



Introdução ao

# SENSORIAMENTO REMOTO

de sistemas aquáticos

Princípios e aplicações

1ª Edição

***Editores***

**Claudio C. F. Barbosa**

**Evlyn M. L. M. Novo**

**Vitor S. Martins**



1ª Edição

---

# **Introdução ao Sensoriamento Remoto de Sistemas Aquáticos**

*Princípios e aplicações*

*Claudio C.F. Barbosa*

*Evlyn M.L.M. Novo*

*Vitor S. Martins*

## **Editores**

***Claudio C. F. Barbosa***

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais  
São José dos Campos  
São Paulo, Brasil

***Evlyn M. L. M. Novo***

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais  
São José dos Campos  
São Paulo, Brasil

***Vitor S. Martins***

Iowa State University  
Ames  
Iowa, EUA

Copyright © 2019 INPE - [www.inpe.br](http://www.inpe.br)  
Todos os direitos reservados ao INPE.

Este ebook ou qualquer parte dele não pode ser reproduzido ou usado de forma alguma sem autorização expressa, por escrito, do autor ou editor, exceto pelo uso de citações breves. Publicado pelo LabISA\INPE.

Índices para catálogo sistemático:  
Sensoriamento remoto - Tecnologia  
Primeira edição, Abril de 2019

Revisão ortográfica: Fernanda Reis (geral)  
Adriana Ferreira (cap. 1, 3 e 6)

Diagramação: Vitor S. Martins

Bibliografia

ISBN 978-85-17-00095-9 (E-book)

ISBN 978-85-17-00096-6 (Papel)

Agência Brasileira do ISBN  
ISBN 978-85-17-00095-9



9 788517 000959

---

# Apresentação

É com grande satisfação que apresento o livro “Introdução ao sensoriamento remoto de sistemas aquáticos: princípios e aplicações”, que é fruto de um esforço conjunto de dois pesquisadores do INPE, o Dr. Claudio Barbosa e a Dra. Evlyn Novo, e de quatro egressos do curso de pós-graduação em Sensoriamento Remoto dessa instituição, o MSc. Vitor Martins, o Dr. Lino de Carvalho, o Dr. Felipe Lobo, e o Dr. Daniel Jorge. A ideia de escrever o livro foi lançada pelo Dr. Claudio durante um trabalho de campo na Amazônia, ideia que contagiou o Vitor, que posteriormente a transformou em uma proposta concreta para o grupo. Quando se une a vasta experiência de pesquisadores titulares renomados com o dinamismo de jovens pesquisadores de grande talento, o resultado só pode ser um: sucesso!

O tema do livro é de grande relevância, visto que os recursos hídricos são imprescindíveis para a humanidade, e o monitoramento periódico dos sistemas aquáticos é essencial para prover uma gestão hídrica adequada. Devido à extensão territorial do Brasil, esse monitoramento é bastante desafiante, principalmente para a caracterização bio-óptica dos corpos d’água em larga escala. Nesse contexto, o sensoriamento remoto óptico fornece uma alternativa para uma observação contínua da superfície terrestre, permitindo diversas aplicações, como a detecção, o mapeamento, e a caracterização bio-óptica dos sistemas aquáticos.

O livro apresenta os conceitos fundamentais da óptica hidrológica, as propriedades ópticas da água e seus constituintes, o histórico dos sistemas orbitais e as aplicações utilizando o sensoriamento remoto óptico. O caráter didático do livro permite que o leitor explore facilmente os conceitos por meio de ilustrações e diagramas. Este livro, inteiramente focado em águas interiores, oferece a oportunidade de estudantes e profissionais entenderem como os dados de sensoriamento remoto podem ser empregados no monitoramento dos sistemas aquáticos continentais. Aproveitem a leitura!

Dra. Ieda Del'Arco Sanches  
Pesquisadora da Divisão de Sensoriamento Remoto (DSR)  
Coordenadora da Pós-graduação em SR (PG-SER)  
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)



---

## Nota do Editor

Este livro foi elaborado com o objetivo de minimizar a carência de literatura científica, principalmente em português, sobre a aplicação do Sensoriamento Remoto (SR) no estudo e monitoramento quantitativo de ecossistemas aquáticos continentais. A motivação de escrever um livro introdutório surgiu em 2002, durante o período do meu doutorado. Na época, encontrei muita dificuldade em entender as metodologias e as análises descritas nos artigos internacionais, visto que pressupunham conhecimento de processos limnológicos, biológicos e de transferência radiativa em corpos d'água. Assim, passava mais tempo aprendendo os conceitos básicos do que aplicando as metodologias descritas nos artigos. Entretanto, o desejo de escrever um livro foi adiado, para fazer frente às demandas de trabalho no INPE. Posteriormente, como docente do curso de pós-graduação em SR do INPE, percebi que meus alunos enfrentavam a mesma dificuldade que tive para compreender os conceitos nessa linha de pesquisa, e entendi que, mais que um desejo, agora era uma necessidade escrever um livro introdutório sobre esse tema.

Na medida em que me aprofundava nesses métodos quantitativos e em sua aplicação ao estudo de lagos de planícies de inundação amazônica e reservatórios hidrelétricos, tornou-se clara, para mim, a necessidade de se criar um laboratório que permitisse dar suporte ao estudo de águas interiores. Para isso, me envolvi em inúmeros projetos (<http://www.dpi.inpe.br/labisa/projeto.html>) prevendo a compra de equipamentos específicos, com apoio da FAPESP, ANEEL e CNPq, para o estudo de óptica hidrológica e recursos para a realização de missões de aquisição de dados que foram usados para o desenvolvimento de inúmeras dissertações e teses nesse campo de conhecimento. Dessa forma, em 2013, com o apoio da OBT, pude criar o LabISA (Laboratório de Instrumentação de Sistemas Aquáticos), cuja missão é coleta de dados sobre propriedades ópticas e limnológicas de águas interiores e costeiras para caracterização bio-óptica, desenvolvimento de algoritmos bio-ópticos, validação de dados de sensores orbitais adquiridos sobre ambientes aquáticos e a capacitação continuada de recursos humanos de forma a ampliar as competências nessa linha de pesquisa. O LabISA conta com uma rede de colaboradores do INPE e externos (Universidade Federal de Santa Maria, Universidade Federal do Ceará-Engenharia Agrícola, UNESP Presidente Prudente, CEBIMar/USP, Universidade Federal do Paraná -

---

Laboratório de Oceanografia Costeira e Geoprocessamento, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Universidade Federal de Pelotas).

Essas parcerias são essenciais para a manutenção das atividades de pesquisa e colaborações internacionais. Nesse sentido, o LabISA já abrigou várias atividades para a capacitação de recursos humanos nesse campo, e continua realizando seminários que envolvem alunos e docentes da PGSER. Vale ressaltar também que a elaboração deste livro só foi possível com a ajuda imprescindível da Dra. Evelyn Novo, pesquisadora responsável pelos avanços do SR em águas interiores no Brasil, tendo dedicado sua carreira a valorizar essa linha de pesquisa e orientar novos alunos ao longo de mais de 40 anos de dedicação ao INPE.

É com prazer que apresento este livro como o fruto que amadureceu a partir de seminários com a equipe do laboratório e que reúne a colaboração de pesquisadores egressos da PGSER e que participaram da elaboração dos capítulos que versam sobre a teoria e os métodos que precisam ser dominados para o desenvolvimento de aplicações de SR óptico ao estudo e monitoramento quantitativo de sistema aquático. Estamos cientes de algumas limitações no conteúdo, mas ainda assim esperamos que este livro possa despertar o interesse dos leitores por essa linha de pesquisa extremamente relevante para o Brasil. Enfim, desejo que esta publicação possa contribuir para a ampliação do uso da tecnologia de SR óptico para o estudo de ecossistemas aquáticos continentais brasileiros e para o fortalecimento da comunidade científica nessa linha de pesquisa, dado que seu avanço científico esbarra na falta de recursos humanos. Afinal, o homem é o sujeito do conhecimento.

Dr. Claudio Clemente Faria Barbosa  
Coordenador do LabISA  
Divisão de Processamento de Imagens (DPI)  
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)

---

# Contribuições

O desenvolvimento deste livro conta com o esforço de seis autores, sob a liderança do Dr. Claudio Barbosa. Esse grupo é formado por membros do Laboratório de Instrumentação de Sistemas Aquáticos ([www.dpi.inpe.br/labisa](http://www.dpi.inpe.br/labisa)), localizado no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), em São José dos Campos. Os autores são responsáveis por seções individuais, e caso o leitor tenha dúvidas, entre em contato pelos endereços abaixo.

O livro deve ser citado como:

Barbosa, C.C.F.; Novo, E.M.L.M.; Martins, V.S.. Introdução ao Sensoriamento Remoto de Sistemas Aquáticos: princípios e aplicações. 1ª edição. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos. 161p. 2019.

## *Endereços:*

Claudio C.F. Barbosa  
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais  
[claudio.barbosa@inpe.br](mailto:claudio.barbosa@inpe.br)

Daniel S. F. Jorge  
Université du Littoral Côte d'Opale  
[danielschafferfj@hotmail.com](mailto:danielschafferfj@hotmail.com)

Evlyn M.L.M. Novo  
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais  
[evlyn.novo@inpe.br](mailto:evlyn.novo@inpe.br)

Felipe L. Lobo  
Universidade Federal de Pelotas  
[felipe.lobo@ufpel.edu.br](mailto:felipe.lobo@ufpel.edu.br)

Lino A. S. de Carvalho  
Universidade Federal do Rio de Janeiro  
[lino.sander@gmail.com](mailto:lino.sander@gmail.com)

Vitor Souza Martins  
Iowa State University  
[vitors@iastate.edu](mailto:vitors@iastate.edu)

---

# Prefácio

O uso do sensoriamento remoto (SR) para estudo e monitoramento de sistemas aquáticos continentais pode ser conduzido de forma qualitativa ou quantitativa. Entretanto, a principal demanda é pela extração de informações quantitativas de parâmetros que permitam tanto uma descrição acurada e detalhada do estado trófico quanto dos processos físicos, químicos e bio-ópticos que possam estar ocorrendo no meio aquático. Para isso, estimativas de concentrações de clorofila, de sólidos suspensos, de carbono total e frações, e da profundidade e composição espectral da zona eufótica são necessárias. O desenvolvimento de ferramentas que permitam essas estimativas ou a análise de dados derivados de medidas espectralradiométricas acima e na coluna d'água requerem o conhecimento sólido de uma série de conceitos sobre a transferência radiativa em corpos d'água, sobre as propriedades ópticas inerentes e aparente das massas d'água e de seus constituintes opticamente ativos.

As aplicações do SR no estudo de sistemas aquáticos utilizam, majoritariamente, sensores passivos e a radiação solar da região espectral do visível e do infravermelho próximo, sendo, por isto, denominado de SR óptico. Parte da radiação que atinge a superfície da água, penetra, propaga e interage com a água e seus constituintes. Uma fração desta radiação retorna e emerge da superfície da água. Esta fração, que foi submetida a processos de absorção e espalhamento, tanto na atmosfera quanto na coluna d'água, carrega informações que permitem o estudo e a caracterização dos sistemas aquáticos. Para a interpretação correta e a extração de informações quantitativas, a partir desta radiação, são necessários conhecimentos sobre os efeitos causados pela atmosfera, e sobre os conceitos de radiometria e de transferência radiativa na atmosfera e na água.

Nesse contexto, a proposta deste livro é apresentar e descrever os principais conceitos e as principais questões envolvidas no uso do SR óptico para estudo e monitoramento de sistemas aquáticos. O Capítulo 1 faz uma síntese do conteúdo do livro e do histórico de uso do SR em sistemas aquáticos continentais no Brasil. O Capítulo 2 descreve as principais características desses sistemas e quais são as propriedades dos mesmos que podem ser monitoradas por SR. O Capítulo 3 introduz os principais conceitos de óptica hidrológica, revisando as definições de grandezas radiométricas, de propriedades ópticas inerentes e



---

aparentes dos corpos d'água e dos constituintes opticamente ativos. Esse capítulo finaliza com a descrição da equação de transferência radiativa. O Capítulo 4 apresenta alguns dos equipamentos utilizados em medidas de propriedades ópticas aparentes e inerentes, e descreve os protocolos de medidas e de pré-processamento dos dados *in situ*. O Capítulo 5 trata de dois temas: no primeiro, algumas das principais técnicas de processamento e de extração de informações de dados radiométricas são apresentadas de forma sucinta e no segundo, é feita descrição das diferentes abordagens de modelagem bio-óptica, incluindo exemplos de algoritmos semiempíricos e semianalíticos. O Capítulo 6 aborda a evolução dos sistemas orbitais, incluindo as características dos seus sensores e das resoluções das imagens. Trata também das conversões radiométricas das imagens digitais. O Capítulo 7 apresenta alguns exemplos de aplicações do SR óptico em sistemas aquáticos, mostrando ao leitor as potencialidades e limitações da tecnologia de SR. Por fim, no Capítulo 8 são feitas as considerações finais focando numa síntese de tópicos relevantes para o futuro nessa linha de pesquisa. Enfim, o livro foi estruturado para dar ao leitor uma visão geral dos seguintes tópicos:

- Principais conceitos de óptica hidrológica, com ênfase em grandezas radiométricas, propriedades ópticas inerentes e aparentes, e transferência radiativa;
- Conceitos do monitoramento de águas interiores por sensoriamento remoto óptico;
- Medidas radiométricas subaquáticas e acima da água utilizando equipamentos específicos;
- As principais técnicas de processamento de dados radiométricas, e os algoritmos para estimativa de constituintes na água
- Satélites e sensores disponíveis para as aplicações em águas interiores, e exemplos de estudos de casos.

---

# Sumário

Apresentação.....	i
Nota do editor.....	ii
Contribuições.....	iv
Prefácio.....	v
1. Introdução.....	1
1.1 Sobre o livro	1
1.2 Breve histórico do SR de sistemas aquáticos: uma visão do INPE	4
2. Sistemas aquáticos continentais: definição e características .....	9
2.1 Introdução	9
2.2 Recursos hídricos no Brasil	11
2.3 Sistemas aquáticos continentais	13
2.4 Parâmetros de qualidade da água	19
2.5 Conclusão	21
3. Princípios físicos do SR aquático. ....	23
3.1 Introdução	24
3.2 O que é Luz?	27
3.2.1 Campo de luz	29
3.3 Grandezas radiométricas	30
3.4 Interação da luz com meio aquático	35
3.4.1 Processo de absorção	35
3.4.2 Processo de espalhamento	36
3.5 Propriedades ópticas inerentes – IOPs	38
3.6 Propriedades ópticas aparentes– AOPs	41
3.6.1 Reflectâncias	41
3.6.2 Coeficientes de atenuação difuso	42
3.6.3 Cossenos médios	43
3.7 Componentes opticamente ativos nos sistemas aquáticos	44
3.7.1 Água pura e suas propriedades ópticas inerentes	44
3.7.2 Matéria orgânica dissolvida e suas propriedades ópticas inerentes	45
3.7.3 Particulado total e suas propriedades ópticas inerentes	47
3.7.3.1 Partículas não algais (NAP)	48
3.7.3.2 Organismos clorofilados microscópicos e suas propriedades ópticas	49
3.8 A equação de transferência radiativa	51
3.9 Conclusão	52

4. Medidas e equipamentos utilizados no estudo da óptica hidrológica.....	55
4.1 Introdução	55
4.2 Grandezas radiométricas	56
4.2.1 Irradiância e Radiância	57
4.3 Medidas de grandezas radiométricas in situ	60
4.3.1 Medidas acima da superfície da água	60
4.3.2 Medidas abaixo da superfície da água	64
4.4 Medidas de propriedades ópticas inerentes	67
4.4.1. Medidas de coeficiente de atenuação	68
4.4.2. Medidas de coeficiente de absorção	71
4.4.3. Medidas de coeficiente de espalhamento	75
4.5 Conclusão	79
5. Processamento de dados, modelagem e mapeamento de parâmetros bio-ópticos .....	82
5.1 Introdução	82
5.2 Processamento de dados radiométricos	83
5.2.1 Seleção de espectros	84
5.2.2 Filtragem	85
5.2.3 Correção do espalhamento especular na superfície da água	86
5.2.4 Análise derivativa	87
5.2.5 Área e comprimento de onda de máxima reflectância	88
5.3 Classificação espectral	89
5.3.1 Mapeamento por ângulo espectral (SAM)	89
5.4 Reamostragem para as bandas de satélites	91
5.5 Modelagem bio-óptica	92
5.5.1 Exemplo de algoritmos semiempíricos	94
5.5.2 Exemplo de algoritmos semianalíticos	95
5.5.2.1 Algoritmo de Optimização Espectral	95
5.5.2.2 Quasi-Analytical Algorithm (QAA)	97
5.6 Mapeamento de COAs com imagens de satélites	98
5.7 Conclusão	103
6. Sistemas orbitais para o monitoramento de ambientes aquáticos. ....	107
6.1 Introdução	107
6.2 Monitoramento dos constituintes na água	109
6.3 Sistemas orbitais e sensores ópticos	111
6.3.1 Conceitos gerais	111
6.3.2 Resoluções: espacial, espectral, radiométrica e temporal	114
6.3.3 Evolução e histórico dos programas de observação da Terra	118
6.4 Processamento digital de imagens: conversões radiométricas	123
6.4.1 Formulação do problema	124
6.4.2 Conversões radiométricas	127
6.4.2.1 Radiância (L) para reflectância aparente ( $\rho_{TOA}$ )	127
6.4.2.2 Reflectância de superfície ( $\rho_{SUP}$ )	129
6.5 Conclusão	132
7. Aplicações do SR em águas continentais: estudos de caso. ....	136
7.1 Introdução	136

7.2 Classificação e caracterização óptica dos sistemas aquáticos continentais	137
7.3 Análise do impacto das atividades antrópicas sobre a qualidade da água	138
7.3.1 Impacto da mineração em rios de água clara: bacia do Rio Tapajós	138
7.3.2 Impacto da mineração em rios de diferentes tipos de água	139
7.3.3 Impacto do rompimento de barragens sobre as propriedades ópticas da água: o desastre de Mariana	141
7.3.4 Processo de eutrofização em reservatórios	144
7.4 Monitoramento de floração de algas	146
7.5 Monitoramento de propriedades ópticas da matéria orgânica dissolvida colorida: perspectivas	149
7.6 Conclusão	150
<b>8. Considerações finais e oportunidades.....</b>	<b>153</b>
8.1 Introdução	153
8.2 Medições in situ	153
8.3 Sensores hiperespectrais orbitais	154
8.4 Nanossatélites	155
8.5 Satélites geoestacionários	156
8.6 Computação em nuvem	157
8.7 Algoritmos semianalíticos	158





# 1 INTRODUÇÃO

---

1.1	Sobre o livro	1
1.2	Breve histórico do SR de sistemas aquáticos: uma visão do INPE	4

---

## 1.1. SOBRE O LIVRO

Os sistemas aquáticos continentais desempenham um papel fundamental na manutenção da biodiversidade, na regulação biogeoquímica, na sobrevivência dos seres vivos e no ciclo hidrológico. Além disso, o acesso à água é vital para o desenvolvimento socioeconômico e bem-estar da sociedade. No entanto, devido à pressão antrópica e à poluição hídrica, os sistemas aquáticos estão em constante vulnerabilidade, e são sensíveis às mudanças ambientais e climáticas na bacia hidrográfica. A alteração do estado trófico e da composição das massas de água pode inviabilizar o uso desse recurso natural. Por exemplo, a eutrofização de lagos é caracterizada pelo crescimento excessivo de algas e pode levar à mortalidade de peixes e à degradação da qualidade da água. Dessa forma, no início do século XX, a gestão dos recursos hídricos passou a ser de suma importância para a preservação dos sistemas aquáticos continentais, e o monitoramento de parâmetros biofísicos é um dos meios de compreender os processos naturais e antrópicos que interferem na dinâmica natural desses sistemas.

A composição da água possui relação direta com o funcionamento dos processos ecológicos e biogeoquímicos, pois condiciona a disponibilidade de luz e nutrientes. A concentração de clorofila é um exemplo de indicador do estado trófico e da produtividade primária do meio aquático, e é muito usada para entender as condições do meio. Portanto, a caracterização bio-óptica é de grande interesse dos órgãos gestores de água, e auxilia nos estudos da dinâmica dos constituintes na água. O **Capítulo 2 (Sistemas aquáticos continentais: definição e características)** aborda o contexto da água no Brasil e as principais características dos sistemas aquáticos. Além disso, o conteúdo do capítulo discute a influência do regime hidrológico na dinâmica dos constituintes, assim como os parâmetros de qualidade da água que são passíveis de serem monitorados pelo sensoriamento remoto (SR).

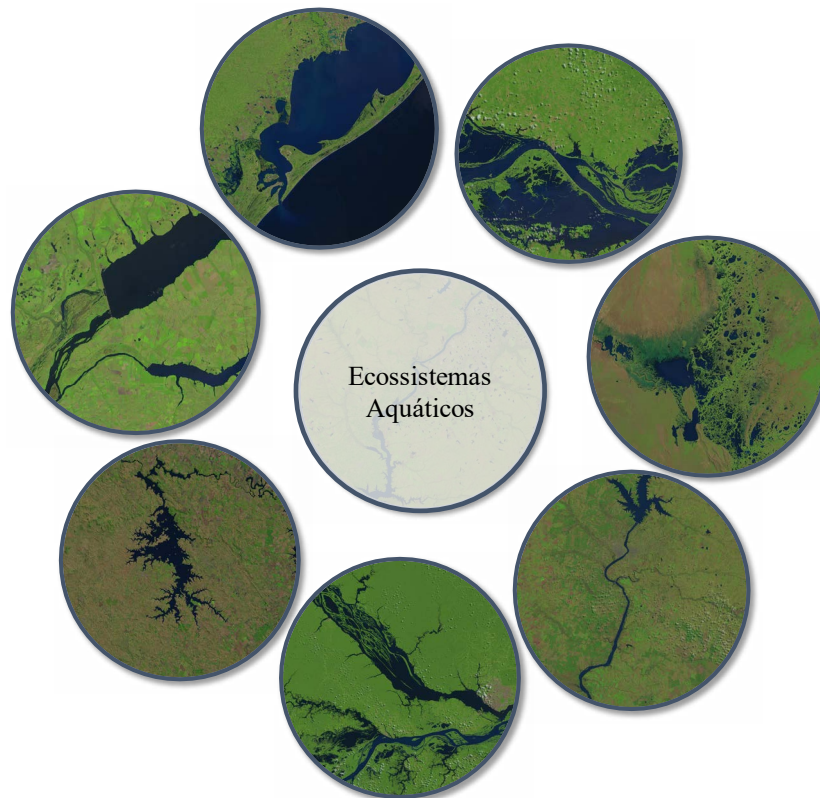
O Brasil concentra grande parte da riqueza de água doce do mundo, e essa disponibilidade hídrica torna os estudos aquáticos ainda mais relevantes para a gestão desses ecossistemas. O SR refor-

çou a capacidade de monitorarmos e entendermos a composição e a dinâmica de grandes rios e lagos. Nesse contexto, os sensores orbitais são capazes de registrar os efeitos da interação da radiação solar com os constituintes na água, e as informações espectrais contidas nas imagens de satélite são úteis no desenvolvimento de modelos bio-ópticos. Os constituintes opticamente ativos (COAs), como os sólidos em suspensão, os pigmentos fotossintetizantes (clorofila), e a matéria orgânica dissolvida colorida, são usados como indicadores de qualidade da água durante a caracterização do meio aquático. Uma vez que a intensidade da radiância espectral registrada pelos sensores é modulada pelas propriedades ópticas dos COAs, é possível realizar as inferências sobre a composição na água com base nesse conhecimento. O **Capítulo 3 (Princípios físicos do sensoriamento remoto aquático)** introduz os principais conceitos de óptica hidrológica, revisando desde as definições de grandezas radiométricas até as propriedades opticamente inerentes (IOPs, *Inherent Optical Properties*) e aparentes (AOPs, *Aparent Optical Properties*) dos COAs. Esses conceitos são úteis na compreensão dos demais capítulos, e tornam este capítulo uma referência para todo o livro.

Como mencionado, o SR aplicado ao estudo e monitoramento de ambientes aquáticos é baseado nos processos de absorção e espalhamento seletivo da radiação solar pela água e seus constituintes. As feições de absorção e espalhamento dos COAs são tipicamente analisadas na região do visível e infravermelho próximo (400 e 950 nm) por meio de instrumentos ópticos, como espectrorradiômetro. Esses instrumentos são usados nas medições da radiância e irradiância acima da superfície da água e em subsuperfície. Essas medidas permitem, por exemplo, o cálculo da reflectância de superfície ( $\rho_w$ ) e do coeficiente de atenuação vertical difuso ( $K_d$ , *diffuse attenuation coefficient*). Devido ao alto custo desses equipamentos e a necessidade de mão de obra especializada, poucas instituições de pesquisa possuem um conjunto completo de equipamentos ópticos (radiômetros, sensor de absorção e atenuação, espectrofotômetro) capazes de medir as IOPs e AOPs da água. Essas medições são importantes para a modelagem das interações da luz solar com os COAs, e conseqüentemente, para as estimativas desses constituintes usando SR óptico. No entanto, a utilização desses equipamentos exige um conhecimento específico sobre as suas características e funções. Por exemplo, como configurá-los e operá-los conforme os protocolos internacionais? Sendo assim, o **Capítulo 4 (Medidas e equipamentos utilizados no estudo da óptica hidrológica)** apresenta os equipamentos e os procedimentos necessários para as medições radiométricas em campo. O capítulo aborda também os principais detalhes e configurações desses equipamentos.

