre o sul da Finlândia e da Rússia ocidental, onde o aquecimento é superior a 1 °C. Um estudo de Rouse et al. (2005) descobriu que os lagos das latitudes elevadas aumentam fortemente a evapotranspiração zonal, especialmente durante o Outono quando os gradientes verticais da temperatura e da humidade são maiores.

Neste capítulo é apresentado um estudo de sensibilidade do modelo FLake (Secção 1.7) ao coeficiente de atenuação da luz na água, que faz parte do artigo publicado na *Hydrology and Earth System Sciences* (Potes et al., 2012). Dois valores de coeficiente de atenuação foram testados no modelo, representativos de valores típicos mínimos e máximos expectáveis para a albufeira de Alqueva. Este teste vai incidir sobre a evolução da temperatura à superfície que é um parâmetro com um papel fulcral na transferência de energia e vapor de água entre as massas de água e a atmosfera.

É também apresentado parte de um estudo de Balsamo et al. (2012) publicado na *Tellus*, que contém a contribuição do autor (que participou como co-autor no artigo), com vista à futura implementação do modelo de lago FLake no Sistema de Previsão Integrado (IFS) do Centro Europeu de Previsão do Tempo a Médio Prazo (ECMWF). Neste estudo o impacto da representação de lago no IFS é avaliado através de um conjunto de previsões determinísticas com o esquema FLake activado. É dada especial atenção à validação da temperatura do lago e da espessura da camada do gelo.

5.1 Sensibilidade do modelo FLake ao coeficiente de atenuação – Caso de estudo da albufeira do Alqueva

Com a finalidade de investigar a importância da turbidez na evolução da temperatura da água à superfície de massas de água, foi realizado um teste de sensibilidade do modelo FLake (Secção 1.7) ao coeficiente de atenuação da luz na água. O teste consistiu em simulações *stand-alone* forçadas por dados atmosféricos obtidos na albufeira de Alqueva e com os valores típicos mínimos e máximos espectáveis de coeficientes de atenuação para a região PAR: 1.0 m^{-1} (mínimo) e 6.1 m^{-1} (máximo). Estes valores mínimos e máximos foram obtidos através da relação linear entre a turbidez e coeficiente de atenuação (Secção 4.2) com os valores mínimos e máximos de turbidez obtidos na albufeira de Alqueva entre os anos 2005 e 2009. As corridas do modelo foram realizadas para o período de Maio a Junho de 2007 (61 dias). Durante este período a coluna de água encontrava-se termicamente estratificada. O forçamento consistiu em médias horárias das variáveis meteorológicas – pressão, humidade e temperatura do ar aos 2 m, velocidade do vento aos 10 m e radiação solar descendente – obtidas na estação meteorológica de Mourão. Esta estação pertence actualmente à Agência Portuguesa do Ambiente (APA) e está instalada numa plataforma flutuante na albufeira de Alqueva onde está também instalada uma estação de monitorização automática de qualidade da água (Figura 2.4). O fluxo radiativo descendente de grande comprimento de onda não é medido na estação local, pelo que foi obtido a partir de interpolação linear do output de três em três horas do Sistema de Previsão Integrado (IFS) do Centro Europeu de Previsão do Tempo a Médio Prazo (ECMWF). As condições iniciais foram construídas a partir de observações horárias de temperatura colectadas no mesmo local. Infelizmente, as medições de temperatura da água estão apenas disponíveis em três níveis (superfície, meio e fundo), o que não é suficiente para ajustar um perfil inicial do FLake, caracterizado por quatro variáveis. Deste modo, apenas a temperatura inicial de fundo e a temperatura da camada de mistura de superfície foram utilizadas directamente das observações. Os outros valores iniciais (C_T e h) foram obtidos por ajuste (“tuning” – calibração) do modelo de modo a reproduzir a temperatura de superfície da água medida. Devido às características topográficas complexas da albufeira a profundidade da coluna de água, D , foi também estimada por ajuste do modelo. Durante as simulações de ajuste foi utilizado o valor de coeficiente de atenuação máximo (6.1 m^{-1}). Três parâmetros foram considerados livres: a profundidade e os

valores iniciais de h e C_T . As corridas do modelo foram realizadas para um conjunto realista de dados: D entre 10 e 50 m, intervalo de 1 m; h entre 1 e 20 m, intervalo de 1 m; C_T entre 0.50 e 0.80, intervalo de 0.01. Isto significa que foram realizadas 24000 simulações para o período de 61 dias. Foi escolhida a configuração que minimizou o erro quadrático médio (RMSE) entre a temperatura média de superfície modelada e a observada. Este procedimento, conduziu aos seguintes parâmetros e condições iniciais: $D = 23$ m, $T_S = 17.45$ °C, $T_{BOT} = 14.35$ °C, $h = 4$ m, $C_T = 0.79$, valores que foram utilizados no estudo de sensibilidade.

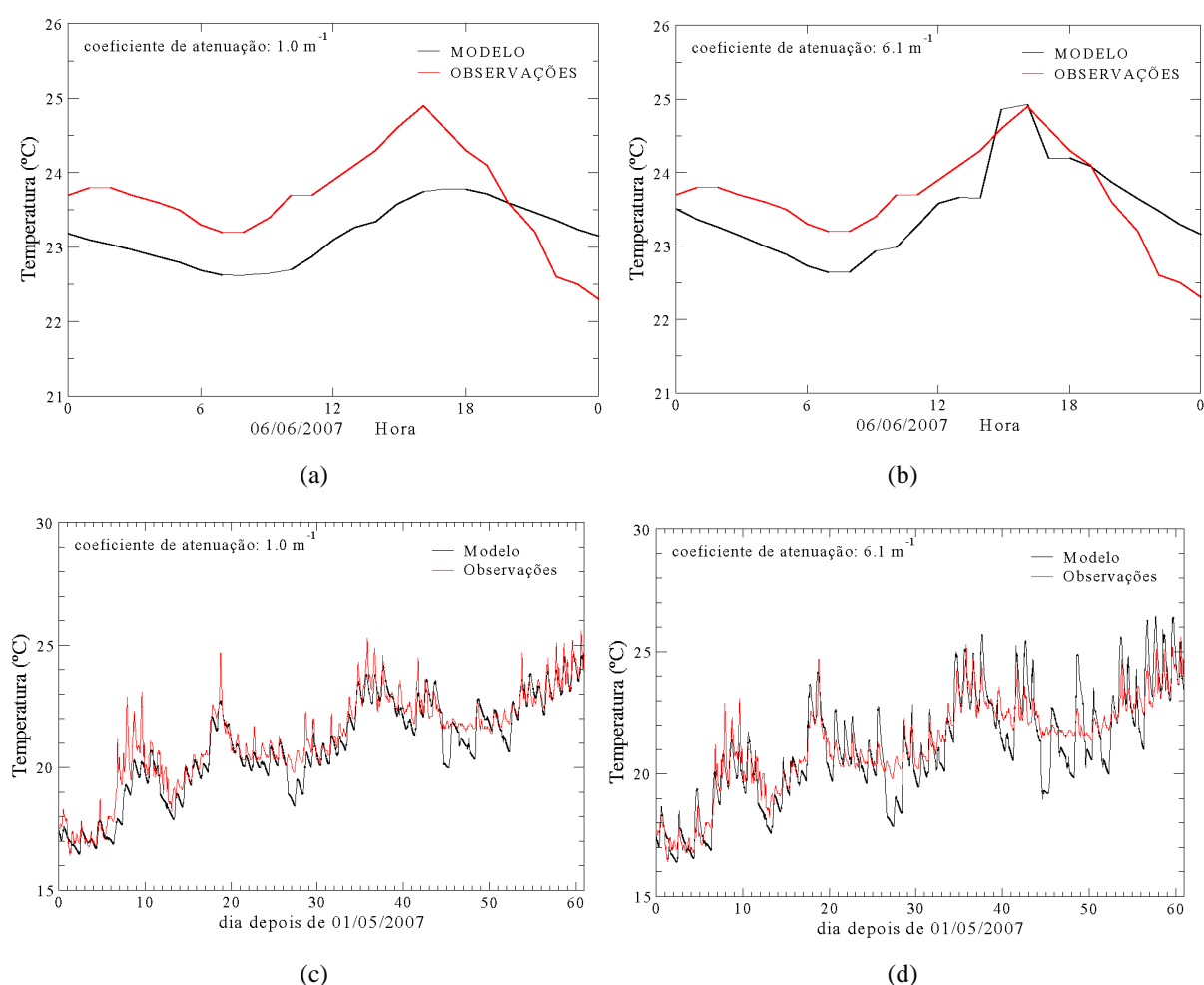


Figura 5.1 – Comparação entre a temperatura da superfície da água observada na albufeira de Alqueva e modelada com o modelo FLake para: (a) 6 Junho de 2007 com um coeficiente de atenuação de 1.0 m^{-1} (simulação Mo10); (b) 6 Junho de 2007 com um coeficiente de atenuação de 6.1 m^{-1} (simulação Mo61); (c) Maio a Junho 2007 com um coeficiente de atenuação de 1.0 m^{-1} (simulação Mo10); (d) Maio a Junho de 2007 com um coeficiente de atenuação de 6.1 m^{-1} (simulação Mo61).

Cada simulação foi realizada para 61 dias com um intervalo de tempo de 30 minutos. As condições iniciais, a profundidade e o forçamento, foram as mesmas para todas as simulações, apenas se variou o coeficiente de atenuação. Apenas os casos de mínimo e máximo de coeficiente de atenuação são aqui analisados e discutidos, e serão designados por Mo10 e Mo61 respectivamente.

Na Figura 5.1a e b é mostrado que a simulação Mo61 reproduz melhor o ciclo diurno de temperatura da água à superfície para o dia 6 de Junho de 2007, o dia em que foi registado o valor mais elevado de turbidez. Em particular, a amplitude diária modelada (cerca de 2°C) é mais próxima do observado e superior ao obtido pela simulação Mo10 (cerca de 1°C). No final da tarde e noite a temperatura da superfície decresce drasticamente devido à ocorrência de vento forte, uma característica que não é representada correctamente pelo modelo, mesmo na simulação Mo61. Quanto menor for o coeficiente de atenuação, menor é a amplitude térmica diária à superfície. Este facto pode ser observado não só para o dia 6 Junho (Figura 5.1a e b) como para todo o período de estudo, como mostra a Figura 5.1c e d.

