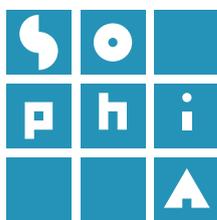


# OBSERVAÇÃO DA TERRA

uso de imagens de temperatura  
da superfície do mar e cor  
do oceano para a monitorização  
de águas costeiras e oceânicas





#### **DGRM**

Avenida Brasília  
1449-030 Lisboa  
Portugal  
Tel.: +351 213 035 700  
Fax: +351 213 035 702  
[dgrm@dgrm.mam.gov.pt](mailto:dgrm@dgrm.mam.gov.pt)  
[www.dgrm.mam.gov.pt](http://www.dgrm.mam.gov.pt)

#### **SOPHIA**

[sophia-dqem@dgrm.mam.gov.pt](mailto:sophia-dqem@dgrm.mam.gov.pt)  
[www.sophia-mar.pt](http://www.sophia-mar.pt)

#### **COPYRIGHT**

Logótipo SOPHIA © DGRM 2016.  
Todos os direitos reservados. Marca registada. Não é permitida qualquer reprodução ou retroversão, total ou parcial, do logótipo SOPHIA sem prévia autorização escrita do Editor.

Guia 2 - Observação da Terra: uso de imagens de temperatura da superfície do mar e cor do oceano para a monitorização de águas costeiras e oceânicas.  
Licença Creative Commons Atribuição Não Comercial Compartilha Igual 4.0 Internacional (CC BY-NC-SA 4.0)

## Título

Observação da Terra: uso de imagens de temperatura da superfície do mar e cor do oceano para a monitorização de águas costeiras e oceânicas

## Autores

Ana Sutcliffe<sup>1</sup>, Ana C. Brito<sup>1</sup>, Carolina Sá<sup>1</sup>, Fátima Sousa<sup>2</sup>, Dmitri Boutov<sup>3</sup>, Vanda Brotas<sup>1</sup>

---

<sup>1</sup> MARE – Centro de Ciências do Mar e do Ambiente, Departamento de Biologia Vegetal, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa

<sup>2</sup> MARE - Centro de Ciências do Mar e do Ambiente, Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa

<sup>3</sup> Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa

## Coordenação do Guia Técnico

Vanda Brotas

## Coordenação do Projeto SOPHIA na FCUL

Ana C. Brito

## Edição

DGRM - Direção-Geral de Recursos Naturais, Segurança e Serviços Marítimos  
Edição Eletrónica - 2016

## Design Gráfico

ESCS - Escola Superior de Comunicação Social  
(coordenação: João Abreu; paginação: Joana Souza; infografia: Ricardo Rodrigues; colaboração: Joana Paraíba, Joana Torgal Marques, Pedro Ribeiro, Renata Farinha, Rita Oliveira)

## Referência ao Guia Técnico

Sutcliffe, A., Brito, A.C., Sá, C., Sousa, F., Boutov, D., Brotas, V. (2016). Observação da Terra: uso de imagens de temperatura da superfície do mar e cor do oceano para a monitorização de águas costeiras e oceânicas. DGRM, Lisboa, Portugal. E-book disponível em [www.sophia-mar.pt](http://www.sophia-mar.pt).

## ISBN

978-989-99601-4-5

Documentação de apoio ao módulo de formação SOPHIA – Detecção remota: temperatura da superfície do mar e cor do oceano

# OBSERVAÇÃO DA TERRA

uso de imagens de temperatura  
da superfície do mar e cor  
do oceano para a monitorização  
de águas costeiras e oceânicas







<b>PREFÁCIO</b>	<b>9</b>
<b>CAPÍTULO 1 - Introdução à detecção remota dos oceanos por satélite</b>	<b>13</b>
1.1 O que é a detecção remota?	14
1.2 Como conseguimos recolher informação dos oceanos a partir do espaço?	15
1.2.1 O espectro eletromagnético e as janelas atmosféricas	16
1.2.2 Tipos de sensores	18
1.2.3 Parâmetros observados e parâmetros secundários derivados	19
1.3 Sistema de detecção remota	21
1.3.1 Tipos de satélites	22
1.3.2 Órbitas e intervalos entre passagens	23
1.3.3 Transmissão e armazenamento de dados	25
1.3.4 Processamento de dados e níveis de imagem	26
1.3.5 Agências espaciais e satélites operacionais	27
1.4 Criação de uma imagem de satélite	28
1.4.1 O que o sensor “vê”	28
1.4.2 Resolução espacial	29
1.4.3 Relação custo-benefício (“ <i>trade-off</i> ”) entre a resolução temporal e a resolução espacial	30
1.5 Etapas no processamento dos dados de satélite	32
1.5.1 Calibração do sensor	32
1.5.2 Correção atmosférica	33
1.5.3 Correção geométrica	34
1.5.4 Calibração geofísica: validação dos produtos gerados com dados <i>in situ</i>	35
1.5.5 Reconstrução da imagem	36
1.6 Aspectos positivos e limitações da detecção remota	37

## CAPÍTULO 2 - Temperatura da Superfície do Mar – TSM 41

<b>2.1</b>	Princípios físicos: emissão térmica e emissividade da superfície do mar	42
<b>2.2</b>	O que é a temperatura da superfície do mar?	45
<b>2.2.1</b>	Diferenças entre temperatura da “pele” e temperatura <i>bulk</i>	45
<b>2.2.2</b>	Estrutura do oceano: a termoclina diurna	46
<b>2.2.3</b>	Presença de <i>slicks</i> e de filmes orgânicos	47
<b>2.3</b>	Efeitos atmosféricos na radiação infravermelha	47
<b>2.3.1</b>	Utilização de algoritmos multicanal	48
<b>2.3.2</b>	Presença de nuvens	50
<b>2.4</b>	Sensores	51
<b>2.4.1</b>	O <i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i> (AVHRR)	51
<b>2.4.2</b>	O <i>Along Track Scanning Radiometer</i> (ATSR) e o <i>Advanced Along Track Scanning Radiometer</i> (AATSR)	52
<b>2.4.3</b>	O <i>Ocean Colour and Temperature Scanner</i> (OCTS)	54
<b>2.4.4</b>	O <i>Moderate – Resolution Imaging Spectrometer</i> (MODIS)	55
<b>2.4.5</b>	O <i>Global Imaging Sensor</i> (GLI)	55
<b>2.4.6</b>	O <i>Visible Infrared Imager Radiometer Suite</i> (VIIRS)	56
<b>2.4.7</b>	Os sensores a bordo do satélite <i>Meteosat</i>	57
<b>2.4.8</b>	Os sensores a bordo dos <i>Geostationary Operational Environmental Satellites</i> (GOES)	57
<b>2.4.9</b>	O futuro	57
<b>2.5</b>	Produtos TSM globais	59
<b>2.6</b>	Exemplos de aplicações da TSM obtidas com satélite	60
<b>2.6.1</b>	Distribuição da TSM em bacias oceânicas	60
<b>2.6.2</b>	Variações sazonal, anual e intra-anual da TSM	60
<b>2.6.3</b>	O afloramento costeiro ( <i>upwelling</i> )	61
<b>2.6.4</b>	Plumas de rios	62
<b>2.6.5</b>	Vórtices ( <i>eddies</i> )	64
<b>2.6.6</b>	Frentes e correntes	64

## CAPÍTULO 3 - Ocean Colour – Cor do Oceano (OC) 67

<b>3.1</b>	Introdução à cor do oceano	68
<b>3.1.1</b>	Radiação eletromagnética retrodifundida pela superfície do oceano	69
<b>3.1.2</b>	Assinatura espectral dos constituintes oceânicos	71
<b>3.1.3</b>	Percurso ótico na atmosfera	73
<b>3.1.4</b>	Correções atmosféricas	75
<b>3.2</b>	Sensores e características	76
<b>3.2.1</b>	Evolução dos sensores de cor: do CZCS aos VIIRS	77
<b>3.2.2</b>	O futuro: OLCI	78

<b>3.3</b>	Propriedades óticas do oceano	79
<b>3.3.1</b>	Propriedades óticas aparentes (AOPs)	79
<b>3.3.2</b>	Propriedades óticas inerentes (IOPs)	79
<b>3.3.3</b>	Águas tipo I e tipo II	80
<b>3.4</b>	Introdução ao fitoplâncton	81
<b>3.4.1</b>	Porque é que a deteção remota do fitoplâncton é importante?	81
<b>3.4.2</b>	Como agrupar as espécies?	82
<b>3.4.3</b>	Distribuição espacial e temporal do fitoplâncton	84
<b>3.4.4</b>	Composição pigmentar do fitoplâncton	86
<b>3.5</b>	Deteção remota de biomassa fitoplantónica	88
<b>3.5.1</b>	Uso da clorofila <i>a</i> como <i>proxy</i> para a biomassa do fitoplâncton	88
<b>3.5.2</b>	Algoritmos para a quantificação de clorofila <i>a</i>	89
<b>3.5.3</b>	Validação dos produtos de satélite de clorofila com observações <i>in situ</i>	91
<b>3.5.4</b>	Distribuição global da clorofila <i>a</i>	93
<b>3.5.5</b>	Produção primária	95
<b>3.5.6</b>	Métodos de deteção de grupos de fitoplâncton	96
<b>3.6</b>	Deteção remota para aplicação na DQEM e na gestão de ecossistemas do meio marinho	100

## REFERÊNCIAS



# Prefácio

*Este guia surge para apoiar a ação de formação Detecção Remota: [Temperatura da Superfície do Mar e Cor do Oceano](#), que se integra no projeto SOPHIA.*

*O objetivo deste módulo é despertar a atenção de profissionais, técnicos e estudantes para as novas capacidades de observação da Terra, no que respeita ao conhecimento do oceano e dos sistemas costeiros no geral, e como instrumento para a Diretiva Quadro da Estratégia Marinha em particular.*

*A cor do oceano e a temperatura da superfície do mar são duas “variáveis essenciais do clima”, uma vez que, através da observação por satélites, se conseguem obter dados globais em escalas espaciais e temporais de alta resolução, permitindo deste modo a sua monitorização ao longo de séries temporais. A cor do oceano permite medir a concentração de clorofila a, que representa o índice de abundância do fitoplâncton. O fitoplâncton é constituído por microalgas unicelulares, que realizam fotossíntese, libertando oxigénio e sequestrando carbono. Sendo a base da cadeia trófica marinha, o conhecimento sobre o fitoplâncton é fundamental para entender o ciclo de carbono, assim como o modo como os ecossistemas marinhos respondem à variabilidade climática.*

*O projeto SOPHIA insere-se na filosofia do Copernicus, o programa europeu de observação da Terra que tem como ambição providenciar informação rigorosa, atempada e acessível aos cidadãos, procurando melhorar a gestão do ambiente, perceber e mitigar os efeitos das alterações climáticas e assegurar a segurança e a melhoria das condições de vida da sociedade civil. É assim um programa assente na utilização de imagens, de forma gratuita, com a finalidade última de melhorar a vida dos cidadãos.*

*Procurou-se neste guia explicar as bases da deteção remota de temperatura e cor do oceano, para um público alvo sem formação na área de oceanografia física ou ciências da computação, de modo a desmistificar a complexidade da utilização de imagens de deteção remota.*

*O guia compreende três capítulos. O primeiro constitui uma introdução à deteção remota por satélites, o segundo é sobre a temperatura da superfície do mar e o terceiro sobre a cor do oceano. Sublinhe-se que a consulta deste guia não dispensa o estudo mais aprofundado destas matérias para quem as pretenda desenvolver.*

*Privilegiando o carácter eminentemente prático, este curso é dirigido sobretudo*

*aos utilizadores (end-users), sendo demonstradas várias aplicações das imagens, em particular a sua relevância na Estratégia Marinha. Pretende-se abrir portas, demonstrando a potencialidade do uso das imagens de satélite, esperando que os formandos explorem posteriormente a multiplicidade dos usos possíveis, e descubram novas questões, novas soluções.*

*Um conselho final dos autores deste guia: ao longo do processo de aprendizagem, treino, desenvolvimento de competências e posteriores usos da deteção remota, não se esqueçam de usufruir da beleza estética das imagens.*

Vanda Brotas

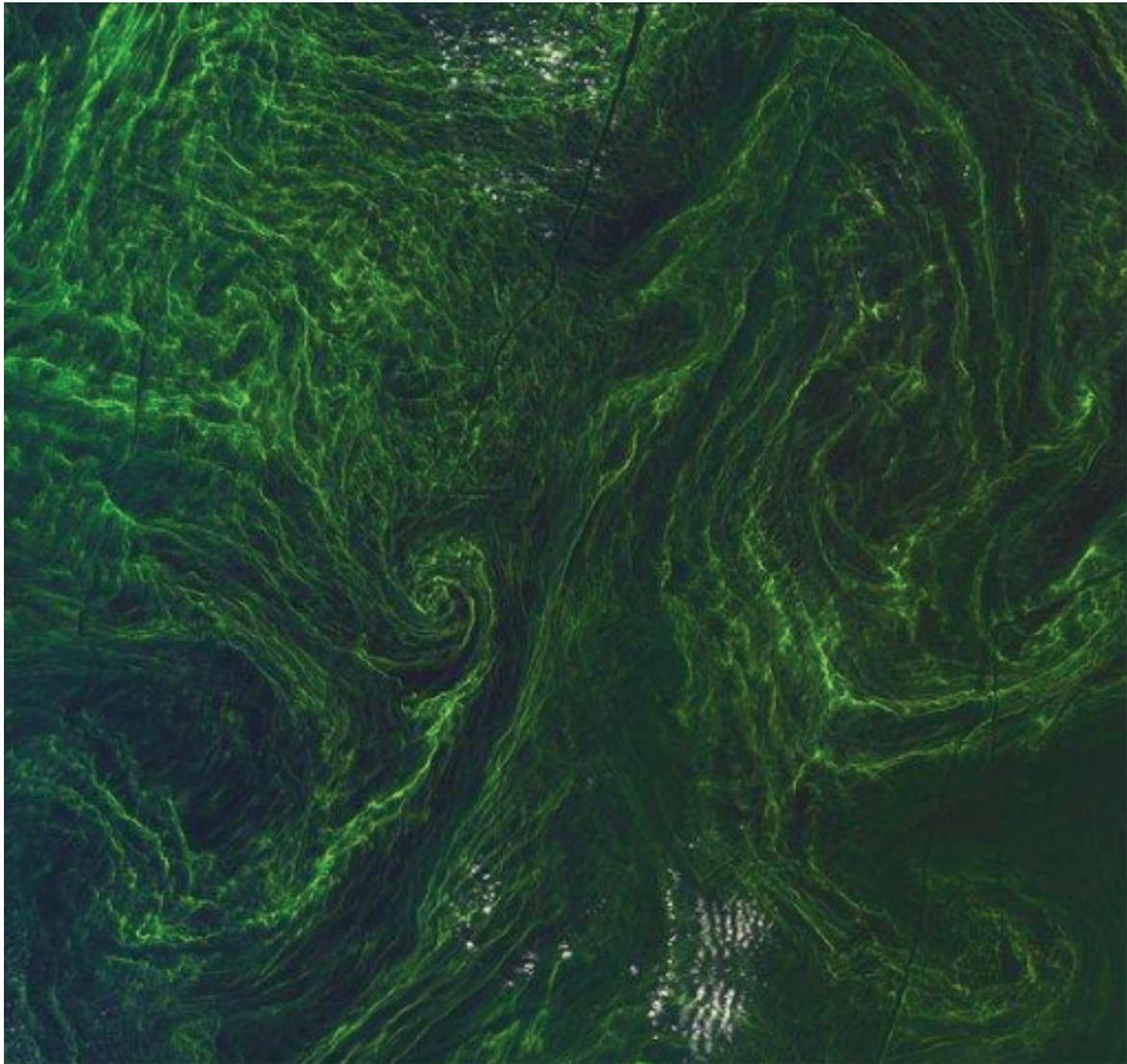


Imagem RGB obtida através do sensor Sentinel-2A a 7 de agosto de 2015 com resolução espacial de 10 m. A imagem mostra um *bloom* de algas no Mar Báltico. (Copernicus Sentinel data (2015)/ESA)



# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO À DETECÇÃO REMOTA DOS OCEANOS POR SATÉLITE

Ana Sutcliffe, Ana C. Brito e Carolina Sá



O mar tem fascinado desde sempre o Homem, que o tem estudado e desvendado ao longo dos tempos. Desde o estudo das marés, que começou pelos filósofos da Grécia antiga, ao estudo dos seres vivos que povoam os oceanos, conhecem-se estudos que remontam ao século XIX. Contudo, foi só com o advento dos sensores a bordo de satélites que se pôde obter pela primeira vez uma visão global dos oceanos. Neste capítulo, fazemos uma introdução à detecção remota dos oceanos através de satélite.

## 1.1 O QUE É A DETECÇÃO REMOTA?

O termo detecção remota refere-se a uma técnica de aquisição de informação sobre objetos ou processos, por análise de dados obtidos através de um instrumento, que não se encontra em contacto físico direto com esses mesmos objetos ou processos, ou seja, à distância. Pode ser aplicada a uma grande variedade de disciplinas e baseia-se em quatro componentes básicos que incluem um alvo, uma fonte de energia, uma via de transmissão e um sensor.

Os sensores são aparelhos remotos, que na sua maioria registam e gravam radiação eletromagnética. Assim, tem de existir uma fonte de energia que ilumine ou transmita energia eletromagnética ao alvo. A energia interage com o alvo, dependendo das propriedades deste e da radiação, e atua como meio de transmissão da informação do alvo para o sensor. Os sensores podem ser usados para medir a energia que é emitida pelo alvo, refletida pelo alvo ou transmitida através do alvo.

O primeiro registo da detecção remota moderna começou com a invenção da câmara fotográfica há mais de 150 anos, sendo, geralmente, datada de 1859, quando o francês Gaspard Felix Tournachon fotografou a cidade de Petit Becetre a bordo de um balão. Durante a Guerra Civil Americana, os balões foram usados como plataformas de observação da posição dos inimigos e, até à Primeira Grande Guerra, outras plataformas de observação foram testadas, como pombos, foguetões, sendo a invenção do avião considerada um grande avanço nesta área. Ao longo da história verifica-se que as guerras foram impulsionadoras de muitos avanços nas tecnologias de detecção remota, nomeadamente a Segunda Grande Guerra, que levou a detecção remota para o campo da detecção por infravermelhos e sistemas de radar, para além do espectro visível das fotografias até então utilizadas.

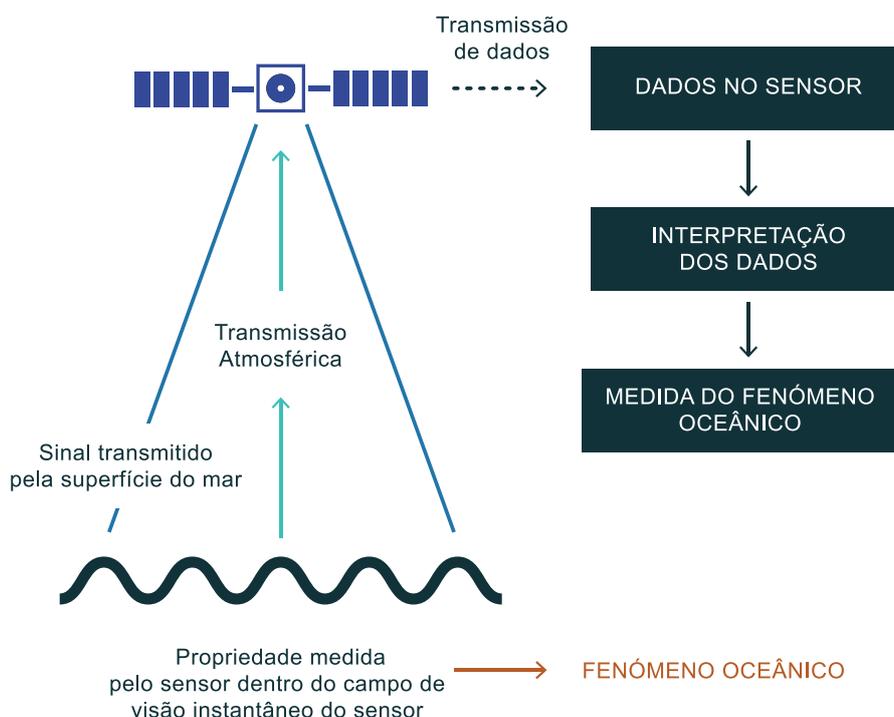
Quase um século depois da fotografia de Gaspard Tournachon, o lançamento do primeiro satélite artificial, o Sputnik, em 1957, abriu as portas a uma nova geração de investigação e, em 1978, a National Aeronautics and Space Administration (NASA) lançou os primeiros satélites para a observação da Terra. Tendo o mar como alvo, as medições da radiação eletromagnética a partir do espaço permitiram pela primeira vez produzir uma imagem global das

variações da cor dos oceanos e da sua temperatura à superfície. O que começaram por ser simples imagens com informação qualitativa, com a evolução da tecnologia e dos sensores a bordo dos satélites, depressa se tornaram num fiável e preciso método para o estudo do mar, sendo atualmente parte integrante de estudos oceanográficos e uma ferramenta de monitorização com aplicações em diversas áreas como a biologia marinha ou o estudo do clima.

## 1.2

# COMO CONSEGUIMOS RECOLHER INFORMAÇÃO DOS OCEANOS A PARTIR DO ESPAÇO?

Como já foi referido, a informação obtida pelos sensores remotos é feita a partir da análise da radiação eletromagnética recebida após interação com o objeto em estudo, neste caso, pelos oceanos. Como os satélites estão a altitudes de centenas ou mesmo milhares de quilómetros acima da superfície do mar, a radiação eletromagnética tem de percorrer um longo caminho, desde que é refletida ou retrodifundida pelo oceano até ser recebida pelo sensor. Assim, é necessário saber se a radiação que chega ao sensor tem origem na coluna de água ou na atmosfera, e ter ainda em conta que ao atravessar a atmosfera, a radiação pode ser absorvida ou difundida para longe do sensor. Estima-se que apenas cerca de 10% a 20% de toda a radiação que chega ao sensor contém informação sobre a superfície do mar.



**Fig. 1** - Esquema do fluxo de informação na detecção remota sobre os oceanos. As caixas à direita indicam o que é necessário conhecer para compreender os processos que controlam o fluxo de informação. (adaptado de Robinson, 2004)

Após a recepção dos dados nos sensores, estes são enviados para estações de dados na Terra, onde é feito o processamento com o objetivo de recuperar os dados relativos à superfície do oceano (Figura 1).

Em cada passo é necessário conhecerem-se todos os fenômenos que possam ter interagido e interferido com a radiação eletromagnética. Nomeadamente, o estado da atmosfera na altura em que a radiação terá passado através dela, o estado do mar no instante em que a radiação foi emitida pela sua superfície e as possíveis interações entre a radiação e as ondas de superfície. É necessário considerar também as características do sensor, o tipo de radiação eletromagnética medida pelo sensor (origem, comprimento de onda, etc.), a órbita do satélite e a localização exata do sensor a cada momento. Por outras palavras, são necessários conhecimentos de vários campos científicos para se poder determinar as propriedades da radiação medida pelo sensor com um nível de confiança adequado.

## 1.2.1 O ESPECTRO ELETROMAGNÉTICO E AS JANELAS ATMOSFÉRICAS

A radiação eletromagnética é emitida pelo sol e viaja através do espaço à velocidade da luz,  $c \approx 3 \times 10^8$  m/s.

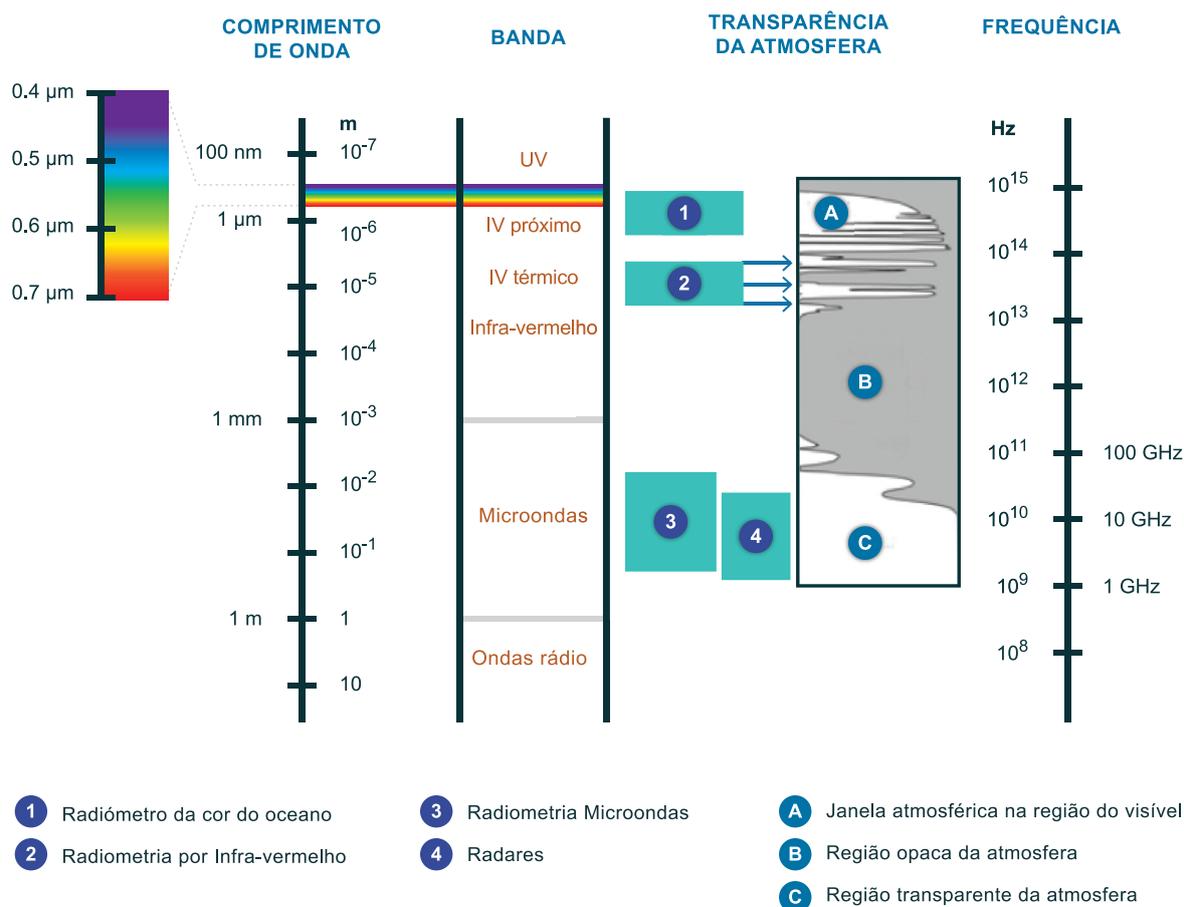


A luz, composta por fótons, pode comportar-se como uma onda cujas características são determinadas pelo comprimento de onda. No entanto, a luz também se pode comportar como partícula. Esta propriedade chama-se o dualismo onda-partícula e foi explicado por Einstein.

O leque de comprimentos de onda (ou frequências) que a radiação pode ter é chamado de espectro da radiação eletromagnética e apenas algumas regiões deste espectro eletromagnético podem ser utilizadas para a detecção remota.

A porção do espectro que é utilizada para a detecção remota sobre os oceanos está representada na Figura 2. Os comprimentos de onda utilizados vão desde os mais baixos, os ultravioletas com cerca de 100 nm ( $1 \text{ nm} = 1 \times 10^{-9} \text{ m}$ ), até aos mais elevados, que chegam a 1 m na zona do espectro pertencente às microondas.

A radiação visível, perceptível pelo olho humano, tem comprimentos de onda que variam entre 390 nm, que correspondem à cor violeta, e 700 nm, que o nosso olho “vê” como a cor vermelha. É nesta parte visível do espectro que os sensores da cor do oceano operam.



**Fig. 2 -** O espectro eletromagnético e as janelas atmosféricas utilizadas pelos vários tipos de sensores na detecção remota do oceano. (adaptado de Robinson, 2010)

A Figura 2 também mostra a transmissibilidade da atmosfera para as várias zonas do espectro, isto é, a percentagem de radiação que é capaz de atravessar a atmosfera em cada região do espectro. A escolha de uma zona do espectro para a detecção remota é determinada pela capacidade da radiação eletromagnética ser transmitida através da atmosfera. As zonas do espectro em que a radiação eletromagnética consegue ser transmitida são designadas de janelas atmosféricas, e para cada janela foi desenvolvido um tipo de sensor capaz de operar nessa zona do espectro e recolher informação da superfície do mar. Por exemplo, na zona do visível até cerca de 70% da radiação consegue passar através da atmosfera e, como referido anteriormente, é aqui que operam os sensores da cor do oceano que recebem radiação (sensores passivos) vinda não só da superfície do mar como da atmosfera.

A presença de nuvens pode bloquear o acesso a dados oceânicos, dependendo da zona do espectro. Por exemplo, no visível não é possível obterem-se medições do oceano uma vez que as nuvens são opacas à radiação visível (o olho humano não consegue ver através de uma nuvem).

Além da zona do visível, existem mais janelas atmosféricas. Por exemplo entre 3,5  $\mu\text{m}$  e 13  $\mu\text{m}$  existem outras janelas atmosféricas (assinaladas por setas na Figura 2) que são usadas por outra classe de sensores passivos – os sensores que operam no infravermelho. Esta zona do espectro é o chamado infravermelho térmico, pelo que a radiação emitida pelas várias superfícies varia com a sua temperatura. Os radiómetros de infravermelhos são os sensores capazes de obter medições da temperatura da superfície do mar (TSM). Tal como no caso do visível, a radiação infravermelha também é totalmente absorvida pelas nuvens, pelo que, na presença de nuvens, não é possível obter-se medições da TSM. É por esta razão que a atmosfera não é 100% transparente nas duas zonas do espectro até agora mencionadas.

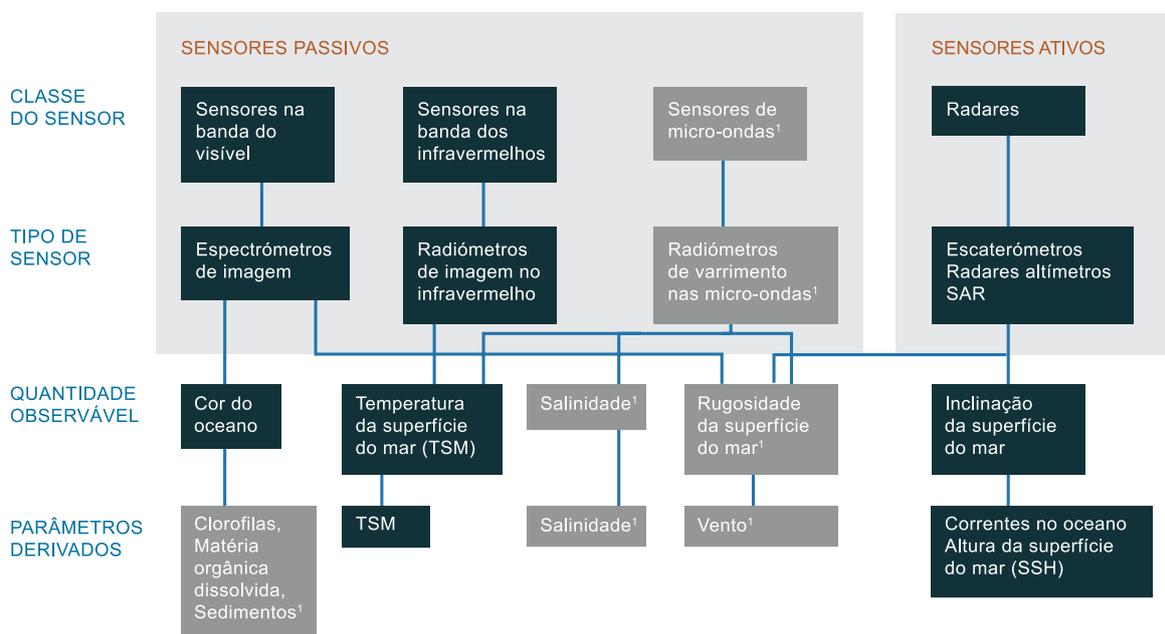
No caso das microondas, a atmosfera é quase completamente transparente, já que esta região do espectro não é absorvida pelas nuvens (zona C da Figura 2). É nesta zona do espectro que uma classe diferente de sensores opera: os radares. São os chamados sensores ativos pois emitem um pulso e o seu eco é que contém informação do oceano.

## 1.2.2 TIPOS DE SENSORES

Existem duas classes de sensores utilizados para a detecção remota.

Os **sensores passivos** são os mais simples pois limitam-se a receber radiação eletromagnética proveniente de um pequeno cone de direções. Esta classe de sensores opera em três principais janelas atmosféricas: no visível, no infravermelho térmico e nas microondas.

Os **sensores ativos** ou radares emitem um pulso eletromagnético na direção da superfície do mar onde é refletida/difundida de volta ao sensor (o eco). Os radares medem o tempo que decorre entre a emissão do pulso e a receção do seu eco. Este tipo de sensores só opera na região das microondas (Figura 3).



**Fig. 3** - As diferentes classes de sensores a bordo de satélites e os parâmetros primários e derivados que são medidos por cada sensor. (adaptado de Robinson, 2004)

<sup>1</sup> Esta matéria não será abordada ao longo do guia.

### 1.2.3 PARÂMETROS OBSERVADOS E PARÂMETROS SECUNDÁRIOS DERIVADOS

Para que o sinal recolhido pelos sensores contenha informação sobre o mar é necessário não só que a radiação eletromagnética atravessasse a atmosfera como também é necessário que os diferentes parâmetros e/ou processos oceânicos consigam interagir, direta ou indiretamente, com a radiação eletromagnética. Existem somente quatro propriedades do mar que podem ser observadas remotamente, as chamadas quantidades primárias, e elas são: *cor*, *temperatura*, *rugosidade* e *altura da superfície do mar*. A cor do oceano é obtida pelos sensores a operar no visível e contém informação dos primeiros metros de profundidade. As restantes quantidades só contêm informação proveniente da superfície do mar.

