

RIO GRANDE
2020

FRONTEIRAS DO CONHECIMENTO EM **CIÊNCIAS DO MAR**

ORGANIZADORES

PAULO DA CUNHA **LANA** &
JORGE PABLO **CASTELLO**



MINISTÉRIO DA
EDUCAÇÃO  **PÁTRIA AMADA
BRASIL**
GOVERNO FEDERAL

Organizadores

**Paulo da Cunha Lana &
Jorge Pablo Castello**

Colaboradores

Antônio Olinto Ávila-da-Silva • Aurea Maria Ciotti • Bernardo A. P. da Gama • Carina Catiana Foppa • Carlos Augusto Schetini • Carlos Roberto Soares • Dante Queirolo Palma • Eduardo Marone • Eduardo Siegle • Gustavo Goulart Moreira Moura • José Angel Alvarez Perez • Juliano Coletto • Katya Regina Isaguirre • Lauro A. S. P. Madureira • Lauro Júlio Calliari • Luciano Ponzi Pezzi • Luís Felipe Niencheski • Maikon Di Domenico • Marcelo P. De Pinho • Marcelo Visentini Kitahara • Mauricio Almeida Noernberg • Paulo C. Abreu • Renato C. Pereira • Ronald Buss de Souza • Segen Farid Estefen • Sônia Cristina da Silva Andrade • Stefan Weigert • Xavier Castello

Diagramação

Mariana Martins de Andrade

Fotografias, ícones e imagens

Acervo dos autores • Freepik • Unsplash

Livro de distribuição gratuita.

F935 Fronteiras do conhecimento em ciências do mar / organizadores Paulo da Cunha Lana & Jorge Pablo Castello. - Rio Grande: Ed. da FURG, 2020.
379 p.

ISBN: 978-65-5754-019-0

1. Ciências do mar 2. Oceanografia 3. Oceanos I. Lana, Paulo da Cunha II. Castello, Jorge Pablo

CDU: 551.46

Catálogo na fonte: Bibliotecária Vanessa Dias Santiago - CRB10/1583

© 2020. Fronteiras do Conhecimento em Ciências do Mar está licenciado sob uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional. Para ver uma cópia desta licença, visite creativecommons.org/licenses/by/4.0/.

CAPÍTULO 3

OCEANOGRAFIA ÓPTICA: AVANÇOS, PERSPECTIVAS E O ACOPLAMENTO DO SENSORIAMENTO REMOTO E OBSERVAÇÕES *IN SITU*

AUREA MARIA **CIOTTI**¹
MAURICIO ALMEIDA **NOERNBERG**²

¹ Laboratório Aquarela, Centro de Biologia Marinha da USP – São Sebastião, SP

² Laboratório de Oceanografia Costeira e Sensoriamento Remoto, Centro de Estudos do Mar da UFPR – Pontal do Paraná, PR

1 INTRODUÇÃO

A cor do oceano se tornou uma importante ferramenta de observação nas últimas décadas, mas a compreensão de seus fundamentos é uma etapa essencial para a correta interpretação dos resultados obtidos. Sensores da cor do oceano operam em duas classes de plataformas principais: i) instrumentos utilizados *in situ* com o auxílio de embarcações, ou instalados em fundeios e derivadores; ii) instrumentos a bordo de aeronaves e satélites em suas diversas órbitas (polares, geoestacionários). Esses sensores registram a reflectância espectral emergente da superfície da água do mar, que é a definição física de sua cor, resultado fundamental da interação entre os fótons da irradiação solar incidente com moléculas, substâncias dissolvidas e pequenas partículas “coloridas” presentes na água do mar. Os fótons, ao se propagarem pelos oceanos, têm dois destinos: ou são absorvidos (i.e., deixam de existir e são convertidos para outras formas de energia) ou são espalhados (i.e., a direção da sua propagação é alterada). Assim, a interpretação de observações da cor do oceanos deve inicialmente levar em conta a variabilidade da irradiância solar chegando à superfície do mar, tanto em intensidade como espectralmente. A reflectância espectral emergente possui unidades físicas, o que a torna comparável no tempo e no espaço, permitindo a construção de mapas e séries temporais, e conseqüentemente, estudos da dinâmica dos oceanos de escalas regionais a globais.

O desenho de um dado sensor de cor do oceano estabelece quais comprimentos de onda serão registrados, em geral selecionados para capturar a presença de componentes considerados opticamente mais importantes, com destaque para o conjunto de organismos compondo o fitoplâncton. Esses organismos são os principais produtores primários dos oceanos globalmente. Por essa razão, os produtos mais comumente extraídos de dados da cor do oceano são mapas ou sequências de valores da concentração do pigmento clorofila-a (O’Reilly et al., 1998), principal pigmento fotossintético. Os mapas de clorofila-a superficial, em primeira ordem, simulam a abundância no espaço desses organismos, e a utilização de sequências de imagens em um dado local permite estimar tendências temporais (e.g., análises de séries temporais).

Os mapas ou observações sinópticas da concentração da clorofila-a superficial são importantes dados de entrada em modelos capazes de estimar taxas de produtividade primária nos oceanos (Saba et al., 2011) que auxiliam na gestão de recursos pesqueiros (IOCCG, 2009). As imagens da cor do oceano

permitem observações simultâneas de processos físicos e biológicos (Figura 1) e abrem portas para estudos genuinamente multidisciplinares, e se tornaram essenciais para modelos biogeoquímicos.

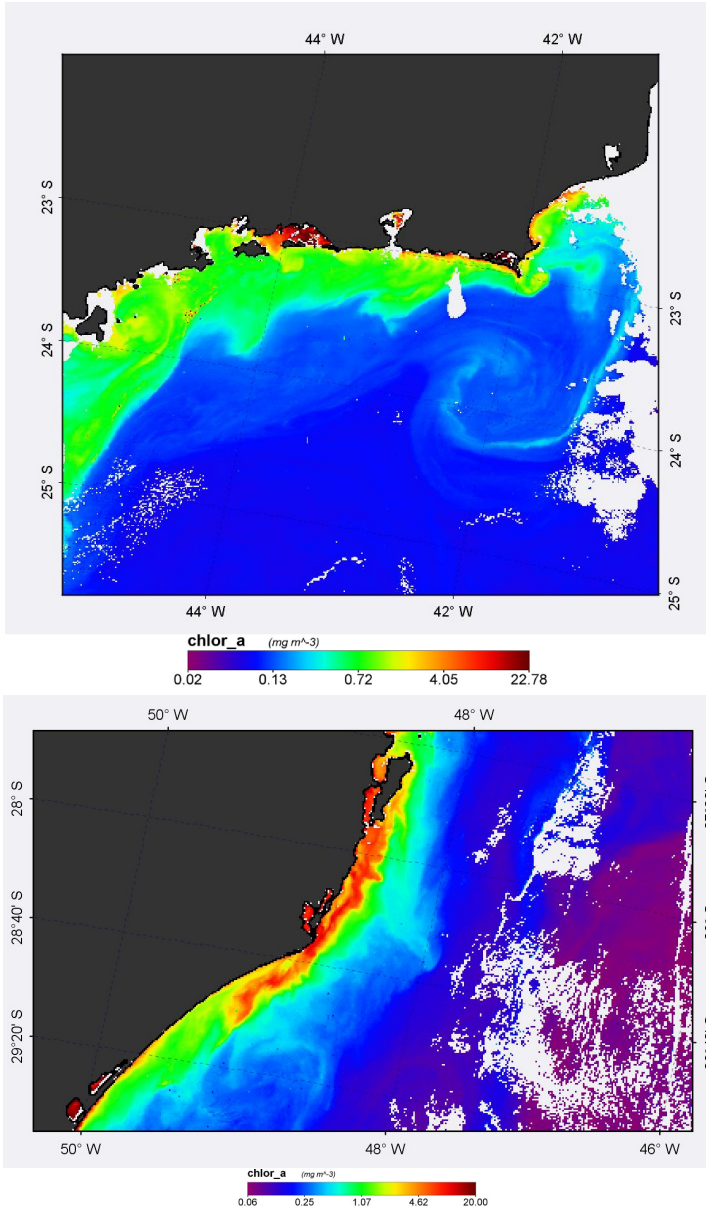


FIGURA 1: Mapas da concentração superficial de clorofila-a derivada do sensor Modis/Aqua (Nível L2, processamento padrão), mostrando alterações associadas com: a) um vórtice da corrente do Brasil em 24 de novembro de 2017; b) a região de ressurgência costeira ao largo da costa de Santa Catarina em 11 de março de 2012. Imagens adquiridas em oceandata.sci.gsfc.nasa.gov/.

Porém, dependendo do local, existem outras fontes de material colorido, e outros componentes presentes na água do mar podem ser opticamente mais importantes do que o fitoplâncton. Globalmente, dentre esses outros componentes se destacam a matéria orgânica dissolvida colorida e os sedimentos, principalmente encontrados em regiões próximas a aportes continentais importantes. Uma vez presentes em concentrações significativas, esses outros componentes caracterizam águas do Caso 2, chamadas também de opticamente complexas. Estas se diferenciam das águas de Caso 1, no qual todos os constituintes opticamente ativos, particulados ou dissolvidos, covariam com a concentração de clorofila-a. Assim, em águas de Caso 1, tanto o desenvolvimento como a aplicação dos modelos bio-ópticos, isto é, modelos que permitem a extração de informações biológicas ou biogeoquímicas da cor do oceano, são em geral mais simples. Outras fontes de materiais para regiões mais próximas da costa incluem a drenagem continental difusa urbana e a ressuspensão de sedimentos do fundo. Águas opticamente complexas necessitam de estudos bio-ópticos dependentes de medições regionais. Medições devem ser feitas regionalmente tanto *in situ* como em laboratório. A maior parte da costa brasileira ainda carece de algoritmos regionais.