Os dados radiométricos *in situ*, como a radiância e a irradiância espectral, são essenciais para o estudo do comportamento espectral dos corpos d'água e para a parametrização de algoritmos focados na estimativa dos COAs. No entanto, as medições radiométricas são susceptíveis às incertezas causadas por fatores externos, como a reflexão especular. Sendo assim, o processamento desses dados visa garantir a consistência das medidas e suas derivações matemáticas. Por exemplo, as técnicas de filtragem dos espectros ruidosos são relevantes para a eliminação de medições inconsistentes do banco de dados. Além disso, a identificação de feições específicas e modelagem dos COAs também é parte importante desse processamento. No caso da modelagem dos COAs, existem três abordagens utilizadas no desenvolvimento de algoritmos: i) Empírica: baseia-se em métodos de estatística bi ou multivariada para relacionar as medidas de SR com a concentração dos COA medidos *in situ* durante a passagem do satélite; b) Semi-empírica: é utilizada quando as feições espectrais diagnósticas dos COA são conhecidas e incluídas na análise de regressão; c) Analíticas: fundamentam-se nas relações diretas e inversas entre os COAs e as propriedades ópticas inerentes medidas *in situ*.

Uma série de artigos vem demonstrando as aplicações dessas abordagens nos estudos de ambientes aquáticos (Kutser, 2009; Matthews, 2011; Odermatt et al., 2012; Mouw et al., 2013; Blondeau-



**Figura 1.1.** Sistemas aquáticos continentais: rios, lagos, represas, áreas alagadas, córregos etc.

-Pattissier et al., 2014). Enquanto os modelos empíricos são mais comuns devido à sua simplicidade, esses algoritmos bio-ópticos não têm abrangência temporal e não possibilitam a caracterização da composição espectral do campo de luz subaquático, informação essencial para estimar a produtividade primária. Assim, os algoritmos semianalíticos passaram a ter grande importância, pois fornecem não somente a abrangência temporal, mas também permitem a determinação do campo de luz subaquático, a profundidade da zona eufótica e os coeficientes de atenuação difuso. Essa discussão é apresentada no **Capítulo 5 (Processamento de dados, modelagem e mapeamento de parâmetros bio-ópticos)**. Esse capítulo introduz as técnicas de filtragem e a suavização dos dados espectrais coletados *in situ*, e aborda a modelagem dos COAs por meio de algoritmos empíricos e semianalíticos (ex.: *Quasi-Analytical Algorithm, QAA*).

O monitoramento periódico dos corpos d'água e a gestão integrada de bacias hidrográficas são indispensáveis para a conservação dos recursos hídricos, mas não são uma tarefa simples. Os métodos convencionais para a coleta de parâmetros de qualidade da água possuem limitações como: i) custo e tempo para realização das análises laboratoriais; ii) as variações espaço-temporais nem sempre são registradas em amostras pontuais; iii) o monitoramento contínuo é inviável em regiões remotas ou de difícil acesso. Portanto, diante das dimensões continentais do Brasil e das limitações dos métodos convencionais, o monitoramento com abrangência nacional desses ecossistemas necessita do apoio de outras fontes de dados, como os dados de SR. Nas últimas décadas, o SR orbital vem sendo empregado no monitoramento dos recursos naturais, e seu potencial é amplamente reconhecido pela comunidade científica. No contexto da água, o Coastal Zone Color Scanner (CZCS, 1978–1986) foi a primeira missão espacial inteiramente voltada para águas oceânicas (Gordon et al., 1983). Desde

então, um esforço internacional garantiu o avanço significativo em estudos aquáticos, e novos sensores orbitais foram desenvolvidos para o monitoramento de recursos terrestres e aquáticos, como o *Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor* (SeaWiFS), *MODerate resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), *Medium Resolution Imaging Spectrometer* (MERIS), e mais recentemente, o sensor *Visible Infrared Imaging Radiometer Suite* (VIIRS) (<http://ioccg.org/resources/missions-instruments/historical-ocean-colour-sensors/>). No entanto, esses sensores possuem moderada resolução espacial, e isso limita, na maioria dos casos, os estudos em corpos d'água menores, como rios estreitos e pequenos lagos. Portanto, os usuários de SR com foco em águas interiores passaram a utilizar os dados oriundos de sensores de média resolução espacial, como aqueles do programa Landsat (NASA), e recentemente, do programa Copernicus Sentinel-2 (ESA).

Nesse contexto, o processamento digital das imagens são aplicados na extração de informações espectrais desses dados orbitais. Vários algoritmos surgiram para dar suporte às aplicações em água, como métodos de correção atmosférica, algoritmos de classificação de nuvens e técnicas para a correção do efeito especular e de adjacência. De fato, as incertezas no processamento das imagens acabam afetando a acurácia da estimativa da reflectância da água, e conseqüentemente, nas estimativas dos COAs. Por exemplo, o espalhamento atmosférico pode representar até 90% da radiância medida pelo sensor na região do visível em pixels de água, o que torna essa correção bastante importante para os estudos quantitativos em águas continentais (Martins et al., 2017). Em águas oceânicas, os algoritmos de correção atmosférica utilizam a premissa do pixel escuro na região do NIR (reflectância nula) para corrigir os efeitos do espalhamento dos aerossóis. No entanto, em ambientes aquáticos continentais, essa premissa não é válida e os usuários precisam lidar com uma grande variabilidade de cargas e tipos de aerossóis. O **Capítulo 6 (Sistemas orbitais para monitoramento de ambientes aquáticos)** introduz os conceitos básicos do SR orbital, as características das imagens (resoluções) e o histórico de programas de observação da terra. Além disso, o capítulo discute as conversões radiométricas para obtenção da reflectância de superfície. A combinação de dados orbitais, medidas radiométricas e parâmetros de qualidade da água resulta em um cenário ideal para aplicação do SR em água. Nesse contexto, o **Capítulo 7 (Aplicações do sensoriamento remoto em águas continentais: estudos de caso)** apresenta alguns exemplos de estudos utilizando o SR, e os seus principais resultados. Finalmente, este livro foi desenvolvido com o intuito de solidificar os conceitos e aplicações do SR em águas interiores. A proposta é estabelecer um ponto de partida para os novos usuários, com um conteúdo didático e acessível para toda comunidade de SR.

## 1.2. BREVE HISTÓRICO DO SR DE SISTEMAS AQUÁTICOS : UMA VISÃO DO INPE

A primeira pesquisa de Pós-graduação em Sensoriamento Remoto no INPE aplicada ao estudo de sistemas aquáticos continentais teve como objetivo avaliar se era possível identificar as fontes responsáveis pelo aumento da turbidez da água do Reservatório da Usina de Três Marias. Para isso, a dissertação proposta por Sausen (1980) visava desenvolver um método de aplicação de imagens MSS/Landsat que permitisse relacionar os padrões de dispersão de sedimentos no Reservatório Hidrelétrico de Três Marias às características de sua bacia abastecedora. Os resultados dessa pesquisa indicaram que, apesar das limitações do sensor MSS para tal aplicação, as imagens de satélite tinham potencial para indicar qualitativamente mudanças sazonais no padrão espacial da profundidade do Disco de Secchi (indicador da transparência da água), inversamente proporcional à concentração de sedimentos; e fornecia informações que permitiam caracterizar, qualitativamente, o potencial de pro-



dução de sedimentos das bacias que contribuíam para o reservatório.

A experiência de Sausen (1980) permitiu identificar cinco necessidades para o desenvolvimento desse campo de aplicação: i) melhor capacitação teórica da equipe do INPE visando o entendimento sobre as interações entre a radiação eletromagnética e os constituintes da água; ii) estabelecimento de colaborações com grupos de pesquisa nacionais e internacionais para alcançar o estado da arte, visto não haver experiência endógena no campo; iii) recrutamento ativo de alunos de pós-graduação para formação de massa crítica no campo; iv) busca de fontes próprias de financiamento que não dependessem de recursos da divisão, visto que as aplicações em sistemas aquáticos não eram prioritárias, principalmente pela inadequação dos dados disponíveis. Em 1984, a Divisão de Pesquisa em Sensoriamento Remoto (DSR) propôs o desenvolvimento da linha de pesquisa Comportamento Espectral de Alvos. Os estudos voltados ao sensoriamento remoto de sistemas aquáticos definiram as três linhas de atuação: i) avanço do conhecimento sobre a interação entre a REM e componentes microscópicos e macroscópicos dos sistemas aquáticos continentais do Brasil a partir de medidas *in situ*; ii) desenvolvimento de aplicações de imagens dos satélites disponíveis para o estudo de processos relevantes aos sistemas aquáticos; iii) organização de banco de dados *in situ* sobre os constituintes óticamente ativos (COAs) e reflectância de sensoriamento remoto dos sistemas aquáticos brasileiros como suporte à análise de imagens.

Em 1988, a literatura já relatava estudos avaliando a aplicação do sensor TM (*Thematic Mapper*), após o lançamento bem-sucedido do Landsat-5 em 1984 (Cats et al. 1985; Lathrop e Liliesand, 1986; Caseles et al. 1986). Com base nisso, elaborou-se o projeto Barra Bonita, que contemplava a aquisição de imagens do sensor TM/Landsat concomitante a medidas radiométricas e de qualidade da água. Na mesma época, as Centrais Elétricas do Norte (Eletronorte) buscaram a DSR com o objetivo de avaliar a viabilidade de aplicar imagens de satélite para estudar os fatores que contribuíam para a infestação por macrófitas aquáticas no Reservatório da UHE Tucuruí (Sternberg, 1985). Paralelamente, a equipe da DSR, em colaboração com a equipe da Eletronorte, desenvolveu uma metodologia para o mapeamento de plantas aquáticas (Abdon e Meyer, 1990) e discriminação de gêneros (Abdon e Meyer, 1991) usando séries temporais de imagens TM/Landsat.

Nessa época, ainda houve duas grandes oportunidades de colaboração internacional incluindo a National Aeronautics and Space Administration (NASA) e o Canadian Centre for Remote Sensing (Novo et al. 1995). Ambas as colaborações permitiram ampliar as pesquisas sobre os sistemas aquáticos continentais da Amazônia, com a capacitação de profissionais para a aplicação de sensores ópticos de nova geração, tais como, o MODIS/Terra e MODIS/Aqua do programa EOS e de sensores ativos de micro-ondas ao estudo de sistemas aquáticos continentais. No início da década de 1990, começaram as primeiras pesquisas questionando a hidroeletricidade como fonte de energia limpa e apresentando as primeiras medidas de emissão de metano por reservatórios (Rudd et al. 1993). Como exemplos de pesquisas dessa fase inicial de formação de profissionais e capacitação no uso de sensoriamento remoto podem ser citadas as pesquisas relativas: i) ao avanço do conhecimento das interações entre a REM e os componentes microscópicos (Curran e Novo, 1988; Novo et al. 1989a,b; Novo et al. 1990; Novo et al. 1991) ou macroscópicos (Novo et al. 2002) dos sistemas aquáticos continentais; ii) desenvolvimento de aplicações de imagens dos satélites disponíveis para o estudo de processos relevantes aos sistemas aquáticos (Pires e Novo, 1991; Novo e Shimabukuro, 1994; Costa et al. 1998; Sippel et al. 1998; Noerberg et al. 1999; Lima et al. 2000; Novo et al. 2002; Hess et al. 2002; Hess et al. 2003; Novo et al. 2004; Melack et al. 2004; Vasconcelos et al. 2006).

Com o tempo, surgiu um grande interesse em conhecer como as propriedades ópticas da água interferem no processamento do carbono, uma vez que afetam o limite da zona eufótica e na produtivi-

dade primária dos sistemas aquáticos. Diante disso, um projeto, coordenado pelo Dr. Claudio Barbosa, permitiu que fossem especificados sensores para determinação das propriedades ópticas inerentes aos ambientes aquáticos continentais no Brasil. Essas medidas são fundamentais para que os modelos de extração de informações sobre as propriedades ópticas dos corpos d'água evoluíssem de empíricos (locais) e semi-empíricos a semianalíticos e analíticos (mais generalizáveis). Como os equipamentos precisavam de um ambiente adequado à calibração e à limpeza, considerou-se oportuna a criação de um laboratório que não só abrigasse os equipamentos, mas também estabelecesse protocolos de calibração, treinamento de alunos para uso adequado dos instrumentos. Dessa maneira, criou-se o Laboratório de Instrumentação de Sistemas Aquáticos (LabISA). Com esses equipamentos foram medidas propriedades ópticas inerentes e aparentes de diversos sistemas aquáticos continentais brasileiros (Ferreira, R. M. P (2012); Cairo, C. T. (2015); Sander de Carvalho, L.A. (2016); Watanabe (2016); Jorge, D. S. F (2018)), dando apoio ao desenvolvimento de grupos de pesquisa não só na realização de experimentos com a participação da equipe do laboratório, mas, também, em colaborações com outros grupos nacionais e internacionais, o que proporcionou um aumento da produtividade científica da equipe, incluindo profissionais da UNESP P. Prudente, Universidade Federal do Ceará e Universidade Federal de Santa Maria.

A criação do LabISA contribuiu para colocar as pesquisas voltadas ao sensoriamento remoto de sistemas aquáticos continentais num novo patamar, a partir da adoção das seguintes estratégias: i) criação de uma base de dados *in situ* composta por parâmetros necessários para a validação de dados de satélites sobre ambientes aquáticos, e para desenvolvimento e validação de algoritmos para monitoramento destes ambientes (Barbosa et al., 2015); ii) desenvolvimento do desenho amostral padronizado segundo a metodologia descrita em Barbosa et al. (2009); iii) adoção de protocolos rigorosos para a determinação das concentrações de constituintes opticamente ativos; iv) obtenção de medidas representativas da diversidade dos sistemas aquáticos brasileiros; v) desenvolvimento de uma plataforma para padronizar e integrar o processamento dos dados gerados pelos equipamentos ACS (Wetlabs 2016), TRIOS (Trios2016) e HYDROSCAT (Hydroscat 2016); vi) estabelecimento de políticas de colaboração com outros grupos de pesquisa dando acesso aos equipamentos do laboratório; vii) estabelecer uma política de uso e compartilhamento dos dados que permita ampliar a produtividade científica da equipe envolvida com o sensoriamento remoto de sistemas aquáticos; viii) promoção de cursos de treinamento e organizar seminários para a capacitação da equipe. Portanto, essa síntese traduz um breve histórico das iniciativas tomadas pelo INPE, mas cabe reconhecer o imenso esforço de outras instituições e de outros grupos de pesquisas, não listados, no suporte às aplicações e ao desenvolvimento de SR na água.

## REFERÊNCIAS

Abdon, M. M., & Meyer, M. (1990). Variação temporal de áreas ocupadas por macrófitas aquáticas no reservatório de Tucuruí através de dados do satélite Landsat/TM. Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 6, 545-548.

ABDON, M., & MEYER, M. (1991). Differentiation on genus of aquatic macrophytes through remote sensing in the Tucuruí reservoir, Pará State, Brazil.

Barbosa, C. C. F., de Moraes Novo, E. M. L., Ferreira, R. M. P., Cairo, C. T., Lopes, F. B., Araújo, C. A. S., ... & Ancantara, E. Base de dados bio-ópticos como suporte a estudos de ambientes aquáticos por sensoriamento remoto. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 17. (SBSR), 2015, João Pessoa. Anais... São José dos Campos: INPE, 2015a. p. 4337-4344.

Barbosa, C. C. F., de Moraes Novo, E. M. L., Melack, J. M., Gastil-Buhl, M., & Pereira Filho, W. (2010). Geospatial analysis of spatiotemporal patterns of pH, total suspended sediment and chlorophyll-a on the Amazon floodplain. *Limnology*, 11(2), 155-166.

Blondeau-Patissier, David, James FR Gower, Arnold G. Dekker, Stuart R. Phinn, and Vittorio E. Brandò. "A review of ocean color remote sensing methods and statistical techniques for the detection, mapping and analysis of phytoplankton blooms in coastal and open oceans." *Progress in oceanography* 123 (2014): 123-144.

Cairo, C. T. (2015). Caracterização temporal das propriedades bio-ópticas do Reservatório de Ibitinga/SP. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2015. Disponível em: <http://mtc-m21b.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/03.06.13.23/doc/publicacao.pdf>

Caselles, V., López, M. J., & Soria, J. M. (1986). Estudio del estado trófico del lago de la Albufera (Valencia) a partir de imágenes del Landsat-5 (TM). I Reunión científica del grupo de trabajo en teledetección, 33-36.

Catts, G. P., Khorram, S., Cloern, J. E., Knight, A. W., & Degloria, S. D. (1985). Remote sensing of tidal chlorophyll-a variations in estuaries. *International Journal of Remote Sensing*, 6(11), 1685-1706.

Costa, M. D. F., Novo, E. D. M., Ahern, F., Mitsuo, F., Mantovani, J. E., Ballester, M. V., & Pietsch, R. W. (1998). The Amazon floodplain through radar eyes: Lago Grande de Monte Alegre case study. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 24(4), 339-349.

Curran, P. J., & Novo, E. M. M. (1988). The relationship between suspended sediment concentration and remotely sensed spectral radiance: a review. *Journal of Coastal Research*, 351-368.

Ferreira, R. M. P. (2014). Caracterização Da Ótica E Do Carbono Orgânico Dissolvido No Reservatório De Três Marias/MG. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2014. Disponível em: <http://mtc-m21b.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/03.07.19.20/doc/publicacao.pdf>

Hess, L. L., Melack, J. M., Novo, E. M., Barbosa, C. C., & Gastil, M. (2003). Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin. *Remote sensing of environment*, 87(4), 404-428.

Jorge, D. S. F. (2018) Caracterização bio-óptica e implementação de algoritmos semi-analíticos para o estudo da qualidade da água na Reserva de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá. (2018). 161 p. IBI: <8JMKD3MGP3W34R/3QRHPKP>. (sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/04.04.18.17-TDI). Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2018. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3QRHPKP>>.

Kutser, T., Pierson, D. C., Kallio, K. Y., Reinart, A., & Sobek, S. (2005). Mapping lake CDOM by satellite remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 94(4), 535-540.

Lopez-Garcia, M. J., & Caselles, V. (1987). Use of Thematic Mapper data to assess water quality in Albufera Lagoon of Valencia (Spain). *Advances in digital image processing*, 510-19.

Martins, V. S., Barbosa, C. C. F., de Carvalho, L. A. S., Jorge, D. S. F., Lobo, F. D. L., & Novo, E. M. L. D. M. (2017). Assessment of atmospheric correction methods for Sentinel-2 MSI images applied to Amazon floodplain lakes. *Remote Sensing*, 9(4), 322.

Matthews, M. W. (2011). A current review of empirical procedures of remote sensing in inland and near-coastal transitional waters. *International Journal of Remote Sensing*, 32(21), 6855-6899.

Melack, J. M., Hess, L. L., Gastil, M., Forsberg, B. R., Hamilton, S. K., Lima, I. B., & Novo, E. M. (2004). Regionalization of methane emissions in the Amazon Basin with microwave remote sensing. *Global Change Biology*, 10(5), 530-544.

Mobley, C. D. (1994). *Light and water: radiative transfer in natural waters*. Academic press.

Mouw, C. B., Chen, H., McKinley, G. A., Effler, S., O'Donnell, D., Perkins, M. G., & Strait, C. (2013). Evaluation and optimization of bio-optical inversion algorithms for remote sensing of Lake Superior's optical properties. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(4), 1696-1714.

Noernberg, M. A. (1999). The use of biophysical indices and coefficient of variation derived from airborne synthetic aperture radar for monitoring the spread of aquatic vegetation in tropical reservoirs. *International Journal of Remote Sensing*, 20(1), 67-82.

Novo, E. M. L. M., Filho, W. P., & Melack, J. M. (2004). Assessing the utility of spectral band operators to reduce the influence of total suspended solids on the relationship between chlorophyll concentration and the bidirectional reflectance factor in Amazon waters. *International Journal of Remote Sensing*, 25(22), 5105-5115.

Novo, E. M. L. M., Steffen, C. A., & Braga, C. Z. F. (1991). Results of a laboratory experiment relating spectral reflectance to total suspended solids. *Remote Sensing of Environment*, 36(1), 67-72.

Novo, E. M. L. M.; Costa, M. P. F.; Noernberg, M. A. Primeiro relatório do Projeto SAREX-92: Tucuruí. São José dos Campos: INPE, 1995. 64 p. IBI: <6qtX3pFwXQZ3r59YD6/GNTsD>. (INPE-5621-RPR/190). Disponível em: <http://mtc-m12.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/iris@1912/2005/07.19.20.33.55/doc/INPE-5621-PRP-190.pdf>

Novo, E. M. L. M.; Shimabukuro, Y. E.; Krug, T. 1998. O Rio Amazonas em mosaico. *Ciência e Cultura (SBPC)*, Rio de Janeiro, v. 24, n.144, p. 59-61.

Novo, E. M. M., Hansom, J. D., & Curran, P. J. (1989a). The effect of sediment type on the relationship between reflectance and suspended sediment concentration. *Remote Sensing*, 10(7), 1283-1289.

Novo, E. M. M., Hansom, J. D., & Curran, P. J. (1989b). The effect of viewing geometry and wavelength on the relationship between reflectance and suspended sediment concentration. *International Journal of Remote Sensing*, 10(8), 1357-1372.

Odermatt, D., Gitelson, A., Brando, V. E., & Schaepman, M. (2012). Review of constituent retrieval in optically deep and complex waters from satellite imagery. *Remote sensing of environment*, 118, 116-126.

Ogashawara, I., Mishra, D. R., Mishra, S., Curtarelli, M. P., & Stech, J. L. (2013). A performance review of reflectance based algorithms for predicting phycocyanin concentrations in inland waters. *Remote Sensing*, 5(10), 4774-4798.

Pires, J. S. R., & Novo, E. M. L. M. (1991). Use of TM/Landsat data to identify silting areas in the Tucuruí reservoir. *Ciência e Cultura*, 43(5), 385-388.

Rudd, J. W., Hecky, R. E., Harris, R., & Kelly, C. A. (1993). Are hydroelectric reservoirs significant sources of greenhouse gases. *Ambio*, 22(4), 246-248.

Sander de Carvalho, L.A. (2016). Bio-optical characterization of Amazon floodplain lakes and evaluation of the retrieval of optically active constituent using remote sensing. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.

Sausen, T. M. (1980). Estudo da dinâmica do alto rio São Francisco e reservatório de três Marias, através de imagens MSS/LANDSAT. São José dos Campos: INPE, 1981. 231 p. 12 mapas anexo.(INPE. Publicação; 2249-TDL/066) (Doctoral dissertation, Tese de Mestrado em Sensoriamento Remoto).

Sippe, S. J., Hamilton, S. K., Melack, J. M., & Novo, E. M. M. (1998). Passive microwave observations of inundation area and the area/stage relation in the Amazon River floodplain. *International Journal of Remote Sensing*, 19(16), 3055-3074.

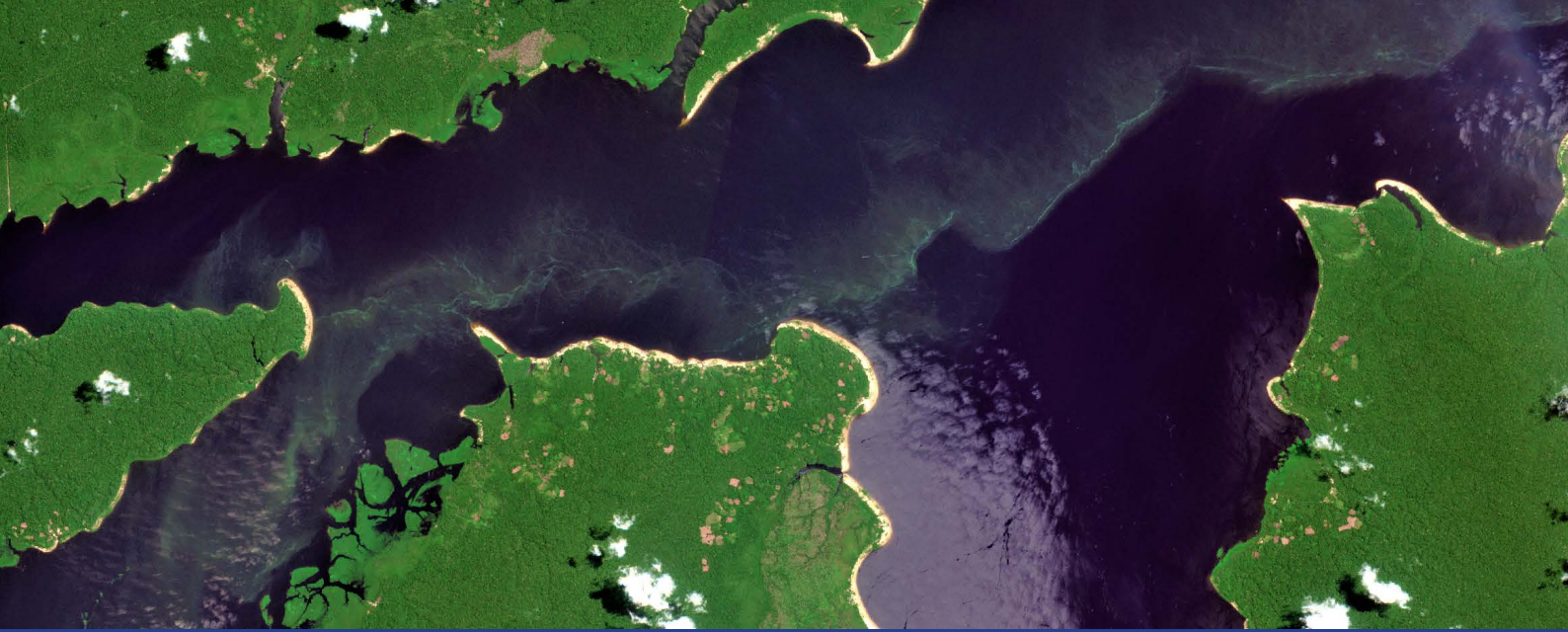
Sternberg, R. (1985). Hydroelectric energy: an agent of change in Amazonia (Northern Brazil). In *Geographical dimensions of energy* (pp. 471-494). Springer, Dordrecht.