Um exemplo de interação direta entre as propriedades do mar e a radiação eletromagnética é a alteração da cor do mar pelo processo de florescimento ou *bloom* de fitoplâncton (o termo que irá mais frequentemente encontrar é a palavra anglo-saxónica *bloom*). É relativamente intuitivo perceber que uma maior concentração de microalgas à superfície do mar irá alterar a sua cor.

Um exemplo de interação indireta é a assinatura à superfície de ondas que se propagam no interior do mar a algumas dezenas de metros de profundidade, as chamadas ondas internas. Ao propagarem-se, as ondas internas alteram a altura da superfície em alguns centímetros, alteração essa que o olho humano não consegue detetar mas que os sensores são capazes de medir. É o facto de alguns processos subaquáticos terem uma assinatura à superfície que permite a obtenção de tanta e tão variada informação.

Assim sendo, um sensor deve detetar aspetos da radiação eletromagnética que não só são modificáveis pela superfície do mar como também sejam correlacionáveis com uma propriedade do mar. O que torna esta área tão interessante é a descoberta da quantidade de processos que possam ter uma assinatura à superfície do mar, alterando uma das quantidades primárias detetáveis pelos sensores.

Dentro dos sensores passivos, os que operam na zona do visível são talvez os de compreensão mais intuitiva já que, tal como o olho humano, estes sensores recebem radiação cujo comprimento de onda e intensidade determina a sua cor. Os nossos olhos recebem radiação de vários comprimentos de onda com intensidades diferentes e a cor que lhes atribuímos resulta da contribuição relativa das intensidades dos vários comprimentos de onda recebidos. Assim, quando o olho humano vê um objeto azul, como por exemplo, a superfície do mar, está na realidade a receber radiação eletromagnética que a superfície do mar está a refletir ou retrodifundir no comprimento de onda da cor azul (este conceito será aprofundado no Capítulo 3). A cor do oceano das imagens de satélite refere-se à magnitude e composição espectral da luz que é retrodifundida pela superfície do oceano. Como já foi referido, é uma das quantidades primárias mensuráveis por sensores a bordo de satélites. O facto de a cor do oceano depender da presença de outros componentes óticamente ativos é o que a torna interessante para os cientistas. Os parâmetros derivados da cor do oceano são a clorofila *a* (o pigmento fotossintético mais importante do fitoplâncton), a presença de material orgânico dissolvido e sedimentos em suspensão. Importa ainda referir que esta classe de sensores só opera durante o dia.

Os sensores que operam no infravermelho térmico e nas micro-ondas conseguem operar de dia e de noite já que a maioria da radiação recebida no sensor é emitida por qualquer corpo que possua uma temperatura diferente do zero absoluto. A temperatura da superfície do mar (TSM) é outro parâmetro primário medido pelos sensores e é um parâmetro de extrema importância oceanográfica por si só. No entanto existem várias definições de TSM que serão exploradas em mais pormenor no Capítulo 2.

No domínio das micro-ondas os radiómetros também medem a radiação emitida pela superfície do mar. No entanto, nesta região do espectro ela não depende só da temperatura da

superfície do mar, depende também da sua orientação. Apesar de ser um fator limitativo no que toca à medição da TSM, é um fator que os cientistas souberam aproveitar e que tornou possível a medição do terceiro parâmetro primário: a rugosidade da superfície do mar.

Os sensores ativos, chamados radares SAR, também medem a rugosidade da superfície do mar já que a quantidade de radiação refletida depende maioritariamente da rugosidade de pequena escala à superfície do mar causada pelo vento. O facto de serem sensores ativos permite-lhes ainda determinar diferenças entre o pulso emitido e o eco recebido no sensor. Diferenças como mudanças na amplitude fase e polarização do sinal, no formato do pulso e possíveis efeitos de Doppler causados por movimento da superfície irradiada são novas fontes de informação. É através delas que é possível determinar a velocidade do vento à superfície, a altura das ondas e a presença de slicks e ondas internas. Poderá encontrar mais informação sobre estes sensores no segundo guia deste módulo, Deteção Remota: uso de imagens SAR para a monitorização de águas costeiras e oceânicas.

Existem ainda radares especializados que medem a altura do mar, o quarto parâmetro primário. Enquanto os SAR observam o mar na oblíqua, estes sensores olham diretamente para baixo e medem principalmente o tempo entre a emissão e a receção do pulso emitido. Estes são os chamados radares altímetros.

## 1.3 SISTEMA DE DETEÇÃO REMOTA

Nesta secção, iremos analisar os elementos físicos que compõem um sistema de deteção remota. A análise irá limitar-se a sistemas que operam sobre o mar. Assim, existem cinco componentes principais de um sistema de deteção remota:

1. A plataforma: o satélite que leva a bordo um ou vários sensores. Terão de ser considerados diferentes aspetos tais como o peso e a órbita que irá melhor servir os vários sensores;
2. O sensor: o tipo de sensor que é necessário, a região do espectro em que opera;
3. Transmissão de dados: codificação e encriptação (ou não) dos dados e tipo de transmissão (direta para Terra ou indiretamente para outros satélites);
4. Segmento em Terra: estações de receção dos dados onde se faz processamento preliminar, controlo de qualidade, calibração de dados. Aqui faz-se o processamento dos dados recebidos, produzindo produtos compostos;
5. Utilização dos dados: interpretação e análise, exploração científica. Dados de livre acesso ou dados pagos? O uso dos dados contribui para um aumento do conhecimento.

Todos estes componentes são analisados em mais detalhe nas secções que se seguem.

### 1.3.1 TIPOS DE SATÉLITES

Na construção de um satélite, é necessário ter em conta as condições existentes no espaço. A ausência de gravidade, o efeito de radiação energética de partículas e a presença de pó micro meteórico são questões que devem ser equacionadas. Um satélite não está facilmente acessível para eventuais reparações, pelo que é esperado que a vida de um satélite seja de vários anos. Além disto, o satélite terá de resistir às enormes forças e temperaturas extremas a que é exposto durante o lançamento para o espaço e as condições especiais existentes fora da atmosfera terrestre. Apesar de todas estas limitações tem-se conseguido pôr em órbita satélites que chegaram a ter uma vida de mais de duas décadas.

Além de serem um suporte para os sensores que carregam, os satélites têm também de levar a bordo: 1) uma fonte de energia (geralmente painéis solares); 2) sistema de controlo de rota; 3) sistema de controlo de dados; e 4) um sistema de comunicações.

Um outro aspeto a ter em conta durante a construção dos satélites é o número de sensores que irão levar a bordo. Houve uma tendência inicial para a construção de satélites grandes, capazes de carregar a bordo vários sensores com missões variadas. Um exemplo é o satélite Envisat da Agência Espacial Europeia (ESA – *European Space Agency*) que apesar de ter cabido num cilindro com 10,5 m de comprimento e 4,57 m de diâmetro para o seu lançamento, quando chegou à sua altitude de órbita e após se ter expandido, passou a medir 26 m x 10 m x 5 m com uma massa total de 8211 kg (ver Figura 4).



**Fig. 4** - O satélite Envisat em órbita. (ESA–Denman Productions, 2006)

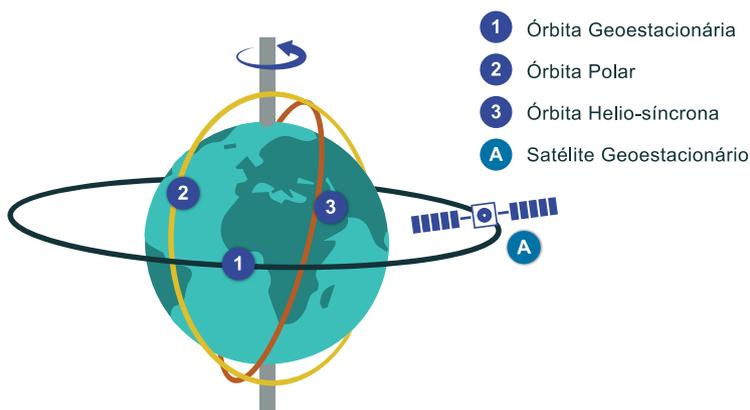
A dimensão dos satélites tem vindo a diminuir passando a carregar apenas alguns sensores com missões especializadas. Há várias razões para esta tendência, entre as quais a necessidade de alguns sensores estarem numa determinada órbita que é incompatível com a de outros sensores, assim como o facto de o risco de perda durante o lançamento e ativação ser menor. Um número menor de sensores a bordo também diminui a complexidade da carga, baixando o risco de um ou vários sensores deixarem de funcionar ou mesmo de interferirem uns com os outros. O lançamento para o espaço de satélites mais pequenos é também mais simples, já que os maiores necessitam de veículos de lançamento maiores e especializados. Um lançamento falhado de um satélite multimissões, i.e., com vários sensores, representa não só uma perda de todos os sensores a bordo, mas também uma falha de todo um programa de observação da Terra, e que levará mais anos a ser repostos já que os satélites multimissão levam mais tempo a serem construídos. Em termos científicos, o controlo da missão é também facilitado no caso dos satélites mais pequenos.

### 1.3.2 ÓRBITAS E INTERVALOS ENTRE PASSAGENS

Existem três tipos de órbitas possíveis a qualquer satélite em órbita à Terra: elíptica, parabólica ou hiperbólica. Para fins de observação da Terra, o satélite terá de descrever uma órbita elíptica, ou um caso especial desta, a órbita circular. Dentro destas órbitas, só duas são usadas para observação da Terra: a órbita geoestacionária e a órbita quase-polar, representadas na Figura 5.

Uma órbita geoestacionária é atingida quando o satélite entra em órbita na mesma direção da rotação da Terra com um período igual ao período de rotação da Terra, o chamado dia sideral. O dia sideral é o período de tempo que a Terra leva para descrever uma rotação completa e é ligeiramente menos que 24 horas (23,934 h). Se o satélite descrever uma órbita circular sobre o equador ele irá aparentar estar estacionário em relação à Terra; se a órbita for circular e ligeiramente inclinada em relação ao equador ou elíptica, visto da Terra o satélite vai aparentar oscilar ligeiramente. A vantagem da órbita geoestacionária é o facto de fornecer uma cobertura constante de uma mesma porção da área da Terra. A desvantagem é que a altitude necessária para esta órbita é muito elevada. A 35.785 km de altitude a área de cobertura é limitada pelo equador e não é possível verem-se os polos, cobrindo cerca de 40% da área da Terra. Esta órbita é usada na maioria dos satélites de telecomunicações e de transmissão.

Satélites em órbitas quase-polares estão a altitudes mais baixas, altitudes entre 500 e 2000 km de altitude. Descrevem trajetórias quase circulares que os levam a passar por cima dos polos com períodos entre 1 a 2 horas. Com a Terra a girar por debaixo deles, os satélites cobrem a Terra de norte para sul numa face e depois de sul para norte na outra face da Terra, várias vezes por dia. Nestas órbitas estáveis, os satélites conseguem ter tempos de vida longos enquanto fornecem uma cobertura regular e extensiva da superfície da Terra, tornando-as ideais para fins de observação da Terra.

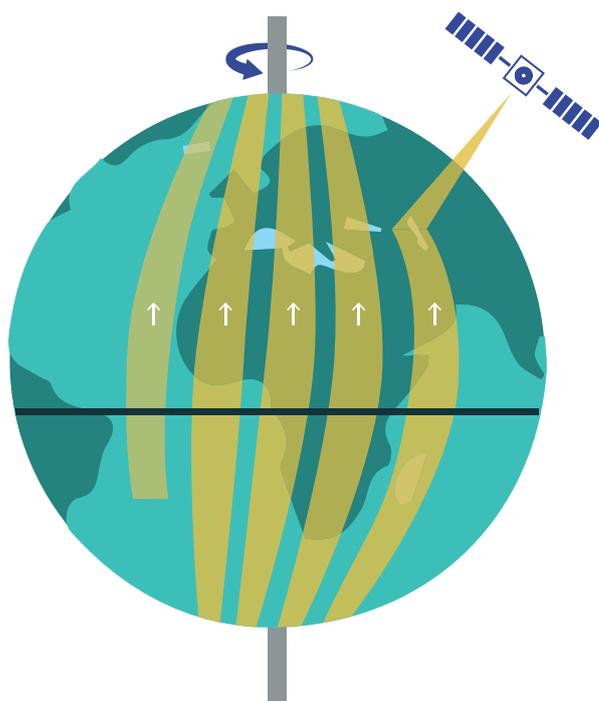


**Fig. 5** - Altitudes dos satélites e tipos de órbitas para a observação da Terra.

Existe um caso especial da órbita quase-polar que se chama a órbita hélio-síncrona (Figura 5). Neste caso a órbita do satélite está fixa não em relação às estrelas, mas em relação ao Sol. Em termos práticos isto significa que a órbita do satélite acompanha o Sol, girando no sentido contrário ao da rotação da Terra. Sendo assim, a iluminação solar é igual em cada passagem sobre a Terra, o que torna mais fácil o processamento da imagem produzida. No entanto, uma órbita hélio-síncrona não pode ser precisamente polar, o que se reflete na cobertura dos sensores que apontem diretamente para baixo: estes não irão conseguir fazer medições nas latitudes mais altas.

É possível examinar as consequências dos diferentes tipos de órbita em relação ao que os sensores conseguem “ver”. Os satélites geoestacionários, como observam sempre a mesma área da Terra, fornecem imagens contínuas, sendo o mais parecido com as medições feitas por uma boia fixa. Como já foi referido, não conseguem abranger a área toda da superfície terrestre, chegando no máximo aos 60° de latitude, mesmo latitudes acima dos 30° já são medidas com um grau de inclinação bastante elevado (Figura 5).

No caso dos satélites em órbitas quase-polares a área da superfície da Terra que é medida pelos sensores é determinada pelo facto de a Terra estar a girar sob a órbita (ascendente ou descendente) do satélite. A área terrestre que o sensor cobre em cada passagem é a sua chamada “pegada” (Figura 6). Visto que a Terra vai rodando por debaixo do satélite, a área terrestre que o satélite cobre por dia depende da quantidade de vezes que consegue descrever órbitas completas à Terra, ou seja, depende do período orbital do satélite. Satélites que descrevam várias voltas à Terra no período de um dia sideral, vão ser capazes de cobrir uma maior área da Terra, e as pegadas ficam mais próximas umas das outras. No entanto, até voltarem a fazer medições sobre um mesmo local, i.e., até revisitarem o local, irão demorar mais tempo.



**Fig. 6** - Área da superfície terrestre medida por um satélite em órbita quase-polar. Cada faixa iluminada corresponde à pegada do satélite numa passagem ascendente (com a correspondente passagem descendente pelo outro lado da Terra).

Caso seja mais importante para a missão do satélite haver um menor intervalo de tempo entre passagens sucessivas sobre o mesmo local, o satélite terá de completar menos voltas à Terra no tempo em que ela completa uma rotação. Isto resulta num maior espaçamento entre as pegadas do satélite e logo menos área coberta por dia.

Existem várias missões que foram alterando o tempo de revisita dos satélites (e logo do intervalo entre pegadas) e de uma forma muito simples. Em vez de alterar o período orbital do satélite, alteraram a altitude a que voava, o que é possível fazer-se a partir do segmento de Terra.

### 1.3.3 TRANSMISSÃO E ARMAZENAMENTO DE DADOS

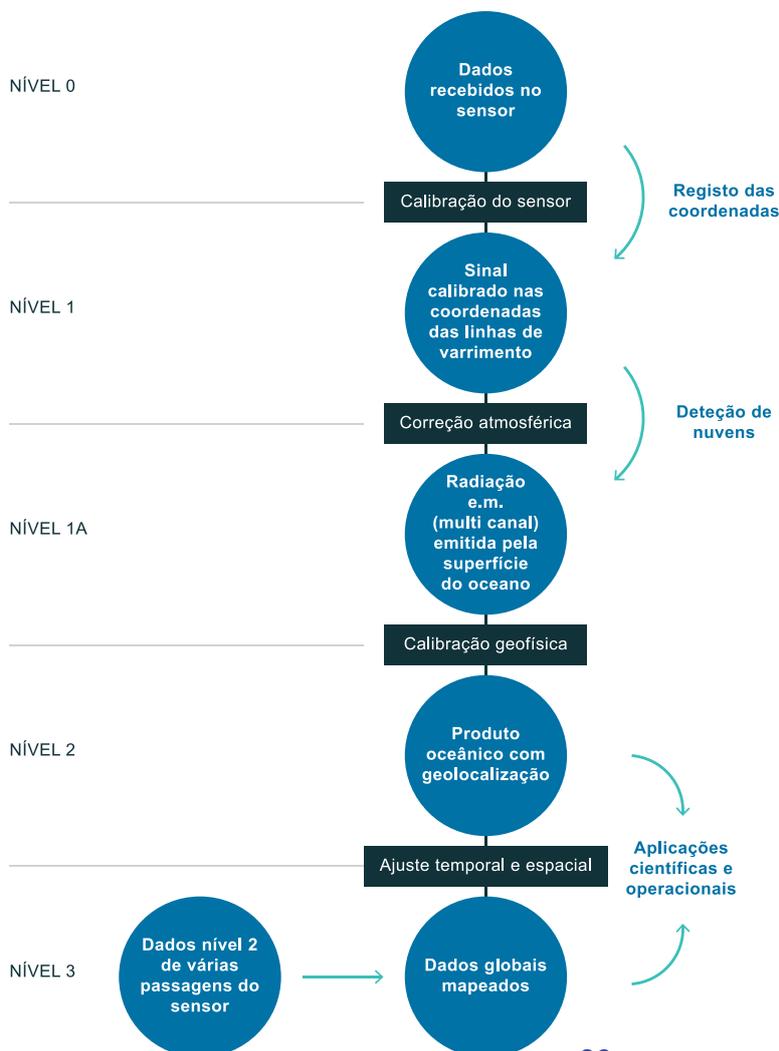
Os dados que os sensores recebem têm de ser transmitidos para estações à superfície e isto só é possível quando os sensores têm uma linha de visão para as estações em Terra. Para os satélites em órbitas geoestacionárias, as estações terrestres estão sempre visíveis e, portanto, não há dificuldades na transmissão dos dados. Para satélites em órbitas quase-polares a facilidade de transmissão dos dados já é menor, pois, por um lado, é necessário que o satélite consiga “ver” a estação de recolha de dados e, por outro, o sensor terá de ter capacidade de armazenamento dos dados até que eles possam ser transmitidos. Com a evolução da tecnologia, a capacidade de armazenamento de dados a bordo tem vindo a aumentar. De modo a facilitar a transmissão, as estações de receção de dados são posicionadas a latitudes mais altas onde o satélite passará mais frequentemente e geralmente existe mais do que uma estação situada em hemisférios diferentes de modo a que o sensor possa transmitir os dados em

cada passagem. Há contudo sensores, tais como os radares SAR em modo de alta resolução, que geram quantidades tão elevadas de dados que só podem gerá-los quando os conseguem transmitir imediatamente. Isto significa que só conseguem gerar imagens sobre regiões em que o satélite consegue “ver” a estação de dados na Terra. Pensa-se que, com a evolução da tecnologia estes problemas sejam cada vez mais minimizados.

### 1.3.4 PROCESSAMENTO DE DADOS E NÍVEIS DE IMAGEM

Os dados transmitidos pelos sensores não podem ser utilizados imediatamente já que estão em formato binário. Assim, existem vários passos no processamento dos dados, geralmente levados a cabo pelas agências espaciais responsáveis pelo sensor.

A Figura 7 esquematiza os vários passos e o processamento necessário para se chegar a uma imagem que seja própria para fins científicos com aplicações variadas. Como se pode ver, há um vasto número de processos, calibrações e validações que são necessárias para se conseguir produzir uma “imagem” inteligível. Uma imagem nível 3, por exemplo, resulta de uma média de várias passagens do sensor que necessariamente aumenta o período entre imagens sucessivas e diminui a resolução espacial.



**Fig. 7 -** Níveis de processamento das imagens de satélite que mostram o tratamento necessário para passar de dados em bruto a dados que possam ser usados para aplicações oceanográficas. (adaptado de Robinson, 2010)

A partir do momento que os dados estão prontos para serem utilizados, a disseminação é feita pelas agências responsáveis pelos satélites através de plataformas na internet.

A facilidade de acesso aos dados, antigamente, dependia da política de cada agência. Enquanto agências americanas tais como a NASA e a National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) não cobravam pelos dados, a ESA impunha restrições, dando acesso limitado para fins científicos e impondo custos elevados a utilizadores comerciais. No entanto, houve uma mudança na política de acesso aos dados, sendo hoje de acesso livre, havendo em alguns casos a necessidade de se fazer a descrição dos fins para os quais vão ser utilizados.

### 1.3.5 AGÊNCIAS ESPACIAIS E SATÉLITES OPERACIONAIS

A Tabela 1 resume os principais sensores, históricos e atuais, e as agências espaciais associadas a cada um, bem como os parâmetros medidos por cada sensor.

**Tabela 1** - Lista dos principais sensores históricos e atuais e as agências espaciais associadas.

Agência	País	Nome do Sensor	Tipo de Sensor
NASA	EUA	CZCS, SeaWiFS, MODIS/Terra, MODIS/Aqua, VIIRS	Cor do Oceano
		MODIS	TSM
		Seasat SAR	Radar
NASDA	Japão	OCTS, GLI	Cor do Oceano
		OCTS, GLI	TSM
ESA	Europa	MERIS	Cor do Oceano
		ATSR, AATSR	TSM
		ERS-1 SAR, ERS-2 SAR, Envisat ASAR	Radar
NOAA	EUA	AVHRR	TSM

<sup>2</sup> Para mais informações sobre o sensor ASAR e os seu produtos consulte: [earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/envisat/instruments/asar](http://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/envisat/instruments/asar)

## 1.4 CRIAÇÃO DE UMA IMAGEM DE SATÉLITE

As imagens de satélite são criadas a partir de um conjunto de medições realizadas em vários pontos. Nesta secção, revêem-se as técnicas que permitem a construção dessa imagem.

### 1.4.1 O QUE O SENSOR "VÊ"

O sensor observa a superfície do mar através de um sistema de lentes e espelhos ou, no caso de sensores de microondas, através de uma antena cujo cone de receção de radiação é um cone em 3D. Em cada instante, a informação recebida no sensor provém do chamado campo de visão instantânea ou *Instantaneous Field of View* (IFOV). A área do IFOV é definida pela geometria do sensor e pela zona do espectro em que atua.

O IFOV é definido pela direção de observação e o que interessa ao utilizador é a área da superfície do mar de onde se recebe informação, a chamada pegada do sensor. É muito difícil definir uma pegada instantânea já que o sensor necessita de um tempo finito para gravar a informação recebida, o chamado tempo de integração. É por esta razão que se define uma pegada efetiva, definida durante o tempo que o sensor demora a gravar a informação e durante o qual o sensor já se deslocou. Por esta razão, a pegada efetiva é maior que a instantânea.

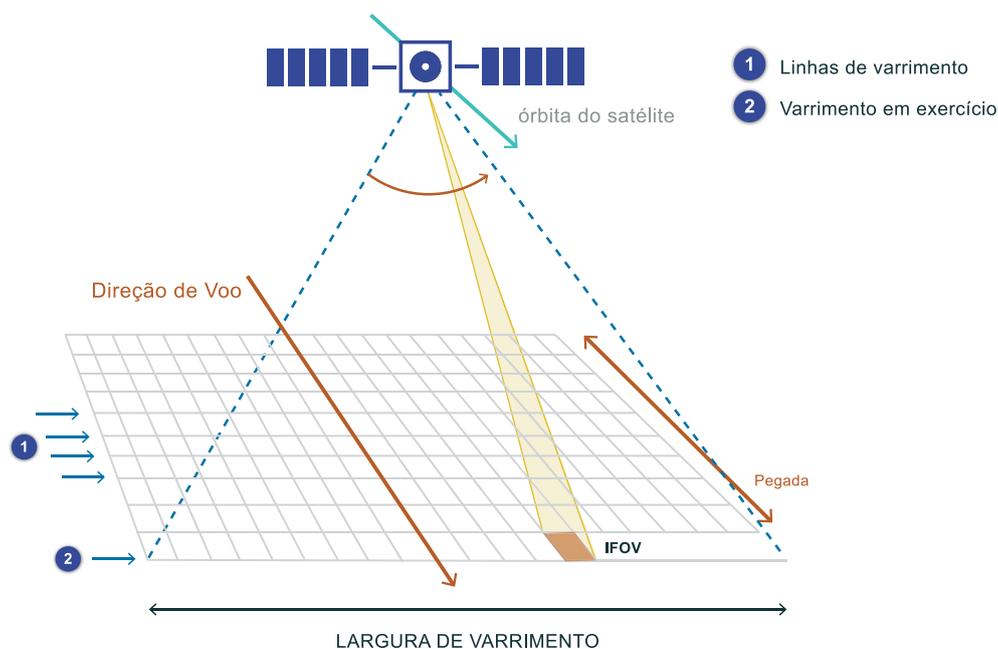


Fig. 8 - Esquema da geometria de um sensor de varrimento na direção perpendicular à do voo. (adaptado de Robinson, 2004)

Na Figura 8 está esquematizado um exemplo de um sensor de varrimento que tem um sistema de espelhos rotativos que “varrem” a superfície da Terra, recolhendo informação na área abrangida pelo varrimento. No caso da figura, o varrimento é feito na direção perpendicular à de voo. Os sensores de varrimento permitem a recolha de informação numa área maior do que um sensor que observasse só um ângulo. Geralmente, o sensor é construído de modo a que no tempo que leva a completar cada linha de varrimento o sensor avança uma distância igual à pegada medida na direção de voo. Isto permite obter as linhas de varrimento contíguas. O varrimento pode fazer-se numa só direção ou em ambas, e a geometria do varrimento pode ser retangular ou cônica, dependendo do desenho do sensor.

## 1.4.2 RESOLUÇÃO ESPACIAL

Uma imagem de satélite é construída por um conjunto de medições individuais que correspondem a um píxel. Define-se a resolução espacial como a área mais pequena em que se podem detetar variações na imagem. Esta é definida pelo tamanho da pegada do sensor durante o tempo de integração. Uma maior resolução espacial do sensor permite captar a intensidade da radiação eletromagnética em áreas mais pequenas e logo permite a obtenção de mais informação.

Cada vez mais os utilizadores têm necessidade de resoluções espaciais melhores. No entanto, um aumento na resolução espacial implica uma pegada menor já que é conseguida à custa de um aumento da velocidade de varrimento, o que resulta numa menor largura de varrimento (*swath*) e numa redução no número de pixéis por linha de varrimento. Por outro lado, a diminuição do tempo de varrimento implica que o sensor vai estar menos tempo a observar cada ponto da superfície, recebendo por isso menos energia radiante em cada ponto, o que aumenta a possibilidade de corrupção do sinal. i.e., aumenta a interferência ou ruído (*noise*). Existe, portanto, um limite no que se pode obter em termos de resolução espacial para um sensor e uma melhoria na resolução é geralmente o resultado de uma melhoria na tecnologia de construção do sensor.



A parte da radiação eletromagnética que contém informação é o chamado sinal (*signal*). Existe sempre alguma perturbação nesse sinal (*noise*) que é medida pela razão entre o sinal e o ruído, ou *signal to noise ratio* (SNR). O objetivo é otimizar o SNR.

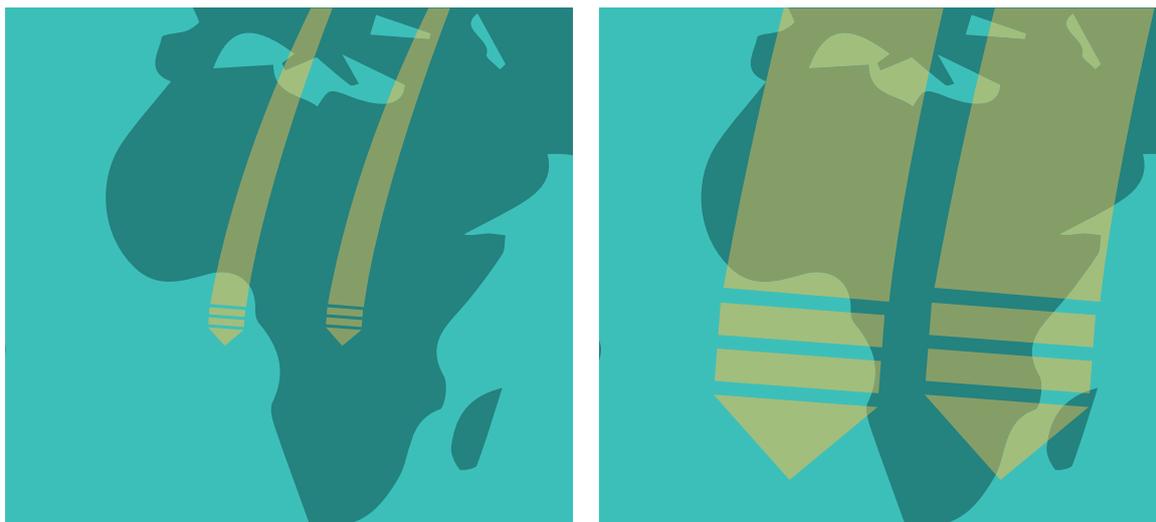
Um exemplo de melhoria no desenho dos sensores foi o aumento de detetores de radiação (ou câmaras) de modo a poderem recolher várias linhas de varrimento ao mesmo tempo. Vários detetores são dispostos em fila, recolhendo individualmente informação do solo. Os sensores podem ser dispostos alinhados com a direção do voo ou na perpendicular. Detetores dispostos em linhas ou em *array* aumentam o tempo entre varrimentos consecutivos, permitindo maior tempo de integração, o que diminui o *noise* e aumenta a resolução. Uma contrapartida é a possibilidade de cada detetor ter uma sensibilidade ligeiramente diferente, o que resulta em imagens com um aspeto estriado.

A informação de cada píxel é obtida durante um determinado tempo, o tempo de integração, portanto é natural que uma imagem de satélite completa não seja precisamente instantânea. A quantidade de tempo que leva a formar-se uma imagem depende também do nível de processamento da mesma. Imagens de nível 3, que podem abranger a superfície toda da Terra, são compostas por informação proveniente de várias órbitas e portanto são o resultado de vários dias. Para imagens de níveis inferiores é costume dividir-se a pegada do satélite em segmentos aproximadamente retangulares, com a largura de um varrimento e comprimento aproximadamente igual. Neste caso, o tempo associado a esta imagem é o tempo que o satélite leva a percorrer essa distância. As imagens de satélite nunca são instantâneas, no entanto, apesar das limitações na resolução espacial, as imagens de satélite são de longe o melhor método de observação de fenómenos oceânicos pela escala que oferecem.

### 1.4.3 RELAÇÃO CUSTO-BENEFÍCIO (“TRADE-OFF”) ENTRE A RESOLUÇÃO TEMPORAL E A RESOLUÇÃO ESPACIAL

Como já foi visto na secção 1.3.2, a frequência com que se consegue obter uma imagem sobre o mesmo local depende do período das órbitas. Um menor intervalo de tempo entre passagens sucessivas leva a uma menor cobertura espacial e maior espaçamento entre pegadas das órbitas, enquanto um maior intervalo entre passagens sobre o mesmo local vai permitir que o satélite cubra uma maior área da superfície. Existe portanto uma relação custo-benefício ou um *trade-off* entre a resolução espacial e a resolução temporal, já que uma é conseguida à custa da outra.

Para sensores em órbitas quase-polares este *trade-off* pode ser parcialmente compensado para sensores cuja largura de varrimento ou *swath* é grande, i.e., ~1000-2000 km em vez de ~100-200 km (Robinson, 2004). Como se pode ver na Figura 9, se houver sobreposição entre sucessivos varrimentos, esse sensor irá conseguir ter uma maior cobertura da Terra. Por exemplo, um sensor com *swath* de 1500 km conseguirá uma cobertura total bi-diária. No entanto, como se referiu na secção anterior, uma maior largura de varrimento implica uma perda de resolução espacial e de novo será necessário fazer-se uma avaliação da relação custo-benefício entre a resolução espacial e a temporal.



**A** Sensor com *swath* estreito que leva vários dias a cobrir a Terra toda.

**B** *Swath* largo que cobre a superfície terrestre toda num único dia.



**Fig. 9** - Exemplo de área coberta de sensores com *swath* diferentes. (adaptado de Robinson, 2004)

Sensores de varrimento em órbitas geoestacionárias observam o mesmo ponto na Terra continuamente, logo a resolução temporal é só limitada pelo tempo de integração. A resolução espacial destes sensores vai ser limitada pela altura da órbita e pelo ângulo de observação. Esta será maior quando o sensor está a observar um ponto diretamente por debaixo do satélite - o chamado nadir - e menor quanto maior for o ângulo de observação.

Para sensores que operam em zonas do espectro em que a radiação não passa através das nuvens (cor e temperatura), na prática a resolução temporal pode ainda ser diminuída pela sua presença. Há ainda que ter em conta que em certas zonas da Terra a ocorrência de nuvens está associada a certas horas do dia, uma consideração que afeta sensores em órbitas hélio-síncronas (Robinson, 2004).

Todos os aspetos acima mencionados terão de ser considerados aquando do planeamento de uma missão de modo a poder obter a relação espaço-temporal que mais beneficia o objetivo da missão. A escala dos fenómenos que se pretendem observar também deve ser considerada no planeamento da missão. Assim, missões cujo objetivo é a observação da ocorrência de *blooms* de fitoplâncton terão necessidades diferentes de missões cujo objetivo é observar fenómenos de derrames de óleo, cuja escala espacial e temporal será bastante menor.

A existência de vários sensores, com diferentes características e limitações a bordo do mesmo satélite, complica ainda mais esta tarefa e é uma das causas da tendência que se tem vindo a observar na diminuição do tamanho das plataformas e da existência de cada vez mais missões com um único sensor.

## 1.5 ETAPAS NO PROCESSAMENTO DOS DADOS DE SATÉLITE

Nesta secção, iremos analisar os vários passos necessários para se conseguir retirar informação oceanográfica dos dados de satélite. Os passos podem ser divididos em quatro etapas: calibração do sensor, correção atmosférica, calibração geofísica e correção geométrica. O objetivo é partir da informação transmitida pelo sensor e retirar toda a informação aí contida, tendo em conta que a radiação recebida no sensor terá atravessado a atmosfera.