2 RECURSOS PARA O ENSINO DA OCEANOGRAFIA BIO-ÓPTICA

A Oceanografia Bio-Óptica se estabeleceu como linha de pesquisa ao final dos anos 1970, após o sucesso do sensor “Costal Zone Color Scanner” (CZCS), instalado a bordo do satélite Nimbus 7 (McClain, 2009), que operou de 1978 até 1986. O CZCS produziu pela primeira vez dados verdadeiramente sinóticos da concentração de clorofila-a nos oceanos, possibilitando a confecção de mapas globais. O acervo de sensores de cor do oceano a bordo de satélites desde a prova de conceito CZCS possibilitou a geração de duas décadas de informações hoje livremente acessíveis (ver: oceandata.sci.gsfc.nasa.gov/).

Os sensores da cor do oceano atualmente em operação, como o MODIS/Aqua, registram a reflectância emergente dos oceanos com uma resolução espacial de cerca de 1 km para a maioria de suas bandas espectrais. Dessa forma, seus dados são geralmente aplicados em estudos de processos oceanográficos de mesoescala. As imagens de cor do oceano são bastante úteis para localizar e fornecer informações sobre a dinâmica de frentes, vórtices

e correntes (Figura 1). As estimativas simultâneas pelo sensor MODIS/Aqua da temperatura superficial e da abundância do fitoplâncton, além de concentrações de outros componentes ópticos, facilitam o estabelecimento de relações entre os processos físicos e os ciclos biogeoquímicos.

Há um grande número de informações sobre os sensores de cor do oceano, modelos bio-ópticos e seus produtos. Indicaremos aqui apenas algumas fontes principais. Especialmente para iniciantes, recomendamos a leitura de dois documentos: o primeiro demonstra a construção dos modelos empíricos simples que estimam a concentração de clorofila-a (Clarke et al., 1970); já o segundo descreve as premissas necessárias tanto para o desenvolvimento como para a aplicação desses modelos (Morel, 2006). Os fundamentos dos algoritmos simples para a estimativa da concentração da clorofila-a superficial dos oceanos se baseiam na capacidade de absorção de luz desse pigmento, presente nas células do fitoplâncton, que proporciona uma redução proporcional na porção azul da reflectância emergente dos oceanos.

Como apoio ao ensino da oceanografia bio-óptica em nível de graduação existem textos básicos em português, como o capítulo de Kampel e Novo (2005) que apresenta os conceitos fundamentais do sensoriamento remoto da cor do oceano, discutindo a classificação das cores das águas em função da sua dependência à concentração de clorofila e introduzindo conceitos sobre a correção atmosférica das imagens (IOCCG, 2010), uma vez que a maior parte do sinal monitorado pelos sensores vem da atmosfera. Ciotti (2005), em outro capítulo do mesmo livro, apresenta aplicações das medidas bio-ópticas obtidas por imagens de satélite e *in situ*, com exemplos para a costa brasileira, e discute algumas das abordagens empregadas na obtenção de variáveis complementares à concentração de clorofila-a. Já o livro organizado por Jensen e Epiphanyo (2009) tem capítulos que focam na descrição dos componentes da radiação registrada por um sensor remoto, e apresenta detalhes da “resposta espectral” da água do mar em função dos coeficientes de absorção e espalhamento da luz e a sua relação com constituintes orgânicos (clorofila, detritos e material orgânico dissolvido) e inorgânicos (sedimentos em suspensão).

Muitos livros sobre a oceanografia bio-óptica estão disponíveis em inglês. Uma lista completa se encontra em um *webbook* lançado em 2011 (www.oceanopticsbook.info), que é parte dos materiais didáticos de um curso de pós-graduação intensivo oferecido, há muitos anos, pela Universidade do Maine (EUA). Os conteúdos do *webbook* são apresentados em graus distintos de aprofundamento, e cobrem desde os fundamentos físicos até o emprego de soluções matemáticas complexas. Ainda como auxílio às aulas de bio-óptica,

vídeos de aulas com especialistas durante o curso da Universidade do Maine estão disponíveis na Internet.

Em 1996 foi fundado o “International Ocean-Colour Coordinating Group” (IOCCG), com a finalidade de incentivar o uso de dados radiométricos em escala global e facilitar seu acesso. O IOCCG, em parceria com outros grupos, fomenta atividades de treinamento, com a participação de alunos de graduação de vários países, além de mediar encontros científicos de grupos de trabalho específicos (ver informações em: ioccg.org). O sítio do IOCCG possui muitos recursos educacionais; entre os produtos que recomendamos, estão os relatórios preparados pelos diversos grupos de trabalho.

3 PROCÊSSAMENTO DE IMAGENS DE SATÉLITE DA **COR DO OCEANO**

A construção de mapas da concentração superficial da clorofila-a utilizando imagens de satélite é relativamente simples, se comparada às técnicas utilizadas em campo e em laboratório. As coletas *in situ* requerem viagens com navios para a realização de estações oceanográficas nas quais são lançadas garrafas para amostrar a água, da qual são retiradas alíquotas para a determinação da concentração de clorofila-a. Isso exige a filtração de volumes distintos de água, extração dos pigmentos com solventes orgânicos e a leitura desses extratos em equipamentos de laboratório (e.g., Welschmeyer, 1994). Ao final de vários dias de esforço amostral, apenas alguns pontos podem ser registrados, geralmente distantes entre si em dezenas de milhas náuticas, e os mapas de distribuição são gerados por interpolação (Figura 2).

Quando se utilizam imagens de satélite, os mapas de concentração superficial de clorofila-a são gerados com a resolução espacial das bandas espectrais (i.e., cerca de 1 km para o MODIS/Aqua), uma vez que os algoritmos podem ser aplicados em cada pixel. Durante uma única passagem do satélite sobre uma região, são registrados centenas de quilômetros quadrados em poucos minutos (Figura 3). Logicamente, a precisão dos valores pontuais de clorofila-a é maior nas coletas *in situ*, mas a visão sinóptica de processos é apenas possível com o sensoriamento remoto. A Figura 3, por exemplo, ilustra sucessivos intervalos de 8 dias (período necessário para completar o cruzeiro oceanográfico referido na Figura 2. Portanto, é fundamental verificar a performance dos algoritmos utilizados em uma determinada região (ver seção 5).

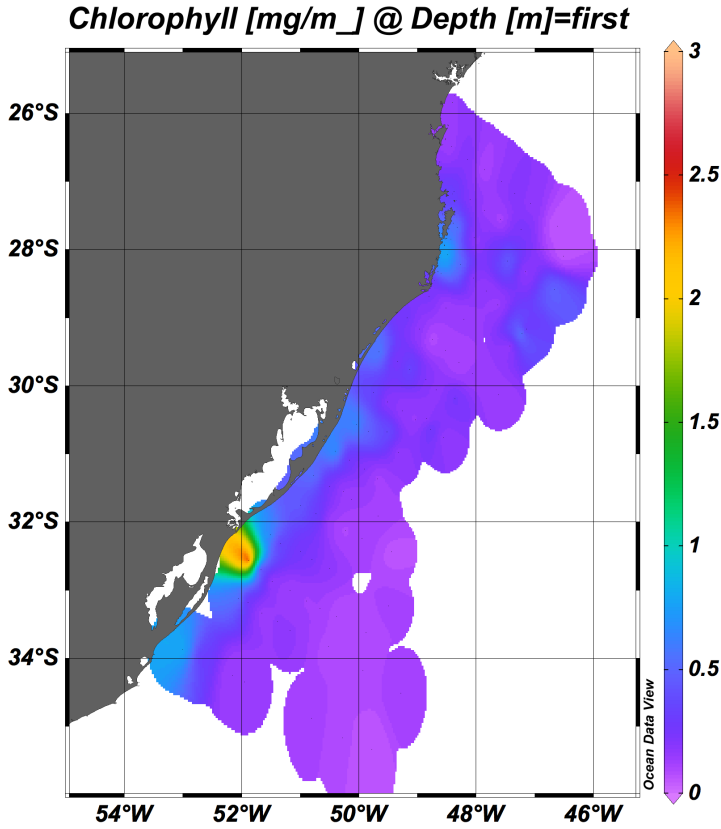


FIGURA 2: Mapa da concentração de clorofila-a durante o cruzeiro oceanográfico Oceano Sul, realizado entre 21 de março e 17 de abril de 2009 (dados de Giannini et al., 2013). Os dados foram obtidos em estações oceanográficas e as cores representam as concentrações interpoladas pelo programa ODV (odv.awi.de).

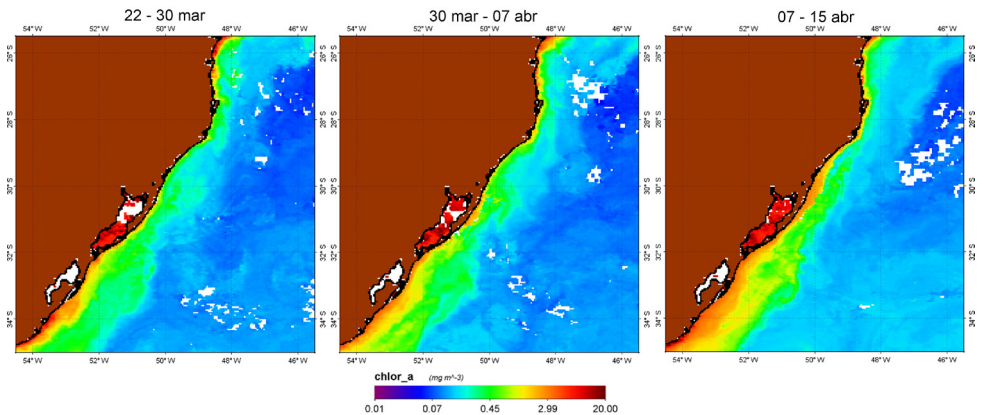
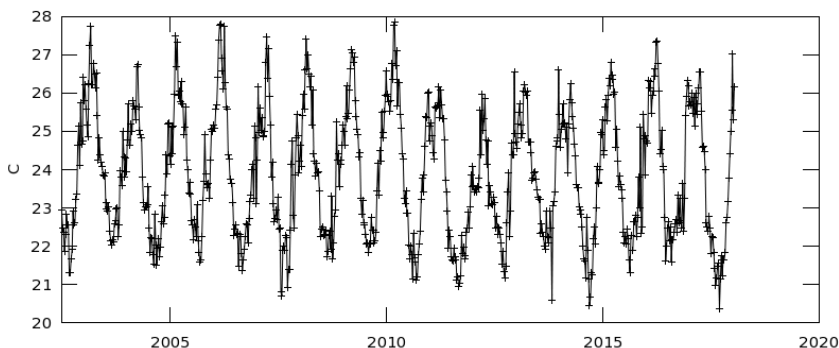


FIGURA 3: Mapas da concentração superficial derivada do sensor Modis/Aqua (Nível L3, processamento padrão) em mosaicos (médias) de 8 dias (veja períodos nas legendas) durante o cruzeiro Oceano Sul realizado entre 21 de março e 17 de abril de 2009. Compare com a Figura 2.