Tavares de Lima, I. B., Novo, E. M. L. M., Ballester, M. V. R., & Ometto, J. P. (2000). Role of the macrophyte community in CH<sub>4</sub> production and emission in the tropical reservoir of Tucuruí, Pará State, Brazil. *Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie: Verhandlungen*, 27(3), 1437-1440.

Vasconcelos, C. H., Novo, E. M. L. D. M., & Donalisio, M. R. (2006). Uso do sensoriamento remoto para estudar a influência de alterações ambientais na distribuição da malária na Amazônia brasileira. *Cadernos de Saúde Pública*, 22, 517-526.

Watanabe, F. S. Y. (2016). Parameterization of bio-optical models for estimating chlorophyll-a concentration in a tropical eutrophic reservoir. Tese de doutorado. Universidade Estadual Paulista (UNESP), Faculdade de Ciências e Tecnologia, Presidente Prudente.





## 2 SISTEMAS AQUÁTICOS CONTINENTAIS: DEFINIÇÃO E CARACTERÍSTICAS

Evlyn M. L. M. Novo, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Brasil

---

2.1	Introdução	9
2.2	Recursos hídricos no Brasil	11
2.3	Sistemas aquáticos continentais	13
2.4	Parâmetros de qualidade da água	19
2.5	Conclusão	21

---

### 2.1. INTRODUÇÃO

O objetivo deste capítulo é descrever brevemente que propriedades dos sistemas aquáticos continentais podem ser monitoradas por sensoriamento remoto óptico. No entanto, antes de tratarmos dessa questão, é importante que tais sistemas sejam conceituados e classificados em termos de suas características naturais, suas propriedades e seus processos.

Em primeiro lugar, quando pensamos em um sistema aquático continental, é preciso levar em conta o fato de ele estar contido em uma bacia de drenagem, seja como um sistema de canais de escoamento perene ou temporário, que forma a rede de drenagem, seja como um sistema de reservatórios permanentes ou transitórios em que a água é acumulada naturalmente ou artificialmente na superfície, ou em sub-superfície (água subterrânea). Embora a água possa ser introduzida diretamente em lagos e reservatórios via precipitação, em geral, a entrada de água nos sistemas continentais é mediada pela bacia de drenagem, exceto em casos em que a área da bacia é muito pequena em relação à área do corpo d'água. Em decorrência da mediação da bacia de drenagem no processo de transferência da água para canais, lagos e reservatórios superficiais e subterrâneos, os sistemas aquáticos continentais são suscetíveis às modificações naturais e antropogênicas que nela ocorrem.

Este capítulo tratará apenas dos sistemas aquáticos continentais que compõem as águas superficiais, como os rios, os lagos, as lagoas e os reservatórios. Esses sistemas são formados, em sua maioria, por água doce, definida como aquela cuja concentração de Sólidos Totais Dissolvidos (STD)

é inferior a  $1.000 \text{ mg.L}^{-1}$ . Este capítulo também focará apenas nos sistemas aquáticos de água doce porque o funcionamento dos ecossistemas terrestres e sua biota, e em particular, os seres humanos, dependem de sua disponibilidade para a manutenção da vida. Além disso, se a demanda por recursos hídricos continuar a crescer segundo os paradigmas adotados no século XX, não haverá água para toda a população mundial, aumentando os riscos de migrações em massa e de conflitos relacionados à disputa pela água.

As agendas científicas que elencavam os desafios para o século XXI indicavam que as questões relativas à preservação dos recursos hídricos eram as mais importantes devido ao papel fundamental da água para a manutenção dos serviços ecossistêmicos de suporte à vida no planeta Terra (Myers, 1996; Lubchenco, 1998). A perspectiva apontada por vários autores é que chegará um tempo em que não haverá água para todos, visto que mais da metade da água superficial do planeta já estava sendo usada pela humanidade no fim do século XX (Vitousek et al., 1997), existindo já naquela época cerca de 35 países sofrendo a condição de estresse hídrico. Projeções recentes (Alcamo et al., 2017) indicam que mantida a crescente demanda por água, o número de habitantes vivendo sob condições do chamado severo estresse hídrico (situação em que a razão média anual entre consumo e disponibilidade de água é superior a 0,4) chegará a 4 bilhões de habitantes já em 2025. Os autores reconhecem as incertezas relativas a essas previsões, as quais são derivadas principalmente da falta de dados que permitam a determinação precisa da disponibilidade hídrica em muitas regiões do mundo devido à deficiência das redes básicas para a aquisição de medidas pluviométricas e fluviométricas principalmente na Ásia, África e América Latina.

### Painel 2.1

Embora a água doce seja um recurso renovável, o suprimento global é limitado porque somente a água que é renovada (regenerada) via ciclo hidrológico pode ser usada de forma sustentável. Com o crescimento da população e expansão da fronteira agrícola durante o século XX, o ciclo hidrológico encontra-se no limite de sua capacidade regenerativa. Segundo Gleick (2003) durante o século XX o manejo dos recursos hídricos foi dominado pelo que ele chamou de “hard-path” caracterizado pela brutalidade com que os sistemas aquáticos continentais foram alterados pela construção massiva de infraestrutura tais como grandes barragens, transposição de água entre bacias de drenagem, grandes sistemas centralizados de tratamento e distribuição de água, entre outras soluções. Essa abordagem trouxe grandes benefícios porque diminuiu a incidência de doenças de veiculação hídrica, ampliou o uso de água na agricultura e na indústria e reduziu em grande proporção os riscos de inundações em muitas áreas. Mas trouxe também grandes problemas sociais e ambientais, tais como o deslocamento de grandes contingentes de populações, destruição de patrimônio cultural, destruição de áreas alagáveis e de sua biodiversidade, redução da produtividade pesqueira na foz dos rios alterados pela construção de barragens e pela retirada de água para a irrigação. Apesar de todo esse esforço, a demanda global por uso da água continua crescendo e há entre 2 e 5 milhões de mortes anuais relacionadas à escassez e à degradação da água disponível para consumo humano. A alternativa para o problema da escassez de água é adotar o que ele chama de “soft-path” voltada ao uso sustentável dos recursos hídricos, para o qual torna-se fundamental o monitoramento dos sistemas aquáticos.

**Gleick , P.H. Global freshwater resources: Soft-path solutions for the 21st century. Science, 302 (5650): 1524-1528, 2003.**



## 2.2. RECURSOS HÍDRICOS NO BRASIL

Dentre os nove países mais ricos em água doce no mundo (Brasil, Rússia, USA, Canadá, China, Indonésia, Índia, Colômbia, Peru), o volume médio da descarga do Brasil ( $\text{km}^3/\text{ano}$ ) representa perto de 22 % do volume total descarregado por todos eles no oceano e quase 12 % do volume total de água doce disponível no mundo. Esses dados fazem supor que o Brasil não enfrenta problemas semelhantes aos relatados para o mundo.

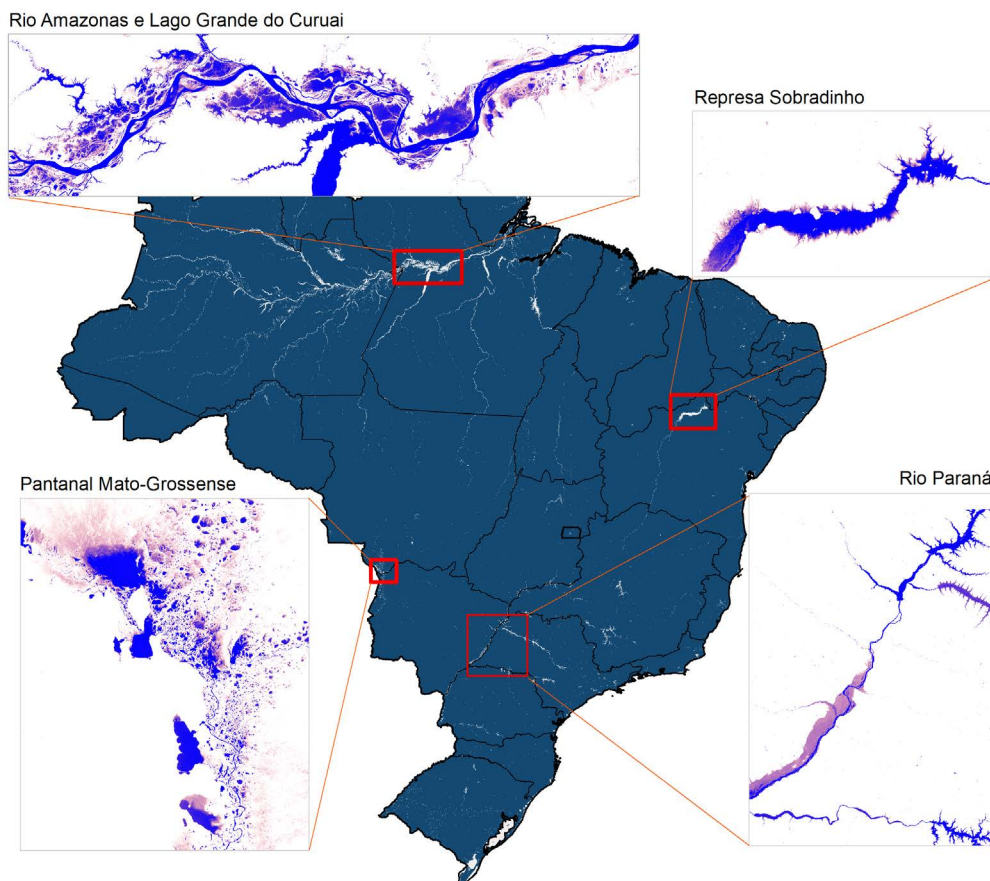
Segundo o relatório de situação dos recursos hídricos do território brasileiro em 2017 (Agência Nacional de Águas, 2017), a disponibilidade hídrica superficial no Brasil encontra-se em torno de  $78.600 \text{ m}^3/\text{s}$ , o que representa cerca de 30% da vazão média de todos os rios. Contudo, a maior parte dessa disponibilidade ( $65.617 \text{ m}^3/\text{s}$ ) corresponde à contribuição da bacia Amazônica e está localizada na região norte do país. Esses dados já demonstram por si só, que apesar da imensa disponibilidade de água para o país como um todo, essa riqueza não é distribuída de forma equitativa pelo território brasileiro. Enquanto a bacia Amazônica detém cerca de 70% da produção hídrica brasileira, a bacia do Paraná, a segunda maior bacia hidrográfica brasileira, conta com apenas 6% dessa produção.

Parte dessa disponibilidade hídrica encontra-se armazenada em aproximadamente 19 mil reservatórios artificiais existentes em 2016, cujo volume, contudo, varia no tempo e no espaço em função de fatores climáticos e econômicos tais como as demandas para a produção de energia e irrigação. Grande parte da água reservada no Brasil se destina à produção de energia elétrica, visto que a matriz energética do país é altamente dependente da hidroeletricidade. A demanda por esses recursos hídricos varia muito no espaço e no tipo de utilização, sendo que cerca de 50% de seu uso é para a irrigação, principalmente nas regiões onde a disponibilidade é bem menor, como é o caso das regiões nordeste e sudeste. Cerca de 70% da demanda hídrica do Brasil, para usos múltiplos, estão concentrados nas regiões sudeste e nordeste, as quais representam em torno de 12 % da disponibilidade hídrica do país.

É da natureza dos sistemas aquáticos continentais apresentarem grande variabilidade no tempo e no espaço no tocante à quantidade e à qualidade da água disponível para consumo humano e para a sustentação ecológica (Acreman e Dunbar, 2004) porque são afetados pelas características geográficas da região em que se inserem (naturais, históricas e socioeconômicas). Em função da localização geográfica, os sistemas aquáticos são submetidos às características climáticas, geológicas, topográficas e de uso e cobertura da terra, e formas de apropriação econômica e social de seus recursos hídricos ao longo de sua história.

Este fato pode ser constatado graças à cobertura contínua oferecida pelos satélites da série Landsat (Pekel et al., 2016), que permitiram a disponibilização de informações sobre a distribuição superficial da água em nível global (<https://global-surface-water.appspot.com/>) entre 1984 e 2015. Com base nesses dados, pode-se observar a permanência da água em diferentes regiões do Brasil (Figura 2.1). O gradiente de cores mostra a frequência com que um dado pixel foi classificado como água a partir dessa série histórica composta por 32 anos de imagens. Quanto mais alta a frequência de ocorrência de água em um dado pixel da imagem, mais próxima a sua cor é do azul, e quanto menor a frequência, mais sua cor se aproxima do roxo.

Quando se compara a planície do rio Amazonas com a planície do rio Paraná, no estado de São Paulo, pode-se verificar o impacto que a construção de barragens teve sobre os lagos de várzea. Enquanto na planície do Amazonas predominam lagos com maior permanência na várzea, na planície do rio Paraná esses lagos praticamente desapareceram sob impacto da construção de inúmeros reservatórios em cascata em seus principais afluentes da margem esquerda (rio Grande, rio Tietê e rio Paranapanema) e em seu alto curso, onde se encontra o reservatório de Ilha Solteira.



**Figura 2.1.** Distribuição dos recursos hídricos superficiais no Brasil. O gradiente de cores indica a frequência de pixels com água (baixa: roxo e alta: azul).

A bacia do Paraná possui aproximadamente 57 reservatórios e tem seu potencial hídrico aproveitado praticamente em seu limite, o que tem ampliado a pressão para a construção de novas barragens na bacia Amazônica. É importante chamar a atenção para as conclusões do estudo de Pekel et al. (2016) que indicam o aumento de corpos d'água em todos os continentes devido à construção de reservatórios nos últimos 32 anos, cujas consequências variam da crescente degradação da qualidade da água e da viabilidade econômica de seus usos múltiplos (Maavara et al. 2015; Van Capellen e Maavara 2016; Mendonça et al. 2017) à perda crescente de sua capacidade de provisão de serviços ecossistêmicos tais como a preservação de biodiversidade aquática (Dugan et al. 2010).

Essa variabilidade espacial das características naturais da bacia de drenagem em que se insere o sistema aquático pode fazer com que a qualidade e a quantidade de água nele existente seja afetada sazonalmente por maior ou menor frequência de precipitações, pela entrada de frentes frias (Tundisi et al. 2004) ou até de modo permanente pelas mudanças de uso e cobertura da terra. Por exemplo, a represa Billings na região metropolitana de São Paulo fornece água para o abastecimento doméstico. No entanto, isso tem sido comprometido devido a sua utilização para o controle de inundação via reversão do rio Pinheiros durante o período chuvoso, o que faz com que receba grande carga de poluentes produzidos em sua bacia. Além disso, a bacia de drenagem da represa Billings, que é considerada uma área de manancial protegida pela legislação ambiental, tem sido ocupada, a cada ano, de forma irregular (Leme et al., 2018).

### 2.3. SISTEMAS AQUÁTICOS CONTINENTAIS

Os sistemas aquáticos podem ser classificados em dois tipos em função da presença ou não de fluxo. Os sistemas **lóticos** são ambientes com água corrente, em constante fluxo, ao passo que os sistemas **lênticos** são sistemas em que a água tem pouco ou nenhum fluxo. Os rios, riachos, córregos são exemplos de sistemas lóticos, cujas velocidades de escoamento podem variar amplamente em função da dimensão da bacia de drenagem, de sua topografia, da ordem e do perfil longitudinal dos canais. Lagos, lagoas, e açudes são exemplos de corpos d'água lênticos, pois tendem a não possuir fluxo direcional. Os reservatórios e alguns dos lagos de várzea representam sistemas de transição entre os lóticos e os lênticos porque se comportam como ambientes lóticos em algumas estações do ano.

A diferenciação entre sistemas lóticos e lênticos é importante porque ela tem implicações para o monitoramento das propriedades biogeoquímicas e físicas da água. Nos sistemas lóticos, os constituintes do corpo d'água em solução e em suspensão são transportados de um local a outro por advecção, ou seja, pelo movimento da água ao longo do canal, por isso os sistemas lóticos se caracterizam pelo pequeno tempo de residência hidráulica, ou seja, uma elevada taxa de renovação da água. Esse tempo de residência é dado pela razão entre o volume de água estocada e a variação desse volume em um dado intervalo de tempo. Os rios grandes que fluem a velocidades da ordem de km/dia possuem tempo de residência médio de 20 dias, ou seja, leva em média 20 dias para que toda a água de uma dada seção seja totalmente renovada.

Nos sistemas lênticos, embora os processos advectivos possam ocorrer, eles são mais raros e limitados no tempo e no espaço, e o transporte de componentes da água se dá geralmente por processos convectivos e de dispersão que resultam de mistura na coluna d'água. Nos sistemas lênticos, os processos de difusão molecular também são favorecidos pelo maior tempo de permanência de contaminantes no sistema, visto que se caracterizam por elevado tempo de residência hidráulica. Reservatórios hidrelétricos como da UHE Balbina podem ter o tempo de residência hidráulica de até 14 meses (Sullivan e Reynolds, 2008), ou seja, leva em média mais de um ano para que a água contida no reservatório seja totalmente renovada. Essas diferenças no tempo de residência hidráulica são importantes para a definição da frequência de monitoramento necessária para acompanhar as mudanças nas propriedades biogeoquímicas e físicas dos sistemas aquáticos. Como os rios possuem pequeno tempo de residência hidráulica, suas propriedades podem se modificar mais rapidamente e exigir maior frequência de revisita dos satélites de sensoriamento remoto disponíveis. A Tabela 2.1 resume a classificação dos sistemas aquáticos em função das propriedades hidrodinâmicas, e a Figura 2.2 ilustra esses processos.

**Tabela 2.1.** Classificação hidrodinâmica dos sistemas aquáticos.

Tipo de sistema aquático	Classificação	Características
Lago	Lêntico	Corpo de água em geral profundo, sem conexões fluviais, com elevado tempo de residência, com baixa concentração de íons dissolvidos.
Lagoa	Lêntico	Corpo de água raso, em geral temporário, com tempo de residência menor do que os dos lagos, e com elevado teor de íons dissolvidos. Pode ser temporariamente conectado a sistemas fluviais.
Rios	Lótico	Corpo de água com escoamento natural constante ou intermitente.
Reservatórios/açudes	Transição	Os reservatórios podem ser considerados sistemas lênticos em determinadas épocas do ano a depender do tipo (acumulação ou regulação), do tipo de manejo requerido por seus usos múltiplos, visto que tem o regime de escoamento controlado em função do balanço entre a disponibilidade e a demanda hídrica da bacia.

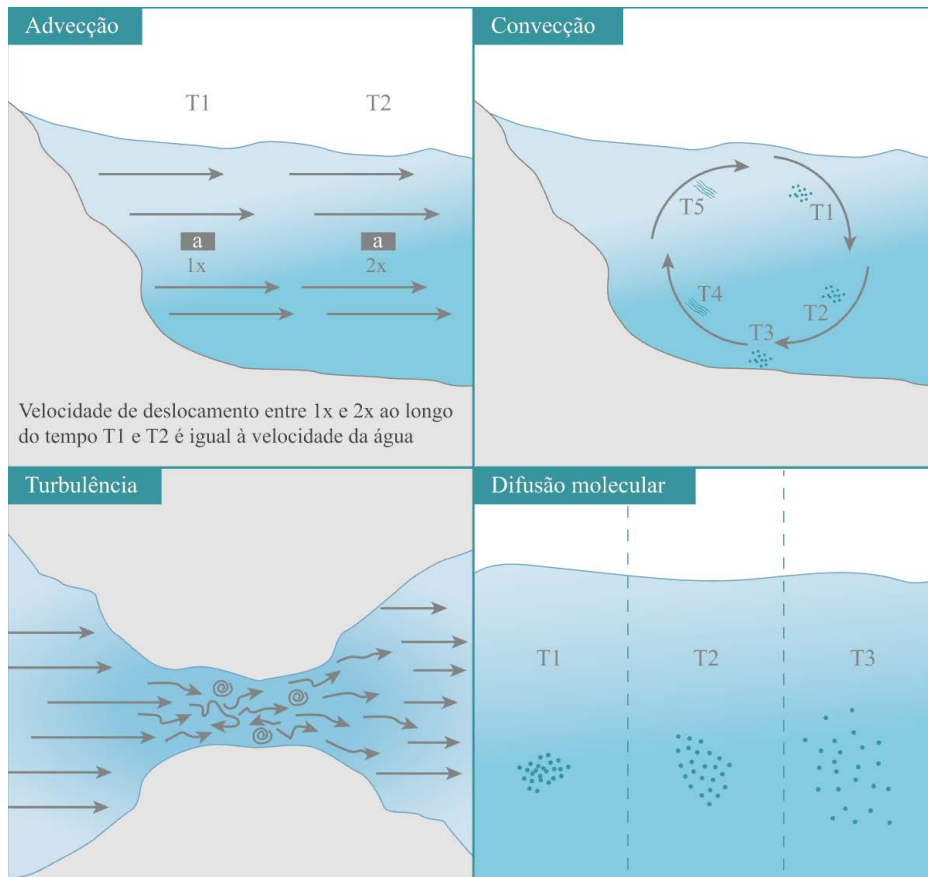


Figura 2.2. Processos de transporte em sistemas aquáticos interiores

### Processos de transporte em sistemas aquáticos interiores

Painel 2.2

Uma característica fundamental é que a água em rios, lagos, açudes ou reservatórios está em constante movimento transportando material particulado e dissolvido. Esse movimento da água resulta de processos físicos de transporte que têm grande influência sobre as propriedades físicas, químicas e biológicas dos sistemas aquáticos interiores. Os mais importantes processos de transporte são:

**Advecção:** transporte causado pelo movimento direcional da água típico de rios e córregos, mas pode ocorrer em lagos e reservatórios pelo efeito do cisalhamento do vento na interface entre o ar e a superfície da água. A velocidade de transporte dos constituintes da água equivale à velocidade média do fluxo.

**Convecção:** transporte causado pelo movimento vertical da água decorrente de diferenças de densidade ao longo da coluna de água.

**Turbulência:** transporte causado pelo movimento helicoidal e rápido da água formando redemoinhos na superfície.

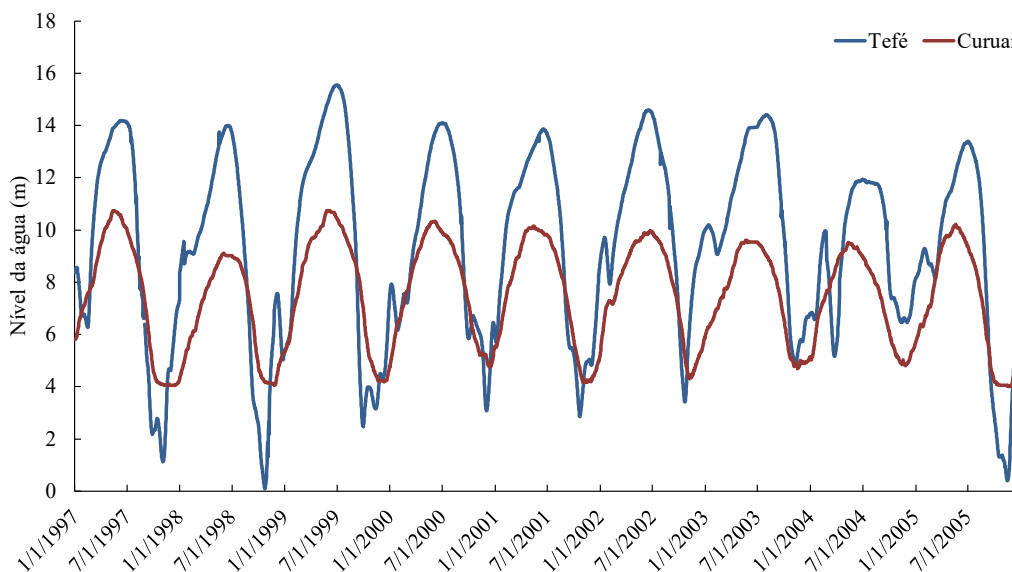
**Difusão molecular:** transporte causado pelo gradiente de concentração de um dado composto pelo movimento aleatório de moléculas sem que ocorra transporte da própria água. As substâncias são difundidas pelo sistema aquáticos independentemente da velocidade do fluxo as regiões de alta concentração para as regiões de baixa concentração.