### 1.5.1 CALIBRAÇÃO DO SENSOR

Com o passar do tempo é natural que haja uma diminuição dos níveis de desempenho de um sensor devido às ações adversas a que é sujeito em órbita (radiação cósmica, estabilidade em órbita, diminuição da potência com o tempo, etc.). Para se contabilizarem eventuais perdas no desempenho é necessário fazerem-se testes de desempenho dos vários instrumentos do sensor.

Uma vez em órbita é impossível fazerem-se reparações ao sensor, pelo que é necessário incorporar testes de calibração que são efetuados durante o período de operação do sensor. O teste é feito comparando a radiação medida pelo sensor quando aponta para uma fonte com radiação estável ou conhecida. No caso de sensores a operar no visível, apontam para uma lâmpada a bordo ou para a lua, e no caso de sensores de TSM apontam para um corpo negro com temperatura conhecida.

Mesmo assim, a correção não está isenta de erros, no entanto, estes vão ser erros absolutos. Isto significa que é um erro que vem associado a todas as medições feitas pelo sensor e logo não afeta a diferença entre medições de dois pontos na mesma imagem. Pode, contudo, afetar medições feitas com um intervalo de tempo grande, da ordem de vários meses, o que afeta, por exemplo, estudos de clima. Neste caso a validação terá de ser feita a partir de medições independentes para se poder ter uma ideia da degradação do desempenho do sensor.

Com o cumprimento desta etapa do processamento obtêm-se imagens do nível 1. Para a grande maioria dos utilizadores estas imagens ainda não têm processamento suficiente, no entanto é essencial que os métodos empregues sejam revistos e atualizados com cada nova missão e com o decorrer de todas as missões.

## 1.5.2 CORREÇÃO ATMOSFÉRICA

A correção atmosférica tem como objetivo eliminar a influência da atmosfera nas medições do sensor. A interferência da atmosfera na radiação que é emitida pela superfície do mar é a principal desvantagem dos sensores remotos. Esta interferência varia com o comprimento de onda em que o sensor opera, podendo ser total nas zonas em que não existem janelas atmosféricas. Mesmo nas zonas de janela atmosférica, a presença de nuvens pode bloquear o acesso da radiação ao sensor e a presença de gases atmosféricos, gotas de água líquida e partículas em suspensão podem absorver, difundir ou refletir a radiação.

Na Figura 10 estão representadas as trajetórias possíveis da radiação eletromagnética recebida no sensor (Robinson, 2004). Se não existisse atmosfera a absorver e a difundir a radiação emitida, a radiação recebida no sensor seria o resultado da soma dos raios 1, 2 e 3. No entanto, a radiação recebida no sensor é a soma dos raios 1, 4, 5 e 6.

Para o espectro no visível e infravermelho é muito importante contabilizar-se a absorção na atmosfera do sinal proveniente da superfície do mar, o raio 2. Esta é maioritariamente resultado da presença de nuvens. O método mais simples de determinação da presença de nuvens é estabelecer um valor a partir ou abaixo do qual se determina que há contaminação devido à presença de nuvens. No caso dos sensores de cor será um nível de reflectância muito alto (já que o topo das nuvens reflete a luz visível) e no caso do infravermelho térmico, será um valor de irradiância mais baixo (devido ao facto de a temperatura do topo das nuvens ser mais baixa que a temperatura da superfície do mar, ver em mais detalhe na secção 2.3.2).

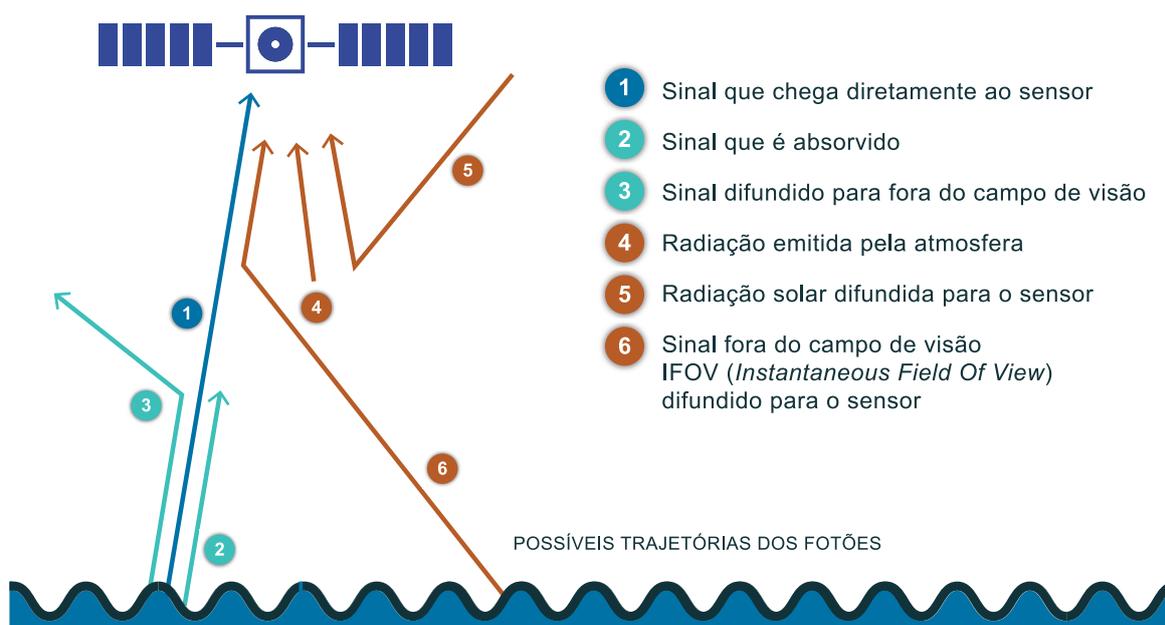


Fig. 10 - Possíveis trajetórias da radiação eletromagnética. (adaptado de Robinson, 2004)

Uma boa correção atmosférica permite estimar a radiação resultante dos raios 2 e 3 e para tal necessita de meios para calcular também a parte da radiação recebida pelo sensor que é resultado das contribuições feitas pelos raios 4, 5 e 6. Este esquema cobre os efeitos atmosféricos para qualquer tipo de sensor, no entanto nem todos os efeitos afetam os diferentes sensores. Por exemplo, o raio 4 só afeta medições feitas no infravermelho térmico, já que a atmosfera absorve radiação 2 e emite radiação a uma temperatura inferior.

Uma vez detetados os pixéis com nuvens, é necessário fazer-se uma correção atmosférica para se estimar o sinal proveniente da superfície do mar. Existem várias estratégias e aqui enumeram-se algumas (Robinson, 2004):

1. Correção atmosférica multiespectral usando informação de diferentes canais do espectro. Por exemplo, para sensores que operam no visível, alguns canais no infravermelho próximo não deverão conter radiação vinda do mar, pelo que toda a radiação recebida nestes canais será proveniente da atmosfera, o que permite que seja estimado o efeito atmosférico.
2. Correção atmosférica multiespectral que examina a diferença da radiação recebida em diferentes canais do espectro. Se a atmosfera influencia os diferentes canais de forma diferente, a diferença da radiação recebida pode ser uma medida do efeito da atmosfera. É necessário que os canais estejam a apontar exatamente para o mesmo local e a correção é feita píxel a píxel.
3. Uso de uma sonda atmosférica montada na mesma plataforma do sensor. Por exemplo, uma sonda a operar nas microondas é capaz de detetar vapor de água e assim fornecer dados para a correção atmosférica.
4. Fazer uma observação simultânea ou quase simultânea do mesmo ponto da superfície do mar através de dois ângulos diferentes, um no nadir e outra oblíqua. Desde que se possa assumir que as condições do mar não se tenham alterado entre as observações, a diferença entre as medições pode ser diretamente relacionada com efeitos atmosféricos.

É muito importante confirmar a localização exata dos pixéis em cada canal de modo a assegurar que a correção está a ser feita para o local certo. É por esta razão que este passo tem de ser feito antes da geolocalização dos pixéis ou correção geométrica, explicada na secção que se segue.

### 1.5.3 CORREÇÃO GEOMÉTRICA

A geolocalização do píxel, também chamada de correção geométrica, ou a definição de coordenadas geográficas para cada píxel implica o conhecimento exato do local em que o satélite se encontrava em cada medição e para onde estava a apontar em cada momento da recolha de informação. Atualmente, com o desenvolvimento do sistema de posicionamento global (GPS), a tarefa de localização do satélite a qualquer momento está muito facilitada.

Para sensores com imagens em alta resolução aplicam-se ainda modelos que fazem a geolocalização a partir das linhas de costa e que têm um *software* que contém toda a informação da geometria do sensor e do satélite e que estende a correção geométrica para a restante área oceânica.

A informação sobre o ângulo de visão do sensor em todos os momentos não é simples de obter já que as medições feitas em ângulo vão ter píxeis mais ou menos distorcidos pelo ângulo e a esfericidade da Terra. A localização precisa de cada píxel é um procedimento que é desenvolvido para cada sensor e depende da órbita do satélite.

### 1.5.4 CALIBRAÇÃO GEOFÍSICA: VALIDAÇÃO DOS PRODUTOS GERADOS COM DADOS *IN SITU*

Nesta fase, a cada píxel já foi aplicada uma correção atmosférica e atribuído um conjunto de coordenadas geográficas. Pretende-se agora processar os dados de modo a poder estimar-se o parâmetro oceanográfico. Por outras palavras, passar de uma medida de radiação eletromagnética para uma medida de uma quantidade oceânica.

Este passo implica um conhecimento aprofundado e rigorosamente testado que estabeleça a relação entre a intensidade da radiação eletromagnética e o parâmetro oceanográfico. Para a construção de um algoritmo de calibração é necessário um conhecimento teórico justificado e confirmado experimentalmente, que ao mesmo tempo defina a validade do mesmo.

O desenvolvimento dos algoritmos varia com o sensor usado. Para sensores a operar no infravermelho térmico os modelos de calibração são desenvolvidos a partir de uma análise do conhecimento teórico da emissão de corpos negros. No entanto, para sensores que operam no visível, o desenvolvimento de algoritmos não é tão simples já que os processos óticos no oceano são tão complexos e variáveis que se tornam necessárias simplificações para relacionar os dados de radiação recebidos no sensor com os parâmetros biogeoquímicos no oceano.

Qualquer método de calibração requer conhecimento empírico, em menor ou maior quantidade, e existem programas de desenvolvimento de algoritmos usando dados simulados, dados obtidos por sensores a bordo de aviões ou de outros satélites que são usados para avaliar as incertezas associadas aos algoritmos de calibração de forma a garantir produtos de confiança. É com o cumprimento desta etapa no processamento que se produzem imagens de nível 2.

Os algoritmos terão ainda de ser validados com dados oceanográficos. Isto implica a comparação do valor oceanográfico obtido através da aplicação do algoritmo com o mesmo valor oceanográfico obtido através de medições *in situ* (no local). Para ter algum valor, este

processo terá de ser aplicado várias vezes. Aqui, existe o problema de conseguir dados exatamente no mesmo local e na mesma altura para se fazer a validação. O facto de um valor de um píxel ser o resultado de uma média para a área que o píxel abrange acresce ao problema. É importante ter-se o maior número possível de medições *in situ*, com a maior extensão geográfica possível para se poderem fazer médias dos valores medidos e correlacionar com as áreas dos pixéis. Outra consideração a ter é o local em que se obtêm os dados *in situ*. É necessário obterem-se dados em zonas uniformes pois dados obtidos em locais com fortes variações dos parâmetros, como, por exemplo, numa frente oceânica ou num local com um *bloom* de fitoplâncton com concentrações variáveis, irão resultar em erro. Outra possível fonte de problemas é a profundidade a que a medição foi feita. Isto é particularmente importante para os sensores de TSM que só medem a temperatura da pele do oceano, i.e., a menos de 1 mm de profundidade, enquanto as boias e medições locais medem temperaturas em profundidades que vão até a 1 m de profundidade. Estas duas medições podem ser muito diferentes dependendo das condições ambientais e um bom conhecimento dos processos oceanográficos é essencial para uma boa validação.

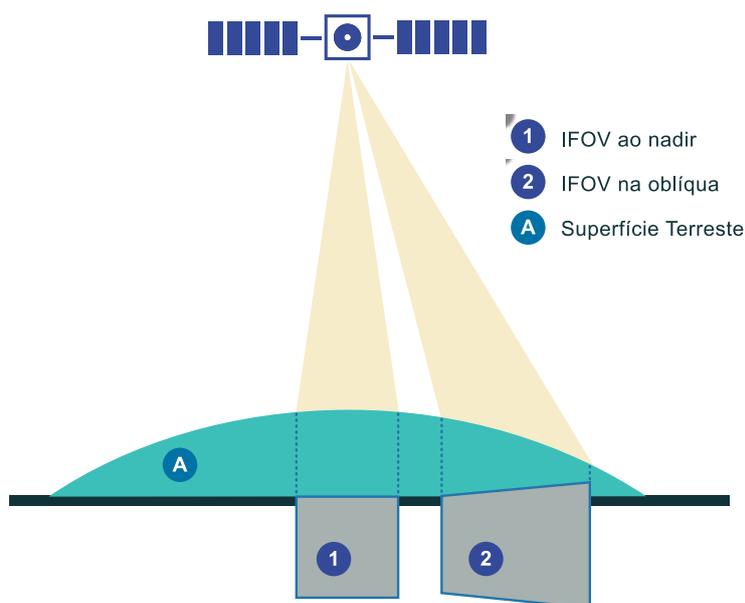
O processo de validação deve ser um processo contínuo ao longo da vida de um sensor e os algoritmos desenvolvidos são revistos à medida que são testados e revalidados. Um exemplo de validação para produtos de clorofila é dado na secção 3.5.3.

## 1.5.5 RECONSTRUÇÃO DA IMAGEM

Uma vez que a localização geográfica e a variável geofísica de cada píxel são conhecidas, a informação pode ser usada para o mapeamento em projeções que sejam mais inteligíveis para o utilizador. De um modo simples, neste passo dá-se a passagem das coordenadas do satélite em cada píxel para as coordenadas geográficas através de uma reamostragem dos dados. Este é o processo final na produção de imagens de satélite e talvez o que menos afeta a exatidão dos dados.

A orientação da imagem definida pela geometria do sensor pode não ser de fácil interpretação já que pode haver distorção dos pixéis provocada pelo ângulo de visão do sensor (ver Figura 11). Esta distorção geralmente afeta mais os sensores com *swath* grande em que os ângulos de visão são maiores e as linhas de varrimento mais compridas e logo a distorção dos pixéis também aumenta.

A reamostragem dos pixéis na nova projeção implica uma série de decisões no processamento dos dados. Caso o novo mapa tenha uma menor resolução, os valores dos novos pixéis serão o resultado de uma média dos pixéis contidos em cada quadrícula do novo mapa.



**Fig. 11** - Distorção do campo de visão instantâneo (IFOV) causado por ângulos de visão oblíquos.

Caso o novo mapa tenha resolução parecida ou um pouco maior, a interpolação de valores ou o uso do valor mais próximo é usada. No geral, a reamostragem acaba por distorcer um pouco a imagem, no entanto é de muito mais fácil interpretação para os utilizadores.

Deste modo, produzem-se mapas de dados oceanográficos de nível 3 prontos a serem disseminados e analisados pelos vários utilizadores.

Existe ainda a possibilidade de integração com dados de outros satélites ou de dias posteriores ou até com informação de dados *in situ* ou de modelos, que produzem mapas de dados com menor resolução temporal, mas que contêm mais informação. Estes são os chamados dados de nível 4.

## 1.6 ASPETOS POSITIVOS E LIMITAÇÕES DA DETEÇÃO REMOTA

Após a descrição dos diferentes processos envolvidos desde o lançamento do satélite com o sensor a bordo até à imagem final que o investigador utiliza, importa considerar e resumir os diferentes aspetos positivos e negativos deste tipo de medições.

Uma das principais vantagens deste método é a escala espacial que os sensores em órbita possibilitam. Para além dos estudos globais que permite, um exemplo muito conhecido da vantagem desta nova perspetiva foi a descoberta de vórtices (ou “*eddies*”) com 10-30 km,

uma escala demasiado grande para serem perceptíveis a bordo de navios ou até por sensores a bordo de aviões.



Os *eddies* são estruturas circulares com movimento de rotação na coluna de água e apresentam diâmetros que variam entre alguns metros até várias centenas de quilómetros.

As medições feitas *in situ*, a bordo de navios ou por sondas submersas, são medições pontuais que cobrem uma área pouco extensa, assim como apenas fornecem dados durante um tempo limitado. As imagens obtidas por detecção remota, além de permitirem um estudo em grandes áreas, também permitem um estudo da evolução das condições ao longo do tempo, já que um satélite é desenhado para durar alguns anos. Isto permite aplicações sazonais, anuais e até à escala de poucas décadas. A Figura 12 ilustra as escalas temporal e espacial associadas a diferentes processos, comparando a aplicabilidade do método *in situ* e da detecção remota.

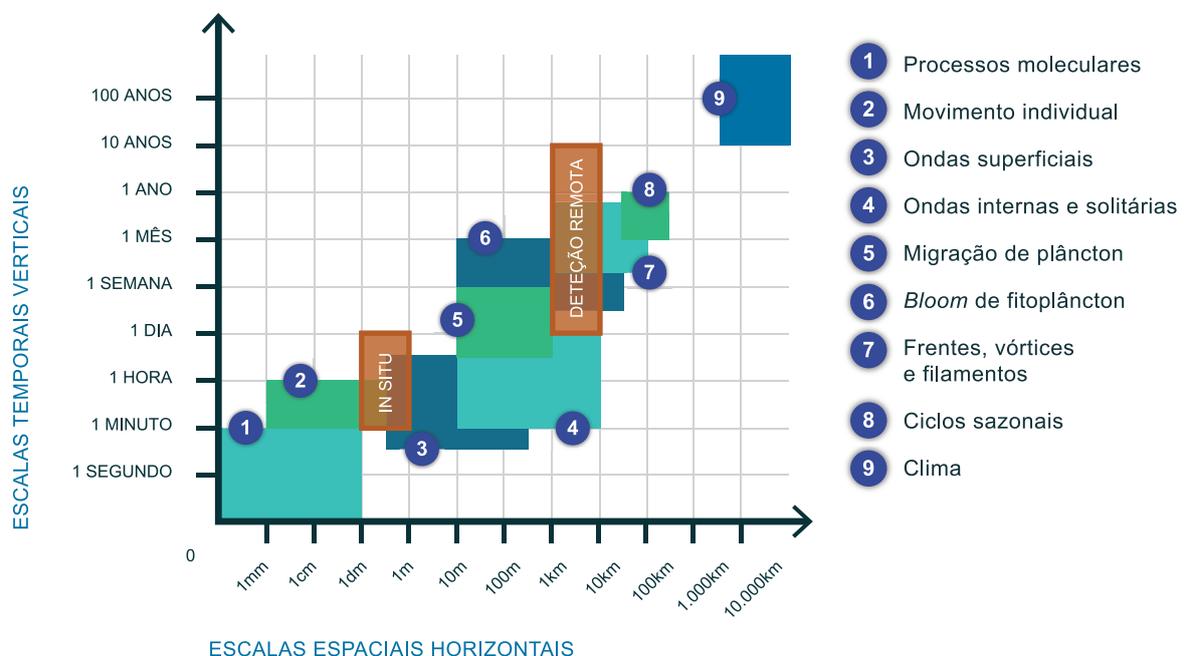


Fig. 12 - Escalas espaço-temporais de diferentes processos biogeoquímicos e das metodologias *in situ* e satélite.

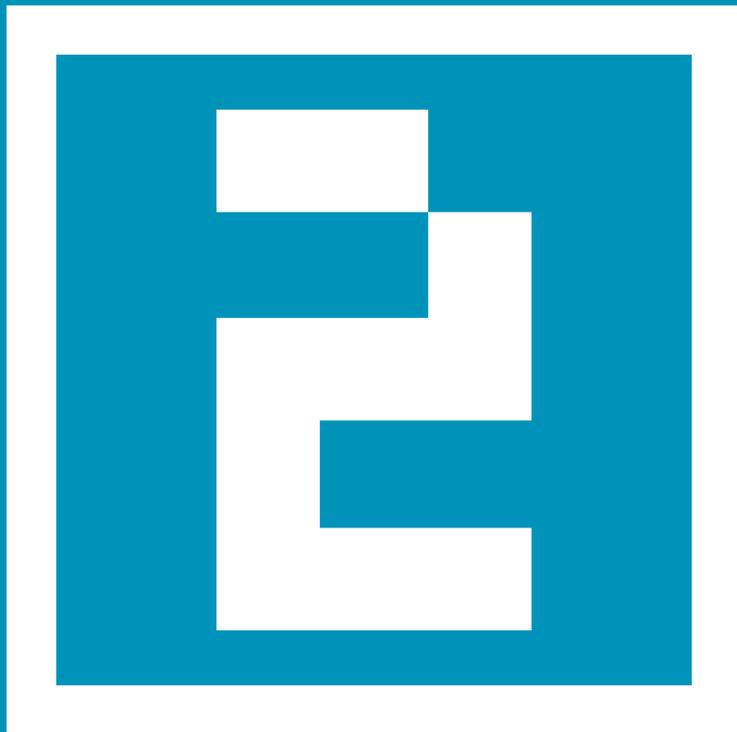
Considerando ainda a cobertura espacial, outra vantagem desta tecnologia é permitir a obtenção de medições em locais remotos que antes não eram acessíveis, ou a possibilidade de obter dados em oceanos e mares cujo acesso para medições a bordo de navios é difícil.

Apesar destas vantagens, é necessário perceber também as limitações deste tipo de medições remotas. Como já foi referido na secção 1.2, qualquer sensor em órbita recebe informação da superfície do mar através da radiação eletromagnética. A radiação terá de passar através da atmosfera até chegar ao sensor, o que irá alterar ou mesmo, na presença de nuvens, impedir que a mesma chegue ao sensor. No caso da região do visível e infra-vermelho próximo, a presença da atmosfera é mesmo a maior limitação à obtenção de dados por satélite.

Importa referir que com a deteção remota a quantidade de parâmetros oceânicos medidos é limitada e que as medições são condicionadas pela localização do satélite em cada altura. Não esquecer ainda que qualquer medição remota vai necessitar de ser calibrada e validada por medições *in situ* (secção 1.5). Seria fácil ceder à tentação de pensar que os dados de satélite eliminam a necessidade de medições no local, no entanto é precisamente o oposto. Somente com medições *in situ* é possível validar e dar exatidão aos dados medidos remotamente.

Um outro aspeto das medições feitas remotamente é que a informação recebida é somente da superfície do mar ou, na melhor hipótese, e só no caso da luz visível, de poucas dezenas de metros de profundidade, que correspondem à parte da coluna de água que recebe luz solar. No entanto, a maior parte dos processos subaquáticos tem uma assinatura à superfície do mar. Isto significa que processos como a subida de águas profundas – afloramento - alteram a informação à superfície, que pode ser detetada por sensores a bordo de satélites. Existem modelos cada vez mais complexos que recriam os processos subaquáticos e a sua assinatura à superfície. A superfície do mar é também onde se processam as trocas de energia entre a atmosfera e o oceano, o que a torna a melhor zona de medições para estudos de meteorologia e clima.

Como qualquer outro método de observação, a deteção remota apresenta vantagens, mas também limitações. Cabe a cada utilizador adequar os métodos de observação aos fenómenos que pretende estudar.



# CAPÍTULO 2

## TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR – TSM

Ana Sutcliffe, Fátima Sousa e Dmitri Boutov



Os sensores de TSM foram os primeiros a ser utilizados pela comunidade científica e, presentemente, existem dados de TSM recolhidos durante um período superior a 30 anos. Neste capítulo, iremos aprofundar o modo como estes sensores operam e como obtêm dados de TSM a partir de radiação recebida a bordo dos satélites. É muito comum usar-se o termo anglo-saxónico *Sea Surface Temperature* (SST).

## 2.1 PRINCÍPIOS FÍSICOS: EMISSÃO TÉRMICA E EMISSIVIDADE DA SUPERFÍCIE DO MAR

O princípio físico dos sensores que operam no domínio do infravermelho térmico é que todos os corpos com uma temperatura diferente do zero absoluto emitem radiação cuja intensidade é proporcional à sua temperatura. Quanto mais elevada for a temperatura de um corpo, maior será a energia radiante. Assim, a partir da radiação emitida por um corpo pode calcular-se a sua temperatura.

As características espectrais da emissão térmica de um corpo à temperatura  $T$  (em Kelvin, K) são descritas pela lei de radiação de Planck:

2.1

$$M(\lambda, T) = \frac{C_1}{\lambda^5 [\exp(C_2/\lambda T) - 1]}$$

onde  $\lambda$  é o comprimento de onda (c.d.o.) em metro, e  $M_\lambda$  é a exitância espectral (frequentemente também designada por emitância), que é a radiação emitida por unidade de c.d.o. centrado em  $\lambda$ , por unidade de área da superfície emissora, independentemente da direção.  $C_1$  e  $C_2$  são constantes com os valores:

$$C_1 = 3,74 \times 10^{-16} \text{ W m}^2$$

$$C_2 = 1,44 \times 10^{-2} \text{ m K}$$

dando uma estimativa de  $M_\lambda$  em  $W m^{-2} m^{-1}$ . Para obter  $M_\lambda$  em  $W m^{-2} \mu m^{-1}$  tal como é habitual, a Equação (2.1) deverá ser multiplicada por  $10^{-6}$ .

A integração da Equação (2.1) para todos os c.d.o. dá a exitância total de um corpo negro:

2.2

$$M = \sigma T^4$$

onde  $\sigma = 5,669 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$  é a constante de Stefan.

A Equação (2.1) representa a radiação de um corpo ideal ou corpo negro, porque se baseia nos princípios termodinâmicos ideais que se aplicam apenas se a superfície for um emissor perfeito. As propriedades emissoras de uma superfície real são descritas pela emissividade espectral  $\varepsilon(\lambda)$ :

2.3

$$\varepsilon(\lambda) = \frac{\text{Exitância no c.d.o. } \lambda \text{ de uma superfície real à temperatura } T}{M_\lambda \text{ (emissor perfeito à temperatura } T)}$$

As consequências da dependência espectral da função de Planck levam a que a radiação solar tenha um máximo na banda do visível, devido à elevada temperatura do Sol. Às temperaturas da superfície do mar típicas, o máximo da emissão situa-se na banda do infravermelho térmico entre 9 e 11  $\mu m$ . Assim, o infravermelho térmico é a região do espectro eletromagnético mais adequada para a monitorização da TSM.

O máximo espectral de emissão da radiação  $\lambda_{máx}$  para cada temperatura é dado pela lei do deslocamento de Wien:

2.4

$$\lambda_{máx} T = C_3$$

onde  $C_3 = 2897 \mu m K^{-1}$ .

Alguns pontos a reter:

1. O Sol emite radiação no domínio do visível, com um máximo localizado a cerca de  $500 \text{ nm} = 500 \times 10^{-9} \text{ m}$ ;
2. A superfície do mar emite radiação na região do infravermelho térmico, com um máximo localizado a cerca de  $11 \text{ }\mu\text{m} = 11 \times 10^{-6} \text{ m}$ ;
3. O comprimento de onda correspondente ao máximo da radiação emitida varia muito com pequenas alterações da TSM;
4. Um radiómetro de infravermelhos mede a Temperatura de Brilho (TB – *brightness temperature*) de um corpo. A TB define-se como sendo a temperatura de um corpo negro que emitiria a radiação que é medida pelo sensor naquele intervalo de c.d.o. (canal ou banda).



Um corpo negro é um corpo ideal, definido como um corpo que absorve toda a radiação incidente. É também um emissor perfeito, emitindo igualmente em todas as direções e em todos os comprimentos de onda. O corpo negro tem uma emissividade,  $\epsilon = 1$ . No caso de um corpo negro, a TB é igual à temperatura real.

Na natureza não existem emissores perfeitos, portanto a temperatura real a que um corpo está depende da emissividade do corpo. Como a emissividade de um corpo real nunca atinge o valor 1, a temperatura real do corpo é sempre inferior à TB.

A medição da TSM com radiómetros que trabalham no domínio do infravermelho térmico só é possível porque nessa zona do espectro existem janelas atmosféricas, isto é, intervalos de c.d.o. transparentes à radiação infravermelha emitida pela superfície do mar (Figura 2, secção 1.2.1).

No infravermelho térmico, a emissividade da superfície do mar tem um valor entre 0,98 e 0,99, o que significa que a TB medida é quase equivalente à temperatura real da superfície do mar, pelo que, na zona do infravermelho térmico, a superfície do mar emite quase como um corpo negro.

A presença de materiais que formam películas sobre a superfície do mar, os chamados *slicks* (que podem ter origem orgânica ou não-orgânica) diminuem a emissividade da superfície do mar, no entanto este efeito é relativamente pequeno.

A refletância,  $R$ , é uma medida da radiação refletida e é dada por  $R = 1 - \epsilon$ . No caso da superfície do mar,  $R$  é praticamente nulo no domínio do infravermelho.

Existe apenas um canal no infravermelho térmico, centrado a  $3,7 \mu\text{m}$ , que tem interferência da radiação solar, pois neste comprimento de onda a radiação solar refletida na superfície do mar é praticamente igual à que é emitida pela superfície do mar. Em termos práticos isto significa que este canal no infravermelho só pode ser usado durante a noite.

## 2.2

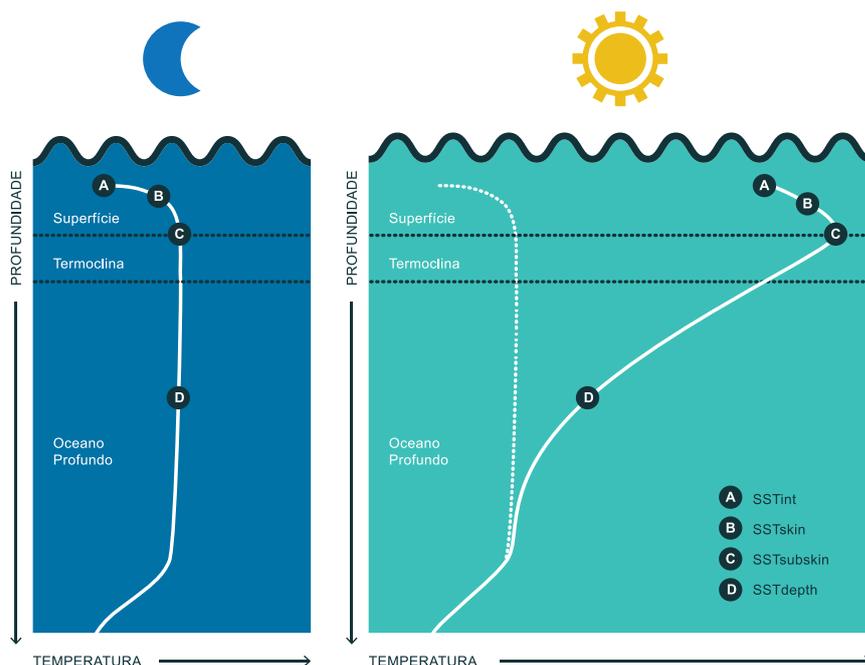
# O QUE É A TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR?

Já foi referido que a temperatura medida por sensores em satélites é a temperatura da pele do oceano. Esta medida geralmente difere muito da temperatura do mar a alguns centímetros de profundidade. A temperatura da pele (ou *skin temperature*) corresponde à temperatura de uma fina camada à superfície onde têm lugar os processos moleculares, com uma espessura de cerca de  $100 \mu\text{m}$ . É muito difícil medir-se a temperatura de pele com métodos *in situ* pelo que é necessário conhecer a estrutura térmica do oceano.

### 2.2.1 DIFERENÇAS ENTRE TEMPERATURA DA “PELE” E TEMPERATURA *BULK*

No domínio do infravermelho, a absorção e a emissividade da água do mar têm um valor próximo de 100%. Isto implica que a maior parte da radiação emitida abaixo de  $30 \mu\text{m}$  seja reabsorvida antes de deixar a superfície do mar. Consequentemente, é a temperatura desta camada “pele” que caracteriza a emissão da radiação e controla a temperatura de radiação observada do espaço.

As boias e outros métodos convencionais de medição da temperatura do mar medem a temperatura a alguns centímetros ou metros de profundidade, a chamada temperatura *bulk*, i.e., a temperatura medida entre cerca de 10 cm e 7 m de profundidade. A estrutura térmica dos primeiros metros do oceano irá ditar a diferença entre as duas temperaturas medidas. No caso de uma distribuição uniforme da temperatura, as medições deverão ser aproximadamente iguais (Figura 13), no entanto existem vários processos que provocam uma variação significativa da temperatura com a profundidade, aumentando a diferença entre os dois valores.



**Fig. 13** - Esquema de um perfil de temperatura obtido durante a noite e durante o dia. SST<sub>int</sub> é a TSM na interface oceano-atmosfera, SST<sub>skin</sub> é a temperatura da pele, SST<sub>subskin</sub> é a temperatura a cerca de 1 mm e SST<sub>depth</sub> é a temperatura *bulk*.

## 2.2.2 ESTRUTURA DO OCEANO: A TERMOCLINA DIURNA

Em termos gerais, pode dizer-se que a temperatura decresce continuamente com a profundidade, exceto nas latitudes polares onde uma camada de água fria (à profundidade de 50 a 100 m) pode sobrepor-se a águas mais quentes e mais salgadas.

A latitudes mais baixas a estrutura vertical do oceano é caracterizada pela presença da termoclina. A termoclina é definida como sendo uma zona com um forte gradiente vertical de temperatura, ou seja, uma zona em que a temperatura decresce muito rapidamente com a profundidade (Figura 13). Abaixo da termoclina, geralmente a partir de 1000 m, a temperatura decresce lentamente com a profundidade e acima da termoclina há uma camada, tipicamente com cerca de 50 a 200 m de espessura, em que a temperatura é praticamente constante. Esta é a chamada camada de mistura, que pode estender-se quase até à superfície.