Estas figuras mostram que as variações de temperatura superficial apresentam maior amplitude nas simulações Mo61, o que não é um resultado inesperado, visto que para águas mais turvas a radiação solar vai penetrar menos fundo na coluna de água, e vai ser mais absorvida na camada superficial, o que leva ao seu aquecimento. Os resultados mostram que existem períodos em que a evolução da temperatura observada é melhor representada pela simulação Mo61 (os primeiros dez dias por exemplo), enquanto, por contraste, outros períodos são melhor representados pela simulação Mo10, que correspondem a dias com menor amplitude térmica (dia 45 a 55 por exemplo). É possível que os dias melhor representados pela simulação Mo61 correspondam a dias com maior turbidez da água e vice-versa. Infelizmente, não existe uma série temporal de turbidez da água para confirmar esta suposição.

Em todo o caso, pode-se concluir que o modelo é muito sensível ao coeficiente de atenuação e que variações na turbidez da água (na gama de valores observados) podem levar a diferenças significativas na temperatura de superfície da albufeira, que é um parâmetro relevante para a transferência de calor e vapor de água entre as massas de água e a atmosfera. Nas condições em que foi realizado este teste de sensibilidade, a amplitude térmica média à superfície passa de 1.2 °C na simulação Mo10 (com um máximo de 2.8 °C) para 2.4 °C na Mo61 (com um máximo de 5.3 °C).

Em ambos os casos, mas de forma mais visível na simulação Mo61, as temperaturas da água à superfície (camada de mistura) simuladas pelo modelo mostram mais eventos de maior amplitude do que as observadas. Estes eventos começam com uma queda acentuada da temperatura na camada superficial devido, nas simulações, ao rápido crescimento da profundidade da camada de mistura, h , que na Mo61 passa de valores abaixo dos 2 m para valores superiores a 8 m, como mostra a Figura 5.2 para todo o período de simulação (Maio a Julho de 2007). Como pode ser visto, na simulação mo10 a profundidade da camada de mistura, h , sofre alterações menos abruptas do que a simulação Mo61.

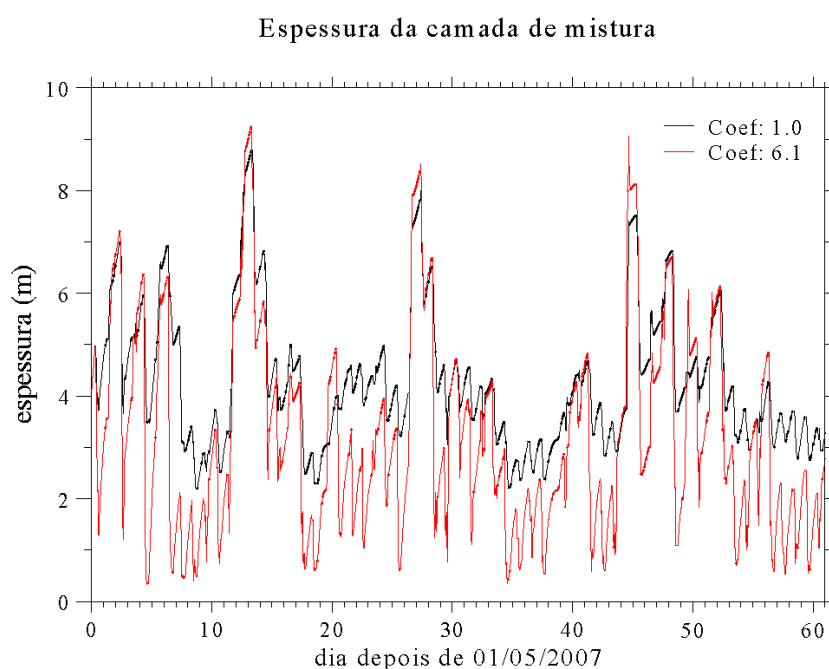


Figura 5.2 – Profundidade da camada de mistura, h , para as duas simulações para o período de Maio a Junho 2007. A preto com o coeficiente de atenuação de 1.0 m^{-1} (simulação Mo10) e a vermelho com o coeficiente de atenuação de 6.1 m^{-1} (simulação Mo61).

Assim, a diminuição na temperatura simulada deve-se ao facto da convecção trazer à superfície água mais profunda, e por conseguinte mais fria. Por sua vez, h aumenta devido à ocorrência de eventos de elevada velocidade do vento (superior a 10 m s^{-1} a 2m). Na realidade, estes eventos não foram observados durante o período estudado. A diferença entre o modelo e as observações pode ser devido a erros nas medições do vento ou, mais provavelmente, a misturas horizontais, não representadas em modelos 1-D, que trazem água de áreas onde a profundidade do lago é inferior a h e portanto mais quentes. Outra explicação poderá ser uma incorrecta representação

da evolução de h em condições de vento forte quando a massa de água está bastante estratificada. Esta possibilidade necessita de maior investigação.

Estas diferenças de temperatura à superfície têm efeitos nos padrões do fluxo de calor sensível e latente à superfície, H e LE respectivamente, e na evaporação. A Figura 5.3 mostra os valores acumulados (J m^{-2}) dos fluxos de calor sensível e latente durante o período de simulação (Maio a Junho de 2007). Neste período de simulação, o aumento no fluxo de calor sensível entre a simulação Mo10 e Mo61 é de 7%. A diferença no fluxo de calor latente é relativamente inferior, um aumento de 3% entre as simulações Mo10 e Mo61. Assim, os resultados indicam que águas mais turvas tendem, durante a estação quente, a evitar o aquecimento de toda a coluna de água (levando a um menor armazenamento de calor) e transferem a energia mais rapidamente para a atmosfera, originando uma massa de água mais fria. No final do período de simulação a temperatura média da coluna de água é $0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ superior na simulação Mo10 do que na Mo61.

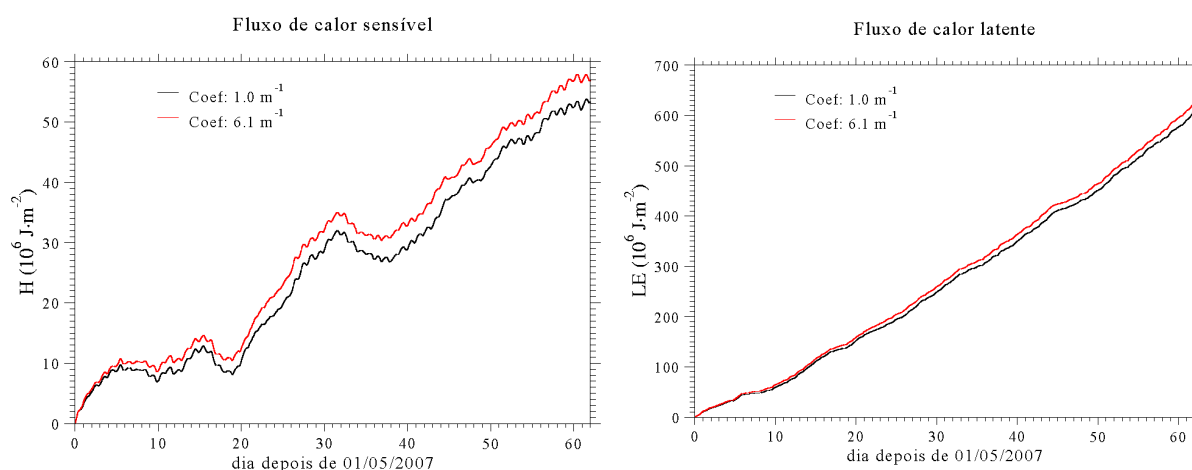


Figura 5.3 – Fluxos de calor sensível (H) e latente (LE) para as duas simulações no período de Maio a Junho 2007. A preto com o coeficiente de atenuação de 1.0 m^{-1} (simulação Mo10) e a vermelho com o coeficiente de atenuação de 6.1 m^{-1} (simulação Mo61).

5.2 Contributo para a futura implementação do FLake no IFS – Experiência Lake-Planet

O FLake foi adoptado na previsão do tempo regional do serviço meteorológico alemão e está em investigações em vários serviços meteorológicos em toda a Europa, incluindo a Météo-France (Salgado e Le Moigne, 2010), UK Met Office (Rooney e Jones, 2010) e o Instituto

Meteorológico e Hidrológico Sueco (Samuelsson et al., 2010). O desempenho do FLake foi avaliado em vários lagos e comparado com outros sistemas mais sofisticados durante o Projecto de Intercomparação de Modelos de Lago (Lake-MIP, Stepanenko et al., 2010 e Stepanenko et al., 2012). O resultado da comparação provou que o FLake consegue simular a temperatura da superfície dos lagos, coerente com as observações e comparável aos outros modelos.

Na versão actual do FLake acoplado ao IFS do ECMWF são considerados dois parâmetros externos, a cobertura e a profundidade do lago. O conhecimento da quantidade de sedimentos e do coeficiente de atenuação da luz na água são também parâmetros importantes (como mostra a Secção 5.1), mas esta informação continua largamente indisponível e incerta à escala global e, por conseguinte, são adoptados valores fixos (3.0 m^{-1} , para o coeficiente de atenuação). A cobertura do lago é fornecida pelo Departamento de Agricultura dos EUA - Global Land Cover Characteristics (GLCC) (Loveland et al., 2000) - com uma resolução nominal de 1 km. Para cada pixel é atribuída a fracção (0-1) coberta por lagos. A cobertura de lago utilizada nas simulações é mostrada na Figura 5.4 para o hemisfério norte e para lagos que ocupam mais do que 1 % da grelha.