O tempo de residência hidráulica dos sistemas aquáticos depende do seu regime hidrológico, o qual, por sua vez, é determinado pelas características geológicas, topográficas e climáticas da bacia de drenagem. Entre os fatores climáticos, a precipitação é uma das variáveis mais importantes do balanço hidrológico da bacia – o escoamento superficial aumenta o fluxo de água no sistema e pode alterar a composição físico-química na coluna d'água com o aporte de sedimentos. Por isso, é importante conhecer o regime de precipitação das bacias de drenagem em que se inserem os sistemas aquáticos a serem estudados via sensoriamento remoto.

O regime hidrológico de um dado sistema aquático pode ser representado pela variação do seu nível de água ao longo de um ano hidrológico, o qual é representado por um hidrograma, também chamado de hidrógrafa. A análise do hidrograma fornece informações importantes sobre a variabilidade das propriedades biogeoquímicas do ambiente aquático, tendo em vista que a variação do nível da água regula variáveis geométricas dos lagos e dos rios, tais como tamanho, forma e profundidade.

Em geral, a magnitude da variação do nível da água (amplitude entre os mínimos e os máximos) aumenta com o tamanho da bacia hidrográfica dada as mesmas características climáticas. Ao longo do rio Solimões/Amazonas, por exemplo, a amplitude média entre as cotas mínimas e máximas, ao longo de um ano hidrológico, pode variar entre 15 metros em Tefé, no médio curso e 6 metros em Curuai, próximo a Óbidos, no baixo curso (Figura 2.3).

Vários aspectos interessantes podem ser identificados ao analisar o hidrograma do Solimões/Amazonas. i) Os mínimos e os máximos são mais extremos na estação fluviométrica de Tefé, à montante, do que na estação de Curuai, à jusante. Como o nível da água está associado ao maior ou ao menor alcance da água do rio em relação ao interior da planície e seus lagos, essa diferença de amplitude dos níveis de mínima e máxima permite supor que na região à montante há maior probabilidade de se encontrarem lagos que secam ou se tornam extremamente rasos durante os períodos de água baixa (seca). Esse fato tem implicações para o monitoramento desses sistemas por meio do sensoriamento remoto e no planejamento de missões de aquisição de dados para a calibração de algoritmos. ii) A amplitude entre mínimos e máximos está também associada à capacidade de transporte dos rios que



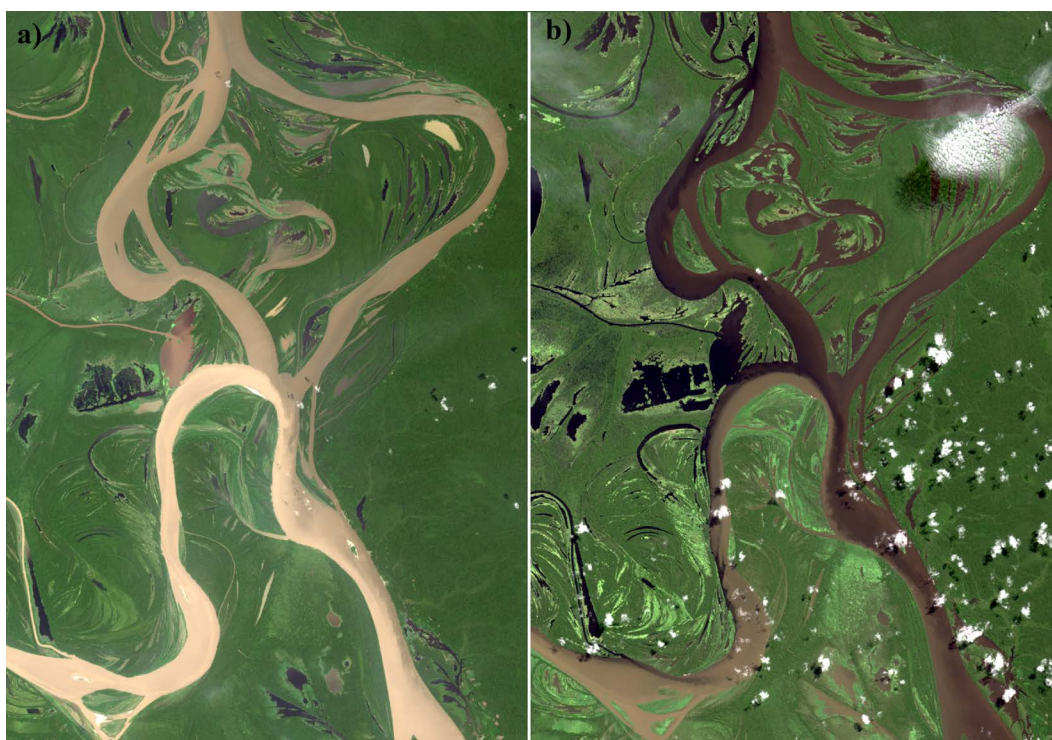
**Figura 2.3.** Variação do nível da água em duas estações fluviométricas localizadas em posições distintas ao longo do perfil longitudinal do rio Solimões/Amazonas. Fonte: Agência Nacional de Águas.



se conectam aos lagos ou que alimentam reservatórios e, portanto, no maior ou menor aporte de constituintes ao longo do tempo. A análise da hidrógrafa é importante para o planejamento da duração das missões de campo. Em fases em que a taxa de variação do nível de água é muito alta, os sistemas aquáticos podem apresentar modificações intensas em suas propriedades óticas em pequeno intervalo de tempo, sendo necessário ajustar o tempo de coleta à dinâmica do ambiente.

A Figura 2.4 exemplifica as diferenças sazonais na composição da água na região da confluência do rio paraná do Aranapu e do rio Japurá, à montante de Tefé. O chamado paraná do Anarupu é um canal que conecta o rio Solimões e o Rio Japurá. Esse canal está à montante da confluência entre o rio Solimões e o rio Japurá. Dezembro é o período de enchente, quando o volume do Solimões é suficiente para exportar água para o Japurá por meio do paraná do Anarupu. Com isso, o rio Japurá, à jusante dessa confluência, tem composição e propriedades óticas bem semelhantes as do Anarupu. Em junho, o nível do Solimões é mínimo, e nesse caso, as propriedades da água do Japurá são totalmente distintas porque cessa a exportação de água. Portanto, conhecer essa dinâmica hidrológica é fundamental para o planejamento de missões de calibração/validação dos modelos de sensoriamento remoto, além de compreender o funcionamento do próprio ambiente.

A frequência de variação do nível da água com o tempo e a amplitude com que essa variação se dá também são características importantes dos sistemas aquáticos, pois permitem avaliar a previsibilidade do comportamento biogeoquímico do sistema (Figura 2.5). Sistemas aquáticos que apresentam frequências regulares de variação no tempo são mais previsíveis do que aqueles cuja frequência tem seu ritmo de variação alterado aleatoriamente ao longo do tempo (ex.: fatores climáticos afetam a sua dinâmica). As aplicações de sensoriamento remoto podem ser condicionadas pelas características de magnitude, frequência e ritmo da hidrógrafa porque estas interferem não apenas na frequência de



**Figura 2.4.** Confluência do rio paraná do Aranapu e rio Japurá na região oeste da Amazônia: a) Dezembro de 2014 e b) Junho de 2015. A sazonalidade do nível d'água se reflete na composição da água e na mistura de água desses dois rios.



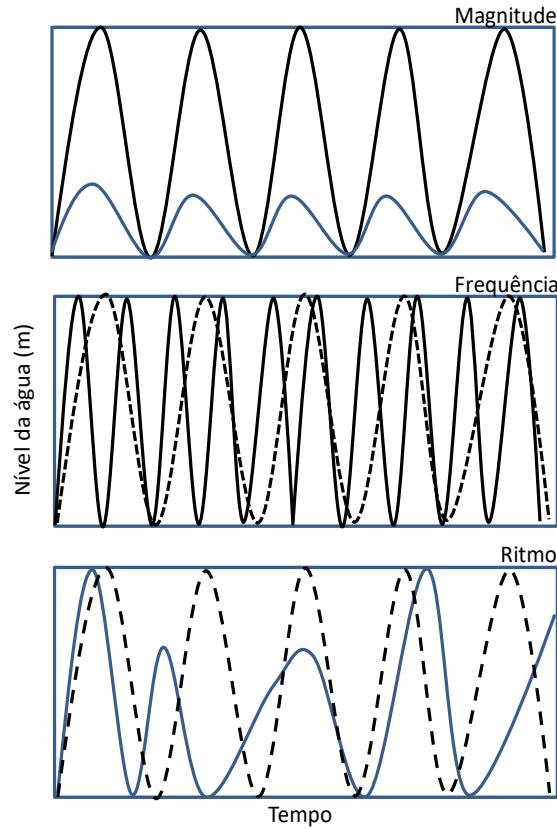


Figura 2.5. Características do regime hidrológico do sistema aquático.

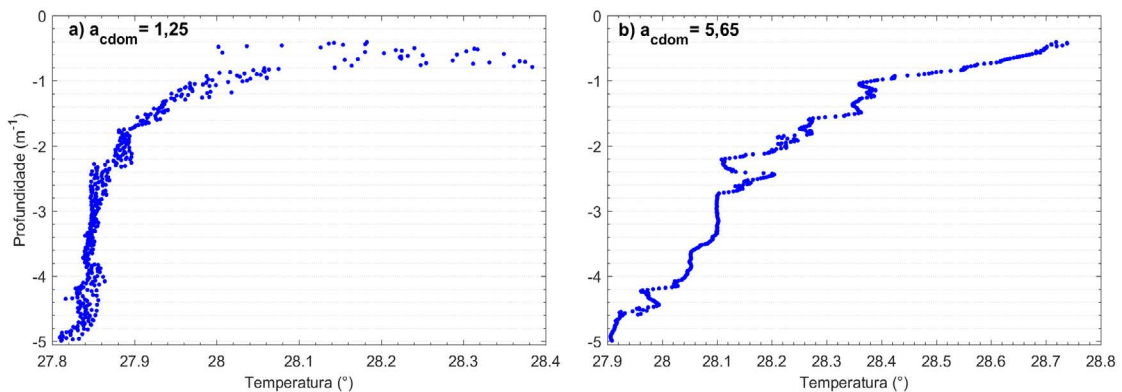


Figura 2.6. Gradiente de temperatura em relação a profundidade e em função da absorção pela matéria orgânica dissolvida colorida.

aquisição necessária para monitorar o sistema, como também na complexidade dos algoritmos que precisam ser desenvolvidos para seu monitoramento.

É importante, portanto, quando há interesse em desenvolver um sistema de monitoramento de sistemas aquáticos por sensoriamento remoto, conhecer, a priori, algumas das características naturais (uso e cobertura da terra, clima, geologia, topografia) de sua bacia, seu regime hidrológico e suas dimensões (largura, comprimento, profundidade, forma e padrão). Outra característica importante é que tais ambientes estão sujeitos a gradientes verticais, muitas vezes acentuados, em suas propriedades físicas e biogeoquímicas. A Figura 2.6 mostra o gradiente de temperatura no lago Mamirauá em duas condições de absorção pela matéria orgânica dissolvida colorida. Esses gradientes de tempera-

tura controlam os processos de mistura dentro dos sistemas aquáticos e têm implicações no tocante à representatividade do sinal medido pelo satélite em relação à totalidade da coluna de água. Numa condição de baixa absorção pela matéria orgânica dissolvida colorida em 440 nm ( $a_{440} = 1,25/m$ ), a temperatura de superfície decresce rapidamente no primeiro metro da coluna de água, mantendo-se quase constante a partir de dois metros de profundidade. Com o aumento da absorção em 440 nm, o decaimento da temperatura com a profundidade torna-se gradual.

Os sistemas aquáticos também possuem gradientes horizontais (transversais e paralelos à direção de escoamento, no caso dos rios, e transversais e paralelos em relação à direção de maior extensão do lago ou reservatório). A dimensão dos lagos interfere na interação entre a água e o vento. Quanto maior é a extensão do lago na direção preferencial do vento, maior será o efeito do vento sobre a estrutura térmica do lago e sobre a rugosidade de sua superfície, aspectos que podem afetar a representatividade das informações extraídas de imagens de sensoriamento remoto.

Nos lagos esses gradientes criam regiões distintas, caracterizadas por diferentes propriedades físicas e biogeoquímicas (Painel 2.3). Esses padrões espaciais e verticais existentes nos sistemas aquáticos têm implicações no planejamento de missões para a calibração de modelos para estimar propriedades biogeoquímicas da água e devem ser levados em conta na definição do número e localização das amostras (Figura 2.7).

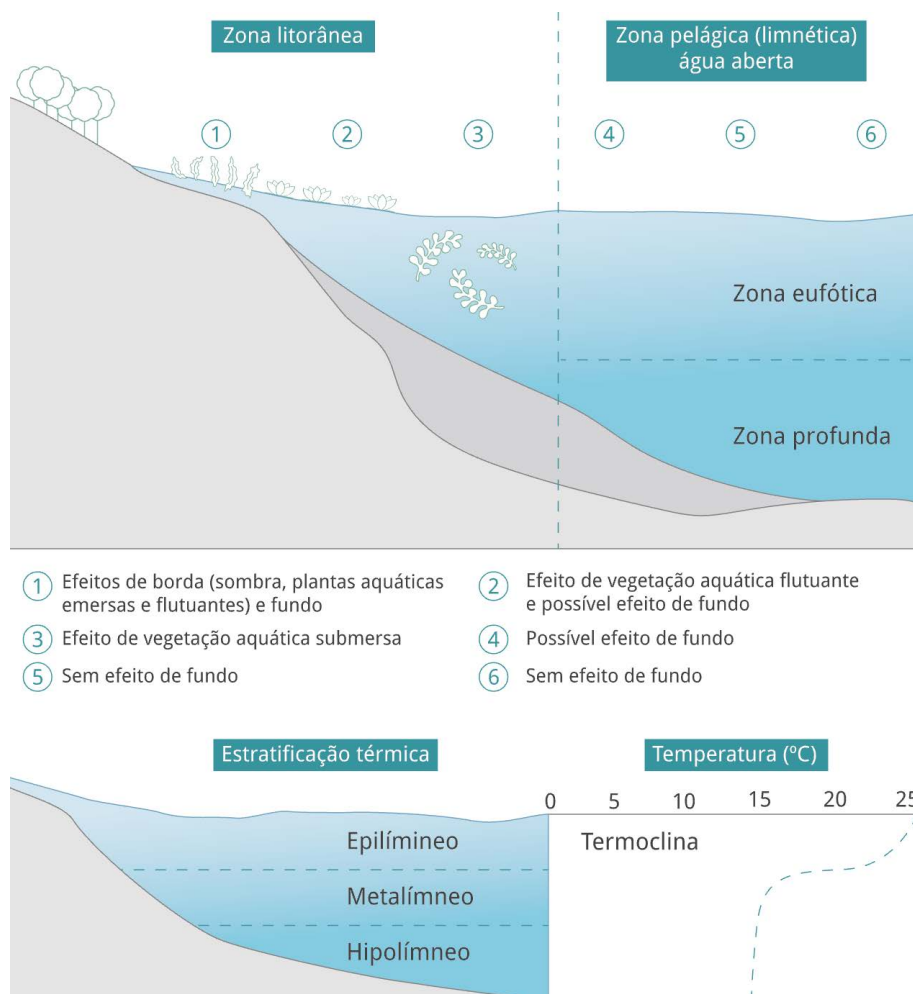


Figura 2.7. Gradientes horizontais e verticais de sistemas aquáticos continentais.

**Região Pelágica:** Região profunda do lago, com água aberta (sem vegetação flutuante), dividida em profundidade em região eufótica, pelágica e profunda onde a luz é menor que 1 % da encontrada em sua superfície.

**Região Litorânea:** Região rasa do lago cujo substrato (fundo) pode ficar emersa em algumas fases do ano hidrológico. Região em que a superfície e a coluna d' água são ocupadas por vegetação aquática emersa e submersa.

## 2.4. PARÂMETROS DE QUALIDADE DA ÁGUA

A qualidade da água depende das características dos ambientes (naturais e antrópicos) em que se origina, circula e é armazenada. A avaliação da qualidade da água é feita a partir de medidas realizadas em amostras coletadas nos diferentes corpos d'água. Essas medidas permitem quantificar as propriedades físicas, químicas e biológicas do corpo d'água num determinado instante e num determinado local. Como a qualidade da água varia ao longo do tempo e do espaço existem diferentes tipos de medidas ou indicadores de qualidade de água em função do seu uso (consumo humano, irrigação, recreação, produção de energia, entre outros).

No Brasil, a Agência Nacional de Águas (ANA), em consonância com o Ministério do Meio Ambiente (MMA), tem por finalidade cumprir a Lei das Águas do Brasil (Lei nº 9.433, de 1997), no que concerne à regulação do acesso e do uso dos recursos hídricos de domínio da União (rios federais) e serviços públicos de irrigação e adução de água bruta (sem tratamento). A ANA também é responsável por monitorar a situação dos recursos hídricos do Brasil, com o apoio dos estados, para garantir sua disponibilidade para os diferentes usos e prevenir conflitos. Como anteriormente mencionado, o monitoramento da qualidade é atribuição das unidades federativas (estados) dentro de suas fronteiras.

São Paulo foi um dos primeiros estados a implantar um sistema de monitoramento da qualidade da água por meio da Companhia Ambiental do Estado de São Paulo (CETESB). A CETESB monitora a qualidade das águas superficiais no estado de São Paulo desde 1974 com o objetivo de fazer o diagnóstico das águas superficiais em termos de sua conformidade com a legislação ambiental. Ao longo do tempo, esse monitoramento permite avaliar a evolução da qualidade em face de políticas públicas, identificar áreas prioritárias para ações de controle de poluição, entre outras ações relativas ao uso sustentável dos recursos hídricos.

Para atender a esses objetivos, a CETESB ampliou sua rede básica de monitoramento ao longo de quase meio século de operação. A companhia passou de 47, em 1974, para cerca de 450 pontos amostrados bimestralmente em 2015 (CETESB, 2017). Ela conta, também, com uma rede de monitoramento da balneabilidade de rios e reservatórios do estado, que é composta por 30 pontos que são amostrados semanalmente ou mensalmente.

A rede básica da CETESB faz a determinação de aproximadamente 60 variáveis de qualidade da água (físicas, químicas, hidrobiológicas, microbiológicas e ecotoxicológicas). Dentre essas variáveis, três propriedades físicas (sólidos totais, turbidez e transparência) são passíveis de serem monitoradas por sensoriamento remoto, uma propriedade química (carbono orgânico dissolvido) tem potencial para ser monitorada por sensoriamento remoto e uma propriedade biológica (clorofila-a) é passível de ser monitorada por sensoriamento remoto.

A partir dessas medidas, a CETESB gera índices tais como o Índice de Qualidade das Águas (IQA), que é composto por variáveis indicativas do lançamento de efluentes sanitários para o corpo

d'água fornecendo uma visão geral sobre as condições de qualidade sanitária das águas superficiais; o Índice de Qualidade das Águas Brutas para Fins de Abastecimento Público (IAP) que incluía além das variáveis do IQA, aquelas que indicam a presença de substâncias tóxicas e organolépticas da água; o Índice de Qualidade das Águas para Proteção da Vida Aquática (IVA), que inclui variáveis essenciais à vida aquática (Oxigênio Dissolvido, pH, nível de toxicidade e grau de trofia) e; o Índice do Estado Trófico (IET), que avalia a qualidade da água quanto ao enriquecimento por nutrientes e seu efeito relacionado ao crescimento excessivo das algas e cianobactérias, entre outros.

A análise dos índices pela CETESB e de como são gerados permite identificar a importância de algumas variáveis de sensoriamento remoto na sua composição, como a turbidez, a concentração de sólidos totais e o crescimento excessivo de algas. O painel 2.4 ilustra as variáveis passíveis de serem monitoradas por sensoriamento remoto, pois essas interagem com a REM e alteram as propriedades ópticas da coluna d'água. Existem vários fatores que controlam as propriedades ópticas e influenciam nessas variáveis, como exemplificado na Figura 2.8. Os processos de interação que permitem associar as propriedade ópticas dos sistemas aquáticos a seus constituintes, e os métodos que permitem extrair informações sobre a qualidade de imagens de satélite serão explicados nos próximos capítulos.

Painel 2.4

*Variáveis passíveis de serem monitoradas por sensoriamento remoto*

**Concentração de clorofila-a (Chl-a, unid.:  $\mu\text{g/L}$ ):** i) indicador da biomassa fitoplanctônica, ii) estado trófico dos sistemas, e disponibilidade de nutrientes no sistema aquático.

**Concentração de ciano-ficocianina (CPC) e ciano-ficoeritrina (unid.:  $\mu\text{g/L}$ ):** i) Indicador da presença de cianobactérias e ii) de elevada biomassa comuns em florações tóxicas.

**Absorção pela matéria orgânica dissolvida colorida (CDOM440, unid.:  $\text{m}^{-1}$ ):** É a fração da matéria orgânica dissolvida presente na coluna da água que interage com a radiação eletromagnética e pode ser medida opticamente. Em alguns sistemas aquáticos pode ser usada como indicador da matéria orgânica e do carbono orgânico do ambiente.

**Concentração do total de material em suspensão (TSM, unid.:  $\text{mg/L}$ ):** i) indicador que inclui tanto material particulado orgânico quanto inorgânico (non-algal pigmented particulate matter – NAP; matéria orgânica não algal particulada) e é importante na avaliação da qualidade da água para consumo humano. ii) A quantidade de sedimento em suspensão na água também pode ser um indicador da disponibilidade de luz na coluna de água e do transporte de nutrientes adsorvido ao material particulado. É importante salientar que a relação entre TSM e profundidade de

penetração de luz na coluna d'água depende do tipo e distribuição de partículas e precisa ser estabelecida empiricamente (Davies-Colley and Smith, 2001).

**Atenuação difusa (vertical) da luz na água (Kd, unid.:  $\text{m}^{-1}$ ):** i) Indicador das características do campo de luz sub-aquático que permitem avaliar as limitações ao processo de fotossíntese, ii) taxas de produção primária e iii) composição de espécies e iv) outras respostas ecossistêmicas.

**Transparência do disco de Secchi (unid.: m):** i) indicador do efeito conjunto do coeficiente de atenuação da água (c) e do coeficiente de atenuação difusa (vertical) da água (K) associado à claridade da água (Preisendorfer, 1986). Preisendorfer (1986) demonstraram que a profundidade do disco de Secchi é inversamente proporcional à soma do coeficiente de atenuação (c) e do coeficiente de atenuação difusa (K).

**Turbidez (unid.: NTU):** i) indicador da maior ou menor presença de partículas orgânicas ou inorgânicas em suspensão na coluna da água.

**Limite da zona eufótica (Zeu, unid.: m):** i) Indicador da profundidade da coluna d'água acima da qual existe radiação suficiente para a fotossíntese (400 a 700 nm).



Figura 2.8. Fatores que controlam as propriedades ópticas dos sistemas.

## 2.5. CONCLUSÃO

Este capítulo descreveu as características dos sistemas aquáticos continentais que podem condicionar as aplicações de sensoriamento remoto ao estudo e monitoramento de suas propriedades. Para a aplicação virtuosa de métodos de sensoriamento remoto ao estudo de sistemas aquáticos continentais é fundamental que sejam reunidas informações básicas sobre o ambiente a ser estudado, que permitam caracterizar seu clima, a topografia da região em que se encontra inserido, seu regime hidrológico, uso e cobertura da terra de sua bacia de drenagem, entre outros. Muitas dessas informações estão disponíveis seja como produtos de sensoriamento remoto (modelos digitais), seja em bases de dados nacionais (<http://www.inmet.gov.br/portal/>; <http://www.snirh.gov.br/hidroweb/>; <http://www3.ana.gov.br/>; <https://portaldemapas.ibge.gov.br/>) e internacionais (<https://daac.ornl.gov/>; [https://www.worldwildlife.org/pages/global-lakes-and-wetlands-database](https://www.worldwildlife.org/pages/global-lakes-and-wetlands-database;); <http://wldb.ilec.or.jp/>) e devem ser consultadas como suporte à seleção dos sensores mais adequados, ao planejamento de missões para a aquisição de dados *in situ* para calibração e validação de algoritmos.