Além de variar com a latitude, a estrutura térmica do oceano também varia ao longo do dia, com a formação da termoclina diurna. Esta causa maior problema na interpretação dos dados de satélite da TSM. Em condições de céu limpo, o aumento da radiação solar durante o dia aumenta a TSM causando um gradiente térmico significativo nos primeiros 1-2 m de profundidade. Este aumento é maior mais perto da superfície já que a radiação vai sendo absorvida em profundidade. Este efeito acentua-se em dias calmos, sem vento, mas em dias com ventos moderados a fortes este efeito é atenuado, pois há mistura na coluna de água.

Quando se forma a termoclina diurna, a temperatura da pele não só não é representativa da coluna de água de superfície como pode mascarar processos a ocorrer em profundidade, perdendo-se assim informação oceanográfica de interesse. É muito difícil estimar-se a influência da termoclina diurna nas estatísticas de TSM pois a sua distribuição horizontal e intensidade são muito difíceis de prever.

Como o nome indica, a termoclina diurna desaparece durante a noite com as perdas de calor para a atmosfera que causam um arrefecimento da água nas camadas superiores. Esta torna-se mais densa e afunda, provocando processos de mistura vertical (movimentos convectivos) que rapidamente destroem a termoclina diurna.

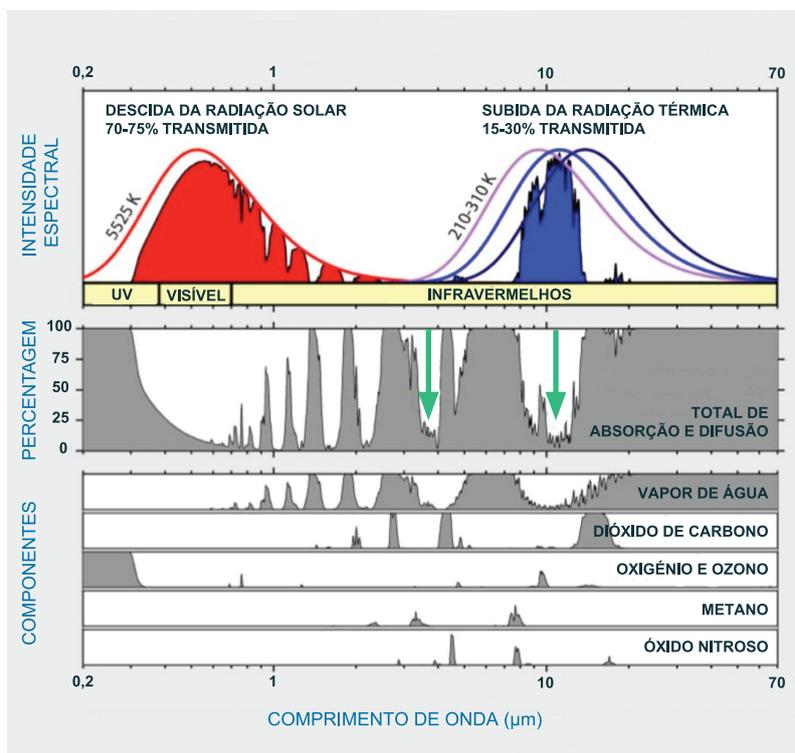
### 2.2.3 PRESENÇA DE SLICKS E DE FILMES ORGÂNICOS

A presença de finas camadas (ou películas) de materiais menos densos que flutuam à superfície do mar (*slicks*) afetam a TSM medida pelo sensor de várias formas. Estas camadas podem ter origem orgânica ou não-orgânica, resultando no último caso de derrames de petróleo. Se a camada for muito fina a radiação vai ser capaz de a atravessar. No entanto se o *slick* tiver alguma espessura vai diminuir a radiação emitida pela superfície do mar, diminuir a evaporação e diminuir a turbulência causada pelo vento, o que diminui os processos de mistura vertical. Todos estes efeitos contribuem para que a TSM medida na presença de *slicks* seja alterada. No caso de um derrame de petróleo com uma extensão razoável, a sua presença vai ainda provocar o aumento da absorção da radiação solar, o que causa uma subida na TSM medida pelo sensor.

## 2.3 EFEITOS ATMOSFÉRICOS NA RADIAÇÃO INFRAVERMELHA

Os comprimentos de onda da radiação no infravermelho térmico situam-se entre 3 e 14  $\mu\text{m}$ . Como se pode ver na Figura 14, nesta zona do espectro há constituintes atmosféricos que absorvem parte da radiação emitida pela superfície do mar e ao mesmo tempo emitem radiação. No entanto, a radiação emitida por aqueles constituintes corresponde a uma temperatura mais baixa pois a atmosfera está a temperaturas mais baixas que a superfície do mar e portanto a radiação que emitem terá um máximo desviado para maiores comprimentos de onda. Ao passar através da atmosfera o sinal emitido pelo oceano é atenuado.

## RADIÇÃO TRANSMITIDA PELA ATMOSFERA



**Fig. 14** - Radiação transmitida pela atmosfera e percentagem de radiação absorvida pelos constituintes principais da atmosfera. As setas verdes mostram as janelas atmosféricas usadas para a deteção remota no infravermelho.

Os diferentes constituintes atmosféricos absorvem diferentes percentagens da radiação infravermelha emitida pela superfície do mar, sendo os principais absorventes o vapor de água, o ozono e o dióxido de carbono (Figura 14). Assim, na região do infravermelho térmico existem duas janelas usadas para a deteção remota, a primeira localizada entre 3,5 e 4,1  $\mu\text{m}$  e a segunda entre 10,0 e 12,5  $\mu\text{m}$ . Nenhuma é completamente transparente já que os constituintes atmosféricos, o vapor de água em particular, irão absorver parcialmente o sinal emitido pela superfície do mar, aumentando a diferença entre a TB medida no sensor e a verdadeira TSM.

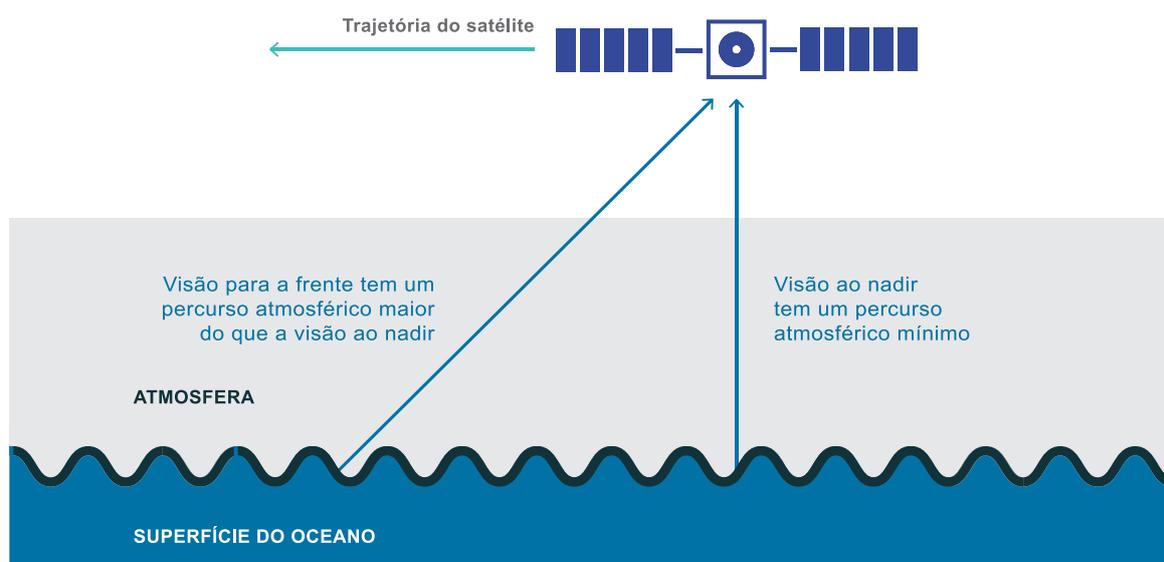
Os algoritmos de correção atmosférica terão de ter em conta não só o espectro de absorção de cada constituinte, mas também o facto das concentrações dos mesmos serem altamente variáveis no espaço e no tempo. São usados modelos de transmissão atmosférica, mas que por si só não são suficientes para fazer a correção atmosférica. De modo a conhecer os constituintes atmosféricos com maior precisão, na altura da medição é necessário que o satélite tenha a bordo um sensor capaz de fazer estas medições.

### 2.3.1 UTILIZAÇÃO DE ALGORITMOS MULTICANAL

O sinal recebido no sensor já sofreu atenuação ao passar pela atmosfera e, no caso da presença de nuvens, não contém informação da temperatura da superfície do mar, dependendo apenas da temperatura do topo da nuvem.

A correção atmosférica é feita utilizando modelos que permitem estimar o modo como a radiação foi transmitida através da atmosfera. Contudo, estes modelos por si só não são suficientes. O modo como o sensor faz as medições irá melhorar essa estimativa. Existem vários métodos de correção, enumerados aqui:

1. Método multicanal: canais em diferentes regiões do espectro irão obter medições diferentes do mesmo ponto à superfície do mar. A diferença reside na atenuação atmosférica que varia para os diferentes comprimentos de onda. Esta diferença é uma medida dos efeitos atmosféricos. Geralmente é usada a informação recebida através de dois ou três canais para se estimar a atenuação atmosférica.
2. Algoritmos que são comparados com dados *in situ*: medições feitas por extensas redes *in situ*, coincidentes com a passagem do satélite, são utilizadas para produzir algoritmos que comparam as medidas feitas pelo sensor com as observações *in situ*. A comparação permite obter uma medida do erro do sensor no local das medições. No entanto, são necessárias correções adicionais que tenham em conta a diferença do local de medição dos dois tipos de dados, já que a temperatura de pele pode diferir da chamada temperatura *bulk*.
3. Método “*multi-look*”: consiste na observação do mesmo ponto à superfície com dois ângulos diferentes. Um sensor em órbita polar com duas “visões” permite fazer uma observação “para a frente” com um ângulo entre 50° e 60°, e de seguida, apontar diretamente para baixo (visão ao nadir). Estas observações vão permitir fazer uma medição através da visão em ângulo, e pouco tempo depois, uma segunda medição do mesmo local na visão ao nadir (Figura 15). A temperatura de brilho medida ao nadir irá ser maior que a medida em ângulo já que esta última é feita através de uma maior



**Fig. 15** - Esquema que mostra as medições através da visão em ângulo “para a frente” e da visão ao nadir. (adaptado de Robinson, 2004)

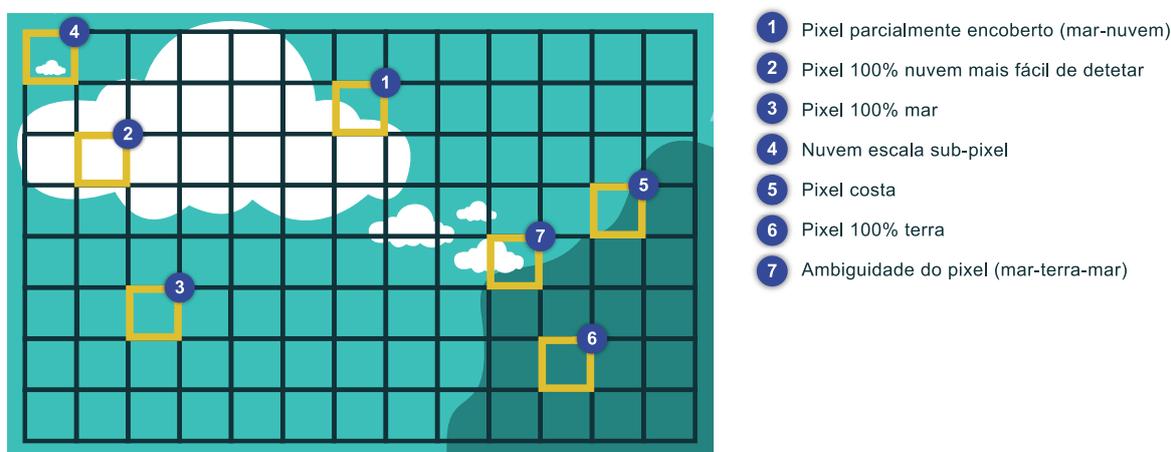
camada de atmosfera. Assumindo que não tenham ocorrido alterações do local medido no tempo entre medições e que a atmosfera é uniforme no espaço das medições, as diferenças de temperatura de brilho são uma medida da atenuação atmosférica. Este método melhora a correção multiespectral já que existem diferenças de absorção atmosférica com diferentes comprimentos de onda.

## 2.3.2 PRESENÇA DE NUVENS

Os algoritmos até agora apresentados são adequados às imagens sem nuvens. No caso da presença de nuvens será necessário identificar os pixels contaminados para serem eliminados.

A Figura 16 ilustra os vários tipos de contaminação por nuvens que podem existir numa imagem de satélite. Existem vários métodos de detecção da presença de nuvens:

1. Limites de temperatura de brilho: já que as nuvens estão sempre a uma temperatura inferior à do oceano, estabelece-se um limite para o valor da temperatura de brilho abaixo do qual se presume contaminação por nuvem. Este teste necessita de uma análise mais profunda.
2. Utilização dos canais nas bandas do visível e do infravermelho próximo: todos os sensores de infravermelhos possuem também canais no visível e no infravermelho próximo, dirigidos para o mesmo local na Terra e que são usados para a detecção de nuvens e para a detecção da fronteira terra-água. Durante o dia, estes dois canais mostram um grande contraste entre as nuvens e o mar. No entanto, no caso de nuvens mais pequenas que a escala do píxel (Figura 16) é necessário algum cuidado, já que basta 10% do píxel estar contaminado por nuvem para alterar a temperatura de brilho (Robinson, 2004). Nestes casos, eliminam-se os pixels próximos de nuvens grandes.



**Fig. 16** - Representação esquemática dos vários tipos de contaminação por nuvens que podem existir numa imagem de satélite.

3. Testes de coerência espacial: quando existem muitas nuvens, a temperatura de brilho irá variar muito de píxel para píxel. Assim, quanto maior for a coerência espacial, menor será a probabilidade de haver nuvens.
4. Testes multiespectrais: a presença de nuvens afeta a temperatura de brilho de tal forma que varia de canal para canal.

## 2.4 SENSORES

Apresentam-se os sensores mais utilizados para a medição da temperatura da superfície do mar (TSM).

### 2.4.1 O ADVANCED VERY HIGH RESOLUTION RADIOMETER (AVHRR)

O sensor mais usado para aplicações de TSM é o *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) operado pela NOAA. Tem vindo a fornecer dados de alta qualidade desde o lançamento da sua primeira versão em 1978.

Este radiómetro multicanal sofreu algumas alterações, nomeadamente o aumento do número de canais. Na sua versão atual, o AVHRR/3, com as características descritas na Tabela 2, tem um canal a operar no visível (canal 1) e quatro canais no infravermelho. O canal 3A, centrado a 1,6  $\mu\text{m}$ , não existia nas versões anteriores e foi acrescentado para a deteção de nuvens nas imagens obtidas durante o dia.

Os sensores AVHRR têm vindo a ser instalados a bordo de satélites com órbita heliosíncrona, que fazem parte de uma série de satélites de órbita polar (os *Polar Orbiting Environmental Satellites* – POES) operados pela NOAA. O procedimento operacional normal é ter dois sensores a operar em simultâneo, isto é, um sensor faz uma passagem de manhã sobre um determinado local e o segundo sensor passa sobre o mesmo local da parte da tarde. Voam à altitude de cerca de 833 km com um período de órbita de 102 minutos, o que permite completar um pouco mais de 14 órbitas à Terra por dia. A largura do varrimento (*swath*) máxima é 2580 km, permitindo assim cobrir a área total da Terra duas vezes ao dia.

Tabela 2 - Características dos canais do sensor AVHRR/3.

Nº Canal	Resolução ao nadir (km)	Comprimento de onda ( $\mu\text{m}$ )	Aplicações
1	1,09	0,58 – 0,68	Mapeamento de nuvens e da superfície durante o dia
2	1,09	0,725 – 1,000	Fronteira terra - mar
3A	1,09	1,58 – 1,64	Detecção de neve, gelo e nuvens
3B	1,09	3,55 – 3,93	Mapeamento de nuvens durante a noite, TSM
4	1,09	10,30 – 11,30	Mapeamento de nuvens durante a noite, TSM
5	1,09	11,50 – 12,50	TSM

A calibração a bordo das medições no infravermelho é feita pelo próprio sensor pois este aponta para alvos a temperaturas conhecidas. Em cada ciclo de varrimento o sensor aponta primeiro para uma cavidade que simula um corpo negro e depois para um ponto no espaço exterior.

A correção atmosférica é feita seguindo o método multicanal, com medições recebidas nos canais 4 e 5 e ainda nos canais 3A e 3B para medições feitas durante a noite.

Depois de se fazer a calibração e a correção atmosférica, os dados de TSM derivados das medições AVHRR têm associados uma incerteza de  $\pm 0,5$  K; este valor deve-se em grande parte à dificuldade de comparar a temperatura da pele com a temperatura *bulk*.

## 2.4.2 O ALONG TRACK SCANNING RADIOMETER (ATSR) E O ADVANCED ALONG TRACK SCANNING RADIOMETER (AATSR)

O *Along Track Scanning Radiometer* (ATSR) e o seu sucessor, o *Advanced Along Track Scanning Radiometer* (AATSR) foram operados pela agência espacial europeia ESA.

O primeiro ATSR foi lançado em 1991 e esteve em funcionamento até 2000, altura em que o satélite ERS-1 falhou. Esta missão foi continuada com o lançamento do ATSR-2 a bordo do ERS-2, que foi lançado em 1995 e esteve em funcionamento até setembro de 2011. O AATSR foi lançado a bordo do ENVISAT em 2002 e esteve em funcionamento até maio de 2012.

Os sensores ATSR são radiómetros que também utilizam o método multicanal. Os canais em que operam e as suas aplicações estão representados na Tabela 3. Adicionaram-se três canais no visível aos sensores ATSR-2 e AATSR para aplicações à parte continental.

**Tabela 3** - Comprimentos de onda dos canais dos sensores ATSR-1, ATSR-2 e AATSR e respectivas aplicações.

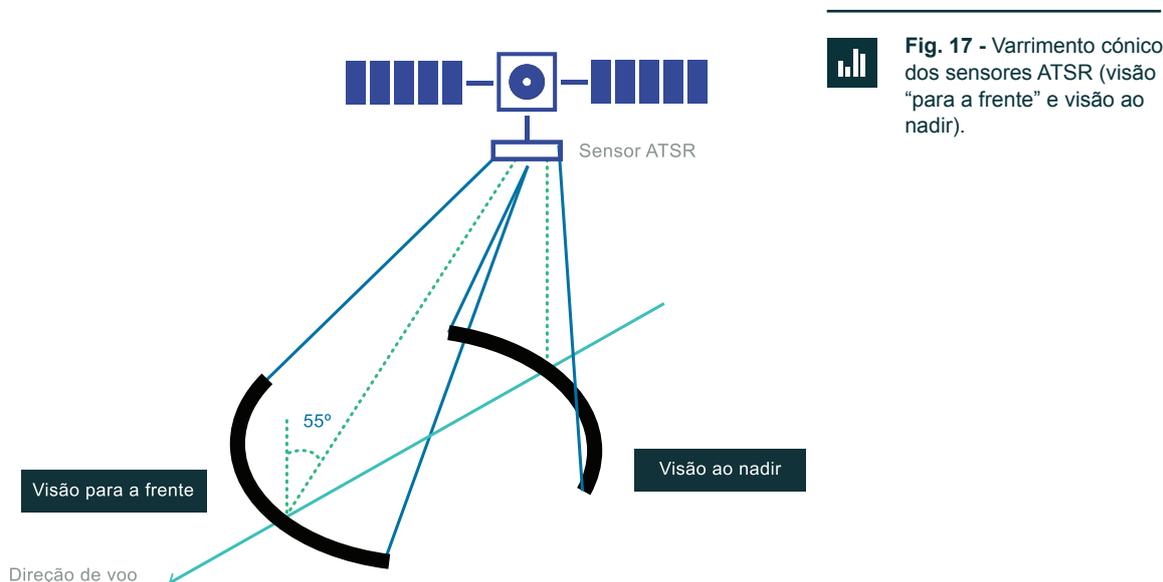
ATSR-1	ATSR-2 & AATSR	Aplicações
-	0,55 $\mu\text{m}$	Clorofila
-	0,67 $\mu\text{m}$	Vegetação
-	0,87 $\mu\text{m}$	Vegetação
1,60 $\mu\text{m}$	1,60 $\mu\text{m}$	Deteção de nuvens
3,70 $\mu\text{m}$	3,70 $\mu\text{m}$	TSM
10,80 $\mu\text{m}$	10,80 $\mu\text{m}$	TSM
12,00 $\mu\text{m}$	12,00 $\mu\text{m}$	TSM

A principal diferença entre estes radiómetros e os AVHRR está no modo como fazem o varrimento. Desenvolveu-se um método de varrimento que permitisse observar o mesmo ponto sobre a Terra duas vezes com ângulos diferentes, conseguido através de um varrimento cónico. Assim, o sensor descreve linhas curvas sobre a superfície, apontando na direção de voo com um ângulo de visão de  $55^\circ$  e voltando até ao nadir, como está esquematizado na Figura 17.

Este método de varrimento tem desvantagens: o facto de descrever linhas curvas sobre a superfície torna o processo de geolocalização muito mais complicado. No entanto, esta questão fica resolvida antes das imagens chegarem aos utilizadores. Outra desvantagem é que a largura de varrimento é muito menor que a do AVHRR, tendo por isso uma menor repetição temporal, pelo que uma cobertura total da superfície da Terra só é conseguida ao fim de quatro dias.

As vantagens de um varrimento cónico consistem na melhoria conseguida para a correção atmosférica já que, para além do método multicanal, também tem a capacidade de observar o mesmo ponto através de dois ângulos diferentes. Esta visão adicional é especialmente útil no caso da presença de aerossóis atmosféricos que tornam a correção atmosférica mais difícil.

O modo como faz a calibração interna também é diferente. Em cada ciclo de varrimento aponta para dois corpos negros de grande precisão e estabilidade, mantidos a temperaturas perto dos extremos observados à superfície da Terra.



**Fig. 17** - Varrimento cônico dos sensores ATSR (visão “para a frente” e visão ao nadir).

A capacidade de conseguir uma melhor correção atmosférica faz com que o erro associado às medições seja apenas de  $\pm 0,3$  K. Os avanços no cálculo dos algoritmos de correção fazem com que os erros associados às medições sejam cada vez mais pequenos.

### 2.4.3 O OCEAN COLOUR AND TEMPERATURE SCANNER (OCTS)

O *Ocean Colour and Temperature Scanner* (OCTS) foi desenhado com oito canais a operar no visível e no infravermelho próximo e quatro canais no infravermelho térmico (Tabela 4).

**Tabela 4** - Características dos canais térmicos do sensor OCTS.

Nº Canal	Comprimento de onda ( $\mu\text{m}$ )	Aplicações
9	3,55 – 3,88	TSM
11	8,25 – 8,80	TSM
12	10,30 – 11,40	TSM
13	11,40 – 12,50	TSM

O sensor foi lançado a bordo do satélite ADEOS-1, operado pela Agência Espacial Japonesa (*National Space Development Agency of Japan* - NASDA), em agosto de 1996, numa órbita heliossíncrona. No entanto, o satélite só esteve operacional durante um período de 10 meses devido a falhas estruturais no sistema de painéis solares.

O OCST tinha uma largura de varrimento de 1400 km, varrendo até  $\pm 40^\circ$ , conseguindo uma cobertura total da Terra em 3 dias. A calibração a bordo era feita apontando o sensor para um corpo negro. Como este sensor utilizou apenas um canal centrado a  $8,5 \mu\text{m}$ , o cálculo da TSM vinha com um erro de  $\pm 0,7 \text{ K}$ .

#### 2.4.4 O MODERATE - RESOLUTION IMAGING SPECTROMETER (MODIS)

Existem dois sensores MODIS atualmente em operação. Ambos os sensores são operados pela NASA e voam a bordo da série de satélites EOS (*Earth Observing Satellites*). O primeiro sensor MODIS foi lançado a bordo do satélite TERRA em fevereiro de 2000, numa órbita heliossíncrona matinal (i.e., cruza o equador durante a manhã). O segundo sensor foi lançado em maio de 2002 a bordo do satélite AQUA numa órbita heliossíncrona cruzando o equador durante a tarde.

A largura de varrimento do sensor é de 2330 km e o sensor possui um conjunto (*array*) de dez detetores dispostos em linha na direção de voo, o que possibilita um aumento do tempo de integração e permite alcançar um total de 10 km à superfície (ao nadir) e uma resolução no solo até 250 m. A melhoria na precisão da medição é conseguida à custa do potencial estriamento da imagem, como foi descrito na secção 1.4.2. Existem uma série de algoritmos desenvolvidos e em constante revisão que visam diminuir este efeito.

O MODIS é um sensor com aplicações na cor do oceano e nas medições da TSM, pelo que possui 36 canais, cobrindo o espectro do visível ao infravermelho deste  $0,412 \mu\text{m}$  a  $14,235 \mu\text{m}$ . A calibração a bordo é feita com o uso de corpos negros.

#### 2.4.5 O GLOBAL IMAGING SENSOR (GLI)

O GLI foi desenvolvido e lançado a bordo do satélite ADEOS-2 pela agência espacial japonesa NASDA em dezembro de 2002 (Tabela 5). No entanto, e tal como aconteceu com o seu predecessor, houve uma falha no sistema de painéis solares, pelo que a missão foi terminada em outubro de 2003.

Tabela 5 - Características dos canais térmicos do sensor GLI.

Nº Canal	Comprimento de onda ( $\mu\text{m}$ )	Aplicações
30	3,54 – 3,88	TSM
34	8,35 – 8,85	TSM
35	10,30 – 11,30	TSM
36	11,50 – 12,50	TSM

O satélite esteve numa órbita heliossíncrona e o sensor tinha uma linha de varrimento de 1600 km o que permitia uma cobertura total da Terra a cada 4 dias. Tal como o MODIS, a sua principal missão era fazer medições no visível, no entanto os canais no infravermelho também permitiram fazer medições da TSM.

## 2.4.6 O VISIBLE INFRARED IMAGER RADIOMETER SUITE (VIIRS)

O VIIRS foi concebido de modo a ser uma continuação do AVHRR, do MODIS e do sensor de cor do oceano, o SeaWiFS. Deste modo, pretende fornecer imagens de alta qualidade de TSM, operando em 10 canais no visível e infravermelho próximo e em 12 canais no infravermelho térmico. Está em operação a bordo do satélite Suomi, posto em órbita em outubro de 2011, numa órbita polar heliossíncrona que permite uma cobertura total da superfície do Globo duas vezes por dia.

Tal como o AVHRR, é um sensor de varrimento, fazendo um ângulo de  $\pm 56^\circ$ , o que resulta numa largura de varrimento máxima de 3000 km. Consegue assim uma maior largura de varrimento que o AVHRR e melhora a resolução no solo que é de 750 m. Tal como o MODIS possui também um conjunto de sensores dispostos em linha na direção de voo. São os 16 detetores do VIIRS que permitem uma maior resolução espacial quando comparado com o AVHRR. Apesar de apresentar um aumento de resolução, podem verificar-se casos de estriamento das imagens, no entanto os algoritmos desenvolvidos até à data já são capazes de significativas melhorias.

A calibração a bordo é feita em cada ciclo de varrimento apontando o sensor para um corpo negro com uma temperatura rigorosamente controlada e para o espaço exterior (temperatura muito baixa).

### 2.4.7 OS SENSORES A BORDO DO SATÉLITE METEOSAT

O Meteosat corresponde a uma série de satélites em órbita geoestacionária, operados pela Eumetsat. O primeiro satélite da série ficou operacional em 1977 e à data de escrita, quatro satélites Meteosat de segunda geração (7, 8, 9 e 10) estão ativos, posicionados sobre diferentes pontos do planeta.

O radiômetro a bordo do Meteosat de segunda geração é o SEVIRI (*Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager*) e tem uma resolução ao nadir de 3 km, conseguindo imagens da superfície da Terra com uma frequência temporal de 15 minutos. A calibração é feita usando corpos negros instalados a bordo e possui 12 bandas espectrais, 8 das quais no infravermelho térmico. Os dados são um excelente complemento aos obtidos pelos sensores em órbitas polares que têm uma resolução espacial maior.

É possível usarem-se distribuições de TSM construídas a partir de medições feitas por este sensor, cuja resolução espacial é de 11,6 km.

### 2.4.8 OS SENSORES A BORDO DOS GEOSTATIONARY OPERATIONAL ENVIRONMENTAL SATELLITES (GOES)

Tal como os Meteosat, os GOES são uma série de satélites em órbita geoestacionária. No momento da escrita, estão operacionais os satélites GOES-11 e GOES-12 com cinco canais (0,6; 3,9; 6,7; 10,7; 12,0 ou 13,3  $\mu\text{m}$ ) e quatro canais (0,6; 3,9; 6,7; 10,7 ou 13,3  $\mu\text{m}$ ), respetivamente, usados para a determinação da TSM. As distribuições de TSM postas à disposição dos utilizadores são o resultado de uma reamostragem das imagens conseguidas a cada 30 minutos, contendo as médias de hora a hora, de intervalos de três horas ou até mesmo de 24 horas.

### 2.4.9 O FUTURO

Os produtos de TSM mais utilizados são os provenientes dos sensores AVHRR e AATSR. No entanto, existem sempre novos interesses e aplicações que vão implicar melhorias nos sensores. Um exemplo disso é o sensor VIIRS, cujo objetivo foi o de melhorar o desempenho do AVHRR. Como este sensor está em funcionamento há relativamente pouco tempo, os seus dados têm vindo a ser alvo de sucessivos tratamentos resultantes de melhorias nos algoritmos utilizados para a correção e para a calibração. Este é o percurso normal de qualquer sensor e é natural que, com o passar do tempo, mais versões dos seus dados sejam postas à disposição dos utilizadores.

Houve já uma junção das agências NASA e NOAA dos Estados Unidos da América, formando o *Joint Polar Satellite System* (JPSS), cujo propósito é o avanço científico e tecnológico na monitorização do meio ambiente, clima, tempo e ciências oceanográficas. Para tal, prevê um sistema continuado de satélites em órbita polar que, conjuntamente com um sistema de processamento em Terra, seja capaz de diminuir o tempo entre a produção da imagem e a sua disseminação. O lançamento do satélite JPSS-1 está previsto para janeiro de 2017 e levará a bordo, entre outros, um sensor VIIRS.

Com o fim do funcionamento do Envisat, a série ATSR ficou interrompida. O *Sea and Land Surface Temperature Radiometer* (SLSTR) será o quarto na série dos ATSR, estando o seu lançamento previsto em dois satélites, o Sentinel-3A e o Sentinel-3B, operados pela ESA. Ambos irão ser postos em órbitas heliosíncronas com períodos de 100 minutos, mas com sentidos opostos de modo a obterem-se imagens dos mesmos locais do Globo, de manhã e à tarde. O ciclo de repetição das órbitas é de 27 dias e o sistema de dois satélites irá permitir uma melhor resolução temporal, como se pode ver na Figura 18. O lançamento do Sentinel-3A já teve lugar em fevereiro de 2016, estando actualmente em fase de calibração.

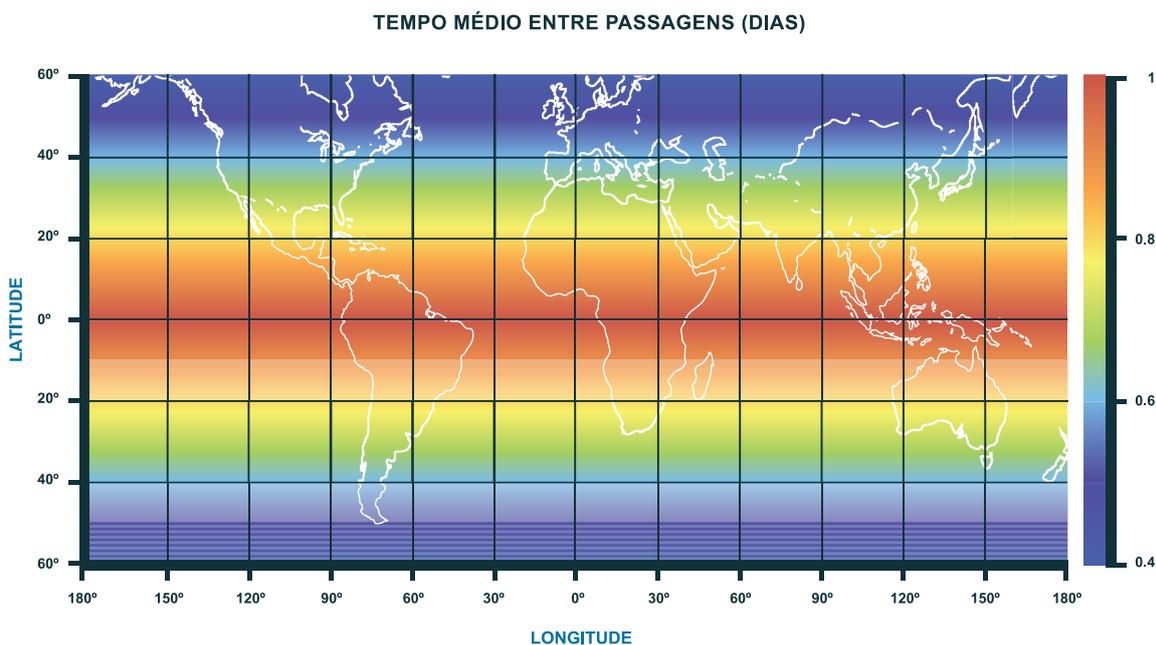
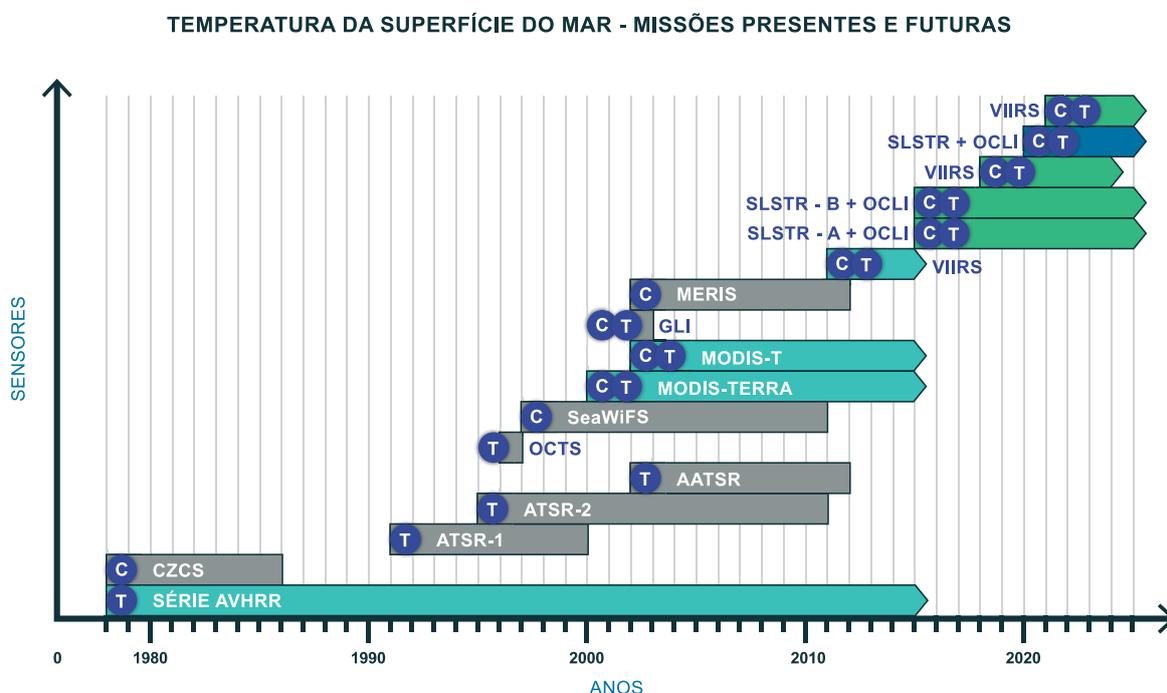


Fig. 18 - Tempo entre visitas sucessivas, em dias, com o uso da configuração de dois satélites.