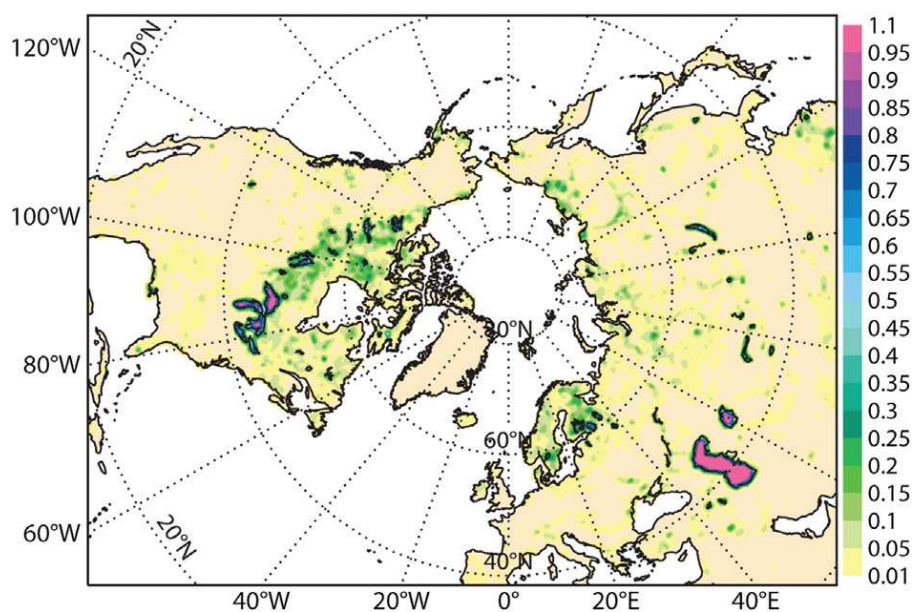


Figure 5.4 – Fracção coberta por lago para o Hemisfério Norte (Balsamo et al., 2012).

A profundidade do lago é um parâmetro importante no controle da capacidade térmica da massa de água, demonstrado por vários autores (por exemplo Balsamo et al., 2010; Dutra et al., 2010a).

Esta variável está disponível apenas para alguns lagos e representa um verdadeiro desafio para a detecção remota. Além disso, a área das superfícies de lagos de água não são constantes, e, em alguns casos, pode ser observado um ciclo sazonal pronunciado, no entanto, este aspecto é desprezado no presente estudo. Está disponível uma base de dados de profundidade de lago desenvolvida e fornecida por Kourzeneva (2010). Com base nesta base de dados for construído um mapa global de profundidade de lago com uma grelha de resolução de 5 arc-minuto, onde foi definido por omissão um valor mínimo de 1m e um valor de 25 m nos casos onde não havia informação sobre a profundidade. Apesar de não ter sido estabelecido nenhum valor máximo, foi fixado um limite de 60 m para efeitos da aplicação do FLake, visto ser um modelo de águas pouco-profundas. Este valor limite de 60 m é baseado nos resultados de Perroud et al. (2009) sobre o lago Geneva. Além disso, a batimetria oceânica ETOPO1 (da NOAA) foi incorporada para testar o comportamento do modelo FLake nas regiões costeiras, mesmo sabendo que o efeito da salinidade é actualmente desprezado pelo FLake. A profundidade do mar Cáspio com uma resolução de 4 km (Cavaleri, 2008, comunicação pessoal) foi igualmente incluída na base global. A batimetria global resultante para o Hemisfério Norte é apresentada na Figura 5.5, onde se fixou o valor de 25 m para a profundidade sobre os pontos onde não há lagos ou onde não existe informação sobre a profundidade dos lagos.

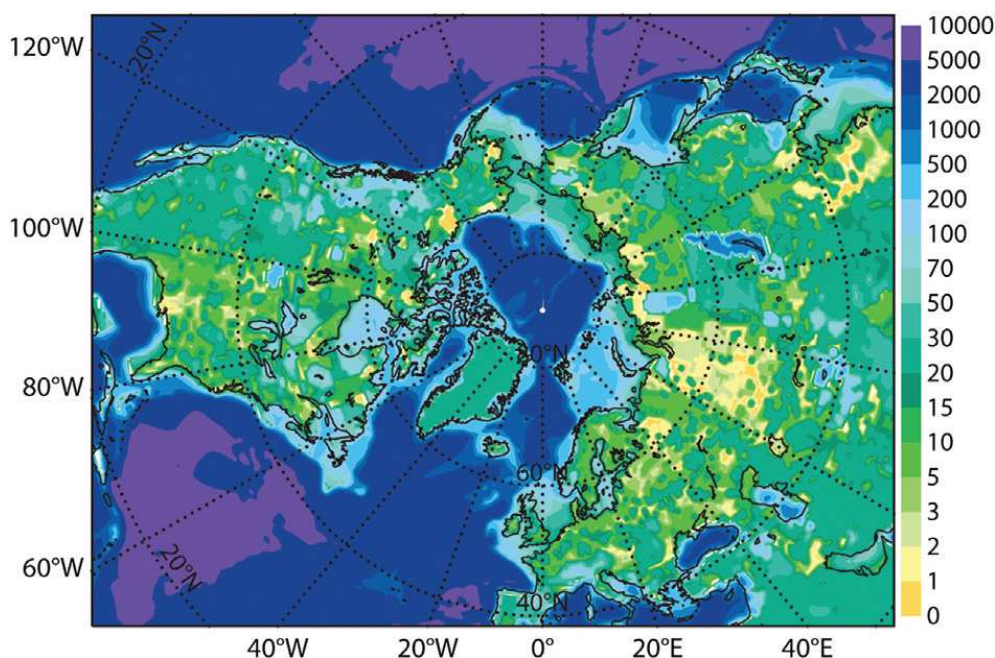


Figure 5.5 – Batimetria de lagos e oceanos para o Hemisfério Norte (Balsamo et al., 2012). Escala em metros.

5.2.1 Experiência Lake-Planet

As condições iniciais necessárias para inicializar as previsões determinísticas são normalmente construídas com base em assimilação de dados. No entanto, os lagos constituem uma nova componente na modelação, com um conjunto de novas variáveis de prognóstico que não são actualmente assimiladas: camada de mistura, temperatura da superfície e de fundo, factor de forma da termoclina e temperatura e espessura da camada de gelo. Uma forma de contornar este problema é criar uma climatologia das variáveis de prognóstico com base nos resultados de uma simulação *off-line* de longo prazo do esquema de superfície forçado por reanálises meteorológicas. Este procedimento foi anteriormente aplicado e descrito em Dutra et al., (2010a) no primeiro estudo de validação *off-line* do acoplamento do FLake ao IFS.

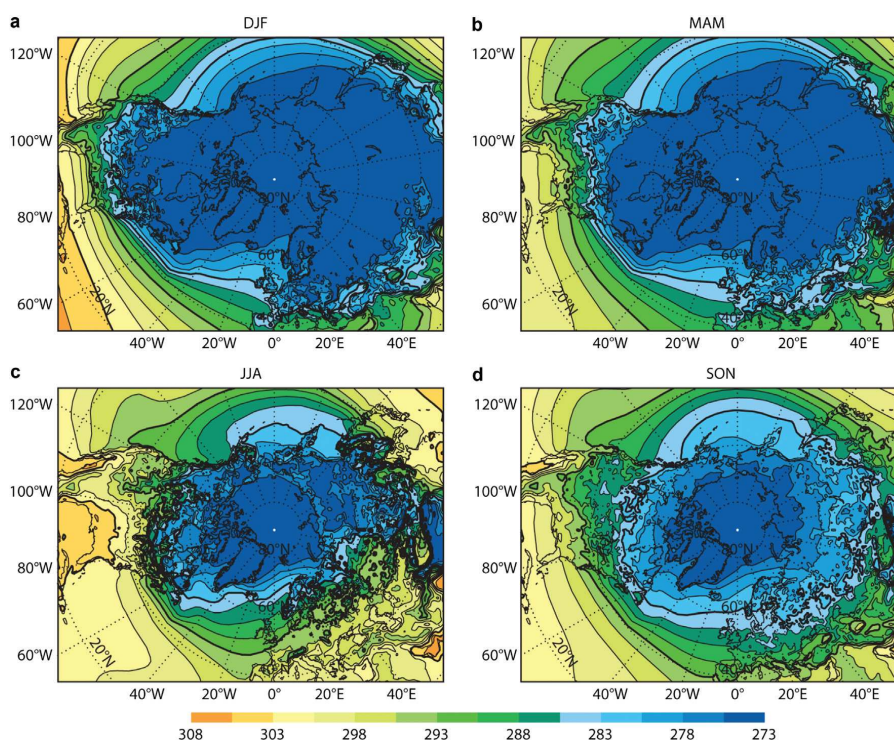


Figura 5.6 – Climatologia da temperatura da camada de mistura do lago para as estações DJF, MAM, JJA, SON obtida pelas simulações Lake-Planet (1989-2009) (Balsamo et al., 2012).

As simulações com o modelo de lago foram forçadas pelas reanálises ERA-Interim (Dee et al., 2011). Assumiu-se que a fracção de lago era sempre um, i.e. toda a terra estava coberta por um enorme lago de água doce, tornando-se num planeta alagado. Nesta experiência, sugestivamente designada por Lake-Planet, a profundidade em cada ponto foi retirada da batimetria global

apresentada na secção anterior (Figura 5.5). As vantagens desta configuração é que se obtêm campos contínuos na interface terra-mar permitindo uma interpolação mais simples dos resultados e, por outro, os resultados são independentes da base de dados de cobertura de lago (como mencionado anteriormente esta pode ser sujeita a alterações). A experiência Lake-Planet consistiu em corridas *off-line* de 21 anos (1989-2009) do modelo FLake conduzidas pelo forçamento atmosférico ERA-Interim, actualizado de 3 em 3 horas. Foi adoptada a grelha Gaussiana N128 do ECMWF, que tem uma resolução de cerca de 80 km. A continuidade dos campos Lake-Planet permite a interpolação espacial da climatologia do modelo em grelhas diferentes, através de interpolação bi-linear. Nas Figuras 5.6 e 5.7 apresentam-se as climatologias obtidas para a temperatura da camada de mistura e para a profundidade da camada do gelo do lago. As outras variáveis de prognóstico (mencionadas na Secção 5.2.1), que são necessários inicializar, são obtidas a partir das mesmas simulações Lake-Planet, não sendo, no entanto, possível efectuar uma validação directa e global destas variáveis.