A produção de mapas da concentração de clorofila-a na superfície dos oceanos requer conhecimento dos programas de processamento e infraestrutura para lidar com arquivos grandes. Entretanto, existem dados processados disponíveis, como as imagens globais mapeadas a partir de uma grande diversidade de produtos distribuídas pela NASA (oceancolor.gsfc.nasa.gov).

Existem várias ferramentas gratuitas para a visualização e execução de análises básicas de dados já processados. Aqui apresentamos a *Giovanni*, que consideramos uma forma de engajar iniciantes no sensoriamento remoto da cor dos oceanos durante atividades didáticas. O sítio *Giovanni* (giovanni.gsfc.nasa.gov) centraliza dados processados de vários sensores e os produtos disponíveis vão além daqueles derivados por dados da cor do oceano. Os iniciantes podem gerar mapas ou outras opções de gráficos de uma dada região ou intervalo de tempo em poucos minutos. Na Figura 4, ilustramos duas saídas de séries temporais da temperatura superficial e da concentração de clorofila-a, que representam médias de 8 dias na plataforma continental adjacente à região de Cabo Frio, no Rio de Janeiro. Os dados que geram mapas e figuras podem ser posteriormente baixados e utilizados em outras análises.

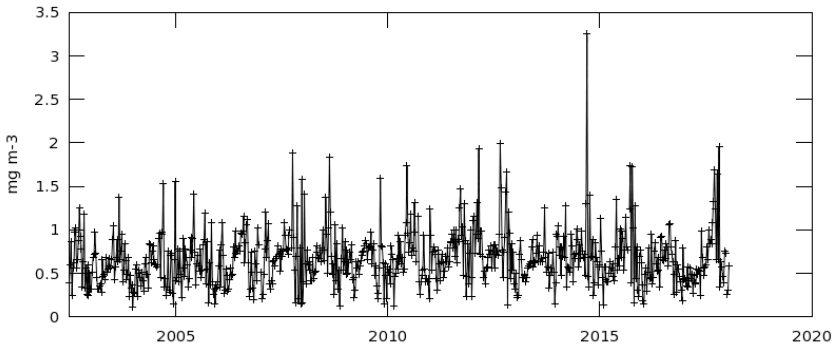
Serie Temporal da Temperatura Superficial do Mar (°C) em 11 microns (dia).
Médias em área de 8 dias e 4 km (OBS: o restante é o a descrição da imagem que indica o sensor MODIS-Aqua e a denominação da imagem intervalo de tempo (ano-mês-dia-hora) da série e *Region* são as coordenadas geográficas



O intervalo de tempo selecionado foi de x a y (ano,mês,dia,hora). O Título se refere ao intervalo de tempo das imagens que contribuíram para esse resultado.

FIGURA 4: Opções de saída gráfica do sítio Giovanni (giovanni.gsfc.nasa.gov) para dados médios de 8 dias ao longo de toda a base disponível do sensor Modis/Aqua para uma região de plataforma continental adjacente a Cabo Frio (RJ). Acima, a temperatura superficial (°C); abaixo, a concentração de clorofila-a.

Serie Temporal da Concentração de clorofila-a superficial.
Médias em área de 8 dias e 4 km (OBS: o restante é o a descrição da imagem que indica o
sensor MODIS-Aqua e a denominação da imagem intervalo de tempo (ano-mês-dia-hora)
da série e *Region* são as coordenadas geográficas



O intervalo de tempo selecionado foi de x a y (ano,mês,dia,hora). O Titulo se refere ao
intervalo de tempo das imagens que contribuíram para esse resultado.

FIGURA 4 (continuação): Opções de saída gráfica do sitio Giovanni () para dados médios de 8 dias ao longo de toda a base disponível do sensor Modis/Aqua para uma região de plataforma continental adjacente a Cabo Frio (RJ). Acima, a temperatura superficial (°C); abaixo, a concentração de clorofila-a.

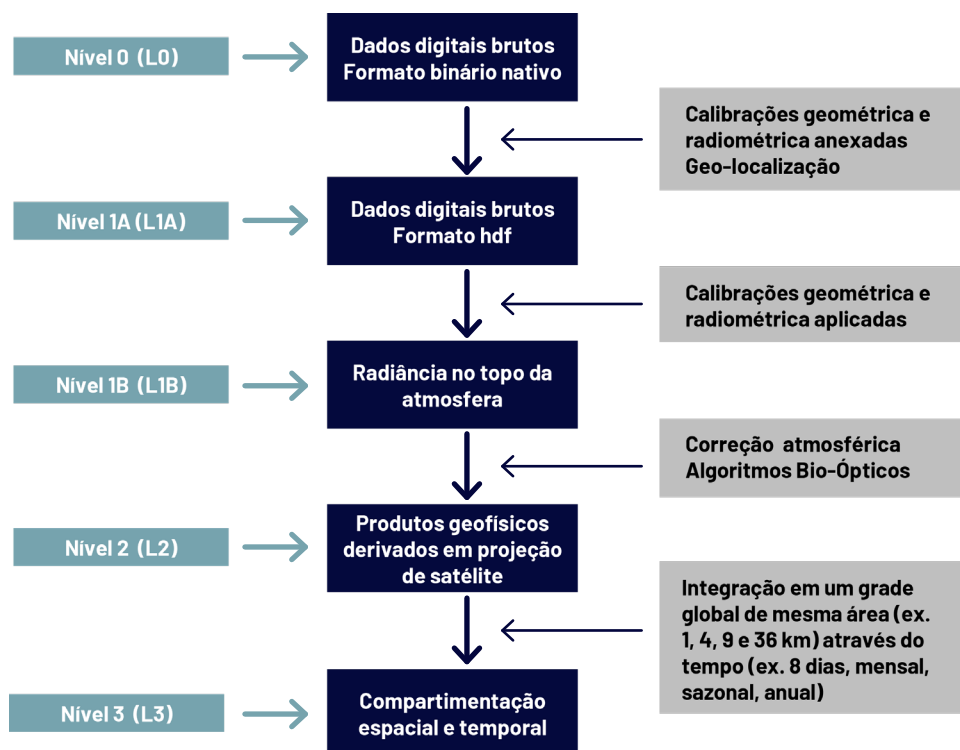
É importante destacar que os dados de cor do oceano disponibilizados pela NASA, por meio do sitio *Giovanni* ou outros portais, são preparados seguindo um processamento padrão, no qual os algoritmos aplicados, tanto para correção atmosférica como para a estimativa de variáveis geofísicas, são globais. Assim, quando necessitamos trabalhar com regiões específicas ou escalas temporais menores, é recomendado customizar o processamento das imagens. O mesmo vale para dados mais próximos da costa, onde tanto os algoritmos como as correções atmosféricas globais utilizados no processamento padrão tendem a ter baixa performance.

Existem diferentes programas para o processamento de imagens, mas aqui focaremos no *SeaDas*, um pacote de programas de código aberto para processamento, visualização, análise e controle da qualidade de dados de cor do oceano, livremente distribuído pela NASA OB.DAAC (seadas.gsfc.nasa.gov). O *SeaDAS* foi originalmente desenvolvido para dar suporte aos dados gerados pela missão do sensor da cor do oceano *SeaWiFS*, que operou até 2010, mas atualmente atende dados da maioria das missões de cor do oceano e outras variáveis geofísicas, dos EUA e internacionais, passadas e presentes (e.g., Aquarius, MODIS, MERIS; VIIRS, GOCI, OCTS, MERIS, Landsat 8 OLI). A versão atual do *SeaDAS* (7.5) é resultado da colaboração entre os seus

desenvolvedores e aqueles do *software* BEAM, também distribuído livremente (www.brockmann-consult.de/cms/web/beam/), que atende as missões da Agência Espacial Europeia (ESA). Essa parceria entre agências tem padronizado o processamento, extensões e funcionalidades dos pacotes, objetivando um uso global. Para o processamento de imagens com o SeaDAS, deve-se possuir um computador com boa memória e espaço em disco, além de uma conexão rápida e estável de Internet, pois o processamento requer o download de diversos arquivos. Tutoriais sobre o processamento das imagens estão disponíveis em: seadas.gsfc.nasa.gov/tutorials/.

A sequência completa do processamento de dados de satélite começa com as medições de reflectância e radiância feitas por um dado sensor no topo da atmosfera e termina com a saída de um produto geofísico, como, por exemplo, um mapa global de clorofila. Essas etapas são divididas em níveis de processamento que refletem distintos agrupamentos espaciais, temporais e de parâmetros, e estão resumidas no Box 1.

BOX 1: Diagrama com as etapas para o processamento de imagem de satélite da cor do oceano e geração de seus produtos, seguindo a estrutura do pacote SeaDas (seadas.gsfc.nasa.gov).



No nível 0, os dados dos sensores estão em formato bruto, como adquiridos pelos instrumentos, ainda não processados na resolução de aquisição (*full resolution*). Os dados estão em “unidades de engenharia” tais como volts ou *digital counts*. Dados nível 1A são os dados dos instrumentos não processados na melhor resolução espacial e espectral de cada banda, mas contêm informações sobre os coeficientes de calibração radiométrica e geométrica dos sensores e também os parâmetros para a localização dos pixels na imagem (georreferenciamento). Essas informações estão anexadas aos dados, mas ainda não aplicadas nos dados de nível 0, fazendo com que os dados no nível 1A sejam os dados preferidos. O motivo é que se a calibração dos sensores muda, os dados não precisam ser readquiridos. O mesmo não é verdadeiro para os dados do nível 1B, descritos abaixo, que devem ser substituídos sempre que a calibração do sensor mudar. Dados nível 1B são os dados do nível 1A que foram processados para unidades de sensor (e.g., unidades para radiância, em geral expressa em $\text{microwatts.cm}^{-1}.\text{s}^{-1}$).