O SLSTR irá manter o desenvolvimento-base dos ATSR, com um varrimento cónico que fornece duas visões da superfície da Terra, permitindo assim uma correção atmosférica mais precisa. Irá ter mais canais espectrais, num total de 9 canais no visível e no infravermelho e uma resolução de 1 km para o infravermelho. A largura de varrimento também irá ser aumentada para um máximo de 1400 km ao nadir e 740 km na visão oblíqua.

Na Figura 19 está uma listagem com todas as missões atuais e futuras (planeadas e aprovadas) bem como a identificação de todos os sensores já instalados e/ou a ser instalados a bordo dos satélites, e que recolhem dados de TSM.



**Fig. 19** - Listagem de todas as missões atuais e futuras (já planeadas e aprovadas) bem como a identificação de todos os sensores já instalados e/ou a ser instalados a bordo dos satélites, e que recolhem dados de TSM.

## 2.5 PRODUTOS TSM GLOBAIS

A necessidade de uma boa monitorização dos oceanos e conseqüente acesso a dados globais que possibilitem uma aplicação oceanográfica em tempo real levou à criação de vários grupos de utilizadores. O objetivo é o processamento de uma maneira uniforme de dados provenientes dos vários satélites, contemplando também a integração de dados de várias fontes, sejam elas dados de outros sensores, de modelos ou mesmo de observações *in situ*.

Grupos como a *Global Ocean Data Assimilation Experiment* (GODAE) ([www.godae.org](http://www.godae.org)), estabelecido em 1997 e o *Group for High Resolution Sea Surface Temperature* (GHRSSST) ([www.ghrsst.org](http://www.ghrsst.org)) visam exatamente essa integração e uniformização do tratamento de dados, que no caso do GHRSSST são só de TSM. Estes grupos são constituídos por cientistas do mundo inteiro, especialistas nas suas áreas que trabalham conjuntamente para um avanço na qualidade dos dados disponíveis. Uma conseqüência da criação destes grupos é que possa impulsionar novas missões e avanços nas especificações das mesmas.

A comparação entre dados de várias fontes oferece ainda a possibilidade de validação e subsequente melhoria da qualidade dos dados. Ao mesmo tempo, os utilizadores têm um acesso mais facilitado aos mesmos, podendo aceder a vários níveis de processamento e a guias com a descrição dos processamentos efetuados. É possível ainda aceder a *software* desenvolvido pelos grupos que participam no processamento das imagens bem como nas listagens de publicações científicas.

## 2.6 EXEMPLOS DE APLICAÇÕES DA TSM OBTIDAS COM SATÉLITE

### 2.6.1 DISTRIBUIÇÃO DA TSM EM BACIAS OCEÂNICAS

A obtenção de distribuições da TSM nas bacias oceânicas é um bom exemplo de aplicação que só foi possível com a existência de sensores a bordo de satélites. Estas imagens, com escalas espaciais entre 1000 a 10000 km, são uma verdadeira fonte de informação sobre os processos de grande escala que ocorrem nas bacias oceânicas.

Imagens de TSM do nível 3 dão uma visão da distribuição da temperatura à superfície nas bacias oceânicas. Os padrões nas imagens podem ter várias origens e convém relembrar que são as assinaturas à superfície dos processos que ocorrem no interior dos oceanos. Assim, é necessário conhecerem-se os processos que ocorrem à escala das bacias oceânicas (grande escala) capazes de modelar a distribuição da temperatura à superfície. A existência de correntes de grande escala, dos ventos que as induzem, dos processos de afloramento costeiro que são gerados, são só alguns exemplos de processos que têm uma assinatura nas imagens de TSM.

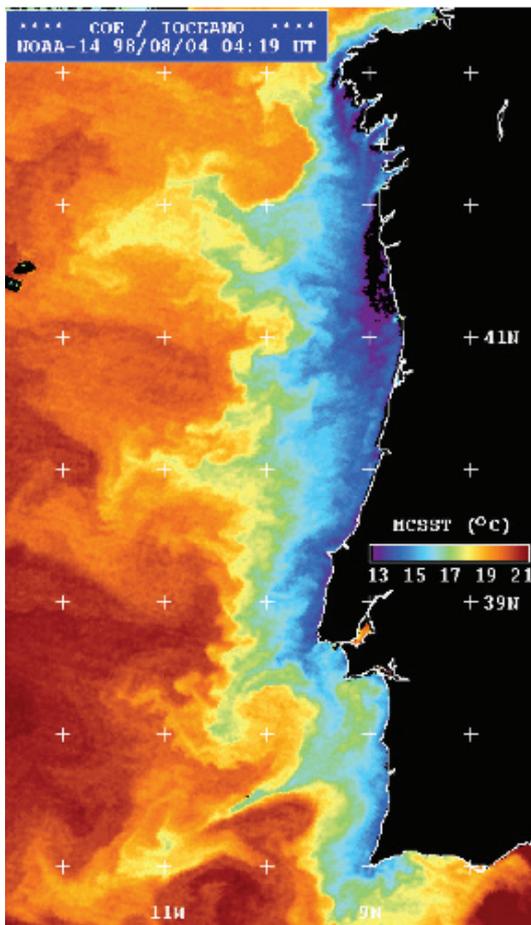
### 2.6.2 VARIAÇÕES SAZONAL, ANUAL E INTRA-ANUAL DA TSM

Um exemplo de aplicação das imagens de TSM é a monitorização da TSM ao longo do tempo. Assim é possível, através da análise das imagens avaliar a variação da TSM com o tempo. A variação da quantidade de radiação solar recebida pelo oceano ao longo do ano é traduzida na TSM. Uma das mais importantes aplicações de imagens continuadas das várias zonas oceânicas é precisamente poder fazer-se uma análise continuada e precisa da TSM ao longo do tempo. Assim, podem fazer-se análises da TSM desde a escala diária até variações sazonais, anuais e ainda à escala de algumas décadas. Estas últimas são importantes para estudos do clima e fornecem dados importantes para o estudo dos processos resultantes do aquecimento global.

### 2.6.3 O AFLORAMENTO COSTEIRO (UPWELLING)

O afloramento costeiro ou *upwelling*, consiste na ascensão de águas subsuperficiais, mais frias, até à superfície. Estas águas têm uma assinatura térmica bem visível nas imagens de TSM pois aparecem junto à costa e contrastam com as águas do largo, mais quentes.

A Figura 20 mostra uma imagem de TSM obtida durante o verão no oceano costeiro de Portugal. As águas do *upwelling*, mais frias e junto à costa, estão representadas em tons azuis, e as águas mais quentes do largo, estão representadas em tons laranja. No entanto, como para qualquer assinatura em imagens TSM, é necessário um conhecimento dos processos oceanográficos da região. É essencial conhecer-se a estratificação do oceano na zona, de modo a poder haver confiança na interpretação das imagens.

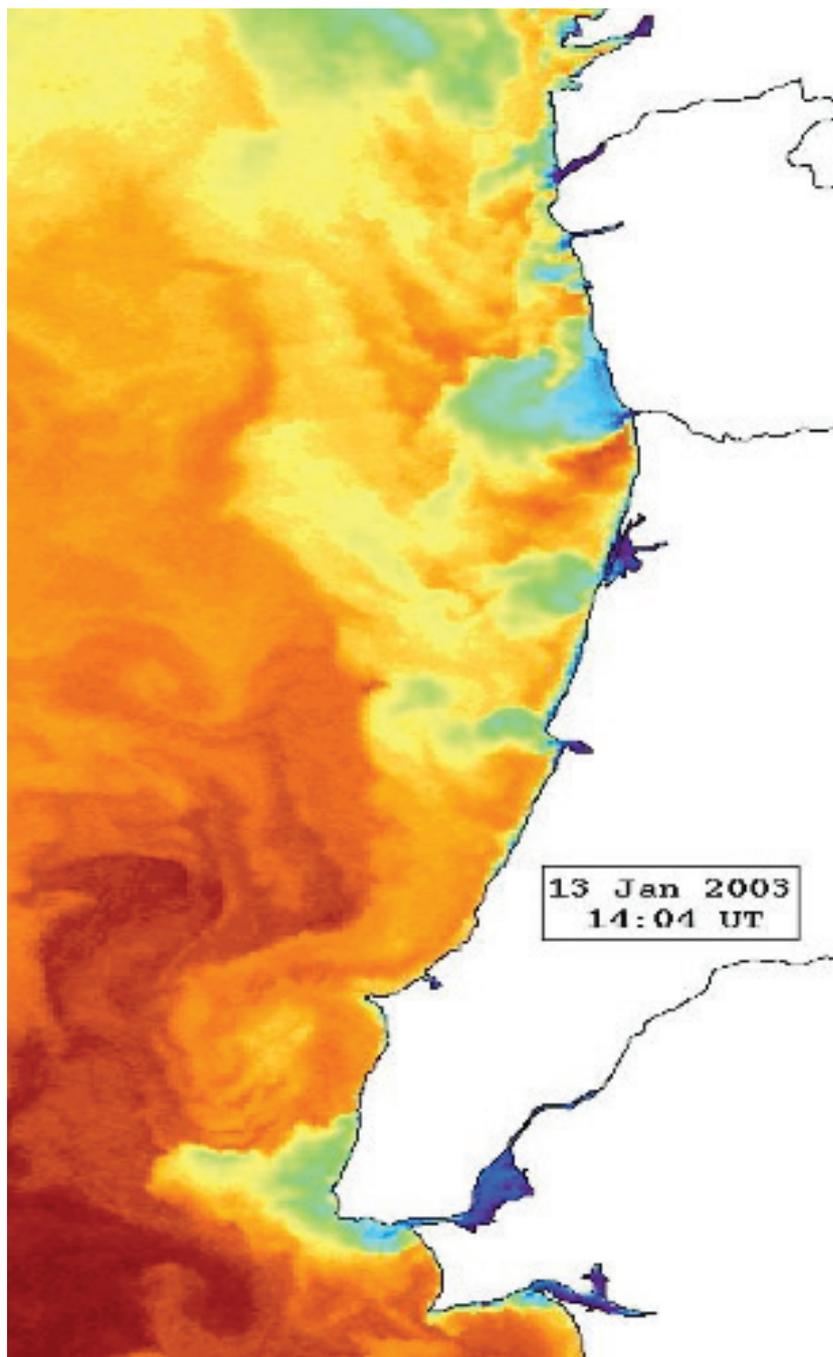


**Fig. 20** - Distribuição da TSM obtida pelo AVHRR no dia 4 de agosto de 1998 no oceano costeiro de Portugal. É bem visível o fenómeno do *upwelling* ao longo da costa portuguesa. **(baseado em dados de deteção remota de satélites NOAA e processado pelo MARE-FCUL)**

## 2.6.4 PLUMAS DE RIOS

Outro processo que dá origem a assinaturas térmicas nas imagens de TSM é a advecção horizontal, que pode resultar do transporte por correntes intensas e relativamente estreitas, como é o caso da Corrente do Golfo, sendo esta facilmente identificada através da presença de águas mais quentes. A advecção horizontal pode também resultar da descarga dos rios, pois estas águas, sendo menos densas, vão permanecer à superfície. No verão, as águas provenientes dos rios apresentam temperaturas mais elevadas do que as águas oceânicas mas, no inverno, as águas dos rios são caracterizadas por temperaturas mais baixas do que as águas oceânicas.

A Figura 21 mostra uma imagem de TSM obtida no oceano costeiro de Portugal durante o inverno de 2003. As descargas dos rios, caracterizadas por apresentarem temperaturas inferiores às das águas oceânicas, são facilmente identificadas pois estão representadas por tons azuis/esverdeados na figura. Com frequência, essas assinaturas à superfície designam-se por plumas e é interessante notar que as plumas dos rios Tejo e Douro são as que apresentam maiores dimensões, pois correspondem aos rios com caudais mais elevados.

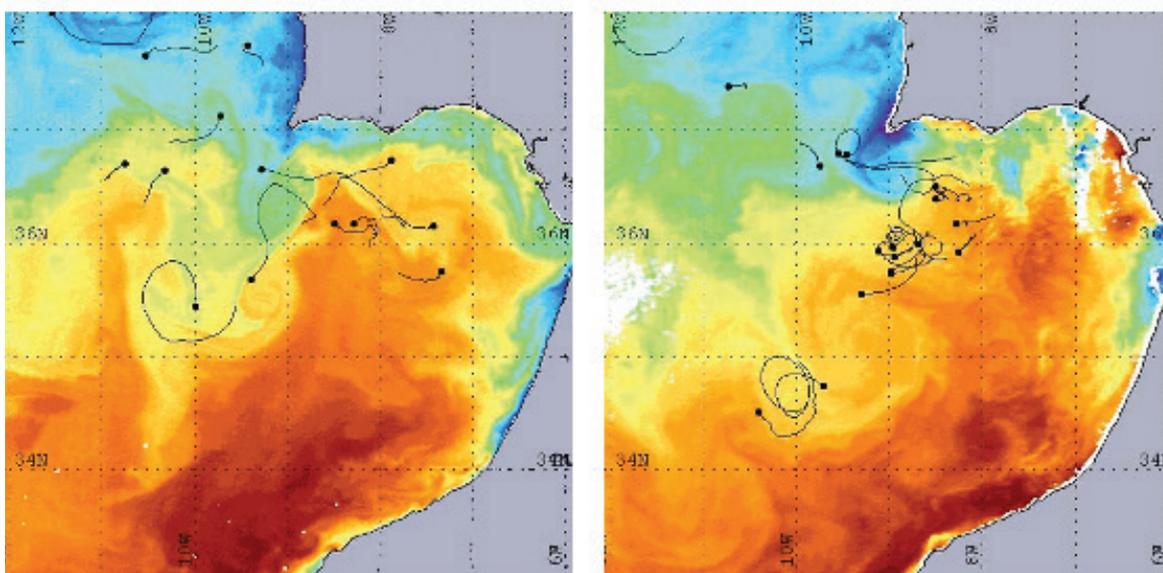


**Fig. 21** - Distribuição da TSM obtida pelo AVHRR no dia 13 de janeiro de 2003 nas águas costeiras portuguesas. As plumas dos rios, caracterizadas por águas mais frias nos meses de inverno (aqui representadas em tons azuis/esverdeados) contrastam com as águas oceânicas, mais quentes, representadas em tons laranja. **(baseado em dados de detecção remota de satélites NOAA e processado pelo MARE-FCUL)**

## 2.6.5 VÓRTICES (*EDDIES*)

Os vórtices (*eddies*) são estruturas térmicas com forma circular e animadas de movimento de rotação que também são facilmente identificadas nas distribuições de TSM. A sua formação ocorre em zonas de grande turbulência e podem ter escalas de dezenas de metros (vórtices de pequena escala) até algumas centenas de quilómetros (vórtices de mesoescala). Podem ser gerados por correntes intensas que transportam águas com temperaturas diferentes das da zona para onde se dirigem e começam por formar meandros que, ao evoluir, dão origem aos vórtices (caso da Corrente do Golfo). Os vórtices podem conter no seu interior águas mais quentes ou mais frias do que as que os rodeiam e são capazes de manter as suas características por grandes distâncias, com implicações, entre outras, para a biologia local.

A Figura 22 mostra duas imagens de TSM obtidas no Golfo de Cádiz, em abril e maio de 2001, onde são bem visíveis alguns vórtices. Estes padrões térmicos são facilmente identificados, não só pela sua forma circular, bem como pelo sentido de circulação que lhe está associado.



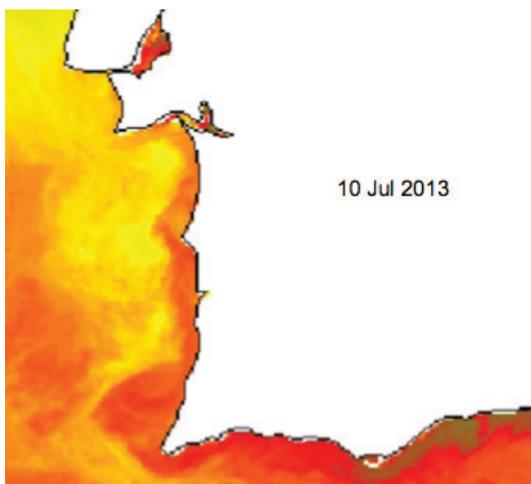
**Fig. 22** - As imagens de TSM obtidas no Golfo de Cádiz nos dias 15 de abril (à esquerda) e 25 de maio (à direita) de 2001, são exemplos da evolução temporal da assinatura de vórtices na TSM. (**adaptado de Boutov et al., 2004**)

## 2.6.6 FRENTES E CORRENTES

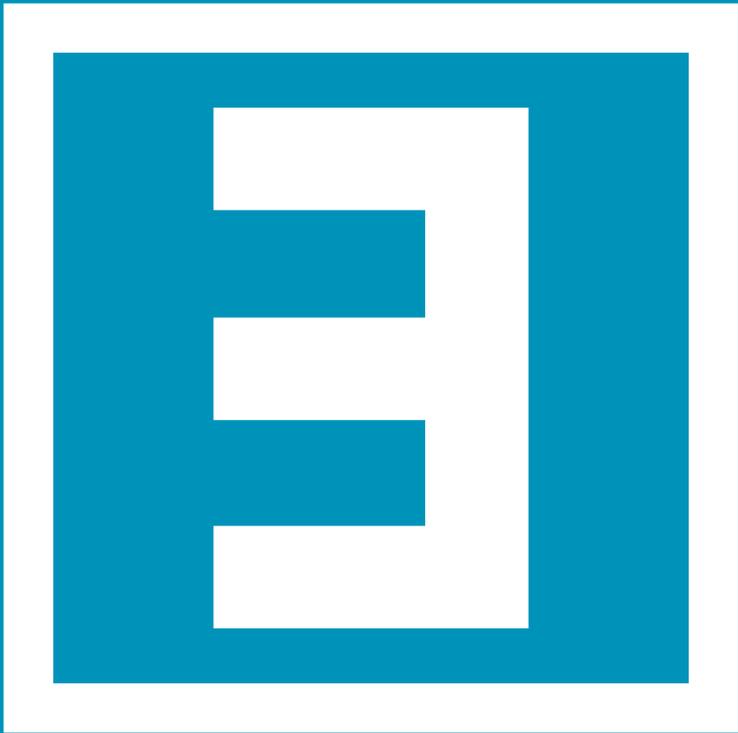
As frentes térmicas são estruturas que aparecem com muita frequência nas distribuições de TSM, apresentam uma assinatura à superfície que é facilmente identificável, pois correspondem a zonas com um forte gradiente horizontal de temperatura.

No oceano costeiro de Portugal, durante a época de *upwelling*, a zona de transição entre as águas costeiras, mais frias, provenientes do afloramento (representadas em tons azuis/esverdeados na Figura 20) apresenta um forte contraste térmico relativamente às águas mais quentes, do largo, representadas em tons laranja na referida figura. Esta frente térmica que se situa praticamente ao longo de toda a costa oeste de Portugal é frequentemente denominada por “zona de transição costeira” (Figura 20).

As frentes térmicas também podem resultar da presença de correntes oceânicas costeiras, tal como está exemplificado na Figura 23. A imagem de TSM representada foi obtida em julho de 2013, ao largo da costa oeste e sul de Portugal, e mostra bem a presença de uma corrente de águas mais quentes junto à costa do Algarve, representada na Figura 23 por tons castanhos. A formação desta corrente foi induzida por ventos de leste que sopraram no estreito de Gibraltar e no Golfo de Cádiz.



**Fig. 23** - Distribuição da TSM obtida em 10 de Julho de 2013, ao largo da costa oeste e sul de Portugal. É claramente visível a presença de uma corrente de águas mais quentes junto à costa do Algarve. **(baseado em dados de deteção remota de satélites NOAA e processado pelo MARE-FCUL)**



# CAPÍTULO 3

## *OCEAN COLOUR*

### – COR DO OCEANO

### (OC)

Ana Sutcliffe, Ana C. Brito, Carolina Sá, Vanda Brotas



A detecção remota da cor do oceano permite estimar a biomassa do fitoplâncton, base da cadeia trófica marinha, através da quantificação da clorofila *a*. Este pigmento está presente em todas as microalgas e é o único parâmetro biológico observável do espaço. Sensores a operar no visível e no infravermelho próximo permitem a sua quantificação, podendo obter informação até alguns metros de profundidade, dentro da zona eufótica.

## 3.1 INTRODUÇÃO À COR DO OCEANO

O conceito de cor do oceano é facilmente perceptível já que o olho humano também recolhe informação nos comprimentos de onda do visível. É a forma como a luz interage com a água e os seus constituintes (Figura 24) que determina o comprimento de onda da radiação retrodifundida pela coluna de água, ou seja, que determina a sua cor. Assim, a variação da cor do oceano depende da quantidade e ângulo da luz incidente, por um lado, e dos constituintes da coluna de água, por outro. Estes podem ser partículas orgânicas e inorgânicas em suspensão e matéria orgânica dissolvida. No caso da água pura, i.e., sem partículas em suspensão, a baixa absorção dos comprimentos de onda na gama dos azuis é o principal mecanismo que lhe dá cor. No entanto a profundidade da coluna de água poderá também influenciar o sinal recebido pelos satélites se for inferior à profundidade da zona eufótica.

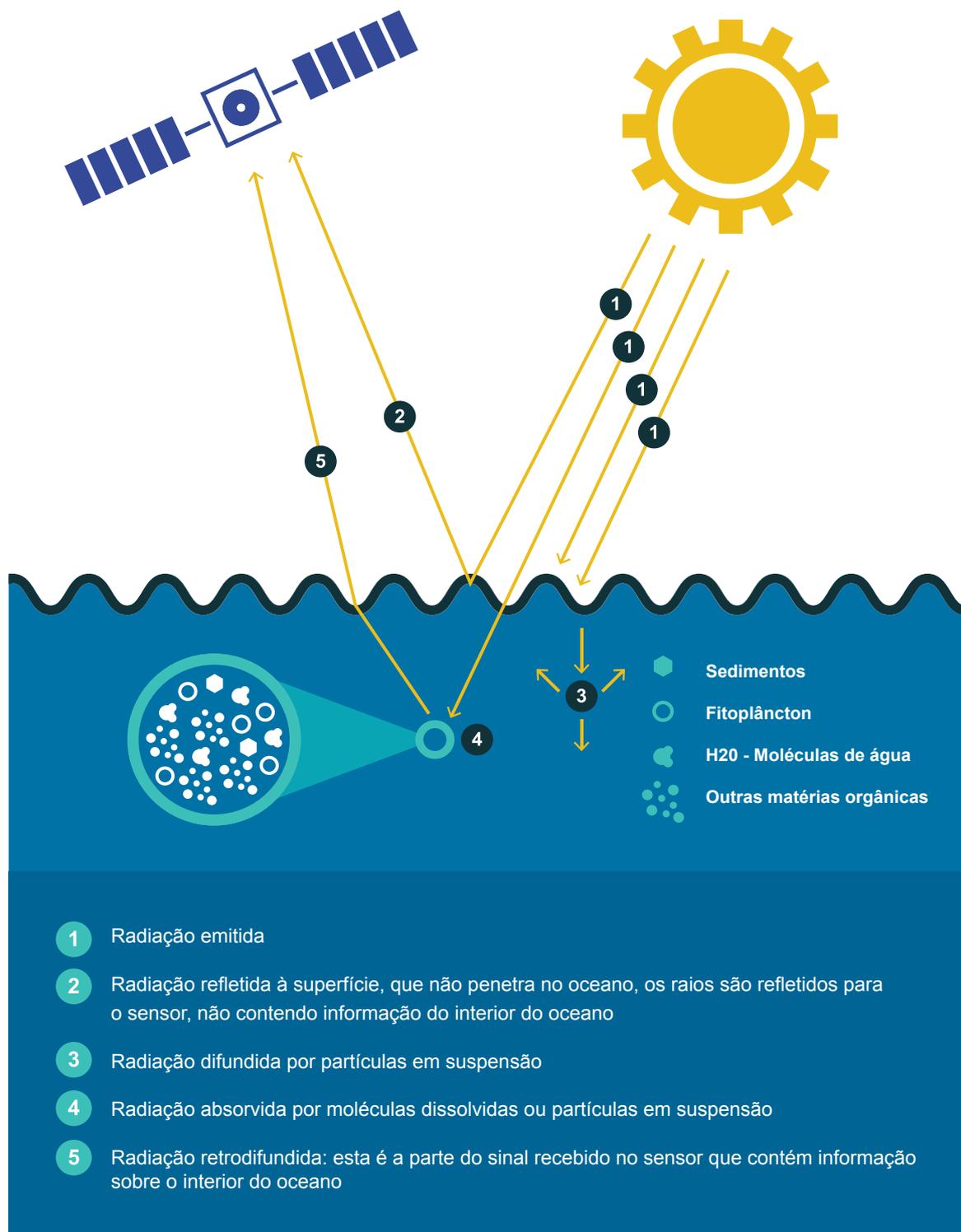


Fig. 24 - Possíveis formas de interação de luz visível no oceano.

### 3.1.1 RADIAÇÃO ELETROMAGNÉTICA RETRODIFUNDIDA PELA SUPERFÍCIE DO OCEANO

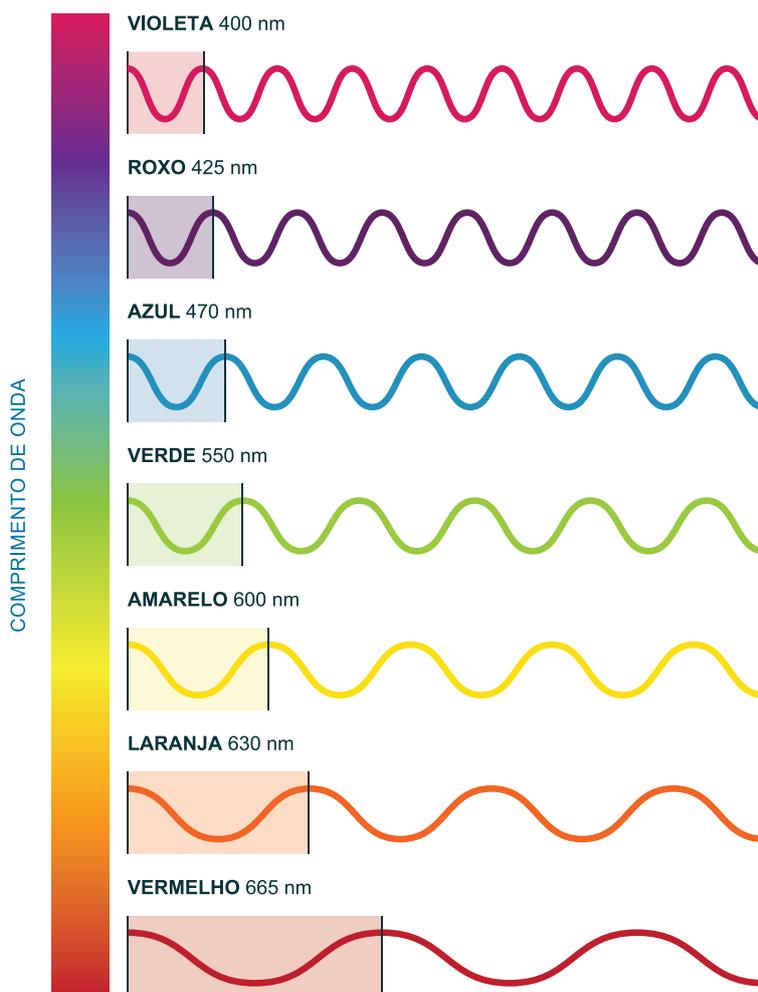
A radiação visível retrodifundida pela coluna de água pode vir de profundidade variável e o seu comprimento de onda é determinado pelo modo como ela interage com os constituintes oceânicos.



A radiancia é um conceito que se introduz aqui como uma medida da energia da luz que é emitida, refletida, transmitida ou recebida por uma superfície numa determinada direção por unidade de área e é representada pela letra  $L$ .

Existem duas formas de interação da radiação eletromagnética com os constituintes do oceano: por absorção ou por difusão. O comprimento de onda da radiação absorvida ou difundida é que irá determinar a cor do mar.

Aqui é importante relembrar o espectro da luz no visível, que tem comprimentos de onda que vão desde os mais curtos e mais energéticos, nos violetas e azuis, até aos vermelhos, mais longos e menos energéticos, como se pode ver na Figura 25.



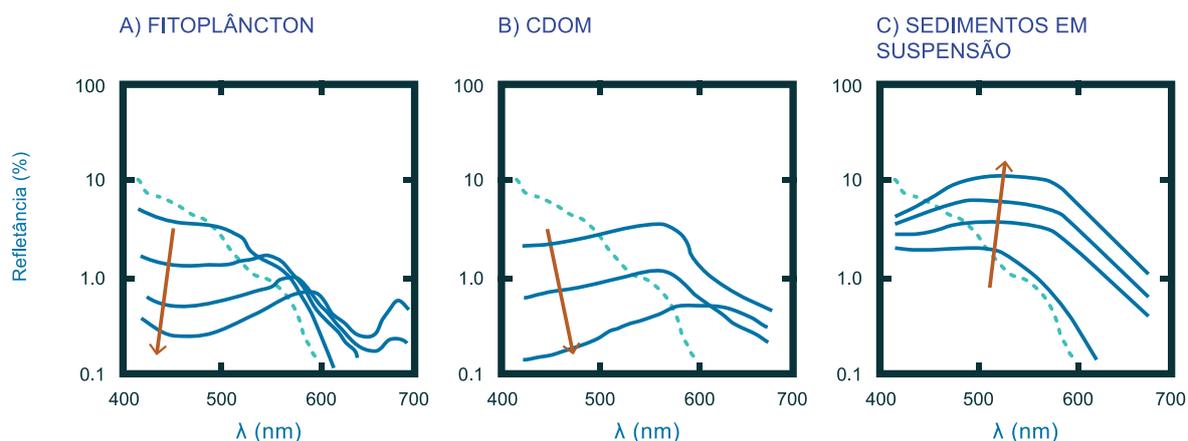
**Fig. 25** - O espectro no visível: o comprimento de onda de cada cor em nm.



A água do mar absorve rapidamente os comprimentos de onda maiores da luz visível (do vermelho ao verde) que são convertidos em calor. Os comprimentos de onda mais curtos do azul atingem maiores profundidades, que serão tanto maiores quanto mais curto o comprimento de onda – por esta razão o mar é azul e o mar profundo é mais escuro.

### 3.1.2 ASSINATURA ESPECTRAL DOS CONSTITUINTES OCEÂNICOS

A determinação dos constituintes oceânicos por detecção remota é feita com base na alteração da assinatura espectral da água do mar pura. Assim, o espectro da água do mar pura serve como base para se determinar a presença destas partículas já que a radiação emitida irá ser alterada com a presença dos vários constituintes. Os constituintes opticamente ativos podem ser agrupados, de acordo com a forma espectral, em três grupos (Figura 26): A) fitoplâncton; B) matéria orgânica dissolvida, também designada de substância amarela (CDOM, do inglês *coloured dissolved organic matter*); e C) sedimentos em suspensão (SPM, do inglês *suspended particulate matter*).



**Fig. 26** - Espectro (linha sólida) idealizado de refletância de: A) fitoplâncton; B) CDOM; e C) sedimento em suspensão. A linha a tracejado representa o espectro da água pura. A seta indica o aumento de concentração do constituinte em questão. (adaptado de Robinson, 2004)

Na ausência de material dissolvido ou em suspensão, o espectro de refletância da água do mar tem um pico na região do azul, como se pode ver na linha a tracejado da Figura 26. Um exemplo da alteração deste espectro dá-se com o aumento da concentração de fitoplâncton. A clorofila absorve a radiação no comprimento de onda dos azuis, com pico nos 443 nm, o que provoca um desvio do pico de refletância para comprimentos de onda maiores, desvio este que será tanto maior quanto maior for a concentração da clorofila, ficando sucessivamente mais perto dos 550 nm e tornando a água cada vez mais verde (Figura 26A). A relação da radiação recebida nos comprimentos de onda do azul e do verde é usada para determinar a concentração da clorofila *a* (ver secção 3.5.2).