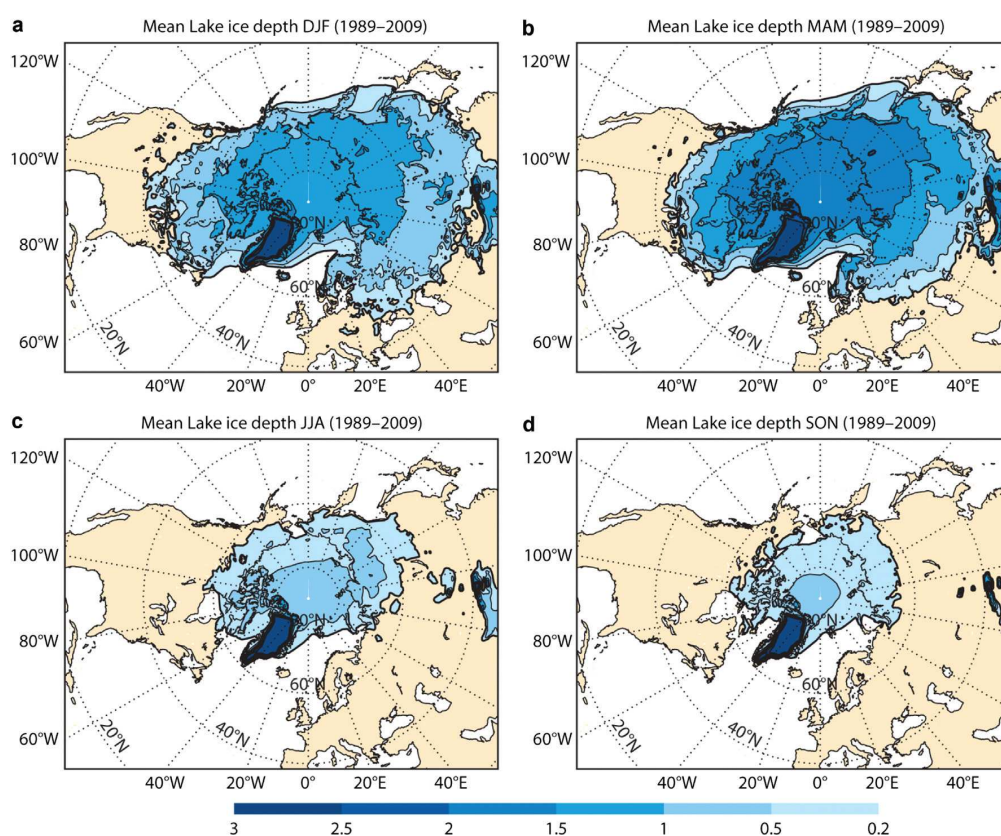


Figura 5.7 – O mesmo que na Figura 5.6 mas para a altura de gelo de lago (Balsamo et al., 2012).

Dois conjuntos de dados foram considerados para verificar a qualidade das simulações FLake. Para a temperatura de lago, foram utilizados dados globais do satélite MODIS Terra/Aqua. O produto temperatura da superfície do mar (SST) de nível 3 “Mapped Thermal IR” fornece a temperatura da superfície da água do mar/lago. Os dados de SST estão disponíveis desde 2001 através do site “<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>”, com uma resolução de cerca de 4 km.

O período entre 2001 e 2008 foi considerado para a validação da simulação. A comparação entre os valores médios anuais da temperatura de lago obtidas na experiência Lake-Planet e os correspondentes dados MODIS está patente na Figura 5.8. Apenas os pontos com mais de 80 % de valores MODIS válidos são considerados. Os resultados indicam que a simulação não está enviesada e acorda bem com as observações sobre os lagos considerados (aqueles que ocupam mais de 10 % do pixel). As maiores diferenças entre a Lake-Planet e o MODIS foram encontradas no Mar Cáspio e nas regiões a sul dos Grandes Lagos Norte-Americanos (viés positivo) e sobre os lagos noruegueses (viés negativo), o que está de acordo com as limitações intrínsecas do FLake em modelar lagos profundos.

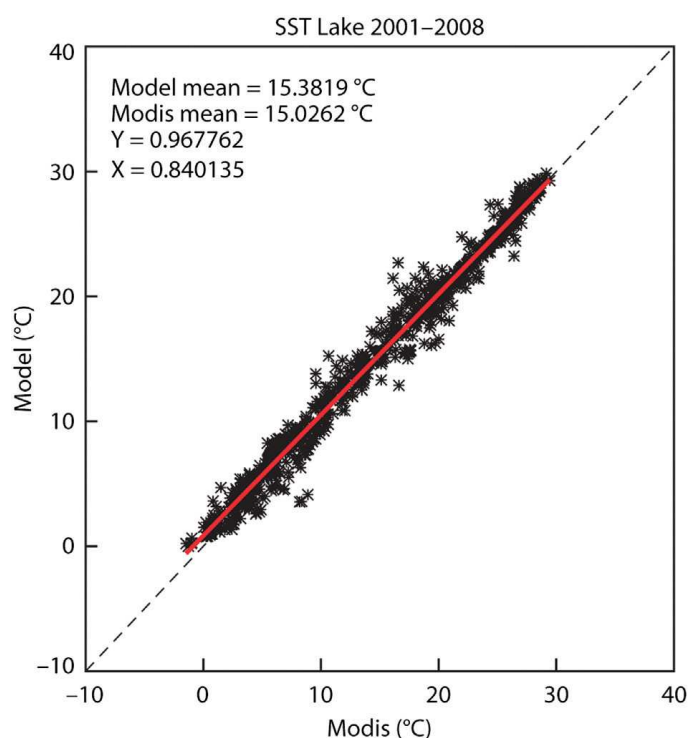


Figura 5.8 – Comparação entre a temperatura da camada de mistura obtida pelas simulações Lake-Planet e a temperatura de superfície do produto MODIS, no período 2001-2008 para os pixéis com uma fracção de lago superior a 10 % (Balsamo et al., 2012).

Para validar as datas de formação do gelo e do degelo (*break-up*) nas simulações Lake-Planet foram utilizados dados do “Interactive Multisensor Snow and Ice Mapping System (IMS)” (Helfrich et al., 2007). A comparação dos resultados do modelo Lake-Planet com o produto IMS é mostrada na Figura 5.9. Considerou-se uma profundidade de 20 cm, como limiar de detecção de gelo para comparação com a estimativa de satélite (que detecta apenas a presença de gelo, e de que se conhece qual a espessura mínima detectável), o modelo mostra em média uma antecipação de cerca de 9 dias na data de formação do gelo e um atraso de cerca de 1 dia na data de *break-up* do gelo.

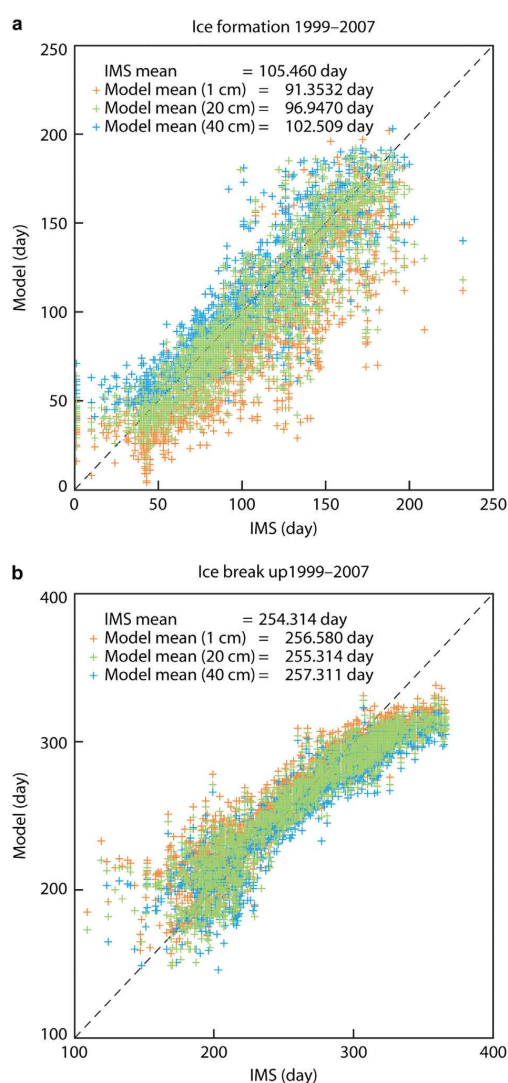


Figura 5.9 – Comparação entre as simulações Lake-Planet do gelo e o produto IMS. No painel superior o dia da formação do gelo e no painel inferior o dia do degelo para vários limites de altura de gelo (Balsamo et al., 2012).

Um viés de 10 dias na duração do gelo é comparável com erros na simulação da duração do coberto de neve sobre terra (ver por exemplo, Dutra et al., 2010b). Portanto, estes resultados podem ser considerados satisfatórios, dadas as simplificações utilizadas na modelação do gelo pelo FLake (ver Mironov et al., 2010, para detalhes sobre o esquema de gelo). No entanto, estes resultados destacam a importância da assimilação de informação sobre a cobertura de gelo, para uso operacional, nos modelos de previsão do tempo.

5.2.2 Impacto da representação dos lagos na previsão a médio prazo

A climatologia do modelo descrita no ponto anterior foi utilizada para avaliar o impacto da introdução FLake no IFS. Para esse efeito foram realizados, no ECMWF, conjuntos de previsões para 10 dias cobrindo um ano inteiro com a resolução espectral TL399 (~50 km de resolução horizontal) com o modelo operacional IFS (versão Cy36r3). Foram realizadas duas experiências: com (LAGO) e sem (SEMLAGO) FLake. Para cada experiência executaram-se 37 previsões independentes para cobrir o período entre 1 Janeiro e 31 Dezembro de 2008. Na experiência SEMLAGO, os pixéis só parcialmente ocupados por lago foram tratados apenas como terra e os que estão totalmente cobertos por um lago são tratados como pontos de mar com a temperatura de superfície fornecida por uma climatologia mensal desfasada de um mês (para representar uma escala de tempo típica da inércia térmica). São exceção dois lagos que utilizam dados em tempo quase real para especificar as condições iniciais: o Mar Cáspio monitorizado pelo produto UK Met Office SST (OSTIA, Stark et al., 2007) e os Grandes Lagos dos Estados Unidos monitorizados diariamente pelo National Centers for Environmental Prediction (NCEP) através do produto SST global (Gemmill et al., 2007).

Os resultados que podem ser vistos em detalhe em Balsamo et al. (2012) indicaram que a introdução de uma representação explícita dos lagos no IFS induz um atraso na evolução da temperatura do ar, resultando num efeito de arrefecimento na Primavera e Verão e de aquecimento no Outono e Inverno. As previsões para o Inverno da temperatura do ar junto à superfície sobre parte dos lagos das latitude elevadas pioraram, provavelmente devido a erros nas condições iniciais, nomeadamente de cobertura de gelo que foram, como referido anteriormente, extraídas da climatologia do modelo.