## REFERÊNCIAS

- Agência Nacional de Águas (2017) Águas no Brasil. < <http://www3.ana.gov.br/porta/ANA/aguas-no-brasil>>
- Alcamo, J., Henrichs, T., & Rösch, T. (2017). World water in 2025: Global modeling and scenario analysis for the world commission on water for the 21st century.
- Acreman, M. C., & Dunbar, M. J. (2004). Defining environmental river flow requirements? *A review. Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 8(5), 861-876.
- CETESB (Companhia Estadual de Tecnologia e Saneamento Ambiental) (2017) Qualidade das águas interiores no Estado de São Paulo. [https://cetesb.sp.gov.br/aguas-interiores/wp-content/uploads/sites/12/2013/11/Cetesb\\_QualidadeAguasInteriores\\_2016\\_corre%C3%A7%C3%A3o02-11.pdf](https://cetesb.sp.gov.br/aguas-interiores/wp-content/uploads/sites/12/2013/11/Cetesb_QualidadeAguasInteriores_2016_corre%C3%A7%C3%A3o02-11.pdf)
- Davies-Colley, R. J., & Smith, D. G. (2001). Turbidity, Suspended Sediment and water clarity: a review.. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 37(5), 1085-1101.
- Dugan, P. J., Barlow, C., Agostinho, A. A., Baran, E., Cada, G. F., Chen, D., ... & Marmulla, G. (2010). Fish migration, dams, and loss of ecosystem services in the Mekong basin. *Ambio*, 39(4), 344-348.
- Gleick, P. H. (2003). Global freshwater resources: soft-path solutions for the 21st century. *Science*, 302(5650), 1524-1528.
- Leme, E., Silva, E. P., Rodrigues, P. S., Silva, I. R., Martins, M. F., Bondan, E. F., ... & Kirsten, T. B. (2018). Billings reservoir water used for human consumption presents microbiological contaminants and induces both behavior impairments and astrogliosis in zebrafish. *Ecotoxicology and environmental safety*, 161, 364-373.
- Lubchenco, J. (1998). Entering the century of the environment: a new social contract for science. *Science*, 279(5350), 491-497.
- Maavara, T., Parsons, C. T., Ridenour, C., Stojanovic, S., Dürr, H. H., Powley, H. R., & Van Cappellen, P. (2015). Global phosphorus retention by river damming. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112(51), 15603-15608.
- Mendonça, R., Müller, R. A., Clow, D., Verpoorter, C., Raymond, P., Tranvik, L. J., & Sobek, S. (2017). Organic carbon burial in global lakes and reservoirs. *Nature communications*, 8(1), 1694.
- Myers, C. (1996). Water conservation: A metered approach. *World water and environmental engineering*, 19(4), 40.
- Pekel, J. F., Cottam, A., Gorelick, N., & Belward, A. S. (2016). High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes. *Nature*, 540(7633), 418.
- O'Sullivan, P., & Reynolds, C. S. (Eds.). (2008). *The lakes handbook: lake restoration and rehabilitation*. John Wiley & Sons.
- Preisendorfer, R. W. (1986). Secchi disk science: Visual optics of natural waters 1. *Limnology and oceanography*, 31(5), 909-926.
- Tundisi, J. G., Matsumura-Tundisi, T., Arantes Junior, J. D., Tundisi, J. E. M., Manzini, N. F., & Ducrot, R. (2004). The response of Carlos Botelho (Lobo, Broa) reservoir to the passage of cold fronts as reflected by physical, chemical, and biological variables. *Brazilian Journal of Biology*, 64(1), 177-186.
- Tundisi, J. G., Tundisi, T. M., & Jorgensen, S. E. (2012). *Handbook of inland aquatic ecosystem management*. CRC Press.
- Van Cappellen, P., & Maavara, T. (2016). Rivers in the Anthropocene: global scale modifications of riverine nutrient fluxes by damming. *Ecohydrology & Hydrobiology*, 16(2), 106-111.
- Vitousek, P. M., Mooney, H. A., Lubchenco, J., & Melillo, J. M. (1997). Human domination of Earth's ecosystems. *Science*, 277(5325), 494-499.





## 3 PRINCÍPIOS FÍSICOS DO SENSORIAMENTO REMOTO AQUÁTICO

Cláudio C. F. Barbosa, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Brasil

---

3.1	Introdução	24
3.2	O que é Luz?	27
	3.2.1 Campo de luz	29
3.3	Grandezas radiométricas	30
3.4	Interação da luz com meio aquático	35
	3.4.1 Processo de absorção	35
	3.4.2 Processo de espalhamento	36
3.5	Propriedades ópticas inerentes	38
3.6	Propriedades ópticas aparentes	41
	3.6.1 Reflectâncias	41
	3.6.2 Coeficientes de atenuação difuso	42
	3.6.3 Cossenos médios	43
3.7	Componentes opticamente ativos nos sistemas aquáticos	44
	3.7.1 Água pura e suas propriedades ópticas inerentes	44
	3.7.2 Matéria orgânica dissolvida e suas prop. ópticas inerentes	45
	3.7.3 Particulado total e suas propriedades ópticas inerentes	47
	3.7.3.1 Partículas não algais (NAP)	48
	3.7.3.2 Organismos clorofilados microscópicos e suas prop. ópticas	49
3.8	A equação de transferência radiativa	51
3.9	Conclusão	52

---

### 3.1. INTRODUÇÃO

Um dos objetivos do sensoriamento remoto, aplicado a ambientes aquáticos, é determinar a concentração e mapear a variabilidade espacial de alguns parâmetros de qualidade de água, como clorofila, sólidos em suspensão e matéria orgânica dissolvida. Esses parâmetros são úteis para a determinação das condições biofísicas e do estado trófico de sistemas aquáticos. Devido às propriedades de interação da água com a luz (radiação eletromagnética), o sensoriamento remoto em ambientes aquáticos, denominado de sensoriamento da cor da água, utiliza principalmente sensores passivos, tendo a radiação solar como fonte de radiação e a região do espectro eletromagnético entre 400 e 900 nm como faixa mais adequada para as aplicações. A cor da água natural é uma característica óptica resultante dos processos de interação da luz solar com a água e seus constituintes, e que por isso contém informação espectral relativa à composição da coluna de água. As variações de cor são determinadas pela concentração e composição das partículas e das substâncias dissolvidas que absorvem e espalham a radiação solar direta e difusa do céu que penetra na água. A Figura 3.1 ilustra exemplos de cor da água registrada por sensores remotos orbitais. Um dos desafios na interpretação das cores da água é identificar e extrair a radiação emergente da coluna d'água, dado que o sinal registrado pelos sensores orbitais é fortemente afetado pela atmosfera e pela reflexão especular na superfície da água. Além disso, a modelagem dos constituintes, a partir dessa informação radiométrica, não é uma tarefa trivial, especialmente em ambientes opticamente complexos, como é o caso de águas interiores.

As técnicas para a extração de informação de ambientes aquáticos por sensoriamento remoto são diferentes daquelas aplicadas em alvos terrestres. Por exemplo, de forma genérica, pode-se considerar a radiação refletida por alvos terrestres como um evento bidimensional de espalhamento simples, enquanto que, para alvos aquáticos, onde a radiação penetra e se propaga na coluna d'água, o evento



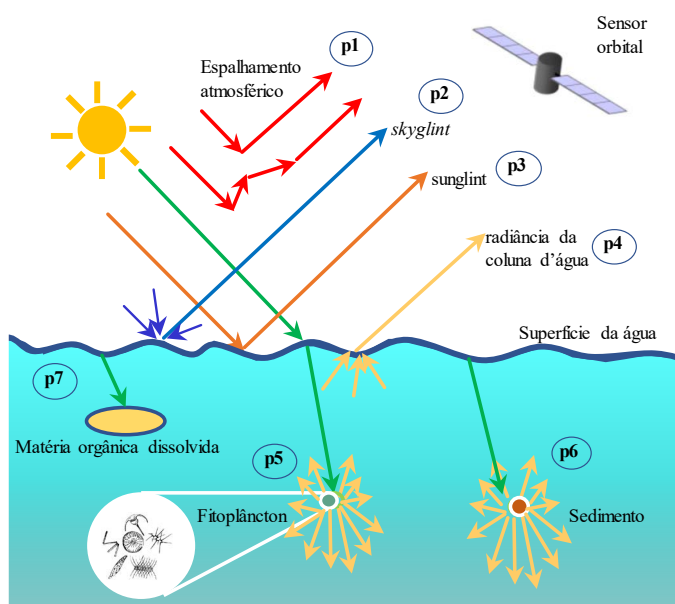
*Figura 3.1. Exemplos de imagens de cor da água registradas sensores remotos orbitais a bordo de satélites.*



é inerentemente tridimensional, pois envolve espalhamento múltiplo de diferentes ordens em todas as direções dentro do corpo d'água.

A Figura 3.2 ilustra de forma sucinta a trajetória percorrida pela luz solar quando esta se propaga e atinge os alvos aquáticos, antes de retornar na direção do sensor orbital. Conforme ilustrado na Figura 3.2, o feixe de luz se propaga pela atmosfera e atinge a superfície da água, onde uma parte dele é refletida pela superfície e a outra parte penetra na água. Essa fração da luz que penetra na água, após interagir com a coluna d'água, retorna à superfície e, eventualmente, propaga-se na direção do sensor orbital. Ao longo dessa trajetória, a luz é submetida a processos de atenuação devido à interação dos fótons com a atmosfera, com a superfície da água, com a coluna d'água e novamente com a atmosfera, antes de atingir o sensor. Portanto, a radiação solar está sob forte influência de fatores externos, antes de ser registrada por algum sensor.

Os processos de atenuação na atmosfera, antes e após interagirem com o corpo d'água, são processos perturbadores, pois além de não conterem informações sobre as massas d'água, interferem nas informações oriundas da coluna d'água. Os métodos de remoção ou redução desses efeitos perturbadores estão descritos na seção 4 do Capítulo 6, que trata sobre correção atmosférica de imagens. Os processos de interação/atenuação que ocorrem na superfície da água (Figura 3.2), ou seja, reflexão especular da luz solar direta (p3 - sunglint) ou da luz difusa do céu (p2-skyglint), também não resultam em informação sobre a composição da água. O tratamento desses efeitos é discutido na seção sobre remoção da reflexão especular na superfície da água do Capítulo 5. Já a radiação emergente do corpo d'água, resultante da interação da luz com o meio aquático, transporta as informações sobre a composição das massas de água (Figura 3.2). É essa radiação que permite, a partir de técnicas de sensoriamento remoto, fazer a conexão entre os constituintes da água e o sinal registrado por um sensor remoto



**Figura 3.2.** Trajetória da luz entre fonte (sol), alvo (corpo d'água) e sensor orbital. (1) processo de espalhamento atmosférico, (2) processo de reflexão especular da luz difusa do céu, (3) processo de reflexão especular da luz solar direta, (4) radiação emergente da coluna d'água, (5) processo de espalhamento e absorção da luz por fitoplâncton, (6) processo de espalhamento da luz por sedimentos, (7) processo de absorção da luz por matéria orgânica dissolvida.

orbital, aerotransportado ou de campo. Então, para entender essa conexão e extrair informações sobre os sistemas aquáticos, é necessário entender e quantificar os processos de interação da luz na coluna d'água.

Os conceitos fundamentais para o estudo quantitativo das interações da luz com corpos d'água são estabelecidos pela óptica hidrológica, ramo da física que trata dos processos de propagação da luz na água, utilizando como arcabouço físico e matemático a teoria de transferência radiativa (TTR). A radiometria é a ciência de medição da radiação eletromagnética. Ela é a base para estudos de transferência radiativa em águas naturais (Mobley, 1994). A Figura 3.3 apresenta, de forma sintética, os relacionamentos entre os principais conceitos da óptica hidrológica. Note que a teoria de transferência radiativa, representada pela equação de transferência radiativa, é a estrutura matemática que liga as propriedades ópticas inerentes e as condições ambientais de um sistema aquático com as grandezas radiométricas do campo de luz e as propriedades ópticas aparentes do corpo d'água.

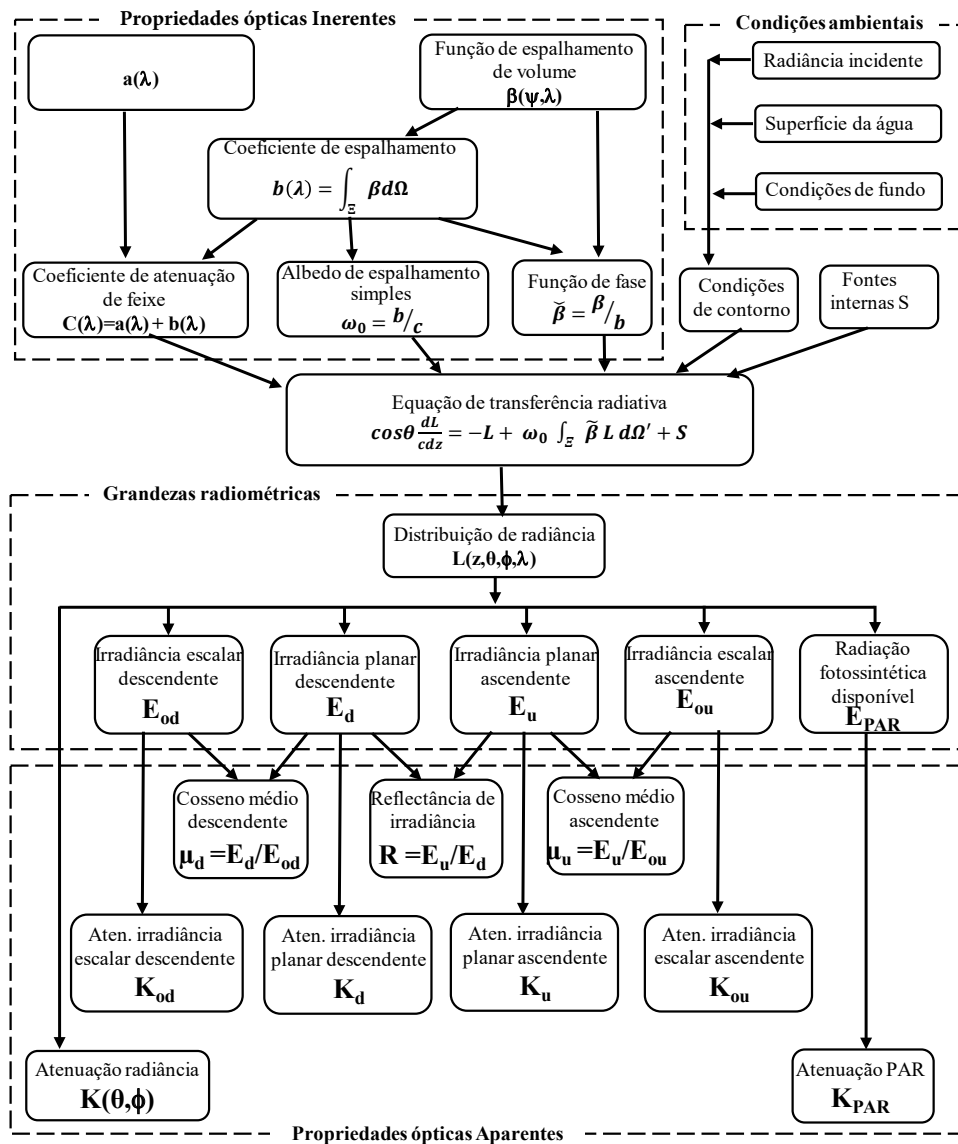


Figura 3.3. Relacionamento entre os principais conceitos e grandezas usualmente utilizadas na óptica hidrológica. Fonte: adaptado de Mobley (1994).

Este capítulo descreve os principais conceitos da óptica hidrológica aplicados no estudo de ambientes aquáticos por sensoriamento remoto óptico. Na seção 3.2, faz-se uma revisão conceitual do que é a luz e de suas propriedades quando tratada como pacotes de energia e como ondas eletromagnéticas. Esses conceitos são fundamentais para entender os processos de interação da luz com o meio aquático. Na seção 3.3, revisa-se o conceito de campo de luz e na seção 3.4 descreve-se as principais grandezas radiométricas utilizadas para medir e descrever quantitativamente o campo de luz. É a partir de medidas das alterações, que as massas d'água causam no campo de luz, que técnicas de sensoriamento remoto extraem informações sobre a composição e a concentração dos constituintes nos corpos d'água. A seção 3.5 trata da descrição dos processos de interação que ocorrem quando a luz propaga no meio aquático. É a partir da definição de atributos que quantificam esses processos que se pode descrever e caracterizar quantitativamente as propriedades óticas inerentes do meio aquático, descritas na seção 3.6. A conexão das propriedades óticas inerentes de águas naturais, com o campo de luz propagado nessas águas, é feita a partir de um conjunto de propriedades óticas aparentes, apresentadas na seção 3.7. Essas propriedades quantificam e descrevem as mudanças causadas no campo de luz devido à sua interação com o meio aquático e permitem estabelecer a conexão entre essas mudanças e os constituintes biológicos, químicos e geológicos da água natural.

### 3.2. O QUE É LUZ?

A interpretação dos dados adquiridos por sensoriamento remoto no estudo e monitoramento de ambientes aquáticos é fundamentada na compreensão da interação da radiação eletromagnética (REM) com os corpos d'água. Essa fundamentação se baseia na descrição detalhada da REM e dos processos que ocorrem durante a sua propagação no meio aquático. A REM é resultado da emissão de energia eletromagnética (EE) por qualquer corpo que esteja com a temperatura acima de zero absoluto (0 Kelvin). No contexto do sensoriamento remoto de ambientes aquáticos, a fundamentação baseia-se nos conceitos da óptica hidrológica, que é o ramo da óptica que trata do comportamento da luz no meio aquático.

O termo luz refere-se a EE na região do espectro eletromagnético entre 380 e 700 nanômetros ( $10^{-9}$  metros) (Wandel, 1995). Essa região espectral é comumente referenciada como luz, por ser a região onde o olho humano é sensível. Para o entendimento do que é a luz e de suas propriedades, a física moderna recorre a duas perspectivas: uma quântica e outra ondulatória. Na perspectiva quântica, a luz é concebida como unidades indivisíveis de energia (pacote de energia), denominados de quanta ou fótons, enquanto na perspectiva ondulatória é concebida como ondas eletromagnéticas resultantes da oscilação de partículas polarizadas, que, ao se propagarem, geram campos elétrico e magnético (Figura 3.4). Nas duas concepções, a velocidade de propagação da luz ( $c$ ) no vácuo é de  $3 \times 10^8$  m s<sup>-1</sup>.

Na perspectiva ondulatória, a luz é caracterizada pela distância entre dois pontos de mesma intensidade do campo elétrico ou magnético durante sua propagação. Essa distância, denominada de comprimento de onda da luz, varia em função da frequência de oscilação dos campos elétrico e magnético. Já sob a perspectiva de pacotes de energia, cada fóton é caracterizado como tendo uma quantidade específica de energia  $\xi$ , que tem associado a ele uma frequência  $\nu$ , que o confere propriedades ondulatórias, conforme a equação abaixo:

$$\xi = h\nu = \frac{hc}{\lambda} \quad (3.1)$$

Onde  $h$  é a constante de *Planck*, cujo valor é  $6,625 \cdot 10^{-34}$  joules segundo (J s);  $\nu$  é a frequência relacionada com o comprimento de onda  $\lambda$  dado pela relação  $\nu = c/\lambda$ , em que  $c$  é a velocidade da luz no meio onde



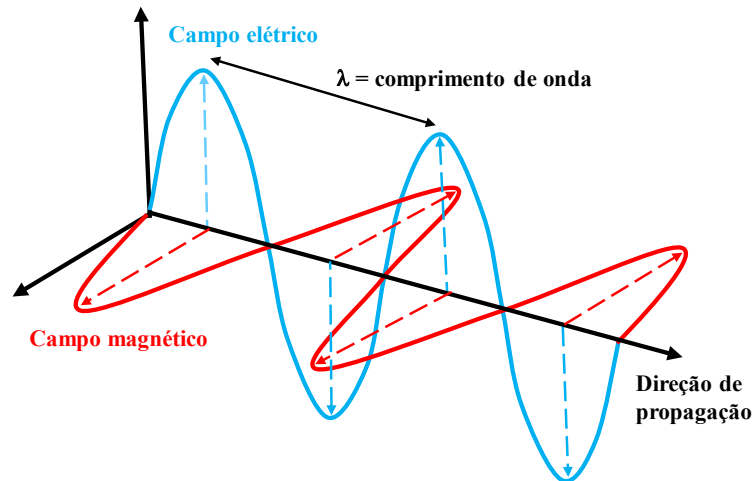


Figura 3.4. Representação da luz quando conceitualizada com campos elétrico e magnético.

a luz está se propagando. Desde que  $c$  é constante em um determinado meio, quanto maior o comprimento de onda, menor a frequência e, conseqüentemente, menor a energia do fóton que está oscilando naquela frequência.

O espectro de radiação eletromagnética é comumente representado a partir das radiações gama de alta energia (altíssimas frequências) até radiações de ondas de rádio, que são de baixa energia. No contexto do sensoriamento remoto da água, trabalha-se com REM na região do visível (400 – 700 nm) e infravermelho próximo (até ~900 nm).

A radiação solar é a principal fonte natural de energia eletromagnética utilizada pelo sensoriamento remoto óptico. A Figura 3.5 mostra o espectro de distribuição da energia emitida pelo sol que atinge o topo da atmosfera (cinza escuro), e ao nível do mar, em cinza claro. Como se pode observar, a maior intensidade de EE que atinge a superfície terrestre encontra-se na região entre 400 e 700 nanômetros ( $1 \times 10^{-9}$  metros). Coincidentemente, o processo químico mais importante que acontece na superfície da terra, a fotossíntese, utiliza a radiação solar dessa faixa espectral.

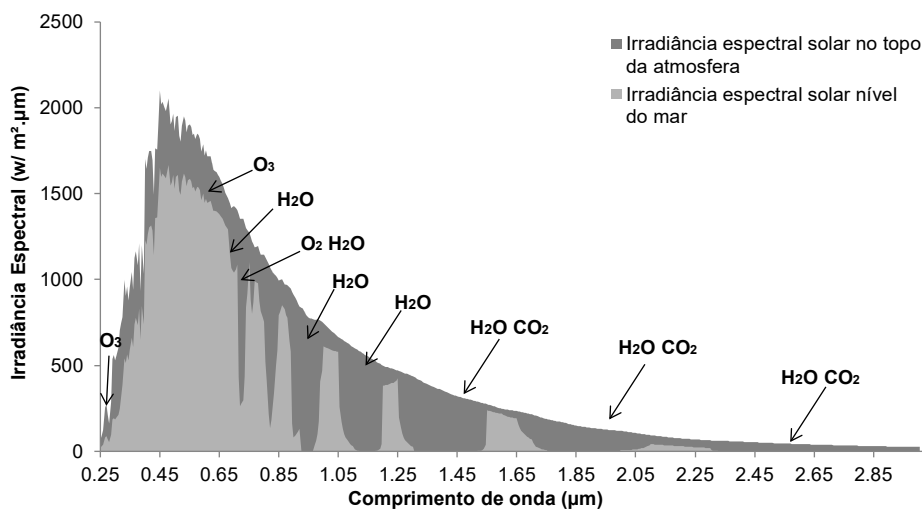
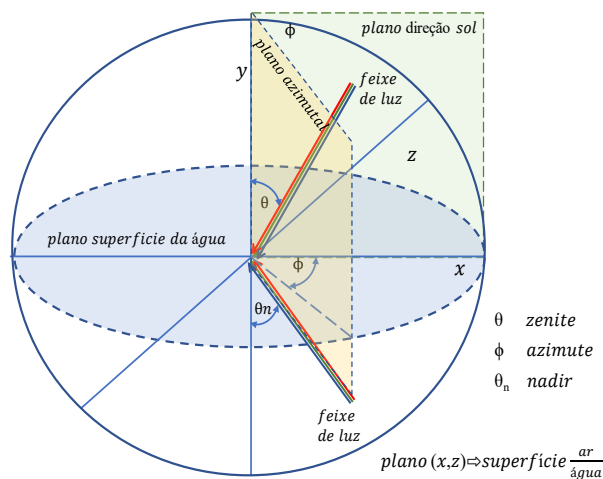


Figura 3.5. Espectro da radiação solar no topo da atmosfera (cinza escuro) e ao nível do mar (cinza claro). A absorção específica dos principais gases é também ilustrada na figura.