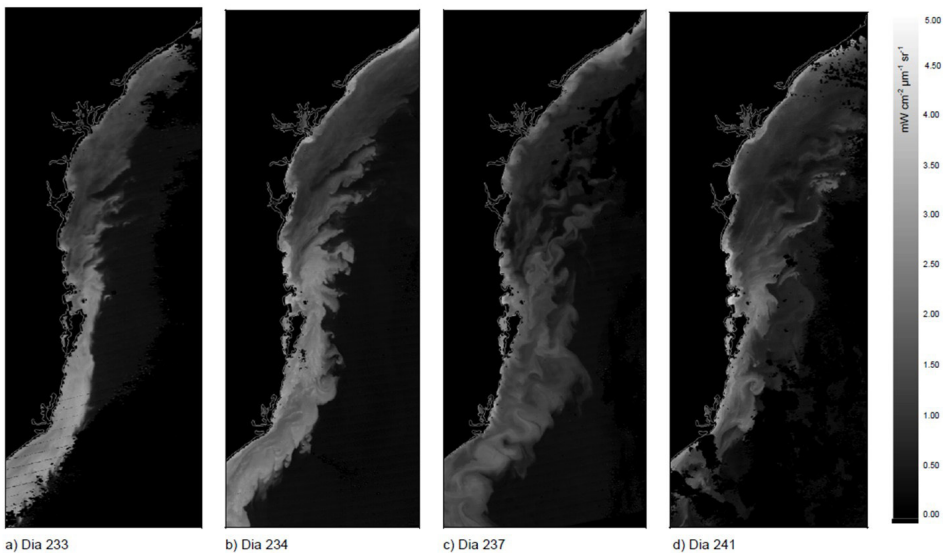


FIGURA 5: Sequência de imagens MODIS de nível 2 dos dias 21, 22, 25 e 29 de agosto de 2006, mostrando a evolução da influência da pluma do Rio da Prata sobre a plataforma S-SE do Brasil. As imagens são da radiância ascendente da água normalizada centralizada em 555nm ($\text{nL}_w 555$), que apresenta relação com a turbidez em águas costeiras. Fonte: Freitas, 2007.

Os dados nível 2 são criados após a aplicação da correção atmosférica escolhida sobre os dados de radiância do topo da atmosfera, registradas pelos dados de nível 1B. Referem-se às variáveis geofísicas derivadas, como por exemplo a radiância ascendente da água normalizada, (nL_w) (Figura 5), o coeficiente de atenuação vertical difusa (K_d), espessura óptica de aerossol (AOT - 865nm), ou a concentração de clorofila (chl_a), na mesma resolução e localização dos dados do nível 1, e portanto, os cálculos são aplicados pixel a pixel na imagem. Nesse nível, são escolhidos os parâmetros e modelos, e enfatizamos a necessidade de cautela durante essas escolhas, de forma a serem as mais apropriadas aos problemas científicos em questão e aos locais de estudo. Por fim, dados nível 3 são variáveis geofísicas derivadas que foram agregadas (i.e., valores médios) ou projetadas em uma grade de tempo e espaço uniforme (Figura 6), frequentemente com os pontos indefinidos/inexistentes sendo interpolados.

Os dados de nível 4 são produtos obtidos da combinação de dados de satélite com saídas de modelos numéricos, ou resultantes de análises de dados de menor nível (i.e., variáveis derivadas de múltiplas medidas). Por exemplo, mapas das taxas de produtividade primária nos oceanos geralmente integram no tempo, e em cada pixel, a concentração de clorofila-a, a luz solar incidente na faixa do visível e a temperatura superficial.

4 MODELOS BIO-ÓPTICOS

Os modelos bio-ópticos são aqueles que resultam em produtos para pesquisas sobre a biogeoquímica dos oceanos. Os modelos mais simples são empíricos e consistem em relações estatísticas feitas com medidas simultâneas *in situ* da reflectância emergente dos oceanos e dos produtos de interesse, como, por exemplo, a concentração de clorofila-a (e.g. O'Reilly et al., 1998). Os modelos mais complexos, chamados semi-analíticos (e.g. Lee et al., 2002), são desenvolvidos a partir de um misto de formulações matemáticas empíricas (e.g., Ciotti et al., 1999) e teóricas que relacionam as propriedades ópticas de cada componente colorido presente na água ao campo luminoso dos oceanos (Gordon et al., 1988; Morel, 1988; IOCCG, 2000).

A família de algoritmos empíricos desenvolvidos para os sensores de maior utilização pela comunidade científica é denominada OC (*Ocean Chlorophyll*). Os algoritmos OC foram iniciados por O'Reilly et al. (1998) e relacionam a concentração superficial de clorofila-a ($\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$) com uma razão de intervalos ou bandas de reflectância ($R_{rs}(\lambda)$) azul (b, *blue*) e verde (g, *green*) ou $R_{rs}(\lambda_b)/R_{rs}(\lambda_g)$, que não possui unidades. O'Reilly et al. (2000) propuseram para o sensor

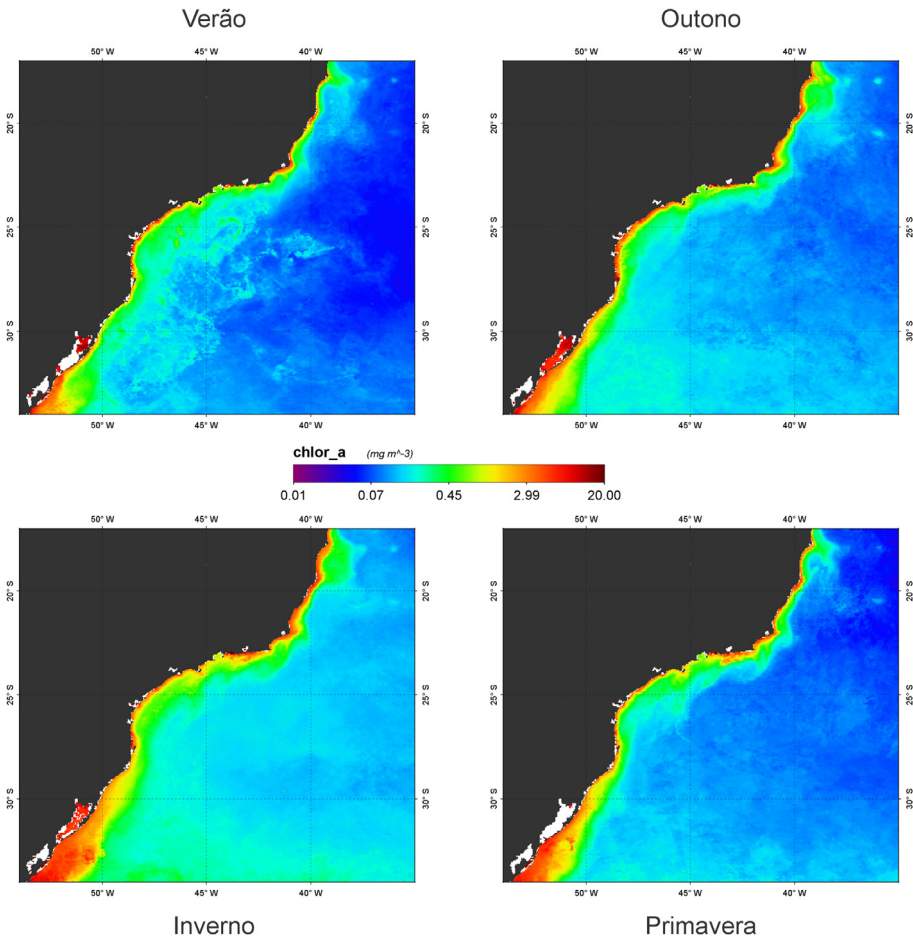


FIGURA 6: Imagens MODIS/Aqua de nível 3 representando o valor médio da concentração superficial de clorofila nas estações durante o ano de 2017. Imagens adquiridas em <https://oceandata.sci.gsfc.nasa.gov/>.

MODIS/Aqua o algoritmo OC3, que utiliza três bandas de reflectância (443, 488 e 551nm), e para o seu precursor, o SeaWiFs, o OC4, que utiliza quatro bandas (443, 490, 510 e 555nm). A banda entre aquelas disponíveis no azul (i.e., entre 443 e 510nm) que tem o máximo valor de reflectância é aquela utilizada na $R_{rs}(\lambda_b)/R_{rs}(\lambda_g)$ em uma mesma equação.

Alguns algoritmos semi-analíticos utilizam técnicas de inversão numérica da radiância emergente dos oceanos (R_{rs}) para estimar as variáveis biogeoquímicas, geralmente representados por magnitudes e “comportamentos” espectrais (vetores) das propriedades ópticas inerentes dos principais

grupos de substâncias dissolvidas (matéria orgânica colorida) e partículas (sedimentos, detritos e fitoplâncton) presentes em um corpo de água. As soluções utilizam aproximações da Equação de Transferência Radioativa, que em primeira ordem determina que a cor dos oceanos é diretamente proporcional ao retroespalhamento (b_b) e inversamente à absorção da luz (a) em cada comprimento de onda (λ). Essas aproximações foram inicialmente propostas por Gordon et al. (1975a) e Morel e Prieur (1977), sendo:

$$R_{rs} = L_u(0^-) / E_d(0^-) \sim g \frac{b_b}{a}$$

onde $L_u(0^-)$ e $E_d(0^-)$ são a radiância ascendente e irradiância descendente logo abaixo da superfície da água em cada comprimento de onda (λ), respectivamente. O termo g é um fator de proporcionalidade que leva em consideração os efeitos resultantes das direções da propagação dos fótons no meio.