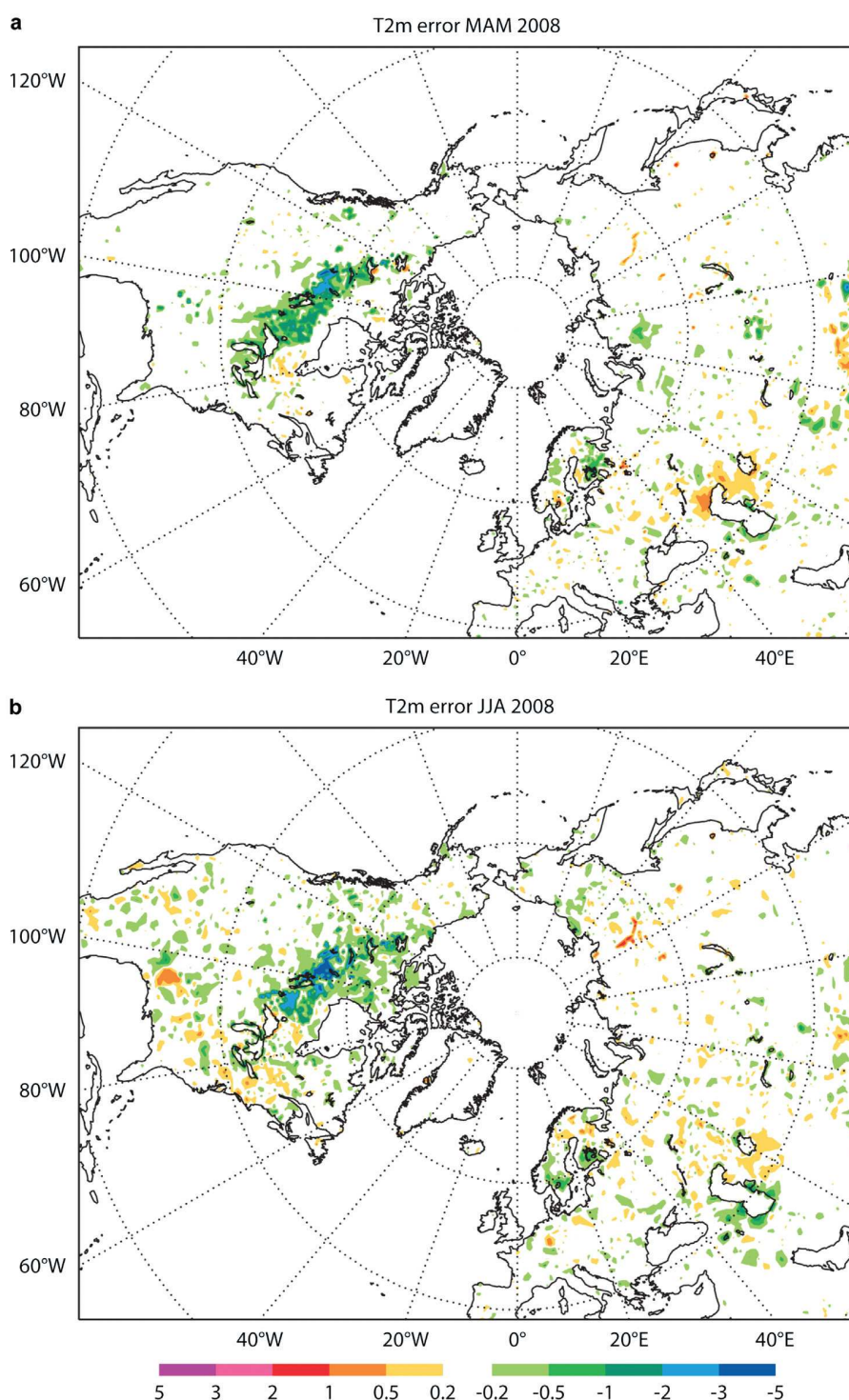


Figura 5.10 – Impacto das previsões T2m a 48 h (válidas às 00 UTC) para LAGO comparado com SEMLAGO, verificado com as análises operacionais T2m do ECMWF. O painel superior (inferior) mostra as diferenças na previsão T2m entre $|\text{LAGO-análises}| - |\text{SEMLAGO-análises}|$ para a Primavera (Verão) no Hemisfério Norte. Os valores negativos indicam uma melhoria (menor erro) (Balsamo et al., 2012).

Ao contrário, na Primavera e no Verão as previsões melhoraram significativamente com a introdução do FLake, como pode ser visto a título de exemplo na Figura 5.10 (Balsamo et al., 2012).

Estes resultados permitem concluir que a introdução do FLake é positiva no período em que os lagos não estão gelados, mas que para o período em que os lagos podem estar gelados a utilização de condições iniciais climatológicas é uma séria limitação da corrente implementação do FLake em previsão numérica do tempo. Propôs-se assim que na implementação operacional seja considerada a utilização de dados observados da espessura de gelo e da temperatura de superfície da água, sempre que tais dados estejam disponíveis. Por outro lado os erros associados profundidade do lago e a utilização de um valor constante (no tempo e no espaço) do coeficiente de atenuação serão também responsáveis por parte dos erros nas previsões pelo que a melhoria, no caso da profundidade, e criação, no caso do coeficiente de atenuação, de bases de dados aumenta a possibilidade de melhor se simular a capacidade de armazenamento de energia nos lagos.

Capítulo 6

Conclusões e trabalho futuro

A principal motivação deste trabalho é a necessidade da existência de uma metodologia eficaz e de baixo custo que permita estimar parâmetros físicos, químicos e biológicos da superfície de massas de água interiores. Para tal, foi desenvolvida uma metodologia de detecção remota por satélite para estimar a concentração de clorofila *a*, densidade de cianobactérias e turbidez da água a partir da combinação de medidas de reflectância de superfície e análises laboratoriais. Uma questão crítica para estimar parâmetros de qualidade da água a partir de dados de satélite é a existência de medições atmosféricas que permitam uma correcção atmosférica rigorosa dos dados de satélite. Neste trabalho é apresentado um esquema de correcção atmosférica que utiliza medições atmosféricas de concentração de vapor de água e ozono assim como da caracterização dos aerossóis que através da transferência radiativa permite obter o sinal de radiação exclusivamente da interacção com a superfície. Este esquema provou ser válido localmente com recurso a medições de reflectância espectral da superfície de massas de água interiores. Foi obtido um coeficiente de determinação de 0.73 e um NRMSE de 8.72 % na validação, o que se considera adequado e perto do limite de 5% estabelecido por Mueller et al.(2003a) para a incerteza na obtenção da radiância de superfície a partir de medidas de satélite. Foram também testados outros algoritmos de correcção atmosférica, nomeadamente o algoritmo que dá origem ao produto MERIS de nível 2 e o algoritmo de Doerffer e Schiller (2008) que mostraram não ser adequados para as massas de água estudadas. Com as reflectâncias espectrais de superfície obtidas através da correcção atmosférica de dados de satélite, foram desenvolvidos algoritmos empíricos que relacionam as reflectâncias de superfície com as análises laboratoriais dos parâmetros de qualidade da água. Estes algoritmos apresentaram bons coeficientes de correlação ($R = 0.82$ para a clorofila *a*, $R = 0.97$ para as cianobactérias e $R = 0.96$ para a turbidez) e foram testados com sucesso através da comparação com análises laboratoriais independentes (NRMSE = 15 % para a clorofila *a*, NRMSE = 9 % para as cianobactérias). Os resultados desta validação demonstram as boas capacidades da detecção remota por satélite para monitorizar os parâmetros de qualidade de massas de água interior, uma vez que a validação para clorofila *a* apresenta um

NRMSE de 15% dentro do limite de 35% estabelecido por Mueller et al. (2003a) para a incerteza na clorofila *a*.

O coeficiente de atenuação da luz nas massas de água não faz parte, correntemente, dos programas de monitorização da qualidade da água, e raramente é medido directamente, embora seja um parâmetro importante na transferência de energia nas massas de água e entre estas e a atmosfera. Deste modo, surgiu a necessidade do desenvolvimento de um método de determinação do coeficiente de atenuação *in situ* com o objectivo de caracterizar diferentes massas de água no que diz respeito este parâmetro. Para tal, foi construído um aparato para funcionar acoplado a um espectrorradiómetro portátil, de maneira a permitir medições de radiância zenital espectral em ambiente subaquático com o objectivo de obter estimativas do coeficiente de atenuação da luz na água através destas medições. Este aparato consiste num cabo óptico inserido numa estrutura de protecção que garante medições de radiância zenital espectral descendente num ângulo de observação de 22°. Através das várias medições realizadas com diferentes condições atmosféricas e solares, e com diferentes composições de massas de água, comprovou-se que o perfil da radiância zenital espectral descendente é sensível ao ângulo zenital solar, à velocidade do vento e à composição da massa de água. Foram mostrados diferentes comportamentos da distribuição da radiância em profundidade. Dependendo do ângulo zenital solar e da composição da massa de água, a radiância zenital descendente tende a diminuir com a profundidade o que, através da equação de transferência para radiância (Preisendorfer, 1959), significa que a atenuação da água é superior à dispersão. No entanto, em certas condições de observação foi observado o inverso na camada mais superficial da água, nomeadamente para ângulos solares zenitais muito baixos e águas muito límpidas. Sempre que a radiância apresentava um decréscimo exponencial constante em profundidade, foi possível efectuar o cálculo do coeficiente de atenuação espectral para aquela camada. A comparação entre o coeficiente de atenuação para a região espectral PAR (400-700 m), das diferentes campanhas de campo, confirma que o aumento da turbidez da água leva a um aumento do coeficiente de atenuação PAR. Esta relação linear é semelhante a outras relações encontradas na literatura.