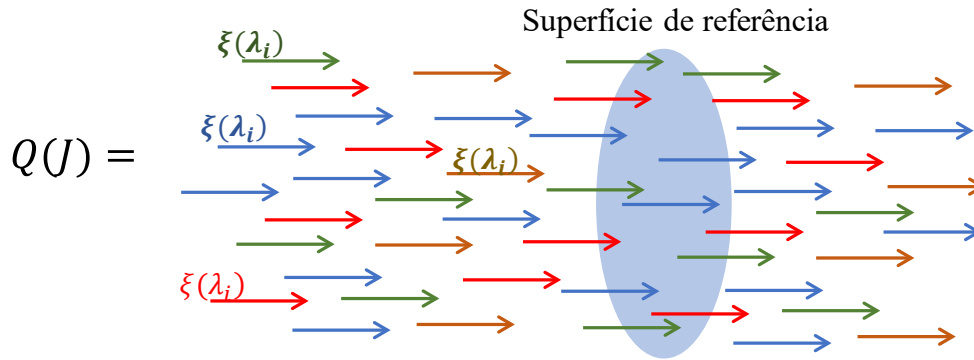
### 3.2.1. Campo de luz

O termo campo de luz refere-se a um conjunto de fótons ou radiação eletromagnética propagando dentro de um certo meio. No contexto deste capítulo, o meio será o aquático. Essa propagação pode ser isotrópica, quando se propaga igualmente em todas as direções, ou anisotrópica, quando ocorre alguma direção preferencial de propagação. Ao se propagar, o campo é submetido a alterações devido à sua interação com a coluna d'água. Para que se possa fazer uma conexão entre as mudanças que ocorrem no campo de luz e os constituintes presente no corpo d'água, é necessário quantificar essas mudanças por meio de medidas de alguns atributos do campo de luz. As definições desses atributos no contexto da óptica hidrológica estão descritas em Mobley (1994) e Kirk (2011). Uma revisão sucinta desses atributos é apresentada na próxima seção deste capítulo. O arcabouço físico e matemático que possibilita estudar/simular essas alterações em um determinado meio físico, e consequentemente estudar a interação do campo luz com o meio, é a equação de transferência radiativa (ETR). A ETR necessita como dado de entrada uma descrição da distribuição espacial do campo de luz em todas as direções (descrição da estrutura angular e espacial do campo de luz). Mobley (1994) denomina essa junção da radiação com uma estrutura espacial (geometria euclidiana) do campo de luz de radiometria geométrica.

A radiometria geométrica aplicada ao estudo do campo de luz, tanto à coluna d'água quanto à interface ar/água ou atmosfera, utiliza normalmente o sistema de coordenadas polar para definir as direções de propagação da luz. Ou seja, as direções são expressas em termos dos ângulos zenital e azimutal, em que o ângulo zenital  $\theta$  (Figura 3.6) é o ângulo entre o feixe de luz e uma linha vertical a um plano horizontal passando por ponto de referência. No exemplo da Figura 3.6, esse plano é representado pela superfície da água e a linha vertical é o eixo y. O ângulo azimutal  $\phi$  é o ângulo entre um plano vertical passando pelo feixe de luz incidente (plano azimutal na Figura 3.6) e um plano na vertical passando pela fonte de luz. No exemplo da Figura 3.6, esses dois planos verticais estão representados pelo plano azimutal e plano direção do sol.



**Figura 3.6.** Ângulos para definição de direções dentro de um campo de luz. O plano vertical  $xy$  é um plano na direção do sol e o plano horizontal representa a superfície da água. A figura mostra também dois feixes de luz, um descendente e outro ascendente, ambos num mesmo plano vertical com ângulo azimutal  $\phi$ , em relação à posição do sol. O feixe descendente tem ângulo zênite  $\theta$  e o ascendente tem ângulo nadir  $\theta_n$ , que é equivalente ao ângulo zênite  $180 - \theta_n$ .



**Figura 3.7.** Campo de luz formado por fótons de diferentes comprimentos de onda ( $\lambda$ ). Cada cor representa fótons de diferente quantidade de energia  $\xi(\lambda)$ . Setas azuis representam fótons da região espectral do azul, com maior energia. Setas vermelhas representam fótons da região espectral do vermelho, com menor energia. O círculo representa o referencial onde está sendo feita a medida. Esse círculo pode ser a superfície do detector de medida de energia radiante.

### 3.3. GRANDEZAS RADIOMÉTRICAS

A radiometria define uma série de variáveis ou grandezas radiométricas para um campo de radiação. Essas grandezas ou atributos são medidos e utilizados para uma descrição quantitativa e precisa da transferência radiativa em águas naturais. As principais grandezas radiométricas de interesse da óptica hidrológica são a energia radiante, o fluxo radiante, a irradiância e a radiância.

A **energia radiante** ( $Q$ , em Joule (J)) é a quantidade de energia transportada por um campo de radiação (Zibordi, 2007). Dado que cada fóton é um pacote com uma certa quantidade de energia, a energia total que está se propagando ( $Q$ ), composta por fótons de diferentes comprimentos de onda, é a soma da energia de todos os fótons que passam por um certo referencial em um certo período de tempo  $\Delta t$ . (Figura 3.7 e Equação 3.2)

$$Q = \sum_{i=1}^n N_i \xi(\lambda_i) \quad (3.2)$$

Em que  $N_i$  é o número de fótons no comprimento de onda  $\lambda$ ,  $\xi(\lambda_i)$  é a energia do fóton de comprimento de onda, conforme descrito na Equação 3.1. Vale ressaltar que  $\sum N_i$  é o total de fótons que passa pelo referencial em um certo período de tempo.

A grandeza **fluxo radiante** ou potência radiante ( $\Phi(\lambda)$ , em  $J.s^{-1}$  ou Watts (W)), é taxa de fluxo de energia radiante que passa por um ponto ou seção transversal de referência por unidade de tempo  $t$ :

$$\Phi(\lambda) = \frac{\Delta Q(\lambda)}{\Delta t} = \frac{dQ(\lambda)}{dt} \quad (3.3)$$

Em que  $\Delta Q$  ou  $dQ$  é fração de energia radiante que passa pelo ponto de referência e  $\Delta t$  ou  $dt$  é a unidade de tempo em segundo. Na Figura 3.7,  $\Phi(\lambda)$  é a quantidade de energia radiante que passa pela superfície de referência (Sr) por segundo.

Outra grandeza radiométrica importante para caracterizar um campo de luz é a **irradiância planar** ( $E(\lambda)$ ). O conceito de irradiância surge da necessidade de se medir o fluxo interceptado pela seção de uma superfície (Figura 3.8), como a seção de um detector de radiação. Nesse contexto, irradiância é definida como a densidade ou taxa do fluxo radiante interceptado por unidade de área ( $dA$ ) (Equação 3.4). A irradiância tem unidade de Watts por metro quadrado ( $W.m^{-2}$ ).

$$E_d(\lambda) = \frac{d\Phi(\lambda)}{dA} \quad [W \text{ m}^{-2}] \quad (3.4)$$

A **radiância** ( $L$ ) é um atributo do campo de luz fundamental na formulação da óptica hidrológica, pois possibilita quantificar e descrever a propagação da luz no espaço tridimensional. Existem dois conceitos importantes para entender a radiância: ângulo sólido e intensidade radiante.

O setor de uma circunferência delimitada por dois raios (Figura 3.9a) define um ângulo plano  $\theta$  como a razão do comprimento do arco  $l$  pelo raio  $r$ . O ângulo sólido é uma extensão do ângulo plano. O setor de uma esfera delimitado por um conjunto de direções que determinam uma área  $A$  na superfície da esfera (Figura 3.9b) define um ângulo sólido  $\Omega$  como a razão da área  $A$  pelo raio  $r$  ao quadrado, cuja unidade é esferorradiano.

Já a **intensidade radiante** ( $I$ ) é uma medida do fluxo radiante por unidade de ângulo sólido em uma certa direção (Bukata et al., 1995). Imagine uma fonte de radiação pontual, localizada no centro de uma esfera de raio  $r$ , emitindo radialmente em todas as direções (Figura 3.10a). Considere também

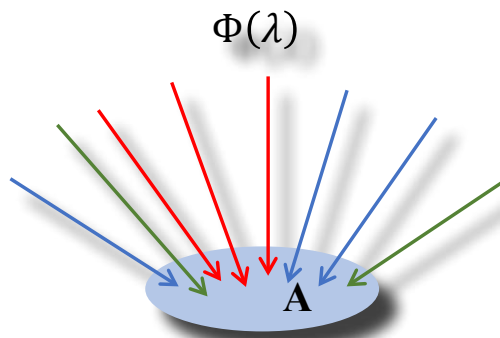


Figura 3.8. Fluxo radiante de um campo de luz incidindo sobre uma superfície de referência.

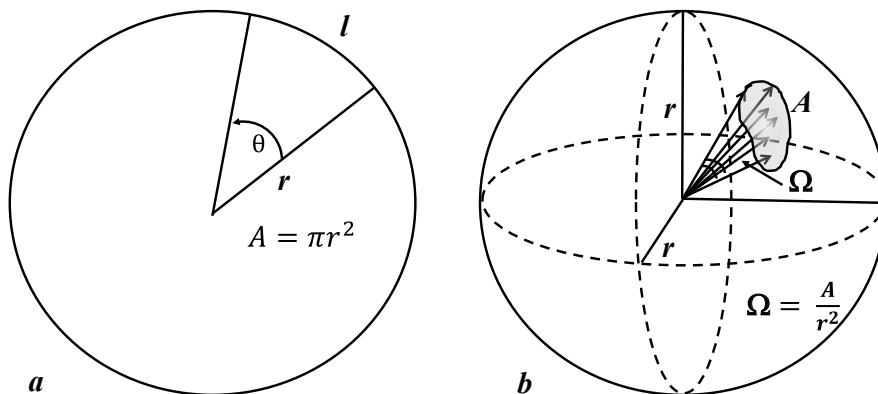
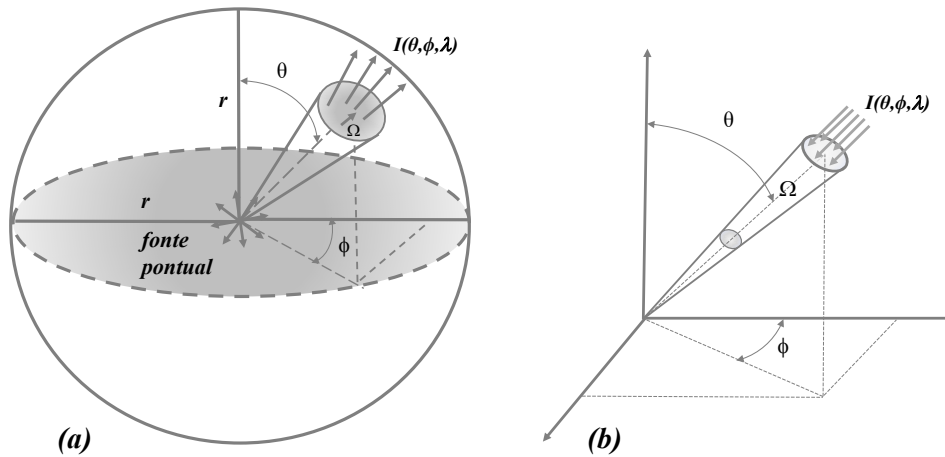


Figura 3.9. Geometria associada a definição de ângulo plano  $\theta$  e de ângulo sólido  $\Omega$ . Adaptado de Mobley (1994)



**Figura 3.10.** Esquema ilustrativo da intensidade radiante  $I$  no ângulo sólido  $\Omega$  na direção do ângulo zenital  $\theta$  e azimutal  $\phi$ . (a) radiação emergindo de uma fonte pontual. (b) radiação em um ponto do espaço ou incidindo num ponto de um alvo.

um cone que subtende um ângulo sólido  $\Omega$  e com seu vértice na fonte de radiação (Figura 3.10a). A partir dessa configuração, define-se intensidade radiante  $I(\theta, \phi, \lambda)$  na direção  $(\theta, \phi)$  como o fluxo ou a potência radiante por unidade de ângulo sólido  $\Omega$ :

$$I(\theta, \phi, \lambda) = \frac{d\Phi(\lambda)}{d\Omega} \quad (3.5)$$

A intensidade radiante pode também ser usada para descrever a radiação em um ponto no espaço ou incidente em um ponto de um alvo Figura 3.10b.

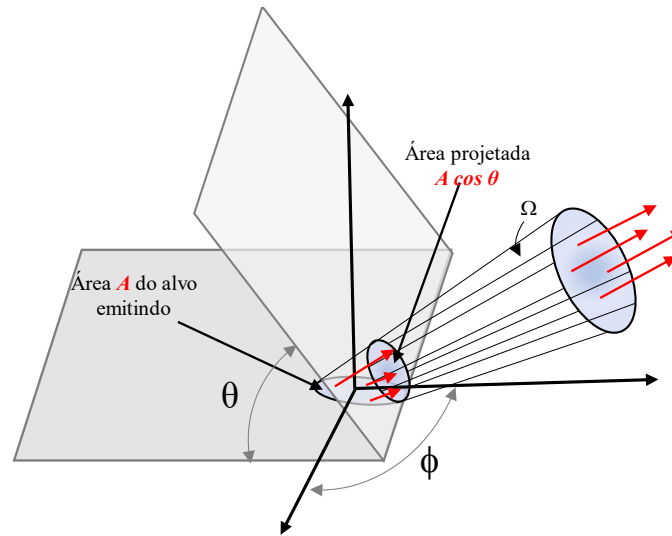
O conceito de intensidade radiante está associado à medida do fluxo radiante por unidade de ângulo sólido, proveniente de uma fonte pontual ou incidente num ponto de um alvo. O conceito de radiância surge da necessidade de medir o fluxo proveniente de ou incidente sobre um alvo com uma certa área. A radiância  $L(\theta, \phi, \lambda)$  de um alvo na direção  $(\theta, \phi)$  é definida como o fluxo radiante  $\Phi(\lambda)$  por unidade de ângulo sólido  $\Omega$  por unidade de área  $A$  perpendicular à direção do ao fluxo (equação 3.6). Ou seja, a radiância é a intensidade radiante por unidade de área perpendicular ao fluxo incidente ou emitido.

$$L(\theta, \phi) = \frac{\Delta\Phi(\lambda)}{\Delta\Omega \Delta A \cos \theta} \quad (3.6)$$

A partir da equação 3.6, a estrutura direcional do campo de luz pode ser expressa em termos da variação da radiância  $L$  usando os ângulos zenital  $\theta$  e azimutal  $\phi$  e tem unidade de Watts por metros quadrados por esferorradiano ( $W \times m^{-2} \times sr^{-1}$ ). A importância da radiância como grandeza radiométrica fundamental é porque todas as demais grandezas podem ser derivadas a partir dela. Além disso, é a grandeza medida pela maioria dos sensores orbitais.

A definição de outras grandezas radiométricas, listada na Figura 3.3, pode ser encontrada em Mobley (1994), Kirk (2011) e Novo (2008). Existem equipamentos comerciais para medidas de radiância e irradiancias *in situ*. No Capítulo 4, esses equipamentos são apresentados com uma descrição da configuração utilizada para as medidas simultâneas de diferentes tipos de grandezas.





**Figura 3.11.** Esquema da definição conceitual da grandeza radiométrica radiância.

Conforme mencionado anteriormente, as inferências por sensoriamento remoto óptico sobre constituintes presentes na água são feitas a partir das mudanças que as massas d'água causam no campo de luz solar, que ao incidir e penetrar na superfície da água, propaga na coluna d'água e eventualmente uma fração retorna e emerge da superfície (Figura 3.2-p4). É essa fração da radiação incidente, alterada pela coluna d'água, que quando registrada por sensores remotos permite inferir sobre a composição e as concentrações dos constituintes da água. Para parametrizar, calibrar e validar, tanto algoritmos de estimativas dos constituintes da água como algoritmos de correção atmosférica das imagens, medidas específicas de radiância e irradiância são feitas *in situ*, antes e após a luz solar interagir com a coluna d'água. Vale ressaltar que algumas medidas precisam ser feitas concomitantes com a passagem do satélite. As principais medidas *in situ* recomendadas por protocolos de estudo da cor da água são:

**i) Irradiância incidente na superfície da água,  $E_s(\lambda)$ :** Trata-se da irradiância planar formada pela radiação solar direta e difusa do céu.  $E_s(\lambda)$  carrega a informação da composição espectral e da intensidade da irradiância incidente no instante das demais medidas radiométricas.  $E_s(\lambda)$  é utilizada na determinação da reflectância de sensoriamento remoto  $R_{rs}(\lambda)$  e do coeficiente de atenuação difuso  $K_d(\lambda)$  na coluna d'água. Esses dois parâmetros estão descritos na seção 7 deste capítulo. A medida de  $E_s(\lambda)$  (Figura 3.12) é feita por um coletor cosseno (descrito no Capítulo 4), posicionado acima da água.

**ii) Radiância ascendente da superfície da água,  $L_T(\theta, \phi, \lambda)$ :** Trata-se da radiância total medida por um sensor espectral de radiância na posição  $(\theta, \phi)$  acima da superfície da água (Figura 3.12).  $L_T(\theta, \phi, \lambda)$  é formado pela radiância emergente da coluna d'água  $L_w(\theta, \phi, \lambda)$  mais a radiância especular refletida pela superfície da água  $L_{rs}(\theta, \phi, \lambda)$  (radiação que atingiu a superfície, mas não penetrou na água). A variável radiométrica de interesse na ótica hidrológica é  $L_w(\theta, \phi, \lambda)$ , pois é ela que carrega a informação das mudanças causadas no campo de luz pela coluna d'água. Entretanto, não é possível medi-la diretamente. Sua obtenção é feita removendo  $L_{rs}(\theta, \phi, \lambda)$  da medida de  $L_T(\theta, \phi, \lambda)$ , a partir de métodos empíricos e analíticos (Mobley, 2015; Lee et al., 2010; Mobley, 1999).  $L_w(\theta, \phi, \lambda)$  é utilizada na determinação da  $R_{rs}(\lambda)$ .

**iii) Radiância do céu,  $L_{sky}(\theta', \phi', \lambda)$ :** Trata-se da radiação solar, que após ser espalhada pelos constituintes atmosféricos, propaga-se em direção à superfície da água. Parte dessa radiação penetra na água e uma parte da que é refletida pela superfície vai na direção do sensor que mede  $L_T(\theta, \phi, \lambda)$  contribuindo assim para a fração  $L_{rs}(\theta, \phi, \lambda)$  de  $L_T(\theta, \phi, \lambda)$ . Conforme ilustrado na Figura 3.12, o sensor

que mede  $L_{sky}(\theta', \phi', \lambda)$  fica apontado para o céu no mesmo plano azimutal do sensor que mede  $L_T(\theta, \phi, \lambda)$  mas com 90 graus de diferença no ângulo zenital em relação ao sensor de medida de  $L_T(\theta, \phi, \lambda)$ . Maiores detalhes sobre a posição dos sensores estão descritos no Capítulo 4. As medidas de  $L_{sky}(\theta', \phi', \lambda)$  são utilizadas no processamento para remoção da radiação especular na superfície da água (sunglint e skyglint).

iv) **Irradiância descendente na coluna d'água,  $E_d(\lambda)$** : Trata-se da medida irradiância planar do campo de luz que penetrou na superfície da água. Medidas de  $E_d(\lambda)$  fornecem informação sobre a composição espectral e intensidade da radiação ao longo da coluna d'água.  $E_d(\lambda)$  também é utilizada para a determinação do coeficiente de atenuação difusa da coluna d'água  $K_d(\lambda)$ , que está descrito na seção 7 deste capítulo. Medidas de  $E_d(\lambda)$  são feitas com um coletor cosseno posicionado perpendicular à superfície da água (Figura 3.12). Este sensor é baixado lentamente na coluna d'água enquanto medidas são realizadas.

v) **Irradiância ascendente na coluna d'água,  $E_u(\lambda)$**  Como resultado do espalhamento na coluna d'água, em qualquer profundidade que tenha um fluxo de luz descendente, existirá também um fluxo ascendente. A irradiância  $E_u(\lambda)$  é a medida da irradiância planar deste fluxo de luz ascendente. Medidas de  $E_u(\lambda)$  fornecem informação sobre a composição espectral e intensidade da radiação ascendente na coluna d'água.  $E_u(\lambda)$  é utilizada junto com  $E_d(\lambda)$  para a determinar a reflectância de irradiância  $R(z, \lambda)$  (definida na seção 7 deste capítulo). A  $R(z, \lambda)$  é uma variável útil pois existem relações empíricas e teóricas entre fitoplâncton, sólidos suspensos, propriedades ópticas inerentes e a  $R(z, \lambda)$  (Bukata et al., 1995).

vi) **Radiância ascendente na coluna d'água,  $L_u(\lambda)$** : Trata-se da medida radiância ascendente aproximadamente vertical na coluna d'água. Como  $E_u(\lambda)$ , a medida de  $L_u(\lambda)$  pode ser feita ao longo da coluna d'água. Entretanto, os valores mais usados são os medidos logo abaixo da superfície, denominados radiância de subsuperfície  $L_u(\lambda, 0^-)$ . Medidas de  $L_u(\lambda, 0^-)$  são usadas na determinação da reflectância de sensoriamento remoto de subsuperfície  $r_{rs}(\lambda, 0^-)$ , que é usada em modelos bio-ópticos analíticos e também para extrapolar a  $r_{rs}(\lambda, 0^-)$  para a reflectância de sensoriamento remoto  $R_{rs}(\lambda)$ .

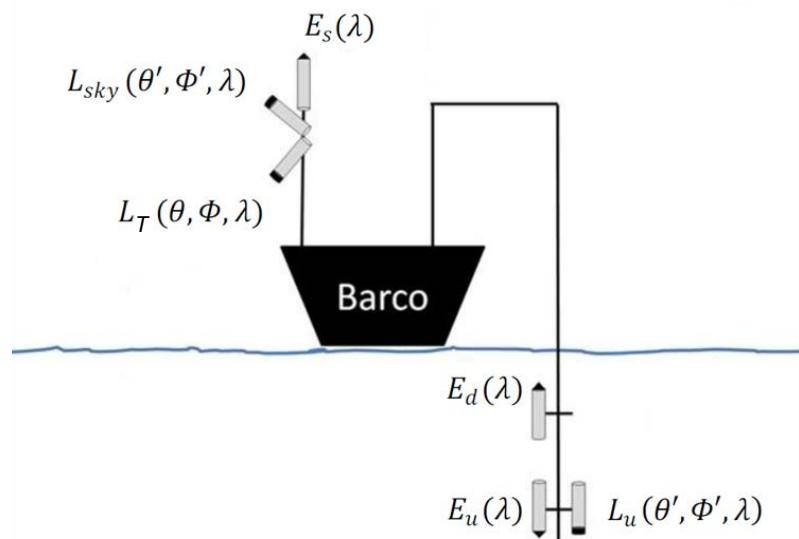


Figura 3.12. Configuração esquemática de sensores para medidas in situ de grandezas radiométricas recomendadas por protocolos de estudo da cor da água.

A Figura 3.13 sintetiza a hierarquia dos conceitos de grandezas radiométricas de interesse da óptica hidrológica. Para distinguir entre fótons que incidem ou deixam uma determinada superfície, utiliza-se o sinal negativo (-) para se referir aos fótons incidindo na superfície e o sinal positivo (+) para os fótons deixando a superfície (excitância).

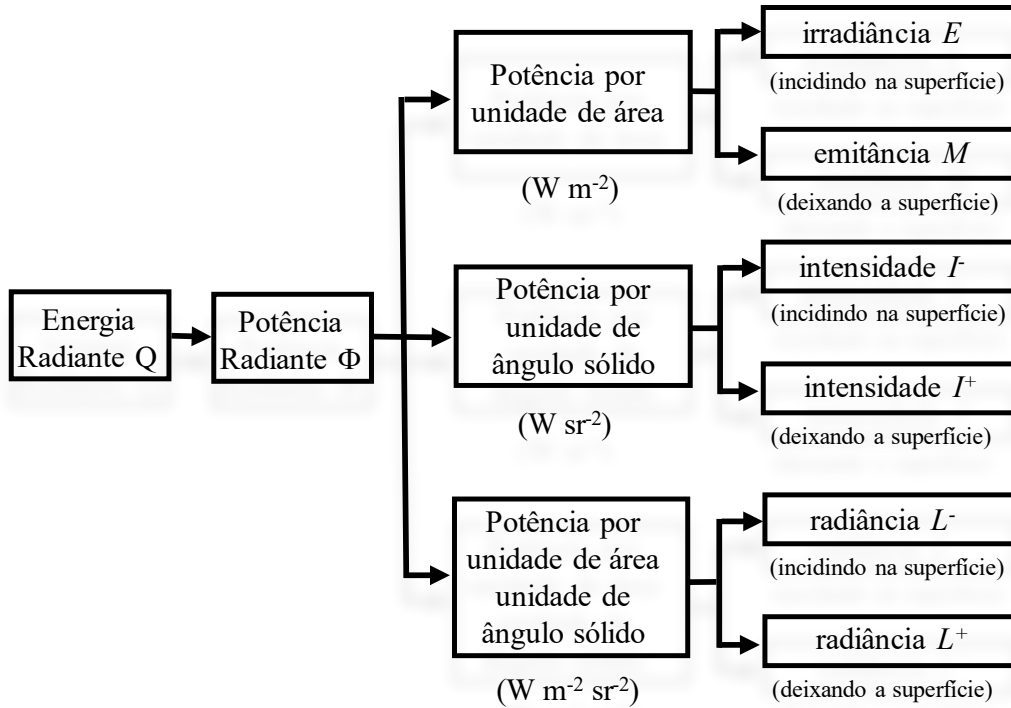


Figura 3.13. Hierarquia dos conceitos radiométricos. Adaptado de Mobley(1994).