Além da clorofila *a*, existem outros pigmentos menos comuns, tais como as clorofilas *b* e *c* e os carotenoides. As concentrações de cada pigmento variam com o grupo taxonómico do fitoplâncton e a cada um destes pigmentos está associada uma assinatura espectral que pode ser usada para determinar a presença das diferentes classes de fitoplâncton (ver secção 3.4.4).

A presença de material orgânico em suspensão, conhecido por *Coloured Dissolved Organic Material* (CDOM) também altera o espectro de refletância da água. O CDOM pode ter origem terrestre, sendo principalmente material vegetal em decomposição, ou origem marítima, sendo resultante da degradação do fitoplâncton, macroalgas, etc. Pode também encontrar-se em suspensão material orgânico proveniente de matéria fecal do zooplâncton.



No visível mede-se a refletância, que é uma medida da quantidade de luz visível que é refletida de volta para o sensor.

De uma forma geral, as águas dominadas por CDOM têm uma componente de absorção muito forte (principalmente nos comprimentos de onda do azul), pelo que são águas caracterizadas por refletâncias muito baixas (Figura 26B).

Outro tipo de substâncias que, quando presentes na coluna de água, podem alterar a sua cor são as partículas em suspensão, de origem inorgânica, principalmente areia ou poeiras em suspensão, geralmente provenientes do fundo do mar, levantadas por turbulência, ou provenientes de descargas de rios, comumente designadas de matéria particulada em suspensão (SPM). As águas dominadas por este tipo de sedimentos em suspensão têm uma forte componente de retrodifusão e são caracterizadas por elevadas refletâncias e cor acastanhada (Figura 26C).

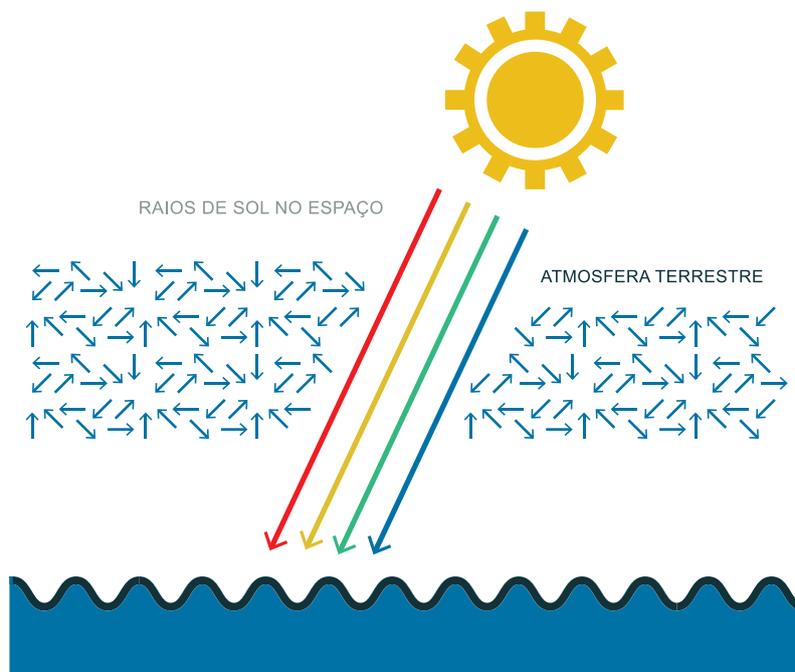
### 3.1.3 PERCURSO ÓTICO NA ATMOSFERA

Após a sua retrodifusão pela superfície do mar, a radiação ainda terá de atravessar a atmosfera até chegar ao sensor. Irá interagir com os constituintes atmosféricos (ver também secção 1.2 do Capítulo 1).



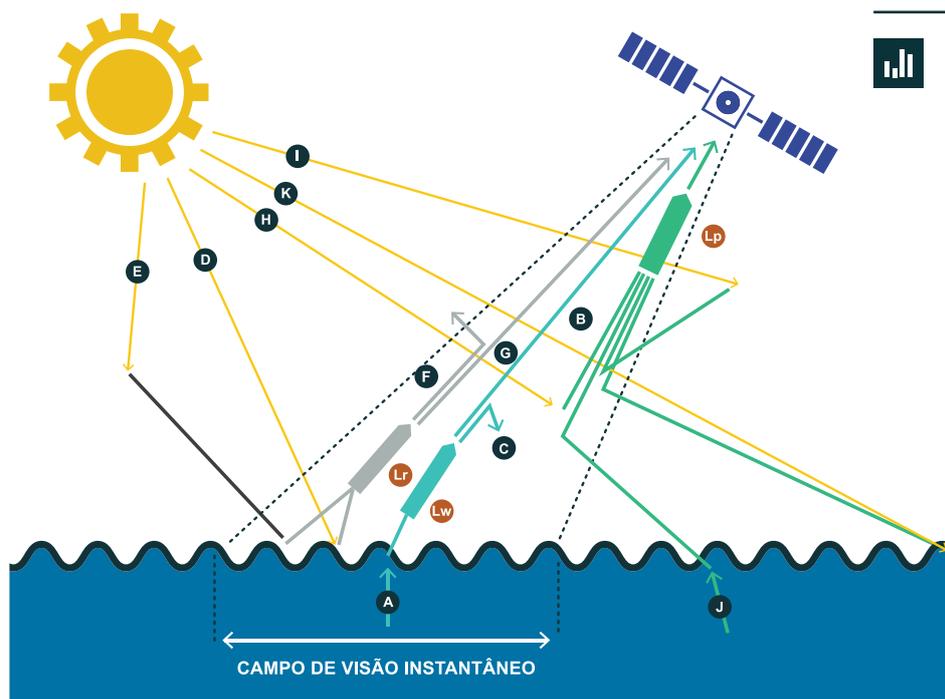
A luz solar ao atravessar a atmosfera também irá interagir com os constituintes atmosféricos. Estes irão difundir a luz principalmente no comprimento de onda do azul (Figura 27). É por esta razão que o céu é azul.

Na passagem pela atmosfera, os constituintes atmosféricos irão absorver parte da radiação e irão difundir outra parte para fora do campo de visão do sensor. Na passagem pela atmosfera estima-se que apenas cheguem ao sensor 10% - 20% da radiação retrodifundida pela superfície do mar na sua direção. Isto exige uma determinação precisa da origem da radiação que chega ao sensor, o que passa por um conhecimento dos possíveis percursos óticos na atmosfera.



**Fig. 27** - Difusão na atmosfera: os comprimentos de onda azuis são os principais a serem difundidos na atmosfera pelas moléculas de gases atmosféricos. É por esta razão que o olho humano vê o céu da cor azul.

Existem vários caminhos que a luz visível pode percorrer desde a sua retrodifusão pela superfície do mar até chegar ao sensor. Os possíveis percursos estão resumidos em baixo, seguindo a Figura 28:



**Fig. 28** - Esquema dos possíveis percursos óticos da radiação eletromagnética na região do visível, entre a superfície do oceano e o sensor. Ver texto para informação mais detalhada.

- A. Raios ascendentes que chegam do interior da coluna de água para a sua superfície, e que são resultantes da absorção/difusão da água do mar e dos seus constituintes. Ao chegar à superfície o raio é refratado em direção ao sensor e contribui para  $L_w$ , definida como a radiância com origem na coluna de água na área situada no campo de visão instantânea do sensor (IFOV) e na direção do sensor.
- B. Corresponde à porção da radiância,  $L_w$ , que chega ao sensor. Esta porção contém informação dos constituintes do oceano. Os restantes raios que chegam ao sensor são provenientes ou da atmosfera ou de áreas fora do IFOV e não contêm informação do oceano contido no IFOV.
- C. Porção dos raios A que são absorvidos pela atmosfera ou difundidos pelos seus constituintes para fora do campo de visão do sensor. Note-se que  $(A)=(B)+(C)$ .
- D. Raios emitidos pelo sol que são refletidos à superfície do oceano para o sensor. Não contêm informação do mar já que não penetraram a sua superfície. Contribui para a radiância refletida,  $L_r$ , definida como a radiância refletida pela superfície do mar que se encontra dentro do campo de visão instantânea do sensor, na direção do sensor.  $L_r$  é também conhecida como *Sun Glitter*, *Sun Glint* ou reflexão especular solar.
- E. Raios difundidos pela atmosfera que depois são refletidos à superfície do oceano para dentro do campo de visão do sensor. Também contribuem para  $L_r$  e são conhecidos como *Sky Glitter*, *Sky Glint* ou reflexão especular atmosférica.
- F. Raios de  $L_r$  que não chegam ao sensor, podendo ser absorvidos ou difundidos para fora do seu campo de visão.
- G. Raios de  $L_r$  que chegam ao sensor. Não contêm informação do mar.
- H. Raios emitidos pelo sol que são difundidos para dentro do campo de visão do sensor

pelos constituintes atmosféricos, sem nunca terem chegado à superfície do oceano.

- I. Raios emitidos pelo sol que entram no campo de visão do sensor após sucessivas difusões por parte dos constituintes atmosféricos.
- J. Raios com origem na superfície do oceano, mas de uma área fora do campo de visão instantânea, e que por isso, não fazem parte da radiância  $L_w$ .
- K. difundidos pela atmosfera na direção do sensor, provenientes da reflexão na superfície do oceano fora do campo de visão do sensor e por isso não contribuem para  $L_r$ . Note-se que a radiância que chega ao sensor devido a difusão na atmosfera,  $L_p$ , é resultado de  $(H)+(I)+(J)+(K)$ .

Assim a radiância total que chega ao sensor,  $L_s$ , é composta pela porção de  $L_w$  que chega ao sensor, e por  $L_p$  e  $L_r$ . É necessário por isso estimar com rigor  $L_p$  e  $L_r$  para poder conhecer-se a porção de  $L_w$  que chega ao sensor.

### 3.1.4 CORREÇÕES ATMOSFÉRICAS

Existem vários métodos para se estimar a radiância atmosférica que chega ao sensor. Este não é um processo simples e os algoritmos usados estão em constante evolução.

Tal como foi referido na secção 1.7.2, a deteção de nuvens é o primeiro passo na correção atmosférica, já que pixéis com nuvens não contêm informação sobre o oceano. No visível, esta deteção faz-se usando os canais no infravermelho próximo, já que nesta zona do espectro a água do mar tem refletância nula ou aproximadamente nula, pelo que aparece como uma zona negra. Assim, nesta zona do espectro, toda a radiação recebida irá ser resultante da contribuição atmosférica ( $L_r + L_p$ ) e esta informação pode ser usada para estimar a contribuição da radiância atmosférica nos canais do visível. Existem, no entanto, casos em que partículas na coluna de água causam refletância no infravermelho próximo e nestes casos a componente atmosférica é sobrestimada. Isto acontece maioritariamente em águas costeiras, geralmente muito túrbidas e com elevada concentração de sedimentos em suspensão. Os sensores mais recentes usam canais no *Shortwave Infrared Bands* (SWIR), no infravermelho curto para melhorar esta distinção.

É possível estimar-se a radiância proveniente da reflexão à superfície do oceano,  $L_r$ , se forem conhecidas, para cada píxel, as geometrias do ângulo de visão do sensor e do ângulo solar e o estado do mar.

A estimação da contribuição atmosférica,  $L_p$ , pode ser dividida em duas partes: a primeira resultante da difusão e absorção por moléculas atmosféricas e a segunda resultante da difusão e absorção por aerossóis – pequenas partículas provenientes da superfície da Terra, que podem estar no estado sólido ou líquido. Enquanto a concentração e distribuição espa-

cial das primeiras é menos variável e mais conhecida, a concentração e localização dos aerossóis é altamente variável no espaço e no tempo. O tamanho das partículas de aerossóis, significativamente maior que os das moléculas, também tem influência no tipo de difusão.



Enquanto as moléculas dos gases atmosféricos difundem preferencialmente os comprimentos de onda do azul (a chamada difusão de Rayleigh), a maior dimensão dos aerossóis difunde igualmente todos os comprimentos de onda da luz visível (difusão de Mie). Assim se explica a cor das nuvens, causada pela difusão por igual de todos os comprimentos de onda, dando-lhes a cor branca.

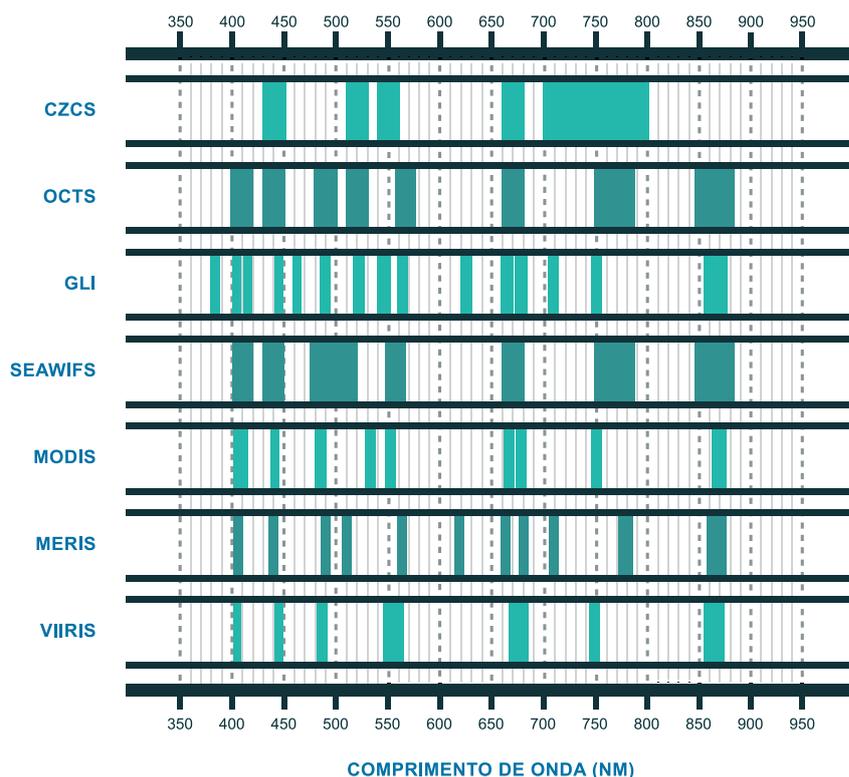
Existem vários tipos de algoritmos usados para a correção atmosférica e a evolução dos sensores tem vindo a permitir o desenvolvimento de algoritmos cada vez mais exatos.

## 3.2 SENSORES E CARACTERÍSTICAS

A Tabela 6 e a Figura 29 resumem os principais sensores de cor do oceano e suas características.

Tabela 6 - Características dos principais sensores de cor do oceano.

Sensor	Agência	Satélite	Datas de Operação	Resolução ao Nadir (km)	Largura de varrimento (km)	Nº de bandas
CZCS	NASA	Nimbus-7	Out. 1978 – Jun. 1986	0,82	1556	6
OCTS	NASDA	ADEOS-I	Ago. 1996 – Jun. 1997	0,70	1400	12
SeaWiFS	NASA	OrbView-2	Set. 1997 – Dez. 2010	1100	2806	8
MODIS	NASA	Terra	Fev. 2000 – presente	1000	2330	36
GLI	NASDA	ADEOS-II	Dez. 2002 – Out. 2003	0,25/1000	1600	36
MERIS	ESA	Envisat	Mar. 2002 – Mai. 2012	0,30/1200	1150	15
MODIS	NASA	Aqua	Mai. 2002 – presente	1000	2330	36
VIIRS	NOAA/ NASA	NPP e JPSS	Out. 2011 – presente	0,37/0,74	3000	22



**Fig. 29** - Os canais dos principais sensores de cor do oceano (adaptado de IOCCG, 1998).

**Tabela 7** - Exemplo da utilização dos diferentes canais com informação detalhada para o sensor VIIRS.

Banda VIIRS	Comprimento de onda (nm)	Largura de banda (nm)	$L_{typ}$ ( $W/m^2/\mu m/sr$ )	Parâmetro
M1	412	20	44.9	Matéria orgânica dissolvida, aerossóis absorventes
M2	445	18	40	Absorção de clorofila
M3	488	20	32	Absorção de pigmentos (águas tipo II)
M4	555	20	21	Pigmentos, propriedades óticas, sedimentos
M5	672	20	10	Correção atmosférica e sedimentos
M6	746	15	9.6	Correção atmosférica, refletância de aerossóis
M7	865	39	6.4	Correção atmosférica, refletância de aerossóis

### 3.2.1 EVOLUÇÃO DOS SENSORES DE COR: DO CZCS AO VIIRS

O *Coastal Zone Colour Scanne* (CZCS), lançado pela NASA em 1978 numa órbita hélio síncrona, foi o primeiro sensor a operar no visível a ser lançado com o intuito específico de fazer medições sobre o oceano. Tinha o propósito de provar que era possível obter medições de partículas no oceano e, em particular, de provar que era possível discriminar se eram de origem orgânica ou não orgânica. Pela primeira vez foi possível obter imagens globais da distribuição de clorofila e com o tempo, estudar-se a sua variação sazonal.

Apesar das suas limitações a nível de estabilidade e calibração, foi um importante marco na história dos sensores de cor do oceano e os dados recolhidos ainda são usados. Para a costa portuguesa, Peliz & Fiúza (1999) publicaram a variabilidade temporal e espacial do fitoplâncton, com base nas concentrações de clorofila *a* obtidas pelo sensor CZCS.

Infelizmente, houve um intervalo de mais de uma década até ao lançamento de um novo sensor destinado a fazer medições da cor do mar.

O *Ocean Colour and Temperature Scanner* (OCTS) da agência espacial japonesa NASDA constituiu um avanço significativo sobre o CZCS. O OCTS dispunha de um maior número de canais no visível e infravermelho próximo e tinha a vantagem de também possuir 4 canais no infravermelho térmico, permitindo, pela primeira vez, a recolha simultânea de dados de TSM e cor do oceano (Figura 29). Infelizmente, esta missão falhou passados 10 meses em órbita.

Em 1997, com o lançamento do SeaWiFS pela NASA, iniciou-se um período com dados globais de cor do oceano disponíveis sem interrupção. Com o lançamento do MODIS-Terra (NASA) em fevereiro de 2000 e subseqüentes lançamentos do MERIS (ESA) e MODIS-Aqua (NASA) houve ainda a possibilidade de se fazer uma intercalibração dos dados dos sensores, melhorando assim os algoritmos de correção. A existência continuada de dois ou mais sensores em órbita tem permitido um aumento da cobertura temporal do globo. Os tempos de vida dos sensores MODIS superaram o inicialmente previsto, pelo que são sem dúvida casos de sucesso na história dos sensores de cor do oceano.

Em 2011, a NASA lançou o VIIRS para suceder à geração MODIS. Com bandas comparáveis às do MODIS, consegue maior resolução devido a melhorias no desenho do sensor.

### 3.2.2 O FUTURO: OLCI

A Agência Espacial Europeia (ESA) está a lançar um novo ciclo de satélites, a série SENTINEL. A bordo do SENTINEL 3, lançado em fevereiro de 2016, segue o sucessor do MERIS, o *Ocean and Land Colour Instrument* (OLCI). Desenvolvido a partir do sucesso do MERIS, as suas principais melhorias são:

- aumento do número de bandas para 21 (MERIS + 6);
- aumento da largura de varrimento para 1270 km;
- *design* que melhora a redução do *Sun glint*;
- melhoria da resolução das imagens: imagens de alta resolução com 300 m e imagens de resolução reduzida com 1200 m;
- a previsão de lançamento de dois satélites SENTINEL 3 irá aumentar a cobertura temporal de 4 dias para 2 dias.

## 3.3 PROPRIEDADES ÓTICAS DO OCEANO

Como já se viu, os sensores de cor do oceano foram desenvolvidos para determinar, de forma cada vez mais rigorosa, a radiação com origem na camada superficial do oceano. O aumento do número de bandas com a evolução dos sensores decorre da necessidade de melhorar a correção atmosférica e a exatidão do cálculo dessa radiação. No entanto, a base para uma quantificação rigorosa está no conhecimento das propriedades óticas do oceano. Estas variam conforme os seus constituintes e a sua localização no globo e definem-se com base nas propriedades a seguir descritas.

### 3.3.1 PROPRIEDADES ÓTICAS APARENTES (AOP<sub>s</sub>)

As propriedades óticas aparentes (*Apparent Optical Properties* - AOPs) são as propriedades óticas que são detetáveis pelo sensor, tais como a refletância a um determinado comprimento de onda e a uma dada profundidade. Como qualquer medição de sensor a bordo de satélites, estas não são medidas diretas dos constituintes oceânicos. São medidas que permitem estimar as propriedades óticas inerentes a partir das medições remotas. Estas propriedades dependem das condições de iluminação e por isso designam-se aparentes.

### 3.3.2 PROPRIEDADES ÓTICAS INERENTES (IOP<sub>s</sub>)

As propriedades óticas inerentes (*Inherent Optical Properties* - IOPs) são os coeficientes determinados pelos constituintes da água do mar. Como já foi referido anteriormente a luz, ao chegar à superfície do mar, pode ser refletida ou, caso entre na coluna de água, pode ser absorvida, ou difundida. São os coeficientes de absorção,  $a$ , e de difusão,  $b$ , que definem as propriedades óticas inerentes de cada massa de água.

Os constituintes capazes de absorver e difundir a luz que penetra a superfície do oceano são quatro (ver secção 3.1.2):

- a própria água do mar, que, como já foi visto na secção 3.1.1, absorve preferencialmente os comprimentos de onda maiores da luz visível e difunde os azuis, com coeficiente de absorção  $a_w$  e de difusão  $b_w$ ;
- o fitoplâncton, que devido aos seus pigmentos fotossintéticos, absorve principalmente no azul, com um segundo pico de absorção (menos intenso) no vermelho, sendo que o seu espectro de absorção varia com o tipo de pigmentos e portanto com as classes de fitoplâncton dominantes. Aqui a quantidade de fitoplâncton irá determinar a quan-

tidade de luz absorvida ou difundida, sendo tanto maior quanto maior a concentração de população de fitoplâncton. Portanto  $a_{ph}$  e  $b_{ph}$  dependem da concentração  $C_{ph}$ ;

- a matéria orgânica dissolvida, cuja absorção,  $a_g$ , também irá depender da quantidade de matéria orgânica dissolvida presente,  $C_g$ . A matéria orgânica dissolvida não difunde a luz visível;
- as partículas em suspensão, cujo total absorvido,  $a_d$ , e difundido,  $b_d$ , também depende da concentração de partículas,  $C_d$ .

Assim, a absorção da água do mar será a soma:

3.1

$$a = a_w + C_{ph} a_{ph} + C_g a_g + C_d a_d$$

e a difusão da água do mar é dada pela soma de:

3.2

$$b = b_w + C_{ph} b_{ph} + C_d b_d$$

São as propriedades óticas inerentes de uma massa de água que a caracterizam.

### 3.3.3 ÁGUAS TIPO I E TIPO II

Como já se viu, a concentração dos constituintes da água do mar não só determina as suas propriedades óticas como determina a cor da água através do modo como alteram o espectro da luz que emana do oceano.

Com o aumento do tipo de constituintes na água torna-se sucessivamente mais complicado caracterizar os constituintes do oceano. O caso mais simples é quando a cor da água do mar é devida apenas às células de fitoplâncton. Este caso corresponde a águas tipo I e define-se como as águas em que as propriedades óticas são determinadas pelo fitoplâncton, mesmo que estejam presentes outros constituintes, desde que estejam em pequena quantidade e/ou co-variem com a concentração de clorofila *a*. As águas tipo I são a grande maioria das águas oceânicas, sendo associadas ao mar aberto.

As águas tipo II ocupam uma menor área do globo terrestre mas são de elevado interesse científico e socioeconómico, já que se situam geralmente nas zonas costeiras. Nestas zonas o aumento da presença de sedimentos e de partículas orgânicas na coluna de água torna a assinatura espectral da água do mar muito mais complicada de analisar. Nestes

casos, é necessário um conhecimento mais aprofundado dos constituintes presentes, da altura do ano e dos acontecimentos que poderão estar a afetar a cor do mar (ver detalhes em IOCCG, 2010). São exemplos de águas tipo II os estuários, zonas de pluma de rio, zonas costeiras em que a ondulação possa causar a suspensão de sedimentos do fundo do mar e zonas poluídas.

## 3.4 INTRODUÇÃO AO FITOPLÂNCTON

O termo fitoplâncton engloba todos os organismos fotossintéticos que vivem na coluna de água sem locomoção ativa. A fotossíntese é o processo bioquímico que utiliza energia solar na transformação de carbono inorgânico em açúcares (e.g. moléculas de glucose), essenciais à vida, com libertação de oxigénio e produção de moléculas armazenadoras de energia (e.g. ATP). Este processo ocorre ao nível celular, em estruturas membranares que têm, na sua composição, clorofila *a* e outros pigmentos (que podem ser de três tipos: outras clorofilas, carotenoides ou ficobilinas). A clorofila *a* é o pigmento fotossintético mais importante, tem dois picos de absorção da luz, no azul e no vermelho, refletindo no verde, sendo por isso o principal responsável pela cor verde nas plantas.

### 3.4.1 PORQUE É QUE A DETEÇÃO REMOTA DO FITOPLÂNCTON É IMPORTANTE?

O fitoplâncton é composto por organismos microscópicos que têm uma importância muito elevada a nível global, à escala do planeta Terra. Os argumentos mais relevantes que fundamentam esta afirmação são os seguintes:

1. Através da fotossíntese promovem a transformação de carbono inorgânico a orgânico, levando a uma diminuição do dióxido de carbono atmosférico;
2. Produzem cerca de 50% do oxigénio atmosférico, a nível do planeta Terra;
3. Sendo produtores primários, estão na base das cadeias alimentares oceânicas (Figura 30);
4. Alterações da comunidade podem ter consequências na cadeia trófica, com implicações socioeconómicas no sector das pescas e aquacultura;
5. Podem causar *blooms* de algas nocivos, provocando danos ambientais e socioeconómicos devido ao desenvolvimento de biomassas elevadas (que levam ao decréscimo de oxigénio), e ao desenvolvimento de espécies tóxicas, que têm implicações na saúde pública.

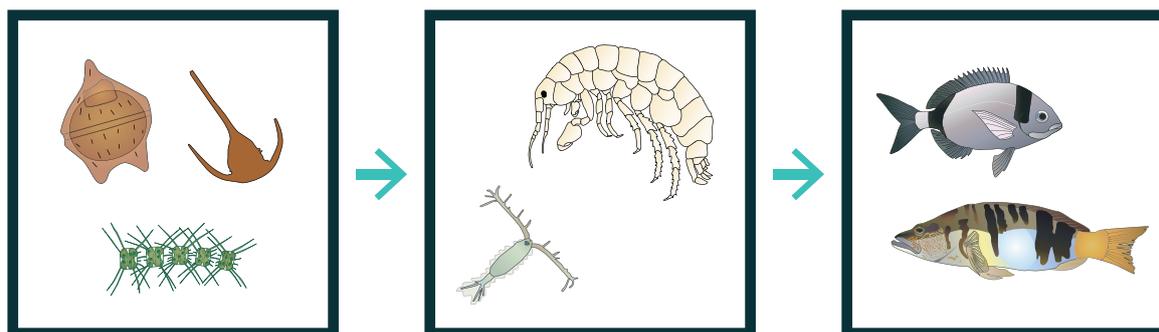


Fig. 30 - Relações tróficas entre alguns organismos.

### 3.4.2 COMO AGRUPAR AS ESPÉCIES?

Existem cerca de 5000 espécies de fitoplâncton marinho englobando grupos bastante distintos a nível da forma das suas células, biovolume, modo de vida, composição química, natureza dos pigmentos fotossintéticos, etc. Estes organismos estão organizados de acordo com o seu grupo taxonómico, ou seja, tendo em consideração as suas relações evolutivas ou filogenéticas. De acordo com esta classificação, cada *taxum* (que pode ser divisão, classe, família, género ou espécie, por exemplo) partilha entre si uma série de características diagnosticantes.

De uma forma simples, o fitoplâncton marinho é composto por células procarióticas (sem verdadeiro núcleo) e eucarióticas (com núcleo). As cianobactérias fazem parte do primeiro grupo. O segundo grupo engloba várias divisões que derivam principalmente de duas linhagens evolutivas distintas, a verde, que contém o pigmento clorofila *b* como um dos principais pigmentos presentes na célula, e a vermelha, que contém a clorofila *c* e que poderá ter uma cor mais avermelhada (ou acastanhada). Existem ainda várias situações intermédias, como por exemplo organismos que, pertencendo a uma classe considerada da linhagem vermelha, não têm clorofila *c* e não serão abordados aqui. Focando apenas as divisões mais representativas em termos do número de espécies marinhas, temos duas divisões com clorofila *b*, a Chlorophyta e a Euglenophyta, e quatro divisões com clorofila *c*, a Cryptophyta, a Heterokontophyta (que engloba o grupo das diatomáceas e das crisófitas), a Haptophyta e a Dinophyta (Graham & Wilcox, 2000).

Os organismos fitoplantónicos podem ainda ser classificados de acordo com a sua classe de tamanho numa escala que varia de 0,2 a 200  $\mu\text{m}$  (Tabela 8; Sieburth et al., 1978). Esta classificação ganhou bastante relevância no contexto da deteção remota, uma vez que vários métodos foram desenvolvidos para distinguir a comunidade fitoplantónica de acor-

do com o tamanho das células, como podem ver na secção 3.5.6, uma vez que o tamanho das células é indicativo da classe taxonómica, que por seu lado está relacionada com os grupos funcionais.

**Tabela 8** - Classificação do fitoplâncton por classes de tamanho, de acordo com Sieburth et al. (1978), com indicação genérica dos grupos taxonómicos.

Tamanho (Dimensão linear máxima)	Classe	Grupos taxonómicos (mais importantes)	Exemplos (não está em escala)	
0,2 – 2,0 µm	Picofitoplâncton	Cianobactérias	 <i>Synechococcus</i>	 <i>Prochlorococcus</i>
2 – 20 µm	Nanofitoplâncton	Haptófitas, clorófitas, prasinófitas, crisófitas, criptófitas	 <i>Haptófitas</i>	 <i>Clorófitas</i>
20 – 200 µm	Microfitoplâncton	Diatomáceas e dinoflagelados	 <i>Diatomáceas</i>	 <i>Dinoflagelado</i>

A avaliação funcional é outra classificação que tem ganho grande relevância recentemente. Esta baseia-se no papel que os organismos desempenham nos processos biogeoquímicos que decorrem no oceano. Um tipo funcional engloba todos os organismos que, tendo características específicas, têm uma função biogeoquímica específica nos processos oceânicos e no funcionamento dos ecossistemas. Estes organismos não precisam de ter uma ligação filogenética forte. Esta avaliação é complexa e a sua interpretação carece do entendimento de vários conceitos ecológicos. Neste contexto, e de uma forma simples, podemos considerar os seguintes grupos funcionais:

- **Fixadores de azoto** – Todas as células de fitoplâncton necessitam de azoto. Geralmente, assimilam este nutriente através da captação de azoto na forma dissolvida, i.e. nitrato, nitrito ou amónia. No entanto, alguns organismos têm a capacidade de fixar azoto atmosférico, evitando as limitações nutricionais ao crescimento. Estes organismos pertencem ao grupo das cianobactérias; onde algumas espécies podem ter um papel importante no desenvolvimento de *blooms*.
- **Calcificadores** – Os organismos calcificadores produzem placas de revestimento ricas em carbonato de cálcio. Estes organismos pertencem tipicamente à Divisão Haptophyta. No entanto, nem todas as haptófitas produzem estas placas, apenas um grupo designado de coccolitóforos, pertencentes à Classe Prymnesiophyceae. Este grupo funcional tem uma elevada importância no ciclo do carbono, uma vez que a produção destas pla-

cas, leva à libertação de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), que reage rapidamente com as moléculas de água, contribuindo para uma cadeia de reações que leva à libertação de iões de hidrogénio e consequente redução de pH. Mas por outro lado, ao morrerem, estes organismos sedimentam nos fundos oceânicos, transportando consigo concentrações de carbono relevantes, retirando-o do seu ciclo biogeoquímico por milhares de anos.

- **Silificadores** – As diatomáceas são a classe mais importante deste tipo funcional, dado que a sua parede celular é constituída por uma frústula siliciosa. O facto de serem células relativamente grandes (pertencem à classe de tamanho microfitoplâncton) e ‘pesadas’ devido à sua composição rica em sílica, faz com que tenham uma tendência para se afundar na coluna de água, tendo um papel muito importante no transporte de carbono, azoto e sílica para o mar profundo.
- **Produtores de DMS (sulfato de dimetilo)** – Este composto orgânico volátil é libertado por células fitoplantónicas para a atmosfera terrestre, principalmente por morte das células, tendo um papel importante no ciclo do enxofre. Este composto contribui para a formação de nuvens, levando a uma diminuição do número de fotões que chegam à superfície do mar, e portanto atuando indiretamente na estabilização da temperatura terrestre. Os organismos conhecidos pela produção de DMS pertencem principalmente ao grupo das haptófitas e dinoflagelados.