As massas de água interiores afectam fortemente a estrutura da camada limite atmosférica (Zilitinkevich, 1991) e, de certa maneira, o tempo e o clima. No entanto, até muito recentemente, os modelos de previsão numérica do tempo não incluíam uma representação explícita da

evolução das propriedades dos lagos. Actualmente, estão a ser feitos esforços para incluir esquemas de parametrização de lago (1-D) em modelos numéricos de previsão do tempo (Salgado e Le Moigne, 2010 e Dutra et al., 2010). Para tal, o modelo de representação de lago FLake (Mironov et al., 2010) tem vindo a ser testado nos últimos anos, tanto para os modelos de clima como para a limnologia (Balsamo et al., 2012 e Kheyrollah Pour et al., 2012). Outro dos objectivos propostos neste trabalho foi precisamente o de contribuir para uma melhor representação dos lagos nos modelos de previsão do tempo. Neste âmbito efectuou-se um teste de sensibilidade do modelo FLake ao coeficiente de atenuação da luz na água e avaliou-se a precisão do modelo na previsão à escala global da temperatura da camada de mistura e a formação e *break-up* de gelo de lagos. Foram realizadas simulações para a albufeira de Alqueva cujos resultados mostram que o modelo é muito sensível a diferentes valores de coeficiente de atenuação (expectáveis para a albufeira de Alqueva) e que as variações podem conduzir a alterações significativas na temperatura da superfície da albufeira, que é um parâmetro que desempenha um papel central na transferência de calor e de vapor de água entre as massas de água e a atmosfera. Valores mais elevados do coeficiente de atenuação originam maiores amplitudes diárias na temperatura de superfície o que resulta no aumento dos fluxos de calor sensível e latente no período de Primavera e Verão, diminuindo conseqüentemente o aumento da temperatura média da água neste período e a inércia térmica dos lagos.

Os resultados dos testes da implementação do FLake no IFS do Centro Europeu na previsão da temperatura da camada de mistura de lagos no Hemisfério Norte mostram que o modelo representa bem as observações de satélite. Simulações climáticas globais com o objectivo de construir uma climatologia do modelo de lago para efeitos de inicialização indicaram que no caso da formação e *break-up* do gelo o modelo mostra em média uma antecipação de cerca de 9 dias na data de formação do gelo e um atraso de cerca de 1 dia na data de *break-up* do gelo. Estes resultados foram obtidos considerando uma profundidade de 20 cm como limite de detecção de gelo pelo modelo para comparação com a estimativa de satélite, que apenas detecta a presença de gelo e a espessura é desconhecida. Este resultado é comparável com erros na simulação da duração do coberto de neve sobre terra (ver por exemplo, Dutra et al., 2010b).

6.1 Trabalho futuro

O método de detecção remota de qualidade da água apresentado neste trabalho poderá ser aplicado a outros reservatórios de água interior com nível trófico semelhante ao da albufeira do Alqueva. Para diferentes níveis tróficos o algoritmo deve ser calibrado para os diferentes limites nos parâmetros de qualidade da água. O método proposto pode ser uma ferramenta valiosa para ser utilizada em combinação com análises laboratoriais, permitindo o controlo de qualidade de uma forma fácil e económica. Pode servir para um possível sistema de alerta, para as autoridades competentes, para casos de valores anómalos de quantidades fitoplanctónicas não desejadas e prejudiciais tanto ao consumo como ao recreio.

Na presente aplicação do modelo Flake só se analisaram os efeitos térmicos da sua implementação no IFS, não se tendo avaliado o seu eventual impacto na dinâmica ou na precipitação. Também uma análise mais pormenorizada do efeito sobre o ciclo diurno deve ser incluída em estudos posteriores. O conhecido “efeito de lago” no Inverno (ver por exemplo, Laird et al., 2009) também poderá ser melhor previsto com a implementação de um esquema interactivo da evolução da estrutura térmica dos lagos., Em todo o caso os resultados actuais sugerem que as condições iniciais desempenham um papel importante, pelo que a principal limitação à implementação operacional do FLake nos modelos de previsão do tempo se encontra na não assimilação deste tipo de dados e que a utilização de condições iniciais climatológicas é uma alternativa que introduz erros pelo que a utilização, quando disponível (por exemplo, Mar Cáspio e Grandes Lagos dos EUA), de observações de temperatura de lago e de espessura de gelo, deve ser considerada. A incorrecta prescrição da profundidade dos lagos bem como a imposição de um valor constante para o coeficiente de atenuação da luz também podem ser responsáveis por parte dos erros pelo que a melhoria da base de dados da profundidade e a construção de uma base de dados climatológica para o coeficiente de atenuação irá aumentar a possibilidade de simular bem a capacidade de armazenamento de calor dos lagos e os seus efeitos na atmosfera e no clima.

Sendo o coeficiente de atenuação um parâmetro chave para os modelos de lagos pretende-se no futuro proceder a alterações no equipamento experimental de maneira a permitir medições de radiância total descendente (irradiância) de modo a tornar a determinação do coeficiente de atenuação independente do ângulo zenital. É também intenção futura a realização de medições em outros lagos a fim de desenvolver um algoritmo robusto baseado em detecção remota de satélite para estimar o coeficiente de atenuação. Uma base de dados climatológica de coeficientes de atenuação será de grande interesse para a aplicação de modelos de lago na previsão do tempo e em clima.

Bibliografia

- ACRI. 2006. MERIS Level 2 Detailed Processing Model, PO-TN-MELGS-0006.
- Antoine, D., Morel, A., Leymarie, E., Houyou, A., Gentili, B., Victori, S., Buis, J.-P., Buis, N., Meunier, S., Canini, M., Crozel, D., Fougnie, B., e Henry, P. 2013. Underwater Radiance Distributions Measured with Miniaturized Multispectral Radiance Cameras. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **30**, 74–95.
- Arst, H., Erm, A., Herlevi, A., Kutser, T., Leppäranta, M., Reinart, A. e Virta, J. 2008. Optical properties of boreal lake waters in Finland and Estonia. *Boreal Env. Res.*, **13**, 133-158.
- Balsamo, G., Dutra, E., Stepanenko, V. M., Viterbo, P., . Miranda, P. M. e Mironov, D. 2010. Deriving an effective lake depth from satellite lake surface temperature data: a feasibility study with MODIS data. *Boreal Env. Res.*, **15**(2), 178-190.
- Balsamo, G., Salgado, R., Dutra, E., Boussetta, S., Stockdale, T. e Potes, M. 2012. On the contribution of lakes in predicting near-surface temperature in a global weather forecasting model. *Tellus*, **64A**, 15829.
- Bélanger, S., Ehn, J. K. e Babin, M. 2007. Impact of sea ice on the retrieval of waterleaving reflectance, chlorophyll a concentration and inherent optical properties from satellite ocean color data, *Remote Sens. Environ.*, **111**, 51–68.
- Bukata, R.P., Jerome, J.H., Kondratyev, K.Ya. e Pozdnyakov, D.V. 1995. Optical Properties and Remote Sensing of Inland and Coastal Waters, *CRS Press*.
- Cattani, E., Melani, S., Levizzani, V. e Costa, M. J. 2007. The retrieval of cloud top properties using VIS-IR channels. In *Measuring precipitation from space - EURAINSAT and the future*. V. Levizzani, P. Bauer, e F. J. Turk, (Eds.), 79-96 pp. (*Springer*).
- Chen, Z., Hu, C., e Muller-Karger, F. 2007. Monitoring turbidity in Tampa Bay using MODIS/Aqua 250-m imagery, *Remote Sens. Environ.*, **109**, 207-220.
- Costa, M.J., 2004. Aerosol and cloud satellite remote sensing: monitoring and modelling using passive radiometers. *Ph.D thesis, Department of Physics of the University of Évora*, 233pp.
- Cox, C. e Munk, W. 1954. Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter. *J. Opt. Soc. Am.*, **44**, 11838-11850.
- Dee, D. P. e Co-autores, 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**(656), 553-597.

-
- Dera, J. 1992. *Marine physics*. PWN (Polish Scientific Publishers), Warszawa and Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo.
- Dickey, T., Lewis, M., e Chang, G. 2006. Optical Oceanography: Recent advances and future directions using global remote sensing and in situ observations, *Rev. Geophys.*, **44**, RG1001/2006.
- Doerffer, R. e Schiller, H. 2008. MERIS Regional Coastal and Lake Case 2 Water Project - Atmospheric Correction ATBD, GKSS Research Center 21502 Geesthacht Version 1.0.
- Dokulil, M. T. e Teubner, K. 2000. Cyanobacterial dominance in lakes. *Hydrobiologia*, **438**, 1-12.
- Drikas, M.G., G. Newcombe, B. Nicholson, 2001. Water treatment options for cyanobacteria and their toxins. *Proceedings Water Quality Technology Conference*, November 11-15, Nashville, TN, Denver, CO, USA.
- DQA (2000), directiva 2000/60/CE do Parlamento Europeu e do Conselho, de 23 de Outubro de 2000, estabelece um Quadro de Acção Comunitária no Domínio da Política da Água, Jornal Oficial das comunidades Europeias, L 327.
- Dutra, E., Stepanenko, V.M., Balsamo, G., Viterbo, P., Miranda, P.M., Mironov, D., Schaer, C. 2010a. An offline study of the impact of lakes on the performance of the ECMWF surface scheme, *Boreal. Env. Res.*, **15**, 100-112.
- Dutra, E., G. Balsamo, G., Viterbo, P., Miranda, P.M., Beljaars, A., Schar, C., e Elder, K. 2010b. An Improved Snow Scheme for the ECMWF Land Surface Model: Description and Offline Validation, *J. Hydrometeor.*, **11**(4), 899-916.
- Easterling, D.R., G.A. Meehl, C. Parmesan, S.A. Changnon, T.R. Karl, L.O. Mearns, 2000. Climate extremes: observations, modelling, and impacts. *Science*, **289**, 2068-2074.
- Feio, M., 1991. Clima e Agricultura. *Ministério da Agricultura, Pescas e Alimentação, Direcção-Geral de Planeamento e Agricultura*, Lisboa, 266 pp.
- Feng, H., Campbell, J.W., Dowell, M.D. e Moore, T.S. 2005. Modeling spectral reflectance of optically complex waters using bio-optical measurements from Tokyo Bay. *Rem. Sens. Environ.*, **99**, 232-243.
- Floricioiu, D., H. Rott, E. Rott, M. Dokulil, C. Defrancesco, 2004. Retrieval of limnological parameters of perialpine lakes by means of MERIS data. *Proceedings of the 2004 Envisat & ERS Symposium*, Salzburg, Austria.
- Fonseca, R. e Barriga, F. 2010. Clay minerals in sediments of Portuguese reservoirs and their significance as weathering products from over-eroded soils: a comparative study of the Maranhão, Monte Novo and Divor Reservoirs (South Portugal), *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, **99**, 1899-1916.