Sathyendranath e Platt (1997; 1998) expressam a reflectância no oceano como uma função do coeficiente de atenuação difusa (K_d), que por sua vez é uma função das propriedades ópticas inerentes. Já o modelo semi-analítico é o Carder-MODIS (Carder et al., 1999; Carder et al., 2004) que deriva a concentração de clorofila e as propriedades ópticas inerentes a partir de um espectro de reflectância de sensoriamento remoto. Este último é composto por uma porção algébrica, para águas com baixa absorção (geralmente oceânicas) e uma porção empírica, para altas absorções (geralmente águas costeiras).

Outra abordagem semi-analítica é a otimização espectral da relação entre a R_{rs} e os coeficientes de absorção e retroespalhamento, como o GSM (Garvel-Siegel-Maritorena), desenvolvido inicialmente por Garver e Siegel (1977) e aprimorado por Maritorena et al. (2002). Outros modelos semi-analíticos amplamente aplicados hoje são o QAA, *Quasi-Analytical Algorithm*, proposto por Lee et al. (2002) e, mais recentemente, o GIOP (*Generalized Inherent Optical Property* – Werdell et al., 2013).

5 OBSERVAÇÕES SOBRE A COR DO OCEANO *IN SITU*

Como exposto na Seção 1, tanto as partículas presentes, que incluem o fitoplâncton, detritos e sedimentos, como o material dissolvido colorido, que pode ser orgânico ou não, interagem com a irradiância solar que chega à superfície e a modificam conforme se transmite pelas camadas superficiais

dos oceanos em direção ao fundo. Essencialmente a cor do oceano depende:

- da irradiância solar, que varia no tempo e no espaço e espectralmente;
- da direção de propagação dos fótons pela coluna de água, regida pelas propriedades de espalhamento de todos os componentes presentes na água; e
- da probabilidade de absorção dos fótons em cada comprimento de onda pelos componentes presentes.

Assim, independentemente do instrumento utilizado *in situ*, esses três pontos principais devem ser levados em consideração tanto durante as medições como na interpretação dos resultados.

5.1 INSTRUMENTOS CLÁSSICOS

A instrumentação oceanográfica com foco em medições da cor do oceano possui uma história rica. Existem diversos relatos na literatura sobre o desenvolvimento e utilização de instrumentos para medir tanto a transparência como a cor do oceano. Uma recente revisão (Wernand, 2013) faz um levantamento completo dessa história até o início dos anos 1930. Aqui listaremos apenas dois instrumentos clássicos, que merecem destaque por ainda fazerem parte do acervo de muitos laboratórios.

5.1.1 DISCO DE SECCHI

O disco de Secchi é um disco branco, geralmente com 30cm de diâmetro, utilizado em limnologia e oceanografia desde 1865. A profundidade de seu desaparecimento na coluna de água, determinada pelas marcações da corda utilizada para o lançamento, é uma métrica relativamente quantitativa para medidas de transparência da água. A publicação oficial sobre os fundamentos das medidas é de Tyler (1968), mas a teoria e interpretação dos resultados foi recentemente revisitada por Lee et al. (2015). O disco de Secchi é um ótimo instrumento para o ensino durante aulas práticas, mas para que suas medidas sejam compatíveis entre locais e diferentes momentos, é necessário um mínimo de padronização, que inclui o procedimento de descida evitando a luz direta (i.e., na “sombra”) e manter um ângulo com a vertical que pode ser um problema em locais com correnteza forte. As publicações, inclusive atuais, que utilizam estas medidas, variam desde relatos sobre ciência participativa até a detecção de mudanças climáticas globais (Boyce et al., 2014). Existem relações robustas entre a profundidade de desapareci-

mento do disco de Secchi e a concentração de clorofila-a global nos oceanos.

5.1.2 ESCALA DE ULLE-FOREL

A escala de Ulle-Forel é uma coleção de tubos contendo soluções coloridas em uma escala de tons violeta, azuis, verdes, vermelhos e marrons, e para cada tom é atribuído um número. As soluções são preparadas com sulfato de cobre e de cobalto, entre outros compostos, em proporções precisas (Wernand, 2013), e levadas a campo, de forma que a coloração da água observada é comparada ao gradiente colorido. A escala de Ulle-Forel, nome dos dois pesquisadores que independentemente a propuseram, é utilizada em superfície. O observador registra a cor da água visualizada, tendo como contraste um disco de Secchi branco submerso. Essa escala comparativa é a mais difundida globalmente, e foi rotineiramente usada pela Marinha do Brasil nas décadas de 1970 e 1980 em levantamentos hidrográficos. Assim como o disco de Secchi, a escala de Ulle-Forel é um ótimo instrumento de ensino, mas, enquanto as medidas do disco de Secchi são razoavelmente quantitativas, os resultados da escala têm aplicabilidade restrita a ambientes com grandes contrastes de cor no tempo ou no espaço (Wernand et al., 2013).

5.2 INSTRUMENTOS PARA RADIOMETRIA *IN SITU*

Os valores de reflectância emergente da água fornecidos pelos sensores de cor do oceano a bordo de satélites necessitam ser validados e calibrados com medidas radiométricas obtidas *in situ*, o que chamamos de “referência de campo”. A obtenção de medidas quantitativas radiométricas *in situ* tem papel chave nos estudos de sensoriamento remoto, porque destas depende o desenvolvimento de algoritmos. Porém, o grau de incerteza envolvendo a obtenção de medidas radiométricas *in situ* é normalmente alto. A definição e a clara compreensão das grandezas radiométricas envolvidas e dos princípios e leis que tratam da geração, propagação e detecção da radiação eletromagnética é fundamental para o correto processamento de dados de sensoriamento remoto da água. É necessário o rígido controle da geometria de aquisição dos dados, bem como as condições de iluminação apropriadas e a calibração dos sensores.

Existem dois grupos de instrumentos *in situ*: os destinados a medições acima da superfície da água e os apropriados para medições em submersão. No primeiro caso é necessário o uso de uma placa branca refletora de referência (superfície lambertiana), que deve estar devidamente calibrada.

5.2.1 RADIOMETRIA NA ÁGUA

Em geral, a determinação da radiância emergente da água com instrumentos que são submergidos (Figura 7) requer medidas da irradiância descendente ($E_d(z, \lambda)$), da irradiância ascendente ($E_u(z, \lambda)$) e da radiância ascendente da água $L_u(z, t)$ desde próximo à superfície até ao menos o topo da profundidade óptica (i.e., a profundidade em que cerca de 37% da irradiância em superfície alcança na vertical) obtidas por meio de um conjunto de radiômetros disponíveis no mercado. Para garantir a qualidade dos dados, deve-se evitar a influência do fundo marinho na L_u e E_u . Em um oceano homogêneo, aproximadamente 90% da L_u corresponde à luz retroespalhada pelos constituintes opticamente ativos dentro da primeira profundidade óptica da coluna de água (Gordon e McCluney, 1975). Esta é a profundidade efetiva de penetração de luz na água que retorna ao sensor, representada por $1/K_d$. Dessa forma, medidas de K_d fornecem uma estimativa de extensão na qual o sensor remoto pode “ver” dentro do oceano e, conseqüentemente, avaliar se existe ou não influência do fundo marinho no sinal (Gordon e Morel, 1983).

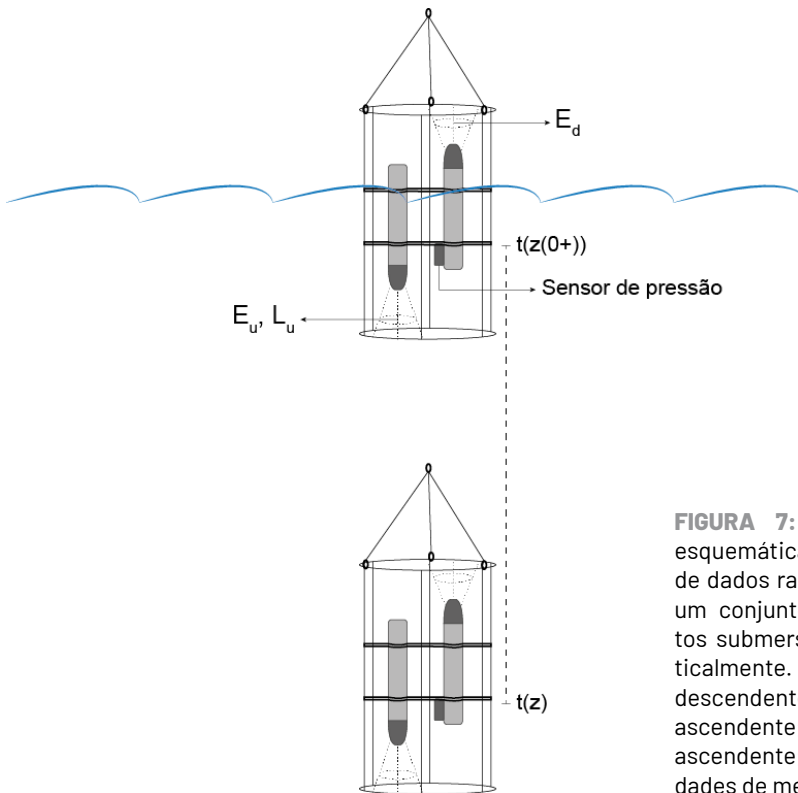


FIGURA 7: Representação esquemática da aquisição de dados radiométricos com um conjunto de instrumentos submersos na água verticalmente. E_d = irradiância descendente; E_u = irradiância ascendente; L_u = radiância ascendente; $t(z)$ = profundidades de medição

Há três fontes primárias de incerteza na determinação de E_d , E_u e L_u e seus respectivos coeficientes de atenuação K_d , K_u e K_{lu} : i) a perturbação do campo de energia radiante pela embarcação, ii) o sombreamento do volume de água medido pela embarcação ou estruturas diversas, e iii) a variabilidade na energia radiante incidente na superfície do mar durante as medições submersas, causada pela atmosfera. As variáveis associadas a essas fontes de incertezas são: o ângulo zenital solar (hora do dia); as propriedades da atenuação espectral da coluna de água, a contribuição fracionada da luz solar direta e difusa, a cobertura de nuvens e sua variação, o tamanho e cor da embarcação e a geometria de instalação dos instrumentos. Outros fatores como ondas, bolhas, espalhamento Raman e fluorescência também podem afetar a qualidade das medições.