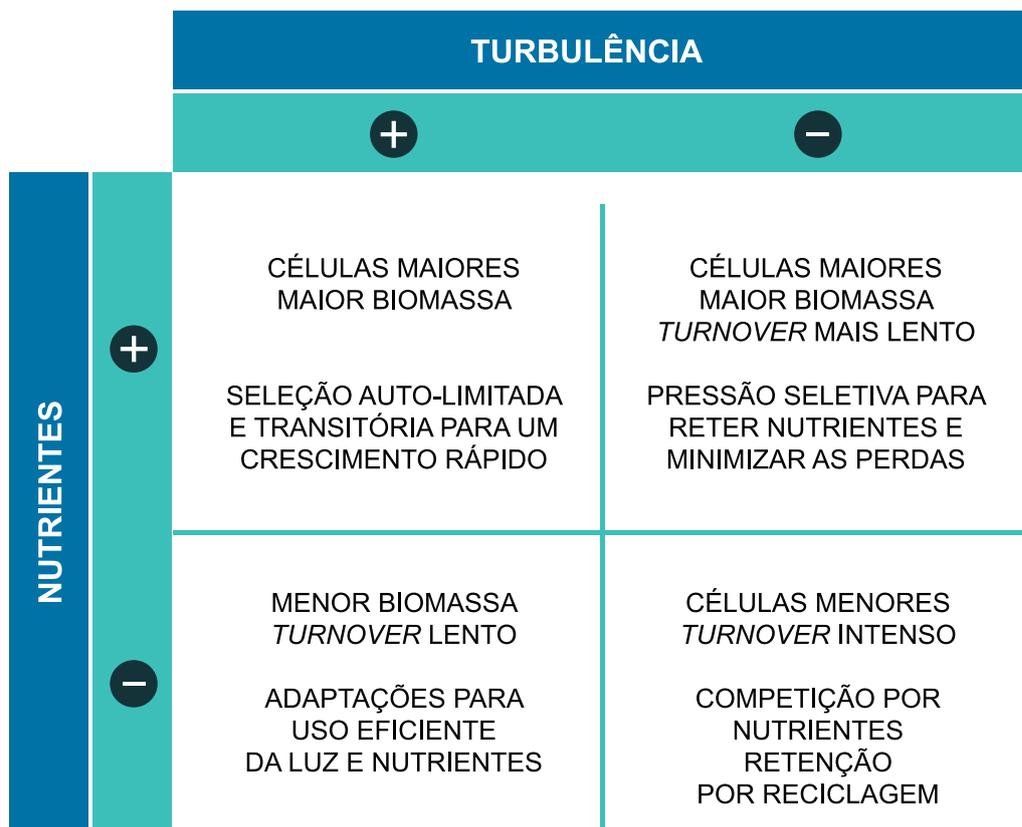
### 3.4.3 DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL E TEMPORAL DO FITOPLÂNCTON

As células fitoplantónicas estão fortemente sujeitas às condições ambientais existentes em seu redor. Estas englobam principalmente as condições físico-químicas (e.g. salinidade e temperatura), níveis de luminosidade, condições oceanográficas (e.g. estabilidade da coluna de água) e disponibilidade de nutrientes. As variações dos componentes ambientais acabam por definir a dinâmica do fitoplâncton, já que este responde de uma forma rápida às alterações.

O padrão temporal do fitoplâncton na costa portuguesa está principalmente dependente da limitação luminosa durante o inverno e da limitação de nutrientes desde a primavera até ao outono, nos períodos em que a coluna de água se encontra estratificada (Moita, 2001). Durante a primavera os *blooms* fitoplantónicos ocorrem de forma mais relevante ao largo da costa. Durante o verão ocorrem maioritariamente junto à costa, respondendo especialmente ao afloramento costeiro (*upwelling*).

O conhecimento sobre a resposta do fitoplâncton ao afloramento, assim como sobre a sucessão natural dos grupos à medida que as condições ambientais se vão alterando é

essencial. Ramon Margalef foi o primeiro a introduzir estes conceitos e a tentar explicar a sucessão sazonal como um processo regulado por forças físicas existentes nas regiões temperadas, como é o caso de Portugal. As representações esquemáticas (Mandala) de Margalef (1978) têm vindo a ser desenvolvidas para incluir outros aspetos, como a importância do picofitoplâncton em zonas oligotróficas, com baixa turbulência e reduzida concentração de nutrientes (Figura 31). Esta perspetiva indica que durante eventos de afloramento, com elevada turbulência e enriquecimento das águas em nutrientes, o grupo que prolifera é o das diatomáceas. Geralmente, as diatomáceas também contribuem para um aumento significativo da biomassa total fitoplantónica, dado terem um biovolume relativamente elevado. À medida que o afloramento vai enfraquecendo, há tendência para a estabilização ou estratificação da coluna de água, passando a haver condições mais favoráveis à proliferação de dinoflagelados.



**Fig. 31** - Relações entre as comunidades de fitoplâncton, os nutrientes e a turbulência, como proposto por Margalef (1978) e adaptado por Cullen et al. (2002).

### 3.4.4 COMPOSIÇÃO PIGMENTAR DO FITOPLÂNCTON

Dada a sua origem filogenética diversa, os diferentes grupos fitoplantónicos têm composições pigmentares diferentes. A meio do século passado foram desenvolvidas as primeiras metodologias que permitiram quantificar as concentrações de clorofilas existentes nas células. No entanto, o desenvolvimento de um método expedito para identificar e quantificar os vários pigmentos, além das clorofilas, por cromatografia líquida de elevada precisão, foi apenas conseguido nos anos 80. A cromatografia líquida permitiu perceber que a assinatura pigmentar poderia ser utilizada para distinguir diferentes taxa fitoplantónicas. Em alguns casos, a presença ou ausência de um determinado pigmento pode ser suficiente para identificar um grupo. Estes pigmentos são considerados pigmentos diagnosticantes (Tabela 9).

**Tabela 9** - Pigmentos diagnosticantes do fitoplâncton (Roy et al., 2011). Exclusivo significa que o pigmento em questão só aparece no grupo referido. Presença obrigatória significa que todos os membros do grupo têm o pigmento referido. A quantidade pode variar entre abundante – ● e residual - ○

Pigmento diagnosticante	Grupos fitoplantónicos	Exclusivo	Presença obrigatória	Quantidade
Fucoxantina	Diatomáceas		✓	●
Peridina	Dinoflagelados	✓	✓	●
Clorofila <i>b</i>	'Linhagem verde'		✓	●
Aloxantina	Criptófitas		✓	●
Hex-fucoxantina	Haptófitas			●
Zeaxantina	Cianobactérias		✓	●
Divinil clorofila <i>b</i>	<i>Prochlorococcus</i>	✓		●

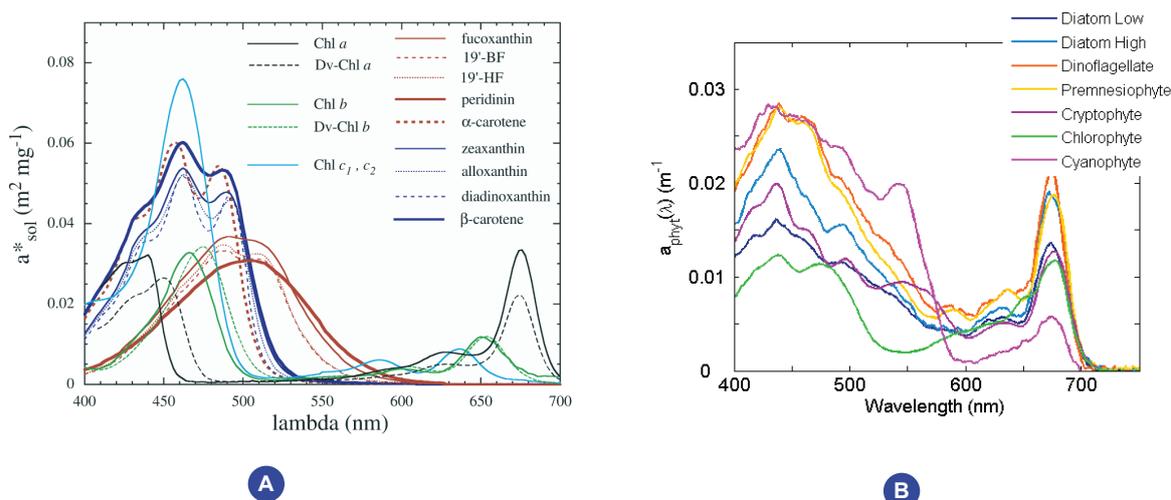
Como já foi referido anteriormente, a composição pigmentar do fitoplâncton tem grande impacto na forma como a luz é absorvida pela célula. É importante notar que cada pigmento fitoplantónico absorve a luz de forma diferente e que o que é absorvido, em termos totais pela célula é uma soma de todas essas partes, seguindo a propriedade aditiva que define o coeficiente de absorção, já apresentada na secção 3.3.2.



Cada fotão tem um comprimento de onda próprio. A capacidade de cada molécula absorver um fotão com um determinado comprimento de onda vai definir o espectro de absorção dessa molécula, ou neste caso, desse pigmento fitoplantónico.

Sendo que cada pigmento tem uma assinatura espectral própria, referente aos coeficientes de absorção nos vários comprimentos de onda (Figura 32 A), e cada grupo fitoplantónico tem uma assinatura pigmentar distinta (Tabela 9), é simples inferir que o estudo das propriedades óticas do fitoplâncton poderá fornecer informação suficiente para proceder à sua identificação.

No estudo do fitoplâncton é ainda habitual usar-se o coeficiente específico de absorção, que é apenas o resultado de uma normalização do coeficiente de absorção pela concentração de clorofila *a*, sendo que as unidades são de  $\text{m}^2\text{mg}^{-1}$  clorofila *a*. Esta normalização ajuda a entender a quantidade de fótons absorvidos por unidade aproximada de biomassa, já que a clorofila *a* é utilizada como índice de biomassa fitoplantónica. Portanto este parâmetro permite-nos retirar ainda informação sobre o tamanho das células em questão. Se tivermos células muito grandes, como é o caso de algumas diatomáceas ou dinoflagelados, a concentração de clorofila *a* vai ser mais elevada por célula. O coeficiente de absorção pode ser mais elevado, mas não será proporcional ao aumento da concentração da clorofila *a*, isto porque numa célula com um volume elevado, grande parte das moléculas de clorofila *a* vão estar empacotadas, umas em cima das outras, ficando numa região sombra em relação aos fótons. Resumindo, a relação entre o que é realmente absorvido e a concentração do pigmento não é linear. Coeficientes específicos de absorção baixos indicam a presença de células com volume elevado e coeficientes altos indicam a presença de células com volume reduzido (Figura 32 B) devido ao efeito de empacotamento (*package effect*). A descoberta destas relações foi um passo significativo para o uso efetivo dos satélites no estudo do fitoplâncton, para determinar classes de tamanho, que por seu turno se relacionam com os tipos funcionais.



**Fig. 32 - A)** Assinatura espectral do coeficiente específico de absorção ( $\text{m}^2\text{mg}^{-1}$ ) para os vários pigmentos em solução; **B)** Coeficiente de absorção ( $\text{m}^{-1}$ ) de vários grupos fitoplantónicos (Fig. 32 A) Bricaud et al. (2004); Fig. 32 B) Ocean Optics Web Book (2013)).

Apesar dos avanços realizados nas últimas décadas, existem ainda uma série de fatores que dificultam a distinção e análise das comunidades fitoplantónicas usando a deteção remota por satélites. Isto deve-se essencialmente ao facto de:

- Muitos pigmentos terem assinaturas espectrais semelhantes;
- Nas amostras naturais, o sinal resultar de uma mistura de vários grupos fitoplantónicos diferentes, dificultando a distinção das diferentes contribuições;
- Ser necessário haver uma transformação entre o que é efetivamente medido pelo sensor, i.e. refletâncias ou propriedades óticas aparentes (secção 3.3.1), e o coeficiente de absorção, i.e. as propriedades óticas inerentes (secção 3.3.1). Existem várias dificuldades neste processo, passando por problemas com a correção atmosférica e por elevados níveis de incertezas relacionados com o método, nomeadamente na transformação das refletâncias em coeficientes de absorção.

## 3.5 DETEÇÃO REMOTA DE BIOMASSA FITOPLANTÓNICA

Como já foi descrito, o estudo do fitoplâncton é de extrema relevância para os estudos biogeoquímicos regionais e globais, sendo a deteção remota um meio que possibilita a sua monitorização, usando a clorofila *a* como índice (ou *proxy*) de biomassa, a diferentes escalas espaciais e temporais com ótima relação custo-benefício.

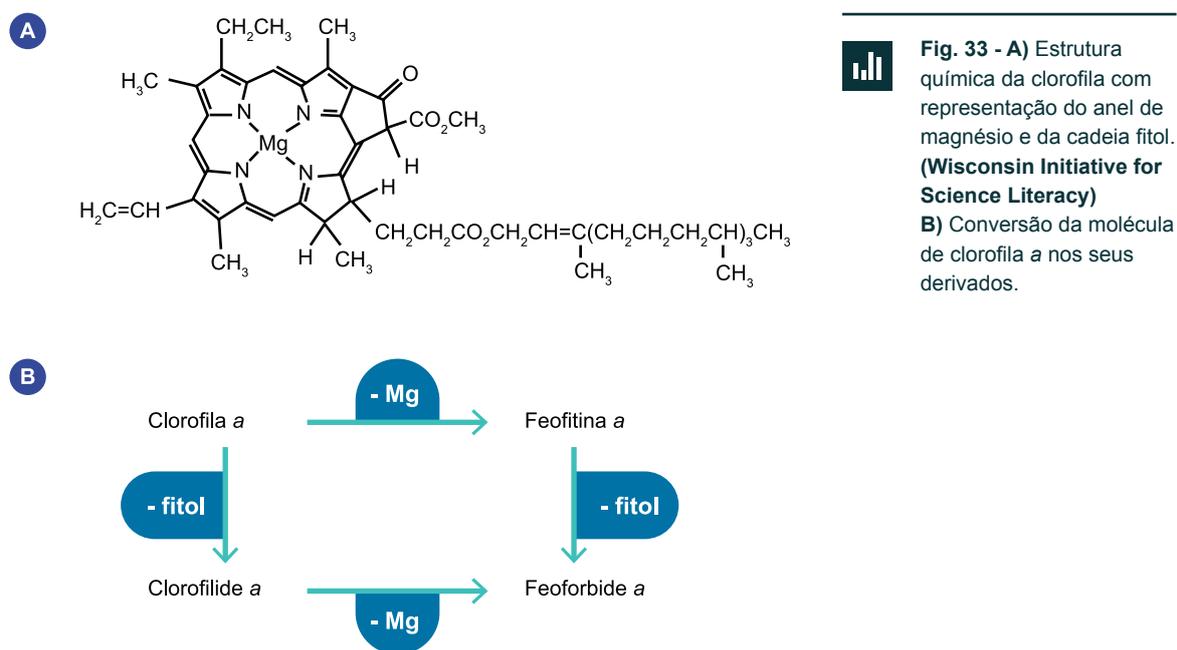
### 3.5.1 USO DA CLOROFILA *a* COMO PROXY PARA A BIOMASSA DO FITOPLÂNCTON

A clorofila *a* é transversal a todos os grupos de fitoplâncton. De notar, porém, que a quantidade de clorofila por célula pode ser muito variável mesmo considerando apenas uma espécie. O rácio clorofila por célula depende das condições ambientais, nomeadamente da luz disponível (quanto mais luz, menor a quantidade de clorofila necessária por célula) e disponibilidade de nutrientes (fator limitante ao desenvolvimento celular). Estima-se que a clorofila represente apenas cerca de 0,3-3,9% do peso seco do fitoplâncton (Reynolds, 2006), no entanto é o *proxy* mais usado como indicador de biomassa, dada a facilidade da sua análise.

A quantificação da clorofila *a* pode ser efectuada por fluorometria, espectrofotometria ou por cromatografia. Para a quantificação da clorofila *a*, o método considerado mais preciso é o da cromatografia líquida de alta precisão (HPLC, do inglês *High Performance Liquid*

*Chromatography*). Este método separa os vários pigmentos de acordo com a sua polaridade, sendo a clorofila *a* um dos pigmentos menos polares. A sua estrutura química pode, contudo, ser alterada por diferentes processos biológicos e físico-químicos e transformar-se em derivados mais polares. Estes derivados são fotossinteticamente inativos mas absorvem luz em comprimentos de onda semelhantes à molécula de clorofila *a*. As transformações mais frequentes que ocorrem na molécula de clorofila *a* são a perda do átomo central de magnésio, a perda da cadeia de fitol, ou a perda de ambos, transformando-se em feofitina *a*, clorofilide *a*, e feofofbide *a*, respetivamente (Figura 33B).

Numa amostra de fitoplâncton, quantidades significativas de clorofilide *a* são encontradas com alguma frequência devido à ação das enzimas clorofilase que podem ser ativadas quando as células são danificadas durante o processo de amostragem. Pressão de filtração, temperatura de armazenamento ou extração inadequadas produzem concentrações significativas deste derivado, que é normalmente adicionado à concentração de clorofila *a* para a quantificação total de biomassa. Para efeitos de validação de produtos de satélite e desenvolvimento de algoritmos, considera-se clorofila *a* soma da clorofila *a* (incluindo epímeros e alómeros), da clorofilide *a* e da forma Divinil da clorofila *a* (presente no grupo *Prochlorococcus*, em vez da clorofila *a*).



### 3.5.2 ALGORITMOS PARA A QUANTIFICAÇÃO DE CLOROFILA *a*

Como já vimos na secção 3.3, os sensores em órbita não fazem medições diretas das propriedades inerentes do oceano, IOPs (e.g. absorção), fazem antes medições das suas propriedades óticas aparentes, AOPs (e.g. refletância). As IOPs têm de ser então deter-

minadas a partir das AOPs, o que implica fazer suposições sobre a distribuição do campo de luz na coluna de água. A equação de transferência radiativa (*Radiative transfer equation*, RTE) estabelece a relação exata entre estas duas classes de propriedades óticas. No entanto, a sua resolução não é simples, sendo por isso necessária uma variedade de técnicas numéricas que relaciona conceitos teóricos e dados *in situ*.

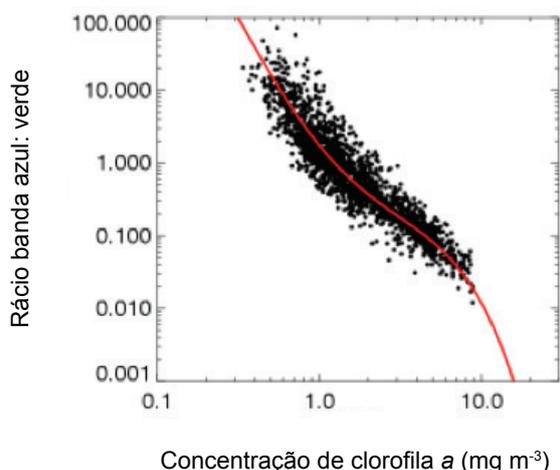
As abordagens mais comuns e mais simples são desenvolvidas usando apenas dados *in situ* (empíricas). De uma forma simplificada, estas baseiam-se em especificidades da forma espectral da clorofila *a*, que absorve luz predominantemente na região azul e vermelha do espectro do visível e reflete na região do verde (como referido na seção 3.1.2; Figura 26A). Estas diferenças de refletância nos diferentes comprimentos de onda possibilitam o uso dos rácios de refletância azul-verde para determinar a concentração de clorofila *a*.

A relação entre os rácios e a concentração de clorofila pode ser descrita por uma equação polinomial de grau 4:

3.3

$$\log_{10}(\text{chlor}_a) = a_0 + \sum_{i=1}^4 a_i \log_{10} \left( \frac{R_{rs}(\lambda_{\text{azul}})}{R_{rs}(\lambda_{\text{verde}})} \right)^i$$

O numerador,  $R_{rs}(\lambda_{\text{azul}})$ , é o de maior valor nessa gama de comprimentos de onda, por exemplo, para o MODIS é comparado o valor da banda 443 nm e da 448 nm, sendo o valor de  $R_{rs}(\lambda_{\text{verde}})$  correspondente ao valor da banda nos 547 nm. A Figura 34 exemplifica o ajuste feito para a determinação do algoritmo OC3M (do MODIS). Os coeficientes,  $a_0$ - $a_4$ , são específicos de cada sensor e variam com os diferentes sensores (Tabela 10).



**Fig. 34** - Dados *in situ* de concentrações de clorofila *a* e rácios de refletância azul-verde (MBR) utilizados no desenvolvimento do algoritmo do MODIS (cedido pelo Ocean Biology Processing Group, NASA/ Goddard Space Flight Center, 2015).

Tabela 10 - Coeficientes dos produtos standard atualmente disponibilizados pela NASA.

Algoritmo	Sensor	Banda azul	Banda verde	a0	a1	a2	a3	a4
OC4	SeaWiFS	443>490>510	555	0,3272	-2,9940	2,7218	-1,2259	-0,5683
OC4E	MERIS	443>490>510	560	0,3255	-2,7677	2,4409	-1,1288	-0,4990
OC4O	OCTS	443>490>516	565	0,3325	-2,8278	3,0939	-2,0917	-0,0257
OC3M	MODIS	443>488	547	0,2424	-2,7423	1,8017	0,0015	-1,2280
OC3V	VIIRS	443>486	550	0,2228	-2,4683	1,5867	-0,4275	-0,7768

Estes algoritmos empíricos são operacionalmente usados pelas agências espaciais para gerar produtos de clorofila, no entanto, a sua aplicabilidade está dependente dos dados *in situ* utilizados para estabelecer a regressão e teoricamente são apenas aplicáveis em águas tipo I (rever conceito na secção 3.3.3). Em águas tipo II, a presença de CDOM ou de sedimentos em suspensão pode condicionar a relação dos rácios com a concentração de clorofila e, portanto, inviabilizar a operacionalidade destes algoritmos. Para este tipo de águas, algoritmos mais complexos têm vindo a ser desenvolvidos.

### 3.5.3 VALIDAÇÃO DOS PRODUTOS DE SATÉLITE DE CLOROFILA COM OBSERVAÇÕES *IN SITU*

As especificidades dos algoritmos podem levar a diferenças nas incertezas dos produtos gerados e a importância de validar os produtos de clorofila com dados *in situ* de diferentes regiões tem sido reconhecida pelas agências espaciais. Estas agências promoveram a criação de bases de dados com o intuito de apoiar a atividade de validação dos seus produtos e de desenvolver novos algoritmos (e.g. SeaBASS da NASA e MERMAID da ESA). Os resultados de validação têm revelado que a nível global os objetivos de exatidão de 5% para os dados radiométricos e de 35% para a concentração de clorofila têm sido verificados. Contudo, a nível regional, os erros associados podem ser superiores, tendo sido propostos ajustes regionais aos algoritmos.

A validação torna-se ainda mais prioritária considerando o uso destes produtos na monitorização ambiental ou como base para outros parâmetros (e.g. produção primária; secção 3.5.5) ou ainda na construção de séries temporais suficientemente longas para estudos de alterações climáticas. O Projeto OC-CCI da ESA (*Ocean Colour Climate Change Initiative*) é o exemplo de um projeto que utiliza dados de vários sensores de modo a que a cor do oceano possa ser usada como uma variável essencial para o estudo do clima.

Um exercício de validação efetuado para a costa oeste portuguesa revelou que os produtos de satélite em geral sobrestimam em relação aos dados *in situ*, tendo sido obtidos melhores resultados com o produto derivado do algoritmo OC3M do MODIS e o algal 2 do MERIS (Sá et al., 2015).

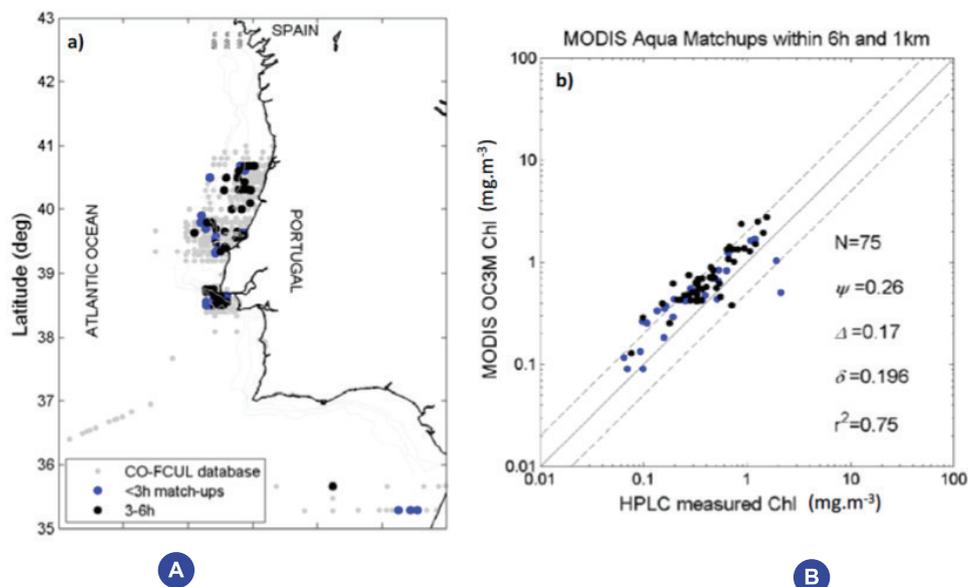
## COMPARAÇÃO ESPÁCIO-TEMPORAL

Como já foi referido na secção 1.1.1, há uma diferença em termos das escalas espacial e temporal nas amostragens por satélite e *in situ*. Ambos procuram obter uma quantificação da concentração de clorofila *a*, mas enquanto os métodos *in situ* se baseiam em métodos laboratoriais de análise de uma amostra de água (~1-5 L), a deteção remota baseia-se na integração de dados recolhidos numa área equivalente a ~1 km<sup>2</sup>, variável com a resolução do sensor. Assim sendo, estes dois métodos avaliam processos que ocorrem a escalas espacial e temporal bastante diferentes.

Na comparação direta de dados destes dois métodos é então necessário ter em conta: 1) padrão de variabilidade dos dados; 2) janela temporal e espacial utilizada na comparação. Na determinação de dados coincidentes, *match-ups*, é preciso estabelecer uma janela temporal e espacial que maximize o número de ocorrências, mas que não comprometa a comparação dos dados. Idealmente, a hora da passagem do satélite não deve distar mais de uma hora da amostragem *in situ*. No entanto, dependendo da variabilidade do local, é possível aumentar esta diferença. Relativamente à variabilidade espacial, é recomendado que a comparação não seja feita apenas com o píxel mais próximo do local de amostragem, mas com a média dos pixéis mais próximos. Uma caixa de 3x3 pixéis centrada no local de amostragem é o procedimento mais comum.

Esta técnica de comparação assume uma relação linear entre os dados de clorofila *a* de satélite e os dados *in situ* determinados a partir de amostras de água. A Figura 35 mostra o exemplo de uma comparação de dados feita para a costa portuguesa, usando uma janela de 3h e 6h, entre amostras de HPLC *in situ* e o produto OC3M do sensor MODIS-Aqua da NASA (Sá, 2013).

Os dados de clorofila *a* não têm uma distribuição normal, e por isso a apresentação dos resultados e a análise estatística deve ser feita com a transformação logarítmica dos dados. Para além dos parâmetros de regressão linear (coeficiente de correlação, declive e interceção) devem ser também calculadas as medidas de erro (RMS, de *Root Mean Square*, e *bias*).



**Fig. 35** - Representação espacial dos dados in-situ de clorofila *a* (A) utilizados na comparação com os dados de satélite (B). (adaptado de Sá, 2013)

De notar que esta validação direta do produto fornece apenas uma quantificação da incerteza geral do produto testado. Não permite avaliar as incertezas associadas às diferentes etapas de processamento (e.g. correção atmosférica) ou ao algoritmo *per se*. De forma a fazer-se essa avaliação é necessário fazer a recolha de dados óticos *in situ*. A comparação das refletâncias determinadas *in situ* com as obtidas por satélite permite inferir da qualidade da correção atmosférica. Para a região de Sagres, Portugal, resultados da comparação de dados *in situ* com dados de refletância do MERIS, obtidos com diferentes processadores para a correção atmosférica, podem ser encontrados em Cristina et al. (2014).

### 3.5.4 DISTRIBUIÇÃO GLOBAL DA CLOROFILA $a$

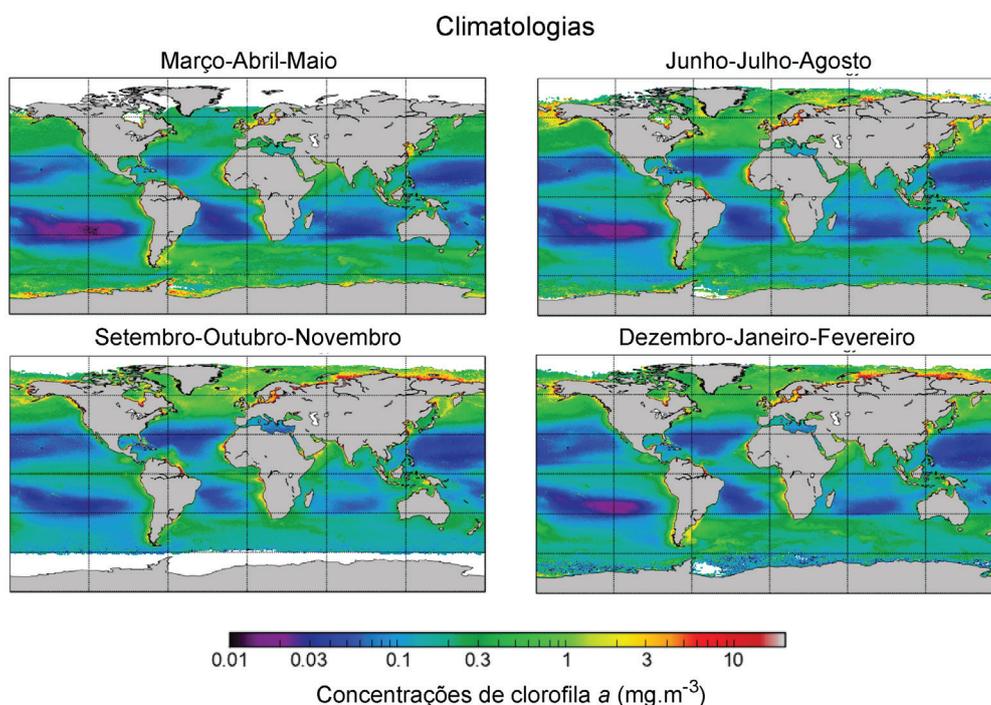
Os mapas de clorofila *a* gerados a partir dos dados de satélite permitem uma visão sinóptica deste parâmetro, possibilitando o estudo da variabilidade espacial, sazonal e inter-anual a uma escala regional e global.

Como referido na secção 3.4.3, a distribuição espacial do fitoplâncton varia horizontal e verticalmente na coluna de água. A nível local, a temperatura, salinidade e correntes, juntamente com outros fatores, determinam a distribuição horizontal, enquanto que a distribuição vertical é determinada principalmente pela irradiação, nutrientes e estabilidade da coluna de água. O efeito destes fatores na abundância de fitoplâncton e na estrutura das comunidades fitoplântónicas variam a uma escala global, desde os ecossistemas tropicais aos temperados (Longhurst, 1998).

Se olharmos para imagens globais de clorofila podemos verificar as zonas onde o fitoplâncton é mais abundante. A Figura 36 apresenta médias sazonais globais obtidas através do projeto OC-CCI. As imagens representam 15 anos de dados para as quatro estações do ano. A escala de clorofila *a* varia entre 0,01 e 10 mg.m<sup>-3</sup>. Em geral, as imagens mostram que o fitoplâncton é mais abundante junto às costas e nas zonas de plataforma continental, ao longo do equador nas bacias do Pacífico e do Atlântico, e a elevadas latitudes, particularmente no Atlântico Norte. As menores abundâncias verificam-se em oceano aberto e nas regiões de média latitude. Resumidamente, o fitoplâncton é mais abundante nas regiões onde:

- ventos ocasionais, que independentemente da sua direção, são capazes de misturar a coluna de água, fazendo com que os nutrientes em águas superficiais cheguem à superfície, onde a luz permite o crescimento do fitoplâncton;
- o transporte de Ekman, gerado pelos ventos, promove o afloramento de águas profundas ricas em nutrientes, o que ocorre tipicamente ao longo das costas ocidentais dos continentes e ao longo do equador.
- os ventos transportam poeiras de origem terrestre para oceano aberto, fornecendo os micronutrientes necessários ao crescimento (e.g. ferro);
- existe entrada de nutrientes de origem terrestre, através da pluma dos rios.

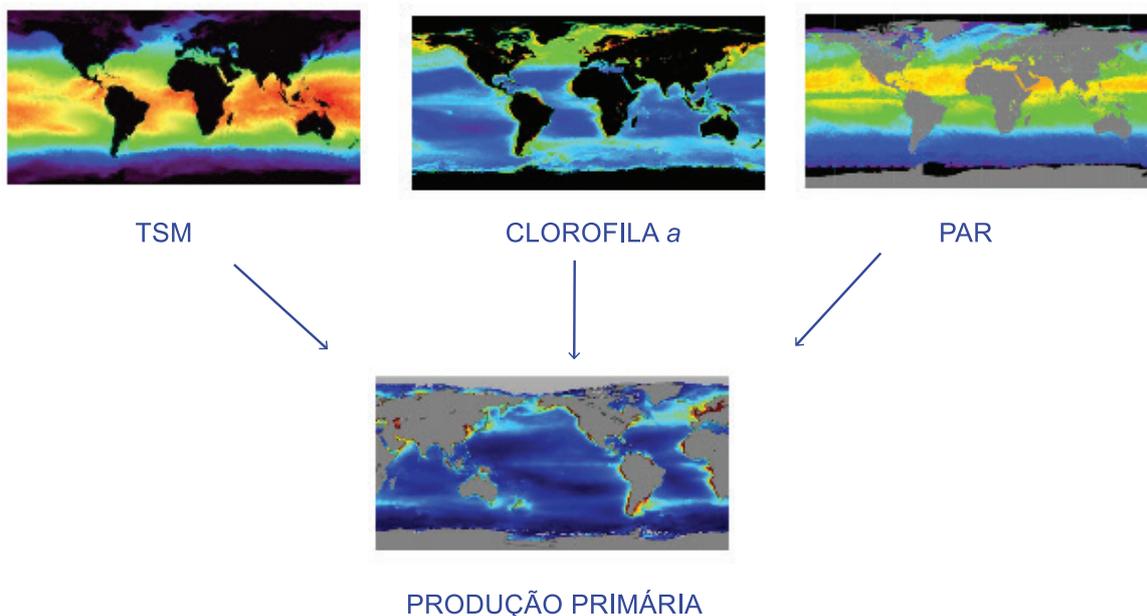
As imagens na Figura 36 mostram que o crescimento é sazonal, com máximos de abundância associados à primavera e ao verão, principalmente nas zonas temperadas e de altas latitudes.