-
- Friedl, G. e Wüest, A., 2002. Disrupting biogeochemical cycles. Consequences of damming, *Aquat. Sci.*, **64**, 55-65.
- Gale, R.M., 1978. Water quality surveys. *IHD-WHO Studies and Reports in Hydrology*, UNESCO, Paris, 350 pp.
- Gallegos, C. L. 2001. Calculating optical water quality targets to restore and protect submersed aquatic vegetation: overcoming problems in partitioning the diffuse attenuation coefficient for photosynthetically active radiation. *Estuaries*, **24**, No. 3, 381-397.
- Gemmill, W., Katz, B. e Li, X. 2007. Daily real-time global sea surface temperature high resolution analysis at NOAA/NCEP. NOAA/NWS/NCEP/MMAB Office Note Nr. 260, 39 pp.
- George, D. G. e Edwards, R. W. 1976. The effect of wind on the distribution of chlorophyll-a and crustacean plankton in a shallow eutrophic reservoir. *J. Appl. Ecol.*, **13**, 667-690.
- Giardino, C., V.E. Brando, A.G. Dekker, N. Strömbeck, G. Candiani, 2007. Assessment of water quality in Lake Garda (Italy) using Hyperion. *Rem. Sens. Environ.*, **109**, 183-195.
- Giblin, S., Hoff, K., Fischer, J., e Dukerschein, T., 2010. Evaluation of light penetration on Navigation Pools 8 and 13 of the Upper Mississippi River, U.S. Geological Survey Long Term Resource Monitoring Program Technical Report 2010-T001, 26 p.
- Gitelson, A.A., Dall'Olmo, G., Moses, W., Rundquist, D.C., Barrow, T., Fisher, T.R., Gurlin, D., e Holz, J., 2008. A simple semi-analytical model for remote estimation of chlorophyll-a in turbid waters: Validation. *Rem. Sens. Environ.*, **112**, 3582-3593.
- Gons, H.J., Auer, M.T. e Effler, S.W., 2008. MERIS satellite chlorophyll mapping of oligotrophic and eutrophic waters in the Laurentian Great Lakes. *Rem. Sens. Environ.*, **112**, 4098-4106.
- Gordon, H., e Morel, A. 1983. Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery. A review. *Lecture notes on Coastal and Estuarine Studies*, **4**, 348.
- Grobler, D.C., Toerien, D.F., e De Wet, J.S., 1983. Changes in turbidity as a result of mineralization in the lower Vall River, *Water SA*, Vol. **9**, No. 3.
- Groom, S.B. e Holligan, P.M. 1987. Remote sensing of coccolithophorid blooms. *Adv. Space Res.*, **7**, 73-78.
- Helfrich, S. R., McNamara, D., Ramsay, B. H., Baldwin, T. e Kasheta, T. 2007. Enhancements to, and forthcoming developments in the Interactive Multisensor Snow and Ice Mapping System (IMS), *Hydrol. Processes*, **21**(12), 1576-1586.

-
- Hieronymi, M. e Macke, A. 2012. On the influence of wind and waves on underwater irradiance fluctuations. *Ocean Sci.*, **8**, 455-471.
- Holben B.N., Eck, T.F., Slutsker, I., Tanre, D., Buis, J.P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J.A., Kaufman, Y., Nakajima, T., Lavenue, F., Jankowiak, I. e Smirnov, A. 1998. AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Rem. Sens. Environ.*, **66**, 1-16.
- Hoyos, C. De, Negro, I. e Aldasoro, J. J. 2004. Cyanobacteria distribution and abundance in the Spanish water reservoirs during thermal stratification. *Limnetica*, **23**, 119-132.
- Ifremer, 2012. Réseau de Suivi Lagunaire du Languedoc-Roussillon : Bilan des résultats 2011. Rapport RSL-12/2012, 277 pp.
- INAG. 2002. Aplicação da Directiva Relativa ao Tratamento das Águas Residuais Urbanas em Portugal. Instituto da Água, 22 pp.
- Jensen, J.R., 2000. Remote Sensing of the Environment: an earth resource perspective. *Prentice-Hall*. (Cota BISA U40-86)
- Jerlov, N. G. e Fukuda, M. 1960. Radiance distribution in the upper layers of the sea. *Tellus XII*, **3**, 348-355.
- Jerlov, N.G. 1976. *Marine optics*. Elsevier Oceanography Series 5, Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York.
- Jones, P.D., E.B. Horton, C.K. Folland, M. Hulme, D.E. Parker, T.A. Basnett, 1999. The use of indices to indentify changes in climatic extremes. *Climate change*, **42**, 131-149.
- Karl, T.R., R.W. Knight, e B. Baker, 2000. The record breaking global temperatures of 1997 and 1998: evidence for an increase in the rate of global warming? *Geophysical research letters*, **27**, 719-722.
- Kheyrollah Pour, H., Duguay, C., Martynov, A., e Brown, L. 2012. Simulation of surface temperature and ice cover of large northern lakes with 1-D models: a comparison with MODIS satellite data and in situ measurements. *Tellus A*, **64**, 17614.
- Kirk, J. T. O. 1984. Dependence of relationship between inherent and apparent optical properties of water on solar altitude. *Limnol. Oceanogr.*, v.**29**, (n. 2), 350 – 356.
- Kirk, J. T. O. 2003. The vertical attenuation of irradiance as a function of the optical properties of the water. *Limnol. Oceanogr.*, **48**(1), 9 – 17.
- Klein Tank, A., J. Wijngaard, e A. van Engelen, 2002. Climate of Europe; Assessment of observed daily temperature and precipitation extremes. *KNMI*, De Bilt, the Netherlands, 36 pp.

-
- Koponen, S., Pulliainen, J., Kallio, K., e Hallikainen, M. 2002. Lake water quality classification with airborne hyperspectral spectrometer and simulated MERIS data, *Remote Sens. Environ.*, **79**, 51-59.
- Kourzeneva, E. 2010. External data for lake parameterization in Numerical Weather Prediction and climate modeling. *Boreal Env. Res.* **15**: 165–177.
- Krige, D.G., 1951. A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand. *J. of the Chem., Metal. and Mining Soc. of South Africa*, **52**, 119–139.
- Kutser, T., 2004. Quantitative detection of chlorophyll in cyanobacterial blooms by satellite remote sensing. *Limnol. Oceanogr.*, **49**, 2179-2189.
- La Jeunesse, I. 2001. Etude intégrée dynamique du phosphore dans le système bassin versant – lagune de Thau (mer méditerranée, Hérault). Thèse Doctorat, Université d'Orléans, 290 pp.
- Laird, N. F., Desrochers, J. e Payer, M. 2009. Climatology of lake-effect precipitation events over Lake Champlain. *J. Appl Meteor. Climatol.*, **48**, 232-250.
- Le Moigne, P., Legain, D., Lagarde, F., Potes, M., Tzanos, D., Moulin, E., Barrié, J., Salgado, R., Messiaen, G., Fiandrino, A., Donier, S., Traullé, O. e Costa, M. J., 2013. Evaluation of the lake model Flake over a coastal lagoon during the THAUMEX field campaign. *Tellus A*, **65**, 20951.
- Lee, Z.-P., Du, K.-P. e Arnone, R. 2005. A model for the diffuse attenuation coefficient of downwelling irradiance. *J. Geophys. Res.*, **110**, C02016.
- Lewis, M. R., Wei, J., Van Dommelen, R. e Voss, K. J. 2011. Quantitative estimation of the underwater radiance distribution. *J. Geophys. Res.*, **116**, C00H06.
- Li, J., Huang, H. L., Liu, C.Y., Yang, P., Schmit, T.J., Wei, H., Weisz, E., Guan, L. e Menzel, W.P. 2005. Retrieval of Cloud Microphysical Properties from MODIS and AIRS. *J. Appl. Meteorol.*, **44**, 1526–1543.
- Lillesand, T.M., R. Kiefer, 2000. Remote Sensing and Image Interpretation. *4th edition*, Wiley. (Cota BISA U40-88).
- Lopes, C., 2007. 2º Relatório da Comissão Eventual para os Fogos Florestais. *Assembleia da republica*, 73 pp.
- Lorenzen C.J., 1967. Determination of chlorophyll and phaeopigments: spectrophotometric equations, *Limnol. Oceanogr.*, **12**.
- Loveland, T. R., Reed, B. C., Brown, J. F., Ohlen, D. O., Zhu, Z., Yang, L. e J. W. Merchant, 2000. Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data, *Int. J. Remote Sens.*, **21**(6-7), 1303-1330.
- Martin, S. 2006. An introduction to ocean remote sensing. *Cambridge University Press*.

-
- Mayer, B. e Kylling, A. 2005. Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations - description and examples of use. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 1855-1877.
- Michaud, J.P. 1991. A citizen's guide to understanding and monitoring lakes and streams, Publ. #94-149, Washington State Dept. of Ecology, Publications Office, Olympia, WA, USA (360), 407-7472.
- Miranda, P., F. Abreu, R. Salgado, 1995. Estudo de impacto ambiental do Alqueva. *Relatório técnico do ICAT*.
- Mironov, D. V., Heise, E., Kourzeneva, E., Ritter, B., Schneider, N. e Terzhevik, A. 2010. Implementation of the lake parameterisation scheme FLake into the numerical weather prediction model COSMO. *Boreal Env. Res.*, **15**, 218-230.
- Morais, M., Serafim, A., Pinto, P., Ilhéu, A., e Ruivo, M., 2007. Monitoring the water quality in Alqueva Reservoir, Guadiana River, southern Portugal, Reservoir and River Basin Management, Exchange of Experiences from Brazil, Portugal and Germany, G. Gunkel & M. Sobral (eds.).
- Morel, A. e Prieur, L. 1977. Analysis of variations in ocean color. *Limnol. Oceanogr.* **22**, 709-722.
- Mueller, J. L., Fargion, G. S. e McClain, C. R. 2003a. Ocean Optics Protocols for Satellite Ocean Color Sensor Validation, Revision 4, Volume I. In: *NASA/TM-2003-21621/Rev4-Vol.I* (NASA Goddard Space Flight Center), Greenbelt.
- Mueller, J. L., Fargion, G. S. e McClain, C. R. 2003b. Ocean Optics Protocols for Satellite Ocean Color Sensor Validation, Revision 4, Volume III. In: *NASA/TM-2003-21621/Rev4-Vol.III* (NASA Goddard Space Flight Center), Greenbelt.
- Odermatt, D., J. Nieke, M. Kneubühler, K. Itten, 2007. Time Series of Automatically Determined Chlorophyll-a in Swiss Lakes based on MERIS Data in 2003-2006. *Proceedings of the Envisat Symposium 2007*, 23-27 April 2007, Montreux, Switzerland. SP-636, Nº 462691.
- OECD, 1982. Eutrophication of waters: monitoring, assessment and control. OECD, Paris.
- Oliver, R.L., Hart, B.T., Olley, J., Grace, M., Rees, C., e Caitcheon, G., 1999. The Darling River: Algal Growth and the Cycling and Sources of Nutrients, Final report to the Murray-Darling Basin Commission.
- Palmer, W.C. 1965. Meteorological drought. *Research Paper*, **45**, U.S. Department of Commerce Weather Bureau, Washington, D.C., 58 pp.
- Peixoto, J. P., 1987. O Sistema climático e as bases físicas do Clima, SEARN-MPAT, 187 pp.