O método *in situ* mais confiável para determinar a radiância ascendente da água (L_w) é extrapolar para a superfície do mar medidas de um perfil submerso de $L_u(z, \lambda)$ para estimar $L_u(0^-, \lambda)$ através da relação:

$$L_w(\lambda) = \frac{1 - \rho}{n^2} L_u$$

onde λ é a reflectância Fresnel da interface ar-mar (0,025) e n é o índice de refração da água do mar (1,34).

O termo $\frac{1-\rho}{n^2} \cong 0,543$ é a transmitância da radiância ascendente da superfície do mar para incidência normal inferior, e não é sensível à velocidade do vento.

A relação que determina a reflectância de sensoriamento remoto é:

$$R_{rs}(\gamma) = \frac{L_w(\lambda)}{E(\lambda)}$$

onde $E_s(\lambda)$ é a irradiância incidente acima da superfície do mar, e é equivalente a $E_d(0^+, \lambda)$.

A principal incerteza nos perfis de $K(z, \lambda)$ resulta da variação na cobertura de nuvens durante as medidas na vertical (perfilagem), causando fortes variações na irradiância incidente $E_s(t(z), \lambda)$ medidas ao longo do tempo $t(z)$. Diante disso, é necessário efetuar a normalização das medidas radiométricas

(E_d , E_u e L_u), devido às variações da iluminação durante a perfilagem. A equação abaixo demonstra a normalização para E_d , sendo a mesma relação de normalização para a correção das demais grandezas radiométricas, bastando substituir E_d pela respectiva grandeza (E_u e L_u).

$$\hat{E}_d(z, \lambda) = E_d(z, \lambda)E_s$$

onde $\hat{E}_d(z, \lambda)$ é a irradiância descendente normalizada medida a cada profundidade (z). $E_s[t(z), \lambda]$ é a irradiância medida no tempo $t(z)$ quando o radiômetro está na profundidade z e $E_s(t(z(0^+)), \lambda)$ é a medida no tempo $t(z(0^+))$ quando os sensores estão na superfície.

Dessa forma, os coeficientes de atenuação difusa ($K_d(z, \lambda)$, $K_u(z, \lambda)$ e $K_{10}(z, \lambda)$) podem ser derivados a partir das medidas radiométricas normalizadas. A obtenção das funções K não segue um protocolo único, e estas podem ser derivadas a partir de abordagens lineares e não-lineares (ver Mueller et al., 2003; Kirk, 2010).

5.2.2 RADIOMETRIA SOBRE A ÁGUA

Como uma alternativa para os instrumentos que são submergidos, a radiância ascendente da água pode ser medida a partir de uma embarcação. A radiometria sobre a água é realizada normalmente com o uso de um espectrorradiômetro portátil disponível no mercado; TRIOS). Devem-se obter medidas da radiância ($L(\lambda)$) emergente da água do mar, da radiância do céu e aquela de uma superfície lambertiana de referência (placa Spectralon®) para a resolução espectral do radiômetro utilizado (Figura 8). A obtenção dessas medidas em campo nem sempre é simples e tanto a geometria de aquisição dos dados quanto a redução de fatores que podem contaminar os dados devem ser cuidadosamente levadas em conta. Um detalhamento dos protocolos de aquisição radiométrica, bem como de processamento dos dados, pode ser encontrado em Mueller et al. (2003). Como princípio básico, a padronização de todas as medições é o mais desejável.

As medições sobre a água são normalmente realizadas na proa da embarcação, para evitar a interferência de ondas e espuma na superfície do mar, além da contaminação pelo efeito de sombras do navio. Recomenda-se ainda que as medições sejam realizadas nos horários com menores ângulos zenitais solares (aproximadamente entre 10h e 15h locais). As radiâncias $L(\lambda)$ da

água, do céu e da placa Spectralon® devem ser obtidas com ângulos de visada azimutal (ϕ) e zenital (θ) solar, próximos a 137° e 45° respectivamente (Figura 8) para o cálculo da reflectância de sensoriamento remoto (R_{rs}), através da seguinte equação:

$$R_{rs}(0_+, \lambda) = L_w(0_+, \lambda) E_d(0_+, \lambda) = L_T(0_+, \lambda) - L_{c\acute{e}u}(0_+, \lambda) L_{placa}(0_+, \lambda) / FC$$

onde L_w corresponde à radiância ascendente da água e E_d à irradiância solar descendente, ambas logo acima da superfície do mar (0^+) e nos diferentes comprimentos de onda (λ) disponíveis no equipamento (Mueller et al., 2003). Note-se que L_T é a radiância total ascendente da superfície da água e corresponde à soma da radiância da água L_w mais a radiância do céu que foi instantaneamente refletida na água (especular). $L_{c\acute{e}u}$ e L_{placa} são as radiâncias medidas com o radiômetro apontado para o céu e para a placa de referência, respectivamente. FC é o fator de calibração da placa, utilizado para corrigir eventual deterioração da placa usada no campo. Esse fator é obtido pela razão da radiância da placa de campo com a radiância de uma placa padrão em laboratório; ρ é o fator de reflectância da superfície, usado para corrigir a radiância do céu refletida na superfície da água (Mobley, 1999; Doxaran et al., 2004). Para o cálculo de ρ são necessárias informações como o ângulo zenital solar, a velocidade do vento e os ângulos de visada zenital e azimutal (Hooker e Morel, 2003; Mobley, 2015).

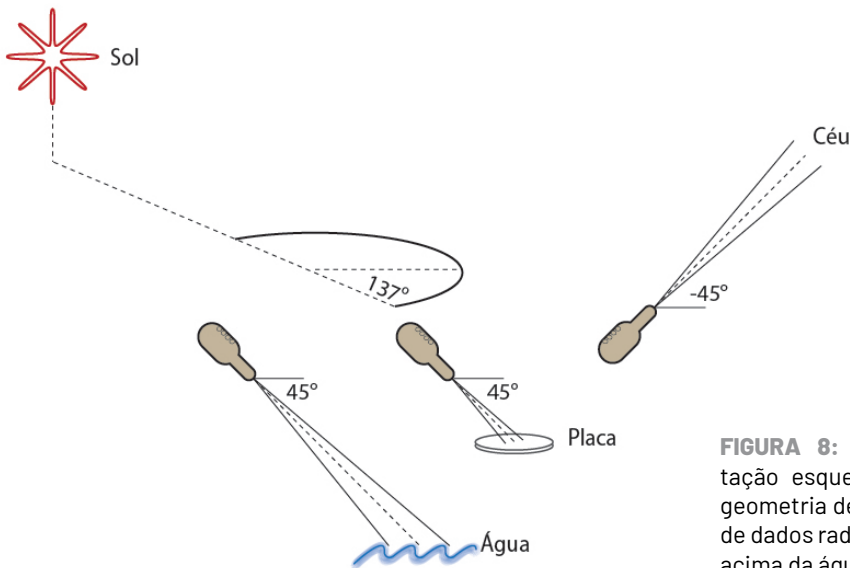


FIGURA 8: Representação esquemática da geometria de aquisição de dados radiométricos acima da água.

6 MEDIÇÕES EM LABORATÓRIO

Uma vez sendo adquiridas as medidas radiométricas, algoritmos regionais (ou globais) empíricos podem ser construídos, validados ou melhorados, pela comparação de bandas específicas, ou razões entre bandas, com a concentração de substâncias que desejamos estimar. Dois “produtos” comuns são a concentração de clorofila-a e a concentração de sedimentos em suspensão, cujas metodologias são bem difundidas e padronizadas.

Já a construção de algoritmos semi-analíticos requer o conhecimento da variabilidade das propriedades ópticas inerentes, que incluem os coeficientes de espalhamento e de absorção da luz de todos os componentes opticamente ativos. A magnitude de ambos coeficientes varia com o comprimento de onda, em função do tipo e da concentração dos componentes dissolvidos ou particulados presentes no corpo de água. Neste texto, focaremos apenas na determinação dos coeficientes de absorção de luz.

Muito do que se conhece sobre a absorção de luz pelo fitoplâncton deriva de observações em amostras de água do mar concentradas, feitas em modo de varredura dentro os limites de comprimentos de onda entre 300 e 800nm, em espectrofotômetros de bancada. Em bio-óptica são principalmente utilizados dois tipos distintos de espectrofotômetros, o de duplo feixe de varredura, para medições do material particulado, preferencialmente equipado com uma esfera integradora, e o espectrofotômetro de caminho óptico longo, para material dissolvido.

O material particulado presente nos oceanos é definido como aquele retido em um filtro com poros de diâmetro igual a $0,2\mu\text{m}$. Porém, o filtro universalmente utilizado para concentrar partículas em estudos de bio-óptica nos oceanos é o GF/F (Whatman), um filtro trançado de fibra de vidro, que possui um poro nominal de $0,7\mu\text{m}$. Entretanto, é esperado que a filtração do GF/F seja mais eficiente, pois as fibras atraem as partículas inicialmente por eletroestática, e conforme as partículas se aderem, o tamanho do poro nominal tende a diminuir. Todavia, nesse intervalo de tamanho entre $0,2$ e $0,7\mu\text{m}$, podem ainda existir bactérias, células de fitoplâncton e colóides que podem ser perdidos.