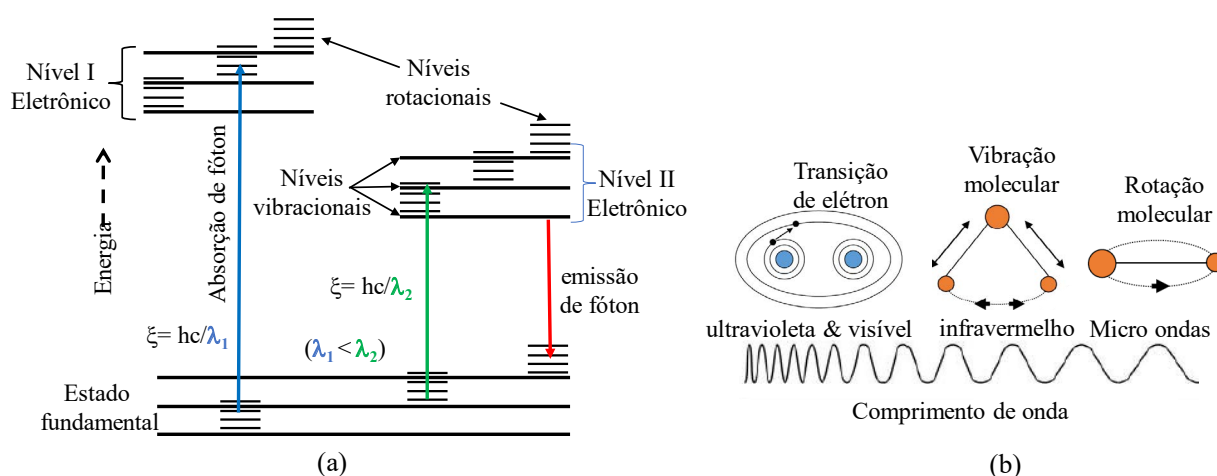
### 3.4. INTERAÇÃO DA LUZ COM MEIO AQUÁTICO

A interação da luz com a coluna d'água é governada por dois processos: absorção e espalhamento. Quando um fóton é absorvido, sua energia é transferida para uma molécula de água ou de alguma das substâncias presente na água e o fóton desaparece. Quando um fóton é espalhado ao interagir com algum componente do meio, sua direção original de propagação é alterada, entretanto, ele continua a existir. É importante entender os processos de absorção e de espalhamento para interpretar o resultado da interação da luz com o corpo d'água e conseqüentemente extrair informações sobre o sistema aquático.

#### 3.4.1. Processo de absorção

Quando os fótons estão se propagando num determinado meio, existe sempre uma probabilidade de serem absorvidos por alguma molécula. Quando isso ocorre, há o aumento de energia na molécula pela absorção do fóton. Para entender o que acontece com essa molécula, é necessário recorrer à estrutura geral de distribuição de energia em moléculas. Segundo essa estrutura, a energia total contida em uma molécula é distribuída em três níveis ou frações de energia (Figura 3.14-a). Uma fração maior corresponde a um nível eletrônico ou camada de energia da molécula; uma fração inter-

mediária, em quantidade de energia, corresponde a um nível vibracional e uma fração pequena corresponde a um nível rotacional de energia da molécula. O processo de absorção faz com que um elétron da molécula mude do seu nível atual para um nível correspondente ao acréscimo de energia do fóton absorvido. Se uma molécula absorve um fóton de comprimento de onda maior do que  $20 \mu\text{m}$  ( $\lambda > 20 \mu\text{m}$ ), energia correspondente à região de micro-ondas, então a molécula muda de um nível de energia rotacional para outro (Figura 3.14-b). Caso o fóton seja da região do infravermelho ( $\lambda < 20 \mu\text{m}$ ), então a molécula é submetida a uma transição de energia de um nível vibracional para outro. Já a absorção de um fóton de luz visível faz com que haja uma transição de um elétron do estado eletrônico fundamental da molécula para um estado eletrônico excitado. Se for um fóton de luz azul, que tem mais energia que um fóton de luz vermelha, então o elétron se desloca para um nível eletrônico de maior energia do que se fosse um fóton de luz vermelha. Embora a descrição teórica seja importante para entendermos o fenômeno, os usuários interessados nas aplicações muitas vezes negligenciam tais conceitos. Os processos de absorção da luz no meio aquático alteram a composição e a intensidade do campo de luz e podem ser identificados e quantificados a partir de medidas das grandezas radiométricas.



**Figura 3.14.** Diagrama ilustrativo do processo de absorção. (a) Níveis de energia em moléculas: estado fundamental, níveis eletrônicos I e II, níveis vibracionais e níveis rotacionais. (b) Dependendo da energia do fóton absorvido pela molécula (Equação 3.1), um elétron moverá entre estes níveis, podendo sofrer rotação ou vibração molecular, ou uma transição para um dos níveis eletrônicos. Fonte: (a) adaptado de Kirk 2011; (b) adaptado de Roesler (2015).

### 3.4.2. Processo de espalhamento

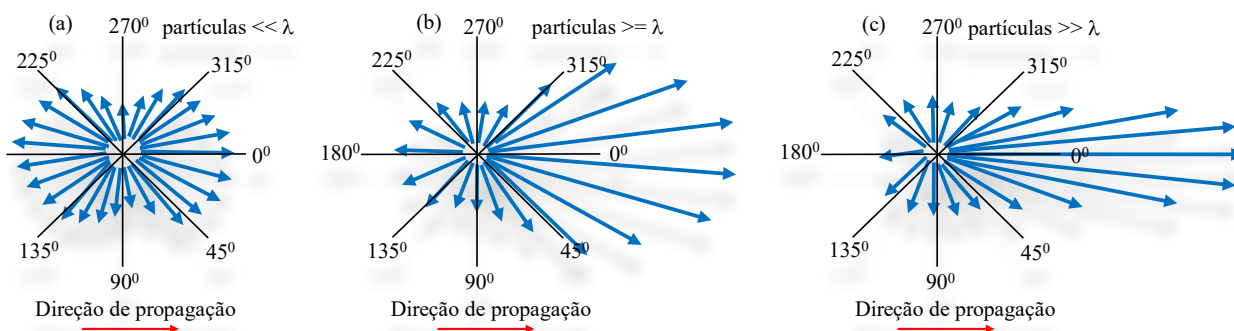
Espalhamento é o processo em que os fótons têm sua direção original de propagação alterada devido à interação com o meio onde a luz está se propagando. No nível mais fundamental, o microscópico, todo espalhamento tem origem nas interações entre fótons e moléculas ou átomos. No entanto, na descrição das propriedades ópticas de águas naturais, é mais adequado tratar o espalhamento como sendo causado por dois processos distintos: o espalhamento devido a *flutuações aleatórias de densidade* e o espalhamento causado por *partículas em suspensão* na água.

O **espalhamento por flutuações de densidade** ocorre devido a movimentos moleculares aleatórios contínuos, que dão origem a flutuações no número de moléculas em um dado volume de água ( $\Delta V$ ). Essas flutuações de densidade de moléculas, que ocorrem em escala microscópica ( $\Delta V \ll \lambda$ ), levam a flutuações no índice de refração ao longo da trajetória percorrida pela luz no meio aquático. A

interação da luz com essas heterogeneidades no índice de refração causa pequenas mudanças de direção dos fótons. Como as dimensões dessas regiões heterogêneas são muito menores do que o comprimento de onda de propagação dos fótons, a distribuição angular do espalhamento é descrita pela teoria de Einstein–Smoluchowski. Segundo essa teoria, o espalhamento devido à flutuação da densidade em líquidos é isotrópico, sendo similar para frente e para trás (Figura 3.15-a), similar ao espalhamento Rayleigh para gases.

O **espalhamento por partículas** é causado pela interação dos fótons com as partículas orgânicas e inorgânicas em suspensão na água. Em ambientes aquáticos, o diâmetro da seção transversal da maioria das partículas é maior do que  $2\ \mu\text{m}$  (Kirk, 2011). Esse diâmetro é maior do que o maior comprimento de onda da luz visível, que é de  $0,7\ \mu\text{m}$  no vermelho. Quando as partículas são maiores que os comprimentos de onda dos fótons, as possíveis direções do fóton após interagir com uma partícula são descritas pela teoria de espalhamento Mie<sup>2</sup>. Essa teoria prevê que o espalhamento ocorra em pequenos ângulos em relação à direção original de propagação da luz (Figura 3.15-c). Uma condição intermediária ocorre quando os tamanhos das partículas são aproximadamente iguais ao do comprimento de onda (Figura 3.15-b). Nesse caso, o espalhamento é preferencialmente para a frente, mas não tão intenso quanto para partículas grandes. A intensidade e a forma do espalhamento no meio aquático são influenciadas pelos seguintes parâmetros: concentração de partículas, diâmetro das partículas, índice de refração das partículas em relação a água, forma das partículas e absorção de radiação pelas partículas.

É importante ressaltar que o espalhamento não remove a luz, pois o fóton espalhado continua disponível, mas se propagando em outra direção. O efeito do espalhamento é fazer com que o fóton siga uma trajetória em zig-zag, entre um espalhamento e outro, dificultando a penetração vertical da luz. Este processo aumenta a trajetória e consequentemente a probabilidade do fóton ser absorvido por um dos componentes absorvedores do meio aquático. Durante esse processo alguns fótons são espalhados de volta em direção à superfície da água. Em síntese, o efeito do espalhamento é intensificar a atenuação vertical da luz na coluna d'água. São os processos de espalhamento e absorção da luz no meio aquático que possibilitam o uso do sensoriamento remoto para estudo e monitoramento de sistemas aquáticos.



**Figura 3.15.** Distribuição angular da intensidade de espalhamento. (a) Para partículas muito menores que o comprimento de onda (espalhamento Rayleigh) e para o caso de flutuação de densidade em líquidos (teoria Einstein–Smoluchowski). (b) Para partículas de tamanho aproximadamente igual ao do comprimento de onda. (c) Para partículas muito maiores do que o comprimento de onda.

<sup>2</sup> A teoria Mie descreve a interação da luz com partículas esféricas homogêneas.



### 3.5. PROPRIEDADES ÓPTICAS INERENTES

A óptica hidrológica fundamenta-se na interação do campo de luz solar com o meio aquático. A descrição quantitativa do campo de luz, como vimos, pode ser feita a partir de medidas das grandezas radiométricas definidas na seção 4. Resta então saber como quantificar e descrever as mudanças que o meio aquático submete ao campo de luz. Sabe-se que os dois processos ópticos que ocorrem quando a luz propaga na coluna d'água são a absorção e o espalhamento dos fótons. Então, as medidas radiométricas do quanto as massas de água absorvem e espalham a luz podem ser usadas tanto para quantificar as mudanças causadas pela coluna d'água quanto para determinar as propriedades ópticas do meio aquático. As propriedades ópticas inerentes ao meio aquático são definidas em termos do coeficiente de absorção, do coeficiente de espalhamento e da função de espalhamento de volume.

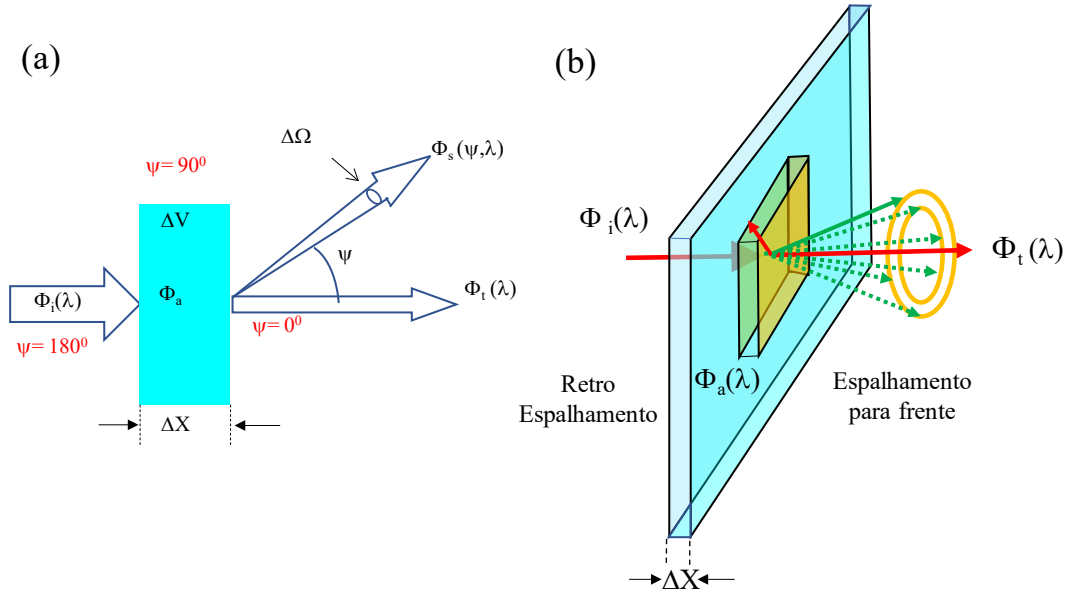
Essas propriedades são denominadas de propriedades ópticas inerentes (IOPs, *Inherent Optical properties*) porque suas magnitudes dependem somente da composição e da concentração das substâncias particuladas e dissolvidas presentes na água, além da própria água. Para que possam ser inerentes ao meio, ou seja, não sejam afetados por eventos externos, como as variações da iluminação, a medida desses coeficientes é feita por equipamentos que têm uma fonte de luz própria. Já que não dependem da luz solar, esses parâmetros podem ser medidos tanto *in situ* quanto em laboratório.

A definição formal desses coeficientes é feita usando como recurso uma camada imaginária de água de espessura  $\Delta X$  e volume  $\Delta V$  (Figura 3.16-a), iluminada perpendicularmente por um feixe de luz colimado (fótons com trajetórias paralelas) e monocromático de fluxo  $\Phi_i(\lambda)$ . Apesar da definição referenciar a um feixe monocromático, os coeficientes podem ser determinados para uma faixa espectral, tendo um valor para cada comprimento de onda, formando assim um coeficiente espectral. Ao se propagar na camada de água, uma parte do fluxo incidente  $\Phi_a(\lambda)$  será absorvida, uma outra parte  $\Phi_s(\lambda)$  será espalhada em direções diferentes da direção original do fluxo incidente (o índice  $s$  está sendo usado para manter a nomenclatura original em inglês para espalhamento-*scattering*). O fluxo restante  $\Phi_t(\lambda)$ , formado pelos fótons que não foram absorvidos e nem tiveram sua direção original de propagação alterada, é transmitido para a próxima camada de água.

Conforme as condições de contorno definidas na Fig. 3.15, o coeficiente de absorção  $a(\lambda)$  (unid.: 1/m) é definido como a fração do fluxo incidente que foi absorvido ( $\Phi_a(\lambda)/\Phi_i(\lambda)$ ) dividido pela espessura  $\Delta X$  da camada imaginária. Ou seja,  $a(\lambda)$  é a fração absorvida por unidade de distância na coluna de água (Equação 3.7). Na formalização matemática de  $a(\lambda)$ , considera-se que  $\Delta X \rightarrow 0$  e que  $a(\lambda)$  é a taxa de variação do  $\Phi_a(\lambda)$  em relação à espessura da camada, ou seja, a derivada  $\Phi_a(\lambda)$  em relação à  $\Delta X$ .

$$a(\lambda) \equiv \lim_{\Delta X \rightarrow 0} \frac{\left( \frac{\Phi_a(\lambda)}{\Phi_i(\lambda)} \right)}{\Delta X} = \frac{1}{\Phi_i(\lambda)} \frac{d\Phi_a(\lambda)}{dX} \quad (3.7)$$

Similar ao coeficiente de absorção, o coeficiente de espalhamento  $b(\lambda)$  (unid.: 1/m) é definido como a fração do fluxo incidente que é espalhada ( $\Phi_s(\lambda)/\Phi_i(\lambda)$ ), em todas as direções dividido pela espessura  $\Delta X$  da camada imaginária. O espalhamento de um feixe colimado de luz passando por uma fina camada do meio é radialmente simétrica em torno da direção original do feixe. Então, a luz espalha no formato de um cone, como ilustrado na Figura 3.16-b.



**Figura 3.16.** Geometria usada na definição das propriedades ópticas inerentes. (a) frações resultantes do fluxo incidente ao interagir com a água e intervalo do ângulo  $\psi$  de espalhamento ( $0 < \psi \leq 180^\circ$ ). Adaptado de Mobley (1994). (b) ilustração da distribuição angular do espalhamento por partículas. Adaptado de Roesler (2015).

$$b(\lambda) \equiv \lim_{\Delta X \rightarrow 0} \frac{\left( \frac{\Phi_s(\lambda)}{\Phi_i(\lambda)} \right)}{\Delta X} = \frac{1}{\Phi_i(\lambda)} \frac{d\Phi_s(\lambda)}{dX} \quad (3.8)$$

A soma de  $a(\lambda)$  e  $b(\lambda)$  é definida como o **coeficiente de atenuação  $c(\lambda)$**  (unid.: 1/m), ou seja:

$$c(\lambda) \equiv a(\lambda) + b(\lambda) \quad (3.9)$$

É importante ressaltar que no processo de espalhamento, os fótons podem ser espalhados em qualquer direção. Cada corpo d'água tem a sua forma angular característica do espalhamento, em função dos tipos e das concentrações dos constituintes. A informação da distribuição do espalhamento de um certo corpo d'água, que também afeta a penetração da luz, não está contida no coeficiente de espalhamento  $b(\lambda)$ . O atributo que descreve essa propriedade óptica inerente ao meio é a **função de espalhamento de volume** (VSF, *volume scattering function*). A VSF  $\beta(\psi, \lambda)$  (unid.:  $m^{-1} \cdot sr^{-1}$ ) determina a fração do fluxo incidente que é espalhado dentro de um determinado ângulo sólido  $\Delta\Omega$  centrado na direção do ângulo  $\psi$  (Equação 3.10, Figura 3.16-a). O ângulo  $\psi$ , tomado em relação a direção original de propagação do fluxo  $\Phi_i(\lambda)$ , é denominado ângulo de espalhamento.

$$\beta(\psi, \lambda) \equiv \lim_{\Delta X \rightarrow 0} \lim_{\Delta\Omega \rightarrow 0} \frac{\left( \frac{\Phi_s(\psi, \lambda)}{\Phi_i(\lambda)} \right)}{\Delta X \Delta\Omega} = \frac{1}{\Phi_i(\lambda)} \frac{d\Phi_s(\psi, \lambda)}{dX d\Omega} \quad (3.10)$$

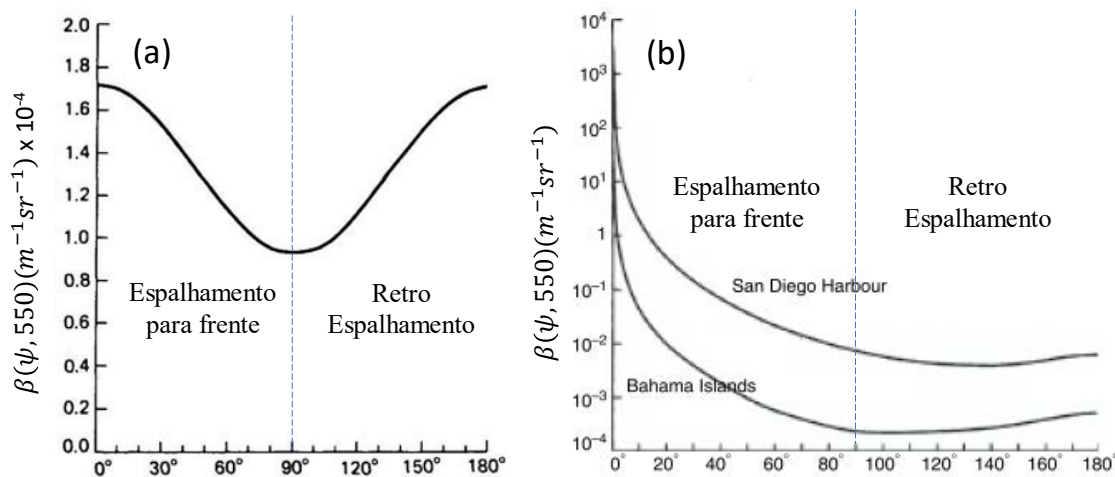
Os valores de  $\psi$  estão no intervalo  $0 < \psi \leq 180^\circ$  (Figura 3.16-a). Quando o espalhamento está no mesmo sentido da propagação do  $\Phi_i(\lambda)$ ,  $\{0 < \psi \leq 90^\circ\}$ , o espalhamento é denominado para frente

(b<sub>f</sub>). Quando o espalhamento está no sentido contrário ao da propagação de  $\Phi_i(\lambda)$ ,  $\{90^\circ < \psi \leq 180^\circ\}$ , o espalhamento é denominado de retroespalhamento (b<sub>r</sub>).

A função de espalhamento de volume ( $\beta(\psi, \lambda)$ ) aplica o princípio de que as direções de espalhamento dentro do meio aquático podem ser descritas por uma função de distribuição angular. A forma da  $\beta(\psi, \lambda)$  das águas naturais difere de maneira acentuada da forma da  $\beta(\psi, \lambda)$  água pura (Figura 3.17). O espalhamento por água pura (Figura 3.17-a) é do tipo por flutuação de densidade e varia acentuadamente com o comprimento de onda ( $1/\lambda^{-4,32}$ ), tendo um valor mínimo em 90 graus e aumenta sistematicamente em direção aos maiores e menores ângulos (espalhamento quase isotrópico). O espalhamento por águas naturais (Figura 3.17-b), mesmo aquelas mais limpas, é caracterizado invariavelmente por espalhamento fortemente concentrado em pequenos ângulos para a frente. Conforme mencionado anteriormente, é um espalhamento típico por partícula de tamanho maior do que o comprimento de onda da luz. Essa característica mostra que o espalhamento por águas naturais é primariamente devido às partículas na água.

Assumindo que não ocorra uma grande variação na composição das massas d'água, as propriedades ópticas inerentes não mudam com o tempo, sendo, portanto, parâmetros adequados para caracterizar o meio aquático e descrever as mudanças que o meio causa no campo de luz incidente.

Entretanto, o sensoriamento remoto orbital não permite a estimativa das IOPs diretamente, pois os sensores dependem de uma fonte natural (Sol), em que as condições de iluminação (geometria e intensidade) não podem ser controladas. Em função disso, um segundo conjunto de propriedades ópticas é definido, que depende tanto do meio aquático quanto da estrutura direcional do campo de luz ambiente. Estas são denominadas de propriedades ópticas aparentes (AOPs, *Apparent optical properties*). Então, a interpretação de dados de sensoriamento remoto de corpos d'água depende fortemente das relações que ligam as propriedades ópticas aparentes desse corpo aquático às suas propriedades ópticas inerentes. As AOPs registram as mudanças no campo de luz devido à sua interação com o meio aquático e, com isso, fazem a conexão entre essas mudanças e os constituintes biológicos, químicos e geológicos das águas naturais.



**Figura 3.17.** Funções de espalhamento de volume (FEV) em corpos d'água. (a) FEV da água pura no comprimento de onda de 550 nm. (b) FEV de dois tipos de águas naturais; uma água oceânica limpa (espalhamento total de  $0,037 \text{ m}^{-1}$ ) e uma água moderadamente turbida (espalhamento total de  $0,037 \text{ m}^{-1}$ ). Fonte: adaptado de Kirk (2011).

### 3.6. PROPRIEDADES ÓPTICAS APARENTES

As propriedades ópticas aparentes são combinações de grandezas radiométricas utilizadas como indicadores da cor e da transparência da água. Conceitualmente, pode-se dizer que as AOPs quantificam e descrevem as mudanças as quais um corpo d'água submete o campo de luz incidente.

Diferentemente das IOPs, que são definidas a partir de um feixe de luz colimado, as AOPs são definidas sob condições de iluminação natural em campo, onde o fluxo de luz solar incide segundo uma estrutura geométrica, direcional e espectral instantânea qualquer. Em função dessas condições, as AOPs dependem tanto da composição do corpo d'água (das IOPs) quanto das condições ambientais (forma da superfície da água, vento, mudança na intensidade luminosa devido à mudança de elevação solar e à passagem de nuvens, estação do ano, etc.). Além disso, para que possam ser usadas como descritoras de um corpo d'água e das mudanças que as massas d'água submetem um campo de luz natural, as AOPs precisam ter estabilidade e características suficientemente regulares. As grandezas radiométricas descritas anteriormente, apesar de dependerem da composição do corpo d'água, não são suficientemente estáveis e regulares para descreverem e caracterizarem um corpo d'água. As irradiâncias e radiâncias podem sofrer grandes variações de magnitudes em questões de segundos, devido à passagem de uma nuvem em frente do sol ou devido a fortes ventos que alteram a superfície da água. Contudo, as observações mostraram que certas razões entre grandezas radiométricas, denominadas de reflectâncias, e taxas de mudança dessas grandezas com a profundidade são suficientemente estáveis para caracterizarem um corpo d'água. Uma AOP ideal deve ter pequena influência dos fatores externos para que as diferenças ópticas entre os dois corpos d'água sejam bem representadas. As principais AOPs são: razões de irradiâncias e razões de radiâncias por irradiâncias, ambas denominadas de reflectâncias, e as taxas de extinção de radiância e irradiância com a profundidade, denominadas de coeficientes de atenuação difusos.