-
- Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bear soil and grass. *Proc. R. Soc. Lond., Ser. A*, **193**,120-145.
- Peña-Martínez, R., J.A. Domínguez-Gómez, C. Hoyos, A. Ruiz-Verdú, 2003. Mapping of photosynthetic pigments in Spanish reservoirs. *MERIS user Workshop ESA-ESRIN*, Frascati, Itália.
- Perroud, M., Goyette, S., Martynov, A., Beniston, M. e Anneville, O. 2009. Simullation of multiannual thermal profiles in deep Lake Geneva: a comparison of one-dimensional lake models. *Limnol. Oceanogr.*, **54**, 1574-1594.
- Pires, V., 2003. Frequência e intensidade de Fenómenos meteorológicos extremos associados a precipitação. Dissertação para a obtenção do grau de Mestre em Ciências e Engenharia da Terra, Lisboa, 96 pp.
- Pires, V., 2008. Controlo de qualidade dos dados: preenchimento de falhas em séries de temperatura e precipitação. nota tecnica nº domc1 19/2008-011. Instituto de Meteorologia, I.P. Lisboa, 16 pp.
- Potes, M., Costa, M. J., Silva, J. C. B., Silva, A. M., e Morais, M., 2011. Remote sensing of water quality parameters over Alqueva reservoir in the south of Portugal. *Int. J. Remote Sens.*, **32:12**, 3373-3388.
- Potes, M., Costa, M. J., Salgado, R. 2012. Satellite remote sensing of water turbidity in Alqueva reservoir and implications on lake modeling. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **16**, 1623-1633.
- Potes, M., Costa, M. J., Salgado, R., Bortoli, D., Serafim, A. and Le Moigne, P., 2013. Spectral measurements of underwater downwelling radiance of inland water bodies. *Tellus A*, **65**, 20774.
- Preisendorfer, R. W. 1959. Theoretical proof of the existence of characteristic diffuse light in natural waters. *Jour. Mar. Research*, **18**, 1-9.
- Reinart, A., e D. Pierson, 2004. Water Quality Monitoring of Large European Lakes using MERIS Full Resolution Data. *Proceedings of the 2004 Envisat & ERS Symposium*, Salzburg, Austria.
- Reynolds, C. S., 1991. Toxic blue-green algae: the problem in perspective. *Freshwat. For.* **1**, 29–38.
- Reis, M., F.R. Ferrão, M.H.L. Oliveira, 1992. Contribution to the study of trends in climatological séries of potencial evapotranspiration. *INMG*, Divisão de Meteorologia Agrícola, Lisboa, 46 pp.
- Robinson, I.S., 1983. Satellite observations of ocean colour, Philo. *Trans. Royal Soc. Of London*, Series A, Volume **309**, 338-347.
-

-
- Rooney, G. e Jones, I. D, 2010. Coupling the 1-D lake model FLake to the community land-surface model JULES. *Boreal Env. Res.*, **15**, 501-512.
- Roos, J.C. e Pieterse, J.H. , 1994. Light, temperature and flow regimes of the Vaal River at Balkfontein, South Africa, *Hydrobiologia*, **277**, 1-15.
- Rosado J., Morais, M., Serafim, A., Pedro, A., Silva, H., Potes, M., Brito, D., Salgado, R., Neves, R., Lillebø, A., Chambel, A., Pires, V., Pinto Gomes, C. e Pinto, P. 2012. Key long term patterns for the management and Conservation of temporary Mediterranean streams: a case study of the Pardiela river, southern Portugal (Guadiana catchment): 273-283 in River Conservation and Management Eds: Philip J Boon and Paul J Raven. John Wiley & Sons, Ltd, 412 pp.
- Rouse, W. R., Oswald, C. J., Binyamin, J., Spence, C., Schertzer, W. M., Blanken, P. D., Bussi Res, N. e Duguay, C. R. 2005. The role of northern lakes in a regional energy balance, *J. Hydrometeor.*, **6**(3), 291-305.
- Salgado, R. e Le Moigne, P. 2010. Coupling of the FLake model to the Surfex externalized surface model, *Boreal Environ. Res.*, **15**, 231-244.
- Salinger, M.J., 2003. Climate Variability and Change: Past present and future: An Overview, 44 pp.
- Samuelsson, P., Kourzeneva, E., e Mironov, D. 2010. The impact of lakes on the European climate as simulated by a regional climate model. *Boreal Env. Res.*, **15**, 113-129.
- Santer, R. e Schmechtig, C. 2000. Adjacency Effects on Water Surfaces: Primary Scattering Approximation and Sensitivity Study. *Appl. Opt.*, **39**, 361-375.
- Santos, F.D., e P. Miranda, 2005. Alterações Climáticas em Portugal. Cenários, Impactos e Medidas de Adaptação (SIAM II). *Projecto SIAM*, Lisboa, 506 pp.
- Sasaki, T., Watanabe, S., Oshiba. G. e Okami, N. 1958. Measurements of angular distribution of submarine daylight by means of a new instrument. *The Journal of the Oceanographical Society of Japan*, **14**, nº2.
- Schanz, F. 1985. Vertical light attenuation and phytoplankton development in Lake Zürich. *Limnol. Oceanogr.*, **30**(2), 299-310.
- Serafim, A., M. Morais, P. Guilherme, P. Sarmiento, M. Ruivo, e A. Magriço, 2006. Spatial and temporal heterogeneity in the Alqueva reservoir, Guadiana river, Portugal. *Limnetica*, **25**, 771-786.
- Smith, R. C. e Baker, K. S. 1981. Optical properties of the clearest natural waters (200-800 nm). *Appl. Opt.*, **20**, 177-184.
- Sneyers, R., 1975. Sur L'Analyse Statistique Des Séries D'Observations. *OMM*, nº 415. 1-14.
-

-
- Souchu, P., Gasc, A. e Collos, Y. 1998. Biogeochemical aspects of bottom anoxia in a Mediterranean lagoon (Thau, France). *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **164**, 135-146.
- Stark, J. D., Donlon, C. J., Martin, M. J. e McCulloch, M. E., 2007. OSTIA: an operational, high resolution, real time, global sea surface temperature analysis system. Oceans '07 IEEE Aberdeen, conference proceedings. Marine challenges: coastline to deepsea. Aberdeen, Scotland.
- Stepanenko, V. M., Goyette, S., Martynov, A., Perroud, M., Fang, X. e Mironov, D. 2010. First steps of a Lake Model Intercomparison Project: LakeMIP. *Boreal Env. Res.*, **15**, 191-202.
- Stepanenko, V. M., Martynov, A., Jöhnk, K. D., Subin, Z. M., Perroud, M., Fang, X., Beyrich, F., Mironov, D. e Goyette, S. 2012. A one-dimensional model intercomparison study of thermal regime of a shallow turbid midlatitude lake. *Geosci. Model Dev. Discuss.*, **5**, 3993-4035.
- Tyler, J. R. 1960. Radiance distribution as a function of depth in an underwater environment. *Bull. Scripps Inst. Oceanogr.*, **7**, 363-411.
- Tucker, C. J., Fung, I. Y., Keeling, C. D. e Gammon, R. H. 1986. Relationship between atmospheric CO₂ variations and a satellite-derived vegetation index. *Nature*, **319**, 195-199.
- Utermöhl, H., 1958. Zur Vervollkommnung der quantitativen Phytoplankton-Methodik. *Mitteilungen Internationale Vereinigung Theoretische und Angewandte Limnologie*, **9**, 1-38.
- Van Dorn, W. G. 1956. Large-colume water samplers. Transactions, *American Geophysical Union*, **37** (6), 682-684.
- Vermote, E.F., Tanré, D., Deuzé, J-L., Herman, M. e Morcrette, J-J. 1997. Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum: An overview, *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, **35**, 675-686.
- Vincent R. K., Qin, X., Mckay, R. M. L., Miner, J., Czajkowski, K., Savino, J. e Bridgeman, T. 2004. Phycocyanin detection from LANDSAT TM data for mapping cyanobacterial blooms in Lake Erie. *Rem. Sens. Environ.*, **89**, 381– 392.
- Wagner, F. e Silva, A. M. 2008. Some considerations about Ångström exponent distributions, *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, 481-489.
- Walmsley, R. D., Butty, M., Van Der Piepen, H., Grobler, D. C., 1980. Light penetration and the interrelationships between optical parameters in a turbid subtropical impoundment. *Hydrobiologia*, **70**, 145-157.
- Wilks, D.S., 1995. Statistical Methods in the Atmosferic Sciences. *Academic Press*. 115-133.
-

Wozniak, B., Dera, J., Ficek, D., Majchrowski, R., Ostrowska, M. e Kaczmarek, S., 2003. Modelling light and photosynthesis in the marine environment. *Oceanologia*, **45**, 171-245.

Zilitinkevich, S.S. (Ed.), Ferdorovich, E.E., Golosov, S.D., Kreiman, K.D., Mironov, D.V., Shabalova, M.V. e Terzhevik, A.Yu. 1991. Modeling Air-Lake Interaction. Physical Background, Springer Verlag, Berlin, 130 pp.



Contactos:

Universidade de Évora
Instituto de Investigação e Formação Avançada - IIFA
Palácio do Vimioso | Largo Marquês de Marialva, Apart. 94
7002-554 Évora | Portugal
Tel: (+351) 266 706 581
Fax: (+351) 266 744 677
email: iifa@uevora.pt