Em campo, devem ser usados sistemas de filtração para filtros de 25mm de diâmetro, e a regra geral é filtrar um volume suficiente de água até que os filtros fiquem visivelmente corados a olho nu, porém evitando excessos, já que as partículas se moverão durante o processamento. Assim, medições em cultivos de microalgas são feitas em volumes de poucos mililitros,

enquanto em oceano aberto pode ser necessário filtrar mais de 3 litros. Em regiões mais próximas à costa, volumes entre 500ml e 1L são em geral suficientes. Se as leituras em espectrofotômetro não puderem ser feitas imediatamente após as filtrações, os filtros devem ser armazenados em nitrogênio líquido até sua análise. Em laboratório, a leitura é feita diretamente sobre os filtros, alinhados para receber o feixe do espectrofotômetro perpendicularmente. Na realidade, a área da varredura em si sobre o filtro tende a ser menor que a área filtrada (diâmetro interno do sistema de filtração); assim, é necessário cuidado para que a filtração seja feita de forma que o resultado seja o mais homogêneo possível. Existem três formas distintas de medir a absorção de luz com materiais retidos em filtros: a) as que envolvem o uso de placas difusoras entre o filtro e o detector (Quantitative Filter Technique (QFT), Mitchell, 1990); b) leituras com o filtro posicionado primeiro na entrada e depois na saída de uma esfera integradora (Transmittance Reflectance (TR), Tassan e Ferrari, 1995), e c) o mais recente, em que a leitura é feita com o filtro no interior da esfera integradora (Inside the Sphere (IS), Babin e Stramski, 2002). A escolha do método é, todavia, um compromisso entre o espectrofotômetro disponível, a quantidade de amostras e o tempo recomendado para seu processamento. Deve-se considerar ainda o grau de turbidez do ambiente, sendo necessário o uso dos métodos TR e IS em amostras que contêm sedimentos.

As medidas da absorção de luz pelo fitoplâncton derivadas daquelas do material particulado total, subtraídas de novas leituras feitas aos filtros após a extração dos pigmentos com metanol puro ou com uma solução de 1% de hipoclorito de sódio. É importante que filtros sem uso, do mesmo lote utilizado para filtrar as amostras, sejam armazenados para serem utilizados como brancos durante o processamento, e deve-se tomar cuidado para manter o alinhamento dos filtros. Os valores finais para o coeficiente de absorção de luz do material particulado ($a_{\text{particulado}}(\lambda)$, m^{-1}) são obtidos pela equação:

$$a_{\text{particulado}}(\lambda) = 2.303 \times A_f/V_f \times \text{DO}_{\text{corrigida}}$$

onde A_f é a área filtrada (cm^2), V_f é o volume filtrado de amostra (cm^3) e a $\text{DO}_{\text{corrigida}}$ é a densidade óptica corrigida das leituras. Seu cálculo depende do método e equipamento utilizados (ver abaixo). Após a extração dos pigmentos do filtro, são feitas novas leituras, de forma a computar, como na equação acima, a absorção de luz pelos "detritos", ($a_{\text{detritos}}(\lambda)$, m^{-1}), o que em realidade representa o material particulado não extraído pelos solventes ou oxidado pelo hipoclorito. Já a absorção de luz pelo fitoplâncton ($a_{\text{fitoplâncton}}(\lambda)$, m^{-1}) é calculada a partir da relação:

$$a_{\text{fitoplâncton}}(\lambda) = a_{\text{particulado}}(\lambda) - a_{\text{detritos}}(\lambda).$$

Para a quantificação da absorção de luz pelo material dissolvido, deve-se filtrar a amostra imediatamente após a coleta, de preferência em filtros de nylon de 0,2 μm de poro. As leituras devem ser conduzidas em um intervalo mínimo de tempo, de horas a poucos dias, utilizando cuvetas de quartzo longas (maiores de 5cm) em espectrofotômetro de varredura de duplo feixe. Atualmente, as medidas padrão são feitas em um sistema que consiste de um radiômetro acoplado a um grupamento de capilares que simula um caminho ótico de até 2m (Miller et al., 2002). Este material tende a se degradar facilmente, por isso as amostras devem ser mantidas em geladeira e ao abrigo da luz até a análise, de preferência realizada em poucas horas após a coleta. Brancos devem ser feitos com uma solução de água ultrapura e NaCl (previamente queimado em mufla para eliminar contaminantes orgânicos), para simular a salinidade próxima àquela das amostras.

Recentemente, uma compilação de todos os métodos utilizados para medições do coeficiente de absorção da luz para os materiais particulado e dissolvido, tanto em laboratório como em instrumentos *in situ*, encontra-se em fase final de edição, porém já está disponível (http://ioccg.org/wp-content/uploads/2017/11/chapter_5_corrigenum.pdf), e contém protocolos detalhados de coleta e análise, além das equações utilizadas em cada método. A consulta é recomendada ainda na fase do desenho amostral dos trabalhos.

7 EXERCÍCIOS DE **MATCH UP**

Um dos grandes desafios para a aplicação dos dados de satélite em oceanografia bio-óptica é a validação e refinamento dos modelos desenvolvidos com instrumentação *in situ*. Estas necessitam de medidas independentes de variáveis biológicas ou biogeoquímicas, simultâneas às passagens de satélite. Os chamados exercícios de *match-up* procuram criar uma base de dados de R_{rs} dos diferentes sensores e dados de amostras coletadas *in situ*. É importante considerar, em primeira ordem, a qualidade de aquisição e processamento dos dados *in situ* (ver seção 5). Idealmente, as coletas *in situ* devem ser feitas dentro de uma janela de 30 minutos até cerca de 3 horas da passagem do satélite, para evitar as alterações das características da água (Zibordi et al., 2009; Beltrán-Abaunza, et al., 2014), e o tempo deve ser ainda menor para sensores de melhor resolução. Esses exercícios devem ser plane-

dados com antecedência, já que é possível saber o horário preciso das passagens de um dado satélite sobre uma determinada coordenada geográfica, em conjunção com consultas à previsão do tempo, de forma a evitar condições desfavoráveis de mar ou alta cobertura de nuvens.

Como as escalas espaciais da coleta de amostra são pequenas em comparação com a área total de cada pixel da imagem, deve-se também evitar coletas em locais onde existam fortes gradientes horizontais nas águas, como frentes de maré, frentes termo-halinas ou limites de plumas de água doce. Por essas mesmas razões, devem ser evitados locais próximos à costa, ou pouco profundos, onde a influência dos continentes e do fundo na refletância da água é importante, a não ser que o objetivo seja a construção de um algoritmo local. Por fim, é relevante enfatizar que os dados desses exercícios sejam colocados em bases de dados públicas, para que efetivamente contribuam com os estudos globais.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A cor do oceano é uma ferramenta muito útil e de fácil acesso para estudos em oceanografia em escalas local, regional e global, mas a aplicação de dados bio-ópticos em oceanografia no Brasil é ainda modesta. Assim, muito ainda precisa ser pesquisado e é importante que os fundamentos da oceanografia bio-óptica sejam expostos aos alunos das ciências do mar ainda na graduação, para maior incentivo a esta linha de pesquisa.

São ainda poucos os modelos regionais disponíveis para a costa brasileira, como os que existem para a plataforma sul (Giannini et al., 2013), onde as águas de Caso 2, devido à descarga continental do Rio da Prata, tornam os modelos globais pouco eficientes (Garcia e Garcia, 2008). O desenvolvimento de novos modelos requer que as instituições adquiram equipamentos relativamente caros e que demandam elevados custos de manutenção para que sua calibração seja mantida confiável. Assim, há necessidade de integração de esforços interinstitucionais e da criação de um acervo de equipamentos multiusuários, além de exercícios de intercalibração para ampliar a qualidade do conhecimento bio-óptico na região.

Temos de assumir um pouco da responsabilidade de caracterizar a qualidade das nossas águas, estimular o ensino para conduzir a análise de suas mudanças no tempo, sendo a oceanografia bio-óptica uma ferramenta fundamental para esse fim. Por fim, com a iminente melhoria da resolução espacial e espectral dos sensores de cor de oceano, devemos ainda preparar

nossos alunos para lidar com a análise de grande volume de dados.

REFERÊNCIAS

- Babin, M. and D. Stramski. 2002. Light absorption by aquatic particles in the near-infrared spectral region. *Limnol. Oceanogr.* 47: 911-915. <https://doi.org/10.4319/lo.2002.47.3.0911>.
- Beltrán-Abaunza, J. M., S. Kratzer, and C. Brockmann. 2014. Evaluation of MERIS Products from Baltic Sea coastal waters rich in CDOM. *Ocean Science* 10 (3):377-96. <https://doi.org/10.5194/os-10-377-2014>.
- Boyce, D. G., M. Dowd, M. R. Lewis, and B. Worm. 2014. Estimating global chlorophyll changes over the past century. *Progress in Oceanography* 122 (March). Elsevier:163-73. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.01.004>.
- Carder, K. L., F. R. Chen, Z. P. Lee, S. K. Hawes, and D. Kamykowski. 1999. Semi-analytic moderate-resolution imaging spectrometer algorithms for chlorophyll a and absorption with bio-optical domains based on nitrate-depletion temperatures. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 104 (C3):5403-21. <https://doi.org/10.1029/1998JC900082>.
- Carder, K. L., F. R. Chen, J. P. Cannizzaro, J. W. Campbell, and B. G. Mitchell. 2004. Performance of the MODIS semi-analytical ocean color algorithm for chlorophyll-a. *Advances in Space Research* 33 (7). Elsevier:1152-59. [https://doi.org/10.1016/S0273-1177\(03\)00365-X](https://doi.org/10.1016/S0273-1177(03)00365-X).
- Ciotti, A. M., J. J. Cullen, and M. R. Lewis. 1999. A semi-analytical model of the influence of phytoplankton community structure on the relationship between light attenuation and ocean color. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 104 (C1):1559-78. <https://doi.org/10.1029/1998JC900021>.
- Ciotti, A. M. 2005. Fundamentos e aplicações de dados bio-ópticos em oceanografia biológica. In: Souza, R., org. *Oceanografia por satélites*. São Paulo: Oficina de Textos: 205-218.
- Clarke, G. L., G. C. Ewing, and C. J. Lorenzen. 1970. Spectra of backscattered light from the sea obtained from aircraft as a measure of chlorophyll concentration. *Science* 167(3921):1119-21. <https://doi.org/10.1126/science.167.3921.1119>.
- Doxaran, D., R. C. Nagur Cherukuru, and S. J. Lavender. 2004. Estimation of surface reflection effects on upwelling radiance field measurements in turbid waters. *Journal of Optics A: Pure and Applied Optics* 6 (7):690-97. <https://doi.org/10.1088/1464-4258/6/7/006>.
- Freitas, F. H. 2007. *Fontes e variabilidade da turbidez costeira: o sensor MODIS como ferramenta*. Monografia (Graduação em Oceanografia). Universidade Federal do Paraná.