**Fig. 36** - Climatologia da clorofila *a* obtida com dados de satélite de 1997 a 2012. (processada por André Belo Couto e cedida por Ocean Colour Climate Change Initiative)

### 3.5.5 PRODUÇÃO PRIMÁRIA

A produção primária fitoplantónica refere-se principalmente à síntese de moléculas orgânicas através da atividade fotossintética, podendo ser expressa como gramas de carbono por unidade área ou de volume e por unidade de tempo (e.g.  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{ano}^{-1}$ ). A fotossíntese ocorre através do uso da energia solar. Existem vários modelos para estimar a produção primária, desde métodos que utilizam apenas as concentrações de clorofila *a* como índice de biomassa (Modelo de Eppley), a métodos mais complexos que utilizam não só quantidade de biomassa existente numa determinada altura, mas também o nível de radiação disponível e os parâmetros fotossintéticos (i.e., eficiência fotossintética e valor máximo de produção). Produtos como a concentração de clorofila *a* estão disponíveis para uso direto, assim como a radiação fotossintética ativa (*Photosynthetically Available Radiation* - PAR). Os parâmetros fotossintéticos são obtidos a partir de dados experimentais e modelos (que usam TSM, etc.). A Figura 37 esquematiza o modelo de Behrenfeld & Falkowski (1997), indicando os dados de *input* e o resultado, em termos de produção primária.



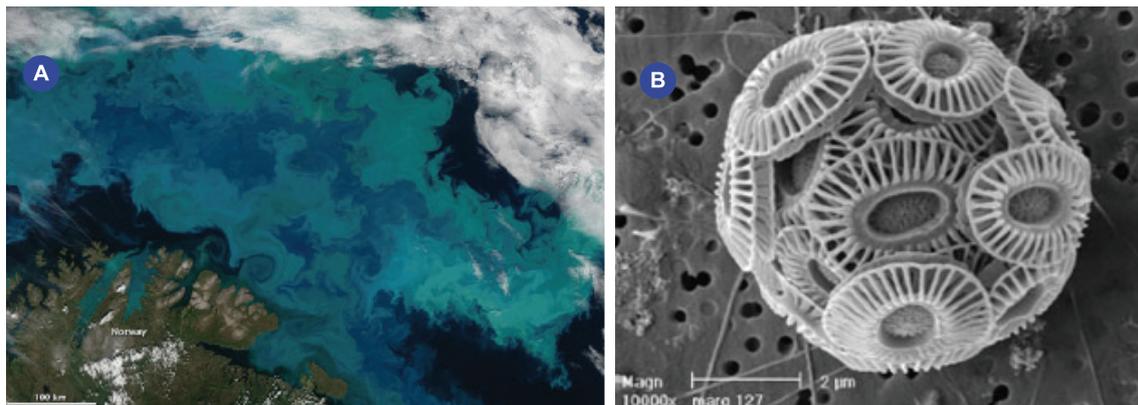
**Fig. 37** - Modelo conceptual da informação necessária para estimar a produção primária com base no modelo de Behrenfeld & Falkowski (1997). **Imagens do arquivo MARE.**

### 3.5.6 MÉTODOS DE DETEÇÃO DE GRUPOS DE FITOPLÂNCTON

Atualmente, uma área muito ativa de investigação é o desenvolvimento de metodologias que possam ser utilizadas para identificar remotamente espécies ou grupos de fitoplâncton. O objetivo será o de fazer uma análise mais específica da comunidade de fitoplâncton, analisando as variações espaciais e temporais dos grupos ou espécies de interesse.

Os métodos de detecção remota até agora desenvolvidos têm ainda algumas limitações em termos de aplicabilidade. A maior parte dos métodos são desenvolvidos para a escala global e não deverão ser aplicados diretamente, sem a realização prévia de testes e ajustes necessários, à escala regional, como seria o caso das águas portuguesas. É também essencial haver uma avaliação do produto base que é utilizado para derivar a informação sobre as comunidades fitoplantónicas. Por exemplo, muitos métodos são baseados nas concentrações de clorofila *a* disponibilizadas pelas agências espaciais. Como já foi referido na secção 3.5.3, a avaliação da qualidade dos vários produtos de clorofila *a* é essencial ao nível regional. Assim, deve haver sempre a avaliação prévia das incertezas associadas aos dados de base, de forma a que a escolha seja a mais adequada possível.

De uma forma geral, as metodologias para detecção remota de grupos/espécies fitoplantónicas dividem-se em métodos baseados nas propriedades óticas do fitoplâncton (e.g. espectro de absorção) ou nos produtos clorofila *a* obtidos a partir dos dados de satélite. Os métodos que usam as propriedades óticas requerem uma análise avançada dos dados e, portanto, não vão ser descritos em detalhe aqui. Como referido na secção 3.4.4, a variabilidade nos espectros dos coeficientes de absorção específica é grande, uma vez que depende do tamanho da célula e da composição pigmentar. No entanto, em colaboração com técnicos experientes é possível obter informação sobre algumas espécies, como por exemplo as da espécie *Karenia mikimotoi*. Além disso, é também possível identificar *blooms* intensos de cocolitóforos (Figura 38). Estes *blooms*, principalmente numa fase final, podem ser identificados através da cor esbranquiçada que provocam nas águas. Esta cor é devida ao facto das células começarem a libertar os cocólitos, i.e. as pequenas placas de calcite que compõem as paredes das células, e que têm uma influência muito forte nas refletâncias, que são significativamente mais altas nos comprimentos de onda do visível. De facto, *blooms* intensos deste grupo podem ser vistos em imagens de pseudo cor verdadeira, i.e. imagens que resultam de uma combinação de imagens com informação de três comprimentos de onda diferentes, um da zona do vermelho, outro do verde e outro do azul (Figura 38).



**Fig. 38 - A)** Imagem pseudo cor verdadeira do sensor MODIS, com *blooms* de coccolitóferos visíveis através da cor azul esbranquiçado. (cedido por Jeff Schmaltz, MODIS Rapid Response Team, NASA/ Goddard Space Flight Center, 2011); **B)** Imagem de uma célula *Emiliana huxleyi*, composta por vários cocólitos. (arquivo MARE)

O método de deteção remota de classes de tamanho com base em dados de clorofila *a*, desenvolvido por Brewin et al. (2010) é dos que tem uma aplicação mais simples. As diferentes classes de tamanho consideradas no modelo (micro-, nano- e picofitoplâncton) podem ser obtidas considerando a relação entre a concentração de clorofila *a* de cada classe de tamanho e a concentração de clorofila *a* total que se obtém através dos dados de satélite, permitindo visualizar a distribuição global de cada classe (Figura 39).

Este modelo tem como primeiro pressuposto que a concentração de clorofila *a* total (*C*), é o resultado da soma das concentrações de clorofila dos organismos de cada classe. Sendo assim:

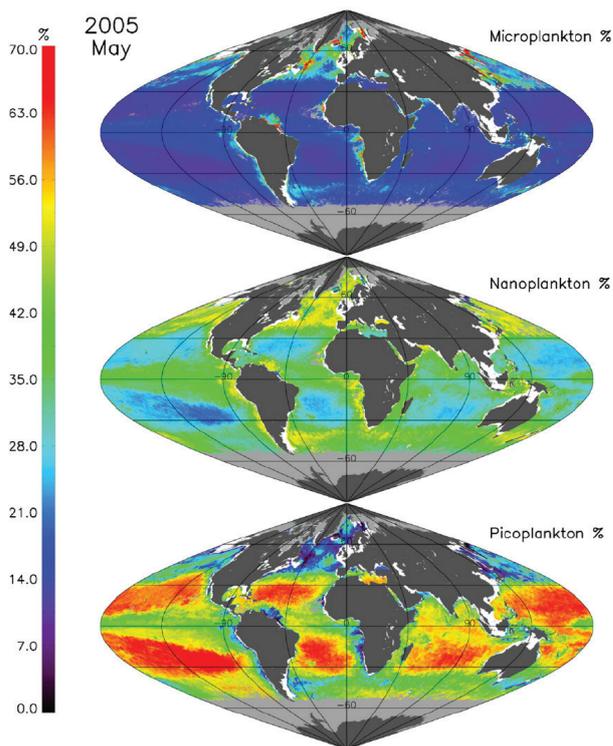
3.4

$$C_{total} = C_{micro} + C_{nano} + C_{pico}$$

A relação entre a concentração de clorofila *a* total e a associada a cada classe foi estudada com uma base de dados global, verificando-se que a concentração de clorofila *a* associada ao pico- e nanofitoplâncton poderia ser calculada através da seguinte equação (Brewin et al., 2010):

3.5

$$C_{pico+nano} = C_{pico+nano}^{max} [1 - \exp(-S_{pico+nano} \cdot C_{total})]$$



**Fig. 39** - Distribuição global da percentagem de clorofila a (%) associada a cada uma das três classes de tamanho: micro-, nano- e picofitoplâncton. (Brewin et al., 2010)

A concentração de clorofila a associada apenas à classe picofitoplâncton poderia também ser calculada através de equação semelhante:

3.6

$$C_{pico} = C_{pico}^{max} [1 - \exp(-S_{pico} \cdot C_{total})]$$

$C_{max}$  e  $S$  correspondem aos coeficientes do modelo, sendo o valor máximo de clorofila a e o declive inicial, respetivamente, que derivam de uma otimização que deve ser feita com dados regionais, tanto para a classe pico- e nanofitoplâncton, como apenas para a classe picofitoplâncton. De acordo com Brito et al. (2015), os valores ajustados para a costa portuguesa são os que estão indicados na Tabela 11.

**Tabela 11** - Valores dos coeficientes para águas oceânicas portuguesas.

Região	Classe de tamanho	$C^{max}$ (mg.m <sup>-3</sup> )	S (declive inicial)
Águas oceânicas portuguesas	Pico	0,11	1,5
	Pico+nano	0,50	1,5

A concentração de clorofila *a* associada à classe microfitoplâncton pode então ser derivada pela diferença entre o total e o que foi estimado para a classe pico + nanofitoplâncton:

3.7

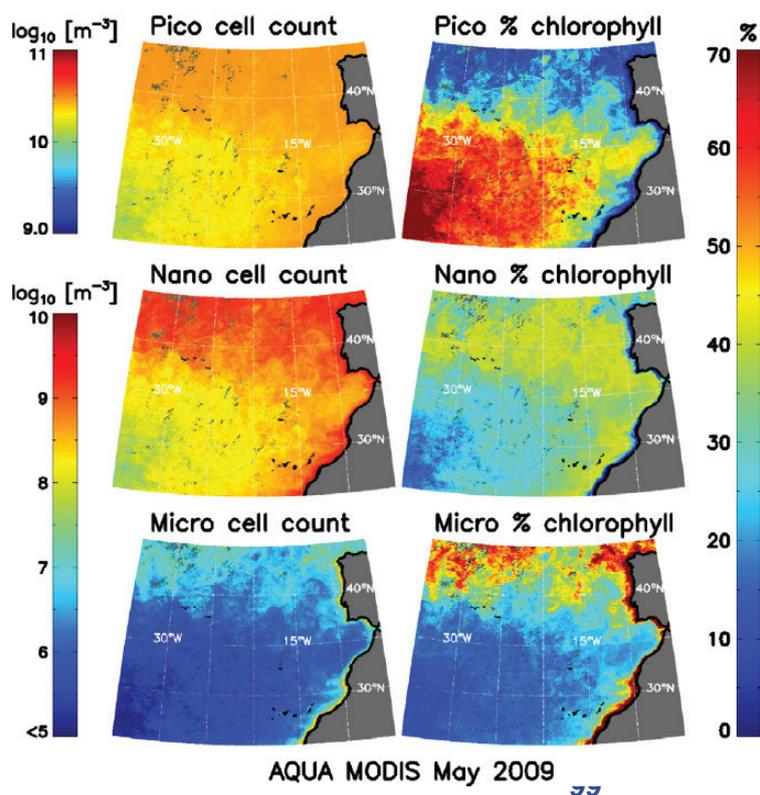
$$C_{micro} = C_{total} - C_{pico+nano}$$

O mesmo raciocínio é utilizado para derivar a concentração de clorofila *a* associada apenas à classe nanofitoplâncton:

3.8

$$C_{nano} = C_{pico+nano} - C_{pico}$$

Estudos recentes demonstraram como o modelo inicial desenvolvido por Brewin et al. (2010) poderia ser estendido para derivar também as abundâncias de células fitoplantónicas. O trabalho de Brotas et al. (2013) apresenta um modelo para uma zona do Atlântico Nordeste, que inclui a costa portuguesa e uma área da costa norte de África. Tal é possível através do ajuste regional dos valores de concentração de clorofila *a* por célula, o que foi feito com base em dados *in situ*. Estabeleceram-se os seguintes valores: 0,004; 0,224 e 26,780 pg clorofila *a* por célula para as classes pico-, nano- e microfitoplâncton, respetivamente. Através destas razões foi estimada a concentração de células para as três classes de tamanho, indicadas na Figura 40.



**Fig. 40** - Distribuição regional da percentagem (%) de clorofila *a*, assim como o número de células (células.m<sup>-3</sup>) associadas a cada classe de tamanho. (Brotas et al., 2013)

## 3.6

# DETEÇÃO REMOTA PARA APLICAÇÃO NA DQEM E NA GESTÃO DE ECOSISTEMAS DO MEIO MARINHO

A importância dos oceanos e da sua sustentabilidade tem vindo a ser cada vez mais reconhecida pela população em geral e pelos governantes dos diversos países do mundo. O meio marinho é uma inquestionável fonte de riqueza, fornecendo recursos vivos e não vivos, assim como energia que pode ser aproveitada de diversas formas. É também o maior reservatório de água do planeta e desempenha uma série de outros serviços, como os culturais (e.g. turismo) e de regulação (e.g. clima).

Os ecossistemas oceânicos englobam os elementos físico-químicos e biológicos, que representam a sua **estrutura**, e todas as ligações entre os vários elementos, que definem o seu **funcionamento**. Para uma gestão adequada é necessário considerar todos estes elementos, numa estratégia de **gestão integrada à escala do ecossistema**. Até agora, muitas das medidas de gestão eram implementadas à escala do elemento. Por exemplo, a maioria das estratégias de gestão pesqueiras eram focadas numa determinada espécie, desprezando a maior parte das interações com os restantes elementos estruturais. No entanto, várias evidências têm demonstrado a necessidade de assegurar a saúde do ecossistema, como um todo, avaliando não só os elementos de estrutura, mas também todas as relações existentes, i.e. o seu funcionamento.

As ferramentas de gestão existentes, entre as quais a Diretiva Quadro da Estratégia Mariinha (DQEM) é uma peça fundamental, estão cada vez mais direcionadas para uma perspetiva integradora. Esta filosofia está bem presente na forma como a DQEM foi concebida, ao contrário da Diretiva Quadro da Água (DQA). A DQA foca-se principalmente nos elementos estruturais dos ecossistemas (e.g. invertebrados bentónicos e flora aquática) para avaliar o bom estado ecológico. A DQEM estabelece vários descritores do bom estado ambiental que por si só são mais dirigidos para avaliar o funcionamento dos ecossistemas, como a eutrofização ou as teias tróficas.

Cada um dos descritores da DQEM tem de ser avaliado com recurso a uma série de **indicadores** desenvolvidos e testados para cada situação, i.e. para cada habitat, ecossistema, etc.

A deteção remota tem um contributo muito importante ao fornecer dados com uma ótima relação custo-benefício, e que podem ser utilizados para o desenvolvimento de indicadores. Permite também ter uma elevada cobertura espacial e temporal. Sem referir exausti-

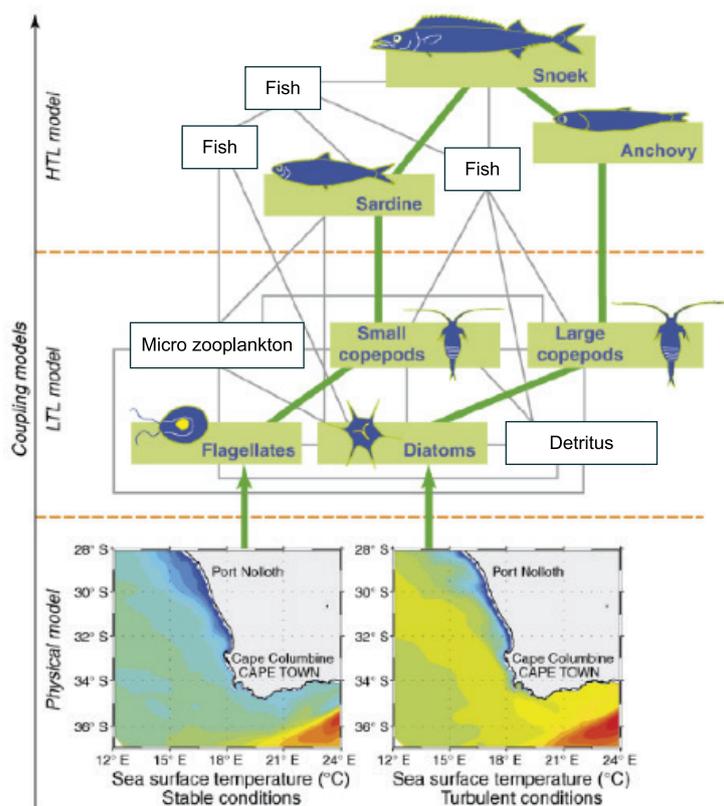
vamente todos os casos em que os dados recolhidos pelos satélites são úteis na gestão do meio marinho, são apresentados alguns exemplos.



A DQEM é composta por 11 descritores que devem ser considerados para avaliação do estado ambiental.

O primeiro descritor da DQEM é a **biodiversidade marinha** que engloba três níveis diferentes: espécies, habitats e ecossistemas. Este é um descritor muito exigente em termos do conhecimento científico, mas essencial para uma resposta adequada. A deteção remota não consegue fornecer informação suficiente para responder à maior parte dos aspetos abrangidos neste descritor, mas pode dar uma contribuição importante em relação aos produtores primários, o fitoplâncton. É relevante verificar se existem diferenças significativas neste grupo, na sua biomassa e tipo de comunidade, tanto em termos da variação espacial como temporal, já que podem ter implicações em todo o ecossistema. Estas alterações podem ser ao nível da altura do ano em que os *blooms* se iniciam, o período de tempo em que a biomassa se mantém elevada, entre outras. Como referido na secção anterior, existem vários métodos em desenvolvimento para a identificação de espécies e grupos fitoplantónicos.

Para uma otimização do uso dos dados de satélite para a gestão do meio marinho é imprescindível que se invista no estudo das relações entre alguns dos parâmetros medidos pelos satélites, como a temperatura e a clorofila *a*, e o funcionamento dos ecossistemas. Por exemplo, sabe-se que condições de turbulência típicas de afloramento são necessárias para o desenvolvimento de *blooms* de diatomáceas, situação característica de primavera e verão em Portugal. Condições mais estáveis levam ao desenvolvimento de *blooms* de outros grupos, como os dinoflagelados. A existência de um grupo ou outro tem consequências a nível da teia trófica, podendo beneficiar grupos diferentes de peixes (Figura 41).



**Fig. 41** - Representação das alternativas em termos de teia trófica para *blooms* de diatomáceas ou de dinoflagelados na África do Sul. (Cury et al., 2008)

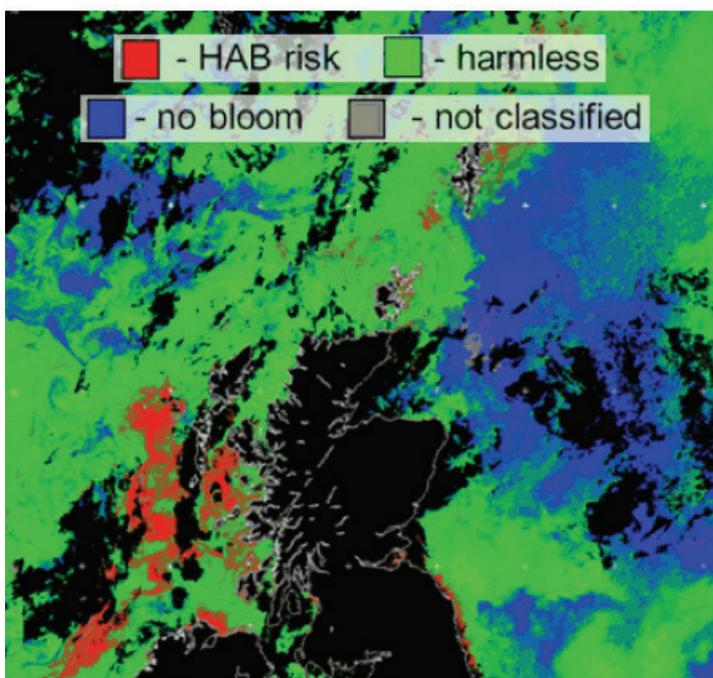
Como se torna evidente, o simples estudo dos produtores primários pode fornecer informação essencial para a gestão dos *stocks* pesqueiros.

A deteção remota pode contribuir também através da identificação de diferentes regiões ou massas de água. Estas podem ser separadas através da análise conjunta de dados de temperaturas e clorofilas à superfície e podem representar zonas diferentes em termos biogeoquímicos. Existem também algumas evidências de que as frentes oceânicas (zonas onde ocorrem variações significativas, por exemplo, de temperatura; Figura 42) podem representar áreas de elevada biodiversidade, com interesse para preservação através de Áreas Marinhas Protegidas (AMPs). Estas poderão também ser áreas prioritárias de concentração de aves e mamíferos marinhos.



**Fig. 42** - Representação das frentes oceânicas no Reino Unido. (Plymouth Marine Laboratory)

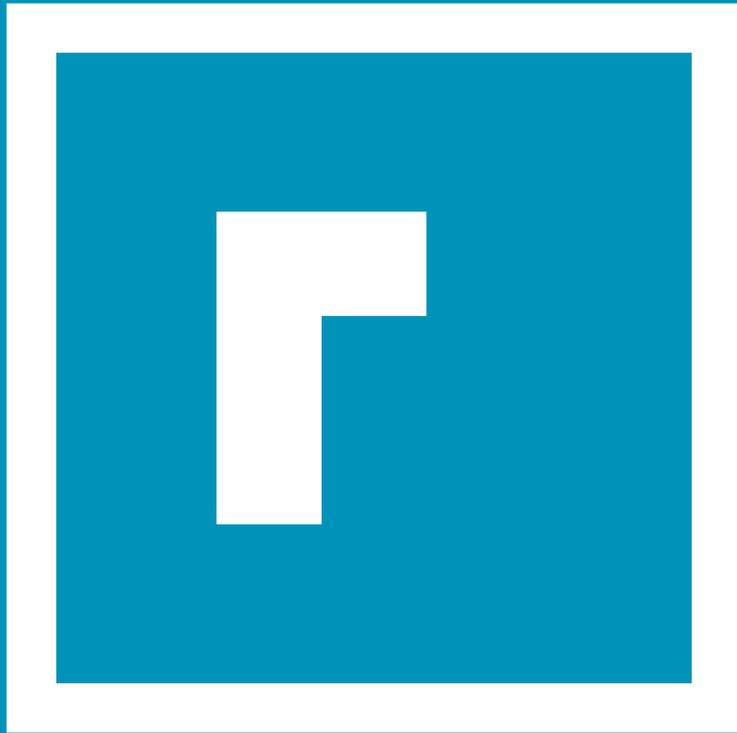
Outro descritor para o qual a deteção remota pode contribuir de forma significativa é a **eutrofização**. Dentro da lista de potenciais indicadores a utilizar, estão alguns que podem ser facilmente cobertos pelos dados de satélite, como as concentrações de clorofila, alterações da proporção de grupos ou espécies fitoplantónicas (por exemplo um desvio de uma comunidade dominada por diatomáceas para uma comunidade dominada por flagelados), assim como identificação de *blooms* nocivos, através de várias metodologias avançadas que não irão ser descritas aqui (Figura 43). Numa colaboração com o Plymouth Marine Laboratory, no âmbito do projeto europeu AQUA-USERS, está a tentar desenvolver-se uma metodologia que permita identificar *blooms* nocivos na costa portuguesa.



**Fig. 43** - Identificação das áreas com *blooms* de fitoplâncton (verde), com *bloom* e com risco elevado de ser nocivo (HAB; vermelho) e sem *bloom* (azul) (Plymouth Marine Laboratory).

Finalmente, dando um exemplo de uma aplicação diferente dos dados de satélite para a gestão do meio marinho, podemos referir ainda a importância da deteção remota na seleção de locais adequados para a instalação de aquaculturas. Vários são os aspetos que têm de ser considerados na avaliação da localização, nomeadamente as condições adequadas à fisiologia de cada espécie (e.g. temperatura). No entanto, além destes, é fundamental perceber se os organismos vão ter recursos (e.g. alimento) necessários a um crescimento saudável e eficiente. No caso de organismos filtradores, como os bivalves que se alimentam de fitoplâncton, esta relação é bastante evidente.

Em conclusão, procurou-se neste guia explicar as bases da deteção remota da temperatura da superfície do mar e da cor do oceano, demonstrando-se a sua relevância como método essencial para o estudo e monitorização do planeta. Foram ainda explicitadas as utilizações desta metodologia em vários descritores da DQEM. As potencialidades desta ferramenta são, no entanto, inúmeras, e cada um poderá desenvolver novas ideias e encontrar novas aplicações com base nas variações do espectro eletromagnético.



# Referências

- Behrenfeld, M. J. , Falkowski, P.G. (1997). Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnology and Oceanography*, 42(1), 1-20.
- Boutov, D., Serra, N., Ambar, I. (2004). Remote sensing of Mediterranean Water dipoles, *Resumos da 4ª Assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofísica*, p. 691-692, Instituto Geofísico do Infante D. Luís, 752 pp.
- Brewin, R.J.W., Sathyendranath, S., Hirata, T., Lavender, S., Barciela, R. Hardman-Mountford, N. (2010). A three-component model of phytoplankton size class for the Atlantic Ocean. *Ecological Modelling*, 221, 1472-1483.
- Bricaud, A., Claustre, H., Ras, J., Oubelkheir, K. (2004). Natural variability of phytoplanktonic absorption in oceanic waters : influence of the size structure of algal populations. *Journal of Geophysical Research*, 109, C11010, doi:10.1029/2004JC002419.
- Brito, A.C., Sá, C., Brotas, V., Brewin, R.J.W., Silva, T., Vitorino, J., Platt, T., Sathyendranath, S. (2015). Effect of phytoplankton size classes on bio-optical properties of phytoplankton in the Western Iberian coast: Application of models. *Remote Sensing of Environment*, 156, 537-550.
- Brotas, V., Brewin, R., Sá, C., Brito, A., Silva, A., Mendes, R., Diniz, T., Kaufmann, M., Tarrá, G., Groom, S., Platt, T., Sathyendranath, S. (2013). Deriving phytoplankton size classes from satellite data: Validation along a trophic gradient in the eastern Atlantic Ocean. *Remote Sensing of Environment*, 134, 66-77.
- Cullen, J.J., Franks, P.S., Karl, D.M., Longhurst, A. (2002). Physical influences on marine ecosystem dynamics. In: Robinson, A.R., MacCarthy, J.J., Rothschild, B.J. (eds). *The Sea*, vol 12. John Wiley and Sons, New York, 297-336.
- Cury, P.M., Shin, Y-J., Planque, B., Durant, J.M., Fromentin, J-M., Schadt, S.K., Stenseth, N.C., Travers, M., Grimm, V. (2008). Ecosystem oceanography for global change in fisheries. *Trends in Ecology and Evolution*, 23, 338-346.

Cristina, S.C.V., Moore, G.F., Goela, P.R.F.C., Icely, J.D., Newton, A. (2014). In situ validation of MERIS marine reflectance off the southwest Iberian Peninsula: assessment of vicarious adjustment and corrections for near-land adjacency. *International Journal of Remote Sensing* 35(6), 2347-2377.

Graham, L.E., Wilcox, L.W. (2000). *Algae*. Prentice Hall, Upper Saddle River. ISBN 0-13-660333-5.

IOCCG (1998). Minimum Requirements for an Operational Ocean-Colour Sensor for the Open Ocean. Morel, A. (ed.), Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, No. 1, IOCCG, Dartmouth, Canada, 46 pp.

IOCCG (2000). Remote Sensing of Ocean Colour in Coastal, and Other Optically-Complex, Waters. Sathyendranath, S. (ed.), Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, No. 3, IOCCG, Dartmouth, Canada, 140 pp.

Longhurst, A.R. (1998). *Ecological Geography of the Sea*, 398 pp. Academic, San Diego, California.

Margalef, R. (1978). Life-forms of phytoplankton as survival alternatives in an unstable environment. *Oceanologica Acta*, 493-509.

Moita, M. T. (2001). Structure, variability and dynamics of phytoplankton from the Portuguese continental coast. PhD dissertation, University of Lisbon, Lisbon, 272 pp.

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

Reynolds, C. (2006). *Ecology of Phytoplankton*, Cambridge University Press, 535pp.

Robinson, I.S., (2004). *Measuring the Oceans from Space: The principles and methods of satellite oceanography*. Springer Praxis Books / Geophysical Sciences, 669 pp.

Robinson, I.S., (2010). *Discovering the Oceans from Space: The unique applications of satellite oceanography*. Springer Praxis Books / Geophysical Science, 639 pp.

Roy, S., Llewellyn, C., Egeland, E.S., Johnsen, G. (2011). *Phytoplankton pigments: characterization, chemotaxonomy and applications in oceanography*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 845 pp.

Sá, C. (2013). Ocean Colour off the Portuguese Coast: Chlorophyll a products validation and applicability. PhD Thesis. University of Lisbon, 231 pp.

Sá, C., D'Alimonte, D., Brito, A.C., Kajiyama, T., Mendes, C.R., Vitorino, J., Oliveira, P.B., da Silva, J.C.B., Brotas, V. (2015). Validation of standard and alternative satellite ocean-color chlorophyll products off Western Iberia, *Remote Sensing of Environment*, 168, 403-419. doi:10.1016/j.rse.2015.07.018

Sieburth, J.M., Smetacek, V., Lenz, J. (1978). Pelagic ecosystem structure: heterotrophic compartments of the plankton and their relationship to plankton size fractions. *Limnology and Oceanography*, 23, 1256-1263.

## LISTA DE REFERÊNCIAS DAS FIGURAS

### **Imagem no prefácio**

Copernicus Sentinel data (2015)/ESA, Algae bloom [ONLINE]. Disponível em: [www.esa.int/spaceinimages/Images/2015/09/Algae\\_bloom](http://www.esa.int/spaceinimages/Images/2015/09/Algae_bloom) [acedido a 27 de novembro de 2015].

### **Figura 4**

ESA–Denman Productions (2006), Artist's Impression of Envisat [ONLINE]. Disponível em: [www.esa.int/spaceinimages/Images/2004/07/Artist\\_s\\_impression\\_of\\_Envisat](http://www.esa.int/spaceinimages/Images/2004/07/Artist_s_impression_of_Envisat) [acedido a 26 de novembro de 2015].

### **Figura 32 A)**

Figure 1, Bricaud, A., H. Claustre, J. Ras, and K. Oubelkheir (2004), Natural variability of phytoplanktonic absorption in oceanic waters: Influence of the size structure of algal populations, *J. Geophys. Res.*, 109, C11010, doi:10.1029/2004JC002419.”

### **Figura 32 B)**

Ocean Optics Web Book (2013), CC BY 2.0, Fig. 4.B. Example of absorption spectra for a range of monospecific cultures in part A [ONLINE]. Disponível em: [http://www.oceanoptics-book.info/view/absorption/absorption\\_by\\_oceanic\\_constituents](http://www.oceanoptics-book.info/view/absorption/absorption_by_oceanic_constituents) [acedido a 20 de outubro de 2015].

### **Figura 33**

Science is Fun in the Lab of Shakhashiri, n.d. Chemical of the Week: Chlorophyll [ONLINE]. Disponível em: <http://scifun.chem.wisc.edu/chemweek/chlrphyl/chlrphyl.html> [acedido a 20 de outubro de 2015]

**Figura 34**

NASA/Goddard Space Flight Center, cedido pelo Ocean Biology Processing Group (2015), Algorithm development OC3M [ONLINE]. Disponível em: [http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cms/atbd/chlor\\_a](http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cms/atbd/chlor_a) [acedido a 21 de outubro de 2015].

**Figura 35**

Sá, C. (2013), "Ocean Colour of the Portuguese coast: chlorophyll a products validation and applicability", Faculty of Sciences – University of Lisbon, 228 pp.

**Figura 38**

NASA/ Goddard Space Flight Center, cedido por Jeff Schmaltz, MODIS Rapid Response Team (2011), Phytoplankton bloom in the Barents Sea, Aqua/MODIS [ONLINE]. Disponível em: <http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?image=BarentsSea.A2011226.0935.1km.jpg> [acedido a 21 de outubro de 2015].

**Figura 39**

Figure 7, Ecological Modelling, Volume 221, Brewin, R.J.W., Sathyendranath, S., Hirata, T., Lavender, S.J., Barciela, R.M., Hardman-Mountford, N.J., A three-component model of phytoplankton size class for the Atlantic Ocean, 1472-1483, Copyright Elsevier (2010).

**Figura 40**

Figure 6, Remote Sensing of Environment, Volume 134, Brotas, V., Brewin, R., Sá, C., Brito, A., Silva, A., Mendes, R., Diniz, T., Kaufmann, M., Tarra, G., Groom, S., Platt, T., Sathyendranath, S., Deriving phytoplankton size classes from satellite data: Validation along a trophic gradient in the eastern Atlantic Ocean, 66-77, Copyright Elsevier (2013).

**Figura 41**

Figure 2, Trends in Ecology & Evolution, Volume 23, Cury, P.M., Shin, Y-J., Planque, B., Durant, J.M., Fromentin, J-M., Schadt, S.K., Stenseth, N.C., Travers, M., Grimm, V., Ecosystem oceanography for global change in fisheries, 338-346, Copyright Elsevier (2008).

#### Promotores e Parceiros



#### Financiamento



#### Entidades Participantes



#### Apoios e Colaborações





CONHECIMENTO PARA A GESTÃO DO AMBIENTE MARINHO