74p.

Garcia, C. A. E., and V. M. T. Garcia. 2008. Variability of chlorophyll-a from ocean color images in the La Plata continental shelf region. *Continental Shelf Research* 28 (13): 1568–78. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.08.010>.

Garver, S. A., and D. A. Siegel. 1997. Inherent optical property inversion of ocean color spectra and its biogeochemical interpretation: 1. Time series from the Sargasso Sea. *Journal of Geophysical Research* 102 (C8). Amer Geophysical Union: 18607. <https://doi.org/10.1029/96JC03243>.

Giannini, M. F. C., C. A. E. Garcia, V. M. Tavano, and A. M. Ciotti. 2013. Effects of low-salinity and high-turbidity waters on empirical ocean colour algorithms: an example for Southwestern Atlantic waters. *Continental Shelf Research* 59 (May):84–96. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.04.013>.

Gordon, H. R., O. B. Brown, R. H. Evans, J. W. Brown, R. C. Smith, K. S. Baker, and D. K. Clark. 1988. A semianalytic radiance model of ocean color. *Journal of Geophysical Research* 93 (D9):10909. <https://doi.org/10.1029/JD093iD09p10909>.

Gordon, H. R., and A. Morel. 1983. Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery. In: Barber, R. T., N. K. Mooers, M. J. Bowman, Zeitzschel (eds.). *A review, lecture notes on coastal and estuarine studies*. New York, Springer-Verlag, p.114.

Gordon, H. R., O. B. Brown, and M. M. Jacobs. 1975a. Computed relationships between the inherent and apparent optical properties of a flat homogeneous ocean. *Applied Optics* 14 (2):417. <https://doi.org/10.1364/AO.14.000417>.

Gordon, H. R., and W. R. McCluney. 1975b. Estimation of the depth of sunlight penetration in the sea for remote sensing. *Applied Optics* 14 (2):413. <https://doi.org/10.1364/AO.14.000413>.

Hooker, S., A. Morel. 2003. Platform and environmental effects on above-water determinations of water-leaving radiances. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*: 187–205.

IOCCG. 2000. *Remote sensing of ocean colour in coastal, and other optically-complex, waters*. IOCCG Report. vol. 3. <http://www.vliz.be/imis/imis.php?module=ref&request=147862>.

IOCCG. 2009. *Remote sensing in fisheries and aquaculture*. IOCCG Report vol. 8. <http://www.ioccg.org/reports/report8.pdf>.

IOCCG. 2010. Atmospheric correction for remotely-sensed ocean-colour products. In Wang, M. (ed.), *Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group*, n. 10, IOCCG, Dartmouth, Canada.

Jensen, J. R. e Epiphanyo, J. C. N. 2009. *Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres*. São José dos Campos: Parêntese, 598p. ISBN 9788560507061.

- Kampel, M. e E. M. L. M. Novo. 2005. O sensoriamento remoto da cor da água. In: Souza, R., org. *Oceanografia por satélites*. São Paulo: Oficina de Textos: 179-196.
- Kirk, J. *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*. Cambridge University Press, 2010. ISBN 9781139493918.
- Lee, Z. P., L. K. Carder, and R. A. Arnone. 2002. Deriving inherent optical properties from water color: a multiband quasi-analytical algorithm for optically deep waters. *Applied Optics* 41 (27). Optical Soc Amer:5755. <https://doi.org/10.1364/AO.41.005755>.
- Lee, Z. P., S. Shang, C. Hu, K. Du, A. Weidemann, W. Hou, J. Lin, and G. Lin. 2015. Secchi disk depth: a new theory and mechanistic model for underwater visibility. *Remote Sensing of Environment* 169 (November):139-49. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.08.002>.
- Maritorena, S., D. A. Siegel, and A. R. Peterson. 2002. Optimization of a semianalytical ocean color model for global-scale applications. *Applied Optics* 41 (15). *Optical Soc Amer*:2705. <https://doi.org/10.1364/AO.41.002705>.
- McClain, C. R. 2009. A decade of satellite ocean color observations. *Annual Review of Marine Science* 1 (1):19-42. <http://hdl.handle.net/2060/20110006943>.
- Miller, R. L., M. Belz, C. Del Castillo, and R. Trzaska. 2002. Determining CDOM absorption spectra in diverse coastal environments using a multiple pathlength, liquid core waveguide system. *Continental Shelf Research* 22 (9):1301-10. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00009-2](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00009-2).
- Mitchell, B. G. 1990. Algorithms for determining the absorption coefficient for aquatic particulate using the quantitative filter technique. In *Ocean Optics 10*, Proceedings of SPIE 1302. The International Society for Optical Engineering, Bellingham, WA: 137-148.
- Mobley, C. D. 2015. Polarized reflectance and transmittance properties of windblown sea surfaces. *Applied Optics* 54 (15):4828. <https://doi.org/10.1364/AO.54.004828>.
- Mobley, C. D. 1999. Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements. *Applied Optics* 38 (36):7442. <https://doi.org/10.1364/AO.38.007442>.
- Morel, A. 1988. Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (Case I Waters). *Journal of Geophysical Research* 93 (C9):10749. <https://doi.org/10.1029/JC093iC09p10749>.
- Morel, A. 2006. Meeting the challenge of monitoring chlorophyll in the ocean from outer space. Advance in photosynthesis and respiration. In B. Grimm, R. J. Porra, W. Rüdiger, and H. Scheer, eds. *Chlorophylls and bacteriochlorophylls*. 25:521-34. Springer. http://www.obs-vlfr.fr/LOV/OMT/fichiers_PDF/Morel_ChL_book_06.pdf.
- Morel, A., and L. Prieur. 1977. Analysis of variations in ocean color1. *Limnology and Oceanography* 22 (4):709-22. <https://doi.org/10.4319/lo.1977.22.4.0709>.
- Mueller, J. L., G. S. Fargion, C. R. McClain, J. L. Mueller, A. Morel, R. Frouin, C. Davis, R. Arnone, K. Carder, R. G. Steward, S. B. Hooker, C. D. Mobley, S. McLean, B. Holben, C. Pietras, K. D. Knobelspiesse, J. Porter. 2003. Ocean optics protocols for satellite

ocean color sensor validation, Revision 4, Vol. 3: *Radiometric Measurements and Data Analysis Protocols NASA / TM-2003* [S.I.].

O'Reilly, J. E., S. Maritorena, B. G. Mitchell, D. A. Siegel, K. L. Carder, S. A. Garver, M. Kahru, and C. McClain. 1998. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 103 (C11):24937-53. <https://doi.org/10.1029/98JC02160>.

O'Reilly, J. E., S. Maritorena, D. Siegel, M. C. O'Brien, D. Toole, B. G. Mitchell, M. Kahru, F. P. Chavez, P. Strutton, G. Cota, S. B. Hooker, C. R. McClain, K. L. Carder, F. Muller-Karger, L. Harding, A. Magnuson, D. Phinney, G. F. Moore, J. Aiken, K. R. Arrigo, R. Letelier, and M. Culver. 2000. Ocean color chlorophyll a algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4: version 4. In S. B. Hooker, and E. R. Firestone, eds. *SeaWiFS Postlaunch Technical Report Series*, vol. 11. SeaWiFS postlaunch calibration and validation analyses part 3 (pp. 9 – 23). Greenbelt, MD: NASA Goddard Space Flight Center.

Saba, V. S., M. A. M. Friedrichs, D. Antoine, R. A. Armstrong, I. Asanuma, M. J. Behrenfeld, A. M. Ciotti, et al. 2011. An evaluation of ocean color model estimates of marine primary productivity in coastal and pelagic regions across the Globe. *Biogeosciences* 8 (2):489-503. <https://doi.org/10.5194/bg-8-489-2011>.

Sathyendranath, S., and T. Platt. 1997. Analytic model of ocean color. *Applied Optics* 36 (12):2620. <https://doi.org/10.1364/AO.36.002620>.

Sathyendranath, S., and T. Platt. 1998. Ocean-color model incorporating transspectral processes. *Applied Optics* 37 (12):2216. <https://doi.org/10.1364/AO.37.002216>.

Tassan, S., and M. G. Ferrari. 1995. An alternative approach to absorption measurements of aquatic particles retained on filters. *Limnology and Oceanography* 40 (8):1358-68. <https://doi.org/10.4319/lo.1995.40.8.1358>.

Tyler, J. E. 1968. The Secchi disc. *Limnology and Oceanography* 13 (1):1-6. <https://doi.org/10.4319/lo.1968.13.1.0001>.

Welschmeyer, N. A. 1994. Fluorometric analysis of chlorophyll a in the presence of chlorophyll b and pheopigments. *Limnology and Oceanography* 39(8). JSTOR: 1985-92. doi:10.4319/lo.1994.39.8.1985.

Werdell, P. J., B. A. Franz, S. W. Bailey, G. C. Feldman, E. Boss, V. E. Brando, M. Dowell, et al. 2013. Generalized ocean color inversion model for retrieving marine inherent optical properties. *Applied Optics*. 52 (10). OSA: 2019-37. doi:10.1364/AO.52.002019.

Wernand, M.R. 2013. The history of subsea optics. In *Subsea Optics and Imaging*, 35-79. Elsevier. <https://doi.org/10.1533/9780857093523.1.35>.

Wernand, M. R., H. J. van der Woerd, and W. W. C. Gieskes. 2013. Trends in ocean colour and chlorophyll concentration from 1889 to 2000, worldwide. Edited by Fabiano Thompson. *PLoS ONE* 8 (6):e63766. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0063766>

Zibordi, G., J.-F. Berthon, F. Mélin, D. D'Alimonte, and S. Kaitala. 2009. Validation of satellite ocean color primary products at optically complex coastal sites: Northern

Adriatic Sea, Northern Baltic Proper and Gulf of Finland. *Remote Sensing of Environment* 113(12):2574–91. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.07.013>.