#### 3.6.1. Reflectâncias

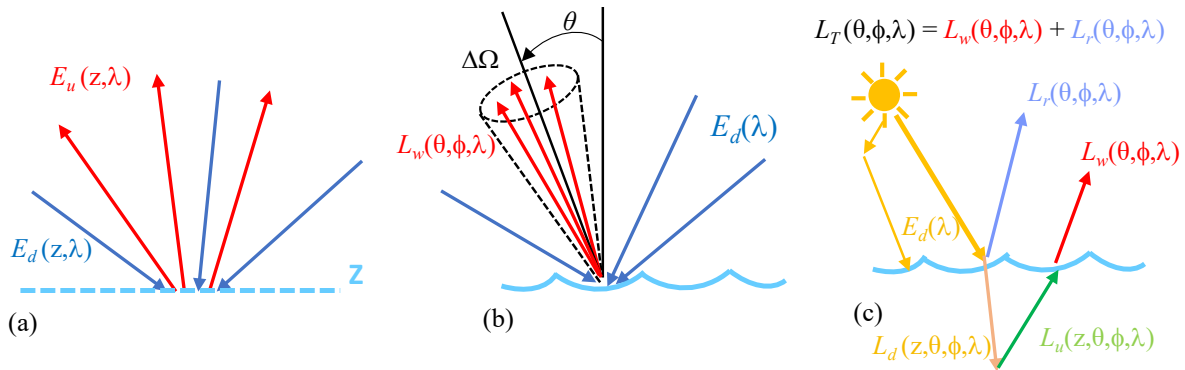
A reflectância de irradiância espectral  $R(z,\lambda)$  ou razão de irradiâncias (unid.: adimensional) é definida como a razão da irradiância espectral ascendente  $E_u(z,\lambda)$  pela irradiância espectral descendente  $E_d(z,\lambda)$  (Equação 3.11). O índice  $z$  representa a profundidades em qualquer posição na coluna d'água em que as medidas de  $E_u(z,\lambda)$  e  $E_d(z,\lambda)$  foram feitas. Normalmente usa-se  $z = 0^-$  para informar que a medida é feita logo abaixo da superfície da água ou  $z = 0^+$  para o caso da medida ser feita logo acima da superfície.

$$R(z,\lambda) \equiv \frac{E_u(z,\lambda)}{E_d(z,\lambda)} \quad (3.11)$$

Em que  $R(z,\lambda)$  é uma medida de quanto da irradiância descendente é refletida na direção ascendente, quando medida por um coletor cosseno (Figura 3.18-a).

A reflectância de radiância, ou simplesmente *reflectância de sensoriamento remoto*  $R_{rs}(\theta,\phi,\lambda)$  (unid.:  $\text{sr}^{-1}$ ), é definida como razão da radiância emergente da coluna d'água  $L_w(\theta,\phi,\lambda)$ , na direção  $(\theta,\phi)$ , pela irradiância incidente  $E_s(\lambda)$  (Equação 3.12), ambas medidas acima da superfície da água (Figura 3.18-b). Alguns autores usam  $E_d(z=0^+,\lambda)$  para designar a irradiância incidente  $E_s(\lambda)$ .

$$R_{rs}(\theta,\phi,\lambda) \equiv \frac{L_w(\theta,\phi,\lambda)}{E_s(\lambda)} \quad (3.12)$$



**Figura 3.18.** Ilustrações das grandezas radiométricas utilizadas nas refletâncias: (a) refletância de irradiância espectral  $R(z, \lambda)$ . (b) refletância de sensoriamento remoto  $R_{rs}(\theta, \phi, \lambda)$ . (c) radiância total ascendente da superfície da água  $L_T(\theta, \phi, \lambda)$ . Fonte: Adaptado de *Ocean Optics webbook*.

A refletância de sensoriamento remoto é uma medida de quanto da radiação incidente na superfície da água retorna da coluna d'água na direção  $(\theta, \phi)$ , onde está posicionado um radiômetro apontando para a superfície da água. Vale ressaltar que o radiômetro mede toda a radiância ascendente da superfície da água  $L_T(\theta, \phi, \lambda)$ , e não só a emergente da coluna d'água (Figura 3.18-c). Dessa forma,  $L_T(\theta, \phi, \lambda)$  contém  $L_w(\theta, \phi, \lambda)$  mais a radiância espectral que é refletida pela superfície ( $L_r(\theta, \phi, \lambda)$ ), ou seja,  $L_T(\theta, \phi, \lambda) = L_w(\theta, \phi, \lambda) + L_r(\theta, \phi, \lambda)$  sendo que  $L_r(\theta, \phi, \lambda)$  não carrega informação sobre a coluna da água, podendo ser considerada um ruído que precisa ser removido.

A *refletância de sensoriamento remoto de subsuperfície*  $r_{rs}(z, \lambda)$  (unid.:  $\text{sr}^{-1}$ ) é definida como razão da radiância ascendente  $L_u(z, \lambda)$  pela irradiância descendente  $E_d(z, \lambda)$  (Equação 3.13), ambas medidas logo abaixo da superfície da água ( $z=0^-$ ). Os radiômetros para as medidas de  $E_u(z, \lambda)$  e  $L_u(z, \lambda)$  devem ser posicionados perpendicularmente à superfície da água e direcionados para o fundo. Já o radiômetro para as medidas de  $E_d(z, \lambda)$  deve ser posicionado também perpendicularmente à superfície, mas direcionado para o céu (Figura 3.12).

$$r_{rs}(z, \lambda) \equiv \frac{L_u(z, \lambda)}{E_d(z, \lambda)} \quad (3.13)$$

### 3.6.2. Coeficientes de atenuação difuso

Estudos realizados a partir de medidas de radiância e irradiância na coluna d'água mostraram que a luz solar decresce de forma aproximadamente exponencial com a profundidade. Em função disso, pode-se determinar a magnitude da irradiância descendente  $E_d(z, \lambda)$  em uma dada profundidade  $z$  e num certo comprimento de onda  $\lambda$ , a partir da sua taxa de decaimento ( $k_d$ ) com a profundidade na coluna d'água. A equação (3.14) descreve a dependência de  $E_d(z, \lambda)$  com a profundidade  $z$ .

$$E_d(z, \lambda) \equiv E_d(0, \lambda) e^{-k_d(z, \lambda)} \quad (3.14)$$

Resolvendo a equação 3.14 para se determinar  $k_d$  tem-se (unid.:  $\text{m}^{-1}$ ):

$$K_d(z, \lambda) = - \frac{1}{E_d(z, \lambda)} \frac{d E_d(z, \lambda)}{dz} \quad (3.15)$$

Em que  $k_d(z, \lambda)$  é a taxa de decaimento da irradiância com a profundidade, a qual é denominada de



coeficiente de atenuação vertical espectral difuso para a irradiância plana descendente. De forma similar, pode-se determinar os coeficientes de atenuação difuso para a radiância descendente e para as irradiância e radiância ascendente.

É importante a distinção entre os coeficientes de atenuação difuso  $k_d(z, \lambda)$  e o coeficiente de atenuação de feixe  $c(\lambda)$ . O  $c(\lambda)$  é definido em termos da radiação oriunda de um feixe estreito e colimado de fótons. O  $k_d(z, \lambda)$  é definido em termos do decaimento com a profundidade de uma irradiância descendente  $E_d(z, \lambda)$ , a qual compreende fótons deslocando-se em todas as direções descendentes, ou seja, um campo de luz não colimado. O  $k_d(z, \lambda)$  depende da estrutura direcional do campo de luz ambiente, sendo assim uma propriedade óptica aparente.

Os coeficientes de atenuação vertical difusos, estritamente falando, são propriedades do campo de luz, dado que são taxas de decaimento das grandezas radiométricas com a profundidade. Entretanto, a experiência tem mostrado que seus valores são amplamente determinados pelas propriedades ópticas inerentes do meio aquático e não são muito alterados por mudanças no campo de radiação incidente, como, por exemplo, uma mudança na elevação solar (Preisendorfer, 1976).

### 3.6.3. Cossenos médios

Uma descrição espacial completa do campo de luz, cobrindo todos os ângulos zenitais e azimutais, pode ser feita por meio de medidas da radiância, pois como visto anteriormente, a radiância, quando medida em diferentes direções, contém as informações desses ângulos. Entretanto, isso demanda uma grande quantidade de medidas. Por exemplo, para se ter uma distribuição com intervalos angulares de 5 graus, são necessários 1369 valores de radiância (Kirk, 2011).

Uma maneira aproximada e simples, entretanto, útil, de se especificar a estrutura angular do campo de luz é por meio três cossenos médios: cosseno médio da luz descendente  $\mu_d$ , cosseno médio da luz ascendente  $\mu_u$ , e cosseno médio do campo de luz inteiro  $\mu$ . O  $\mu_d$  em um certo ponto da coluna d'água é a média dos cossenos dos ângulos zenitais de todos os fótons descendente passando por aquele ponto. A partir de dedução analítica (Mobley, 1994), chega-se:

$$\bar{\mu}_d(z, \lambda) \stackrel{\text{def}}{=} \frac{E_d(z, \lambda)}{E_{0d}(z, \lambda)} \quad (3.16)$$

Em que  $E_d(z, \lambda)$  é a irradiância planar descendente medida na profundidade  $z$  e  $E_{0d}(z, \lambda)$  é a irradiância escalar descendente também medida na profundidade  $z$ . Da mesma forma, o  $\mu_u$  em um certo ponto da coluna d'água é a média dos cossenos dos ângulos zenitais de todos os fótons ascendente passando por aquele ponto (Mobley, 1994):

$$\bar{\mu}_u(z, \lambda) \stackrel{\text{def}}{=} \frac{E_u(z, \lambda)}{E_{0u}(z, \lambda)} \quad (3.17)$$

Em que  $E_{0u}(z, \lambda)$  é a irradiância escalar ascendente medida na profundidade  $z$ .

Já o cosseno médio “geral/resultante” para o campo de luz inteiro  $\mu$  em um certo ponto da coluna d'água é determinado pela equação 3.18:

$$\bar{\mu}(z, \lambda) \stackrel{\text{def}}{=} \frac{E_d(z, \lambda) - E_u(z, \lambda)}{E_0(z, \lambda)} \quad (3.18)$$

Em que  $E_0(z, \lambda)$  é a irradiância escalar total também medida na profundidade  $z$ .

### 3.7. COMPONENTES OPTICAMENTE ATIVOS NOS SISTEMAS AQUÁTICOS

Os sistemas aquáticos contêm um grande número de substâncias dissolvidas e particuladas, orgânicas e inorgânicas que diferem em tamanho, forma e composição química. Ao filtrar amostras de água natural, as substâncias que ficam retidas num filtro de poro 0,4  $\mu\text{m}$  são denominadas de *particulado total*, e a fração que passa pelo filtro e permanece diluída na água é denominada de *substâncias dissolvidas*. A distinção pela dimensão de 0,4  $\mu\text{m}$  (400 nm) está relacionada com o limite mínimo da visão humana, que é o menor comprimento de onda na região do visível (Mobley, 1994). Apesar dessa definição, usualmente filtros de poros 0,7  $\mu\text{m}$  são utilizados para a determinação da concentração de particulados e de 0,2  $\mu\text{m}$  para determinação de material dissolvido.

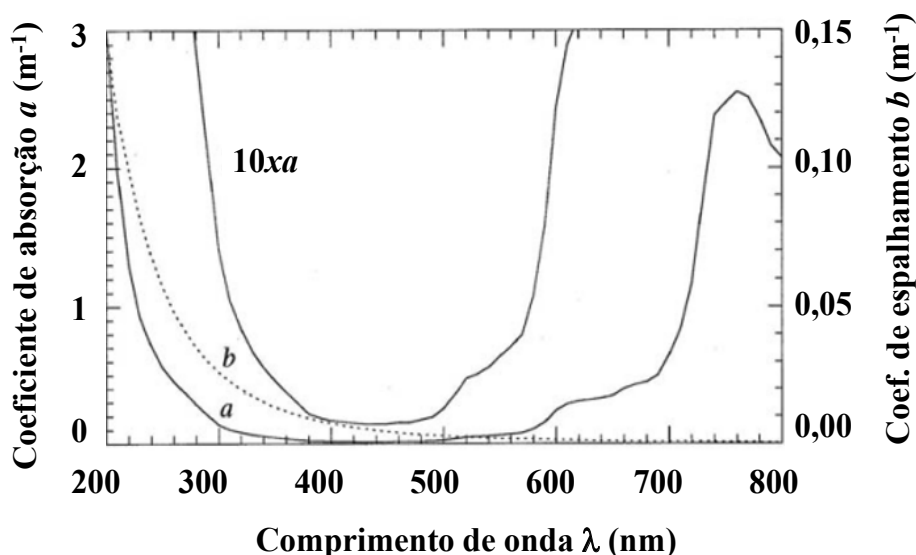
As substâncias presentes nas águas naturais que interagem com radiação solar e, portanto, são responsáveis pelos processos de absorção e de espalhamento da luz são denominadas de componentes ou constituintes opticamente ativos (COAs). Os COAs são: a água pura; a matéria orgânica dissolvida colorida (CDOM), e o particulado total (fitoplâncton e sedimentos minerais e orgânicos). Cada um desses componentes têm propriedades ópticas específicas de absorção e de espalhamento da radiação solar, ou seja, têm propriedades ópticas que lhes são inerentes. Como os COAs podem coexistir em diferentes proporções e interagir simultaneamente com a radiação solar, os efeitos dos processos de absorção/espalhamento de um COA interferem nos efeitos dos processos de outro COA. Dessa forma, os resultados das interações simultâneas dos COAs com a luz num corpo d'água determinam o comportamento espectral das massas de água, e suas variações de concentrações regulam a intensidade da radiação retro espalhada pela coluna d'água.

Se as propriedades ópticas inerentes dos COAs forem suficientemente conhecidas, é possível determinar suas contribuições na radiância ascendente da coluna d'água, e com isso, estimar suas concentrações. Entretanto, é importante ressaltar que nem todas as substâncias presentes nas águas naturais são opticamente ativas, ou seja, provocam alterações no campo de luz (ex.: oxigênio dissolvido). Portanto, essas substâncias não contribuem para definir o comportamento espectral do corpo d'água. No atual nível da tecnologia de sensoriamento remoto, por exemplo, não é possível detectar a presença de diferentes níveis de concentração de fósforo na água, assim sendo, pode-se afirmar que o fósforo não é uma substância opticamente ativa.

#### 3.7.1. Água pura e suas propriedades ópticas inerentes

O termo água pura refere-se à água sem qualquer constituinte, ou seja, uma substância composta apenas por moléculas de água. Devido às propriedades da água como solvente, a sua obtenção com alto grau de pureza é extremamente difícil. Estudos mostraram que as propriedades de absorção da água pura podem, com alto grau de confiança, ser consideradas invariantes. A absorção da luz pelas moléculas de água ocorre de forma seletiva em relação ao comprimento de onda (Figura 3.19), sendo muito baixa nas regiões do azul e do verde, passando a ser significativa apenas a partir de 550 nm, com altos valores de absorção no fim do vermelho e infravermelho-próximo, onde estão as bandas de absorção devido ao estado de vibração fundamental das moléculas de água. Uma coluna de água pura de um metro de espessura absorve 35% da luz incidente no comprimento de onda de 680 nm. Acima de 750 nm, grande parte da radiação incidente é absorvida no primeiro centímetro da coluna de água e convertida em calor. Dois pontos de inflexão “ombros” podem ser notados na curva; um bem definido próximo de 604 nm e outro mais fraco próximo de 514 nm. Esses dois pontos têm sido atribuídos aos processos vibracionais das ligações O-H da molécula de água no estado líquido.

O espalhamento pela água pura não ocorre individualmente em cada molécula de água, mas em regiões não homogêneas causadas por flutuações microscópicas na densidade da água, conforme descrito na seção 5 desse capítulo. Ao contrário da absorção, o espalhamento da água pura é alto na região do azul e decresce fortemente em direção ao infravermelho (Figura 3.19). Isso explica porque águas limpas, com baixa concentração de substâncias particuladas e dissolvidas, apresentam uma cor azulada, por refletir mais energia na região do azul. Esse comportamento deve-se à forte dependência do comprimento de onda  $\lambda$  atribuída ao espalhamento por flutuação de densidade, sendo este proporcional à  $1/\lambda^n$ , com  $n$  variando entre 4,05 e 4,35.



**Figura 3.19.** Curvas de absorção (linha sólida) e espalhamento (linha pontilhada) da água pura determinadas em laboratório, por Smith e Baker (1981).

### 3.7.2. Matéria orgânica dissolvida e suas propriedades ópticas inerentes

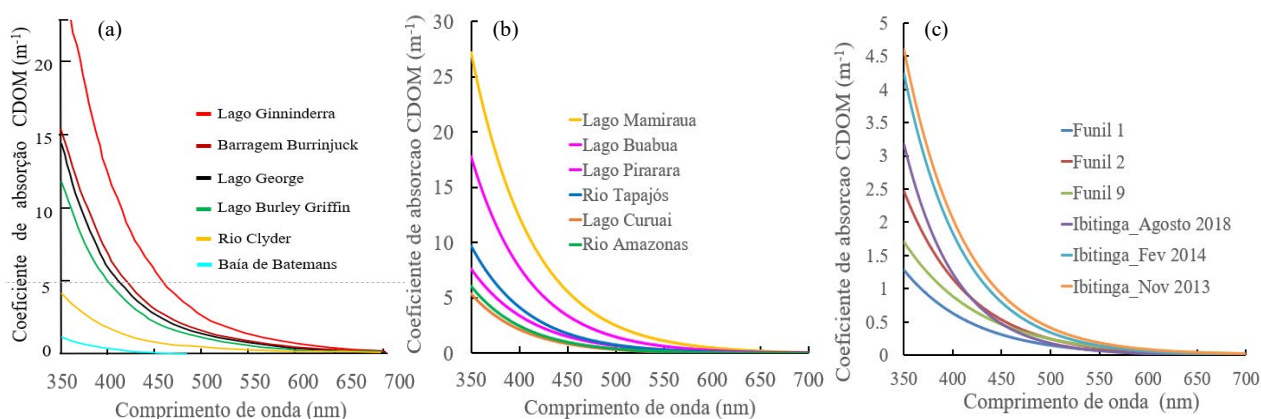
A matéria orgânica dissolvida (MOD) presente nos ecossistemas aquáticos é proveniente tanto da decomposição da fauna e flora terrestres, carregada para os corpos d'água (origem alóctone), quanto da atividade biológica existente na coluna d'água (degradação do fitoplâncton, zooplâncton e da excreção da biota aquática) (origem autóctone). Durante o processo de decomposição de matéria orgânica por ação microbiana, antes de se chegar ao dióxido de carbono e formas inorgânicas de nitrogênio, enxofre e fósforo, um grupo de compostos complexos denominados substâncias húmicas é formado. Do ponto de vista da ecologia aquática, a significância dessas substâncias está relacionada ao seu impacto considerável no processo de absorção da luz na coluna d'água (Kirk, 2011). Por remover de forma eficiente já nos primeiros centímetros da coluna d'água, o componente azul da radiação incidente, faz com que o corpo d'água tenha uma cor amarelada, as substâncias húmicas são usualmente denominadas de **substâncias amarelas**. Enquanto em águas oceânicas, o fitoplâncton é o principal absorvedor, em muitas águas interiores, a absorção é frequentemente dominada por **CDOM** (Gege, 2017).

Os compostos que formam as substâncias húmicas variam em tamanho sendo considerados desde livres solúveis até agregados macromoleculares insolúveis. Esses compostos têm como característica um formato polimérico, formando longas cadeias de anéis aromáticos e variam entre moléculas solúveis de baixo peso molecular a macromoléculas insolúveis com alto peso molecular. Em função dessa característica, as substâncias húmicas são classificadas por fracionamento em: húmus, ácidos

húmicos e ácidos fúlvicos (Kirk, 2011). O húmus é a fração da substância húmica que não se dissolve em uma solução alcalina. O ácido húmico é a fração da parte solúvel que se precipita por acidificação, e o ácido fúlvico é a fração que permanece solúvel. A fração da MOD que absorve a radiação na região do ultravioleta (UV) e do visível é denominada de matéria orgânica colorida dissolvida, sendo o termo CDOM, derivado do inglês (Colored Dissolved Organic Matter), o mais utilizado para referir-se a estas substâncias dissolvidas.

O coeficiente de absorção em 440 nm  $a_{\text{CDOM}}(440)$  é utilizado como indicador da concentração da CDOM em águas naturais. O comprimento de onda 440 nm é utilizado como referência por representar o ponto médio do pico de absorção que a maioria das algas tem na região do azul. Kirk (2011) apresenta uma síntese da faixa de absorção pela CDOM em 440 nm. Para águas interiores, segundo levantamento feito por ele, a faixa vai de 0,06 a 19  $\text{m}^{-1}$ . Para águas costeiras vai de 0,004 a 3,82  $\text{m}^{-1}$  e para oceano aberto vai de  $\sim 0$  a 0,16  $\text{m}^{-1}$ . Entretanto, por falta de dados, esse levantamento não contempla valores da América do Sul. As medidas realizadas pela equipe do LabISA, em lagos amazônicos e reservatórios brasileiros ao longo de 5 anos, mostraram uma faixa de absorção pela CDOM entre 0,29  $\text{m}^{-1}$  e 3  $\text{m}^{-1}$  (Ferreira, 2014; Barbosa et al., 2015; Silva, 2018). Watanabe (2016) determinou o  $a_{\text{CDOM}}(440)$  do reservatório de Barra Bonita em duas datas. Para o mês de maio de 2014, o valor médio foi de 0,79  $\text{m}^{-1}$  e para outubro do mesmo ano foi de 1,11  $\text{m}^{-1}$ .

A absorção pela CDOM similar à água pura também ocorre de forma seletiva em relação ao comprimento de onda, possuindo altos valores na região do UV, decrescendo exponencialmente em direção aos maiores comprimentos de onda, e atingindo valores muito baixos ao fim do vermelho e início do infravermelho próximo. A concentração da CDOM varia acentuadamente não só entre águas interiores e oceânicas, mas também entre diferentes sistemas aquáticos interiores. A Figura 3.20 ilustra essa variabilidade por meio do espectro do coeficiente de absorção pela CDOM [ $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$ ] de diferentes sistemas aquáticos australianos e brasileiros. Como se pode observar, em geral, lagos naturais e barragem australianas apresentam maiores concentrações do que rios e águas costeiras (Figura 3.20-a). Para águas interiores brasileiras, os resultados obtidos pela equipe do LabISA mostram que lagos da planície de inundação amazônica apresentam maior concentração de CDOM do que em reservatórios amostrados pela equipe (Figura 3.20-b & c). Nota-se também que, similar às águas australianas, a con-



**Figura 3.20.** Espectros de absorção pela CDOM. (a) absorção da CDOM em vários ambientes aquáticos australianos: Fonte: adaptado de Kirk (1976), (b) absorção da CDOM no rio Amazonas e lagos da planície de inundação Amazônica, (c) absorção da CDOM em reservatórios hidroelétricos brasileiros.

centração de CDOM no rio Amazonas é menor que nos lagos da planície. Uma possível explicação para isto seria o aumento do CDOM nos lagos devido aos processos autóctones (degradação do fitoplâncton, zooplâncton, etc.).

O espectro de absorção pela CDOM (unid.:  $m^{-1}$ ) pode ser descrito por uma função exponencial da forma:

$$a_{CDOM}(\lambda) = a_{CDOM}(\lambda_0)e^{-S(\lambda_0-\lambda)} \quad (3.19)$$

Em que,  $\lambda_0$  é um comprimento de onda de referência e S a declividade da curva exponencial, determinada empiricamente a partir de medidas em laboratório. A variabilidade na declividade da curva de absorção está associada à composição da CDOM. Ácidos fúlvicos têm maior declividade e menor absorção do que os ácidos húmicos com o aumento do comprimento de onda. O valor do pH dos ácidos húmicos e fúlvicos também influencia essa declividade.

A CDOM é de extrema importância para a estrutura e funcionamento dos ecossistemas aquáticos, uma vez que absorve de maneira eficiente nos comprimentos de onda mais curtos da radiação solar, gerando tanto reações fotoquímicas quanto protegendo a biota aquática de danos induzidos por radiação UV-B. Em contrapartida, essa absorção eficiente, principalmente na região do azul, pode diminuir consideravelmente a quantidade de radiação fotossinteticamente ativa (PAR) disponível para o fitoplâncton, o que pode ocasionar a redução da produção primária, além de introduzir erros no estudo de águas naturais por sensoriamento remoto por modificar a cor da água (Xie et al., 2012). O efeito do espalhamento pela CDOM ainda não é claramente compreendido. A literatura de propriedades ópticas da água, principalmente as oceânicas, tem como pressuposto de que o espalhamento pela CDOM é insignificante, podendo ser negligenciado (Dall’Olmo et al., 2009). Entretanto, alguns autores sugerem a existência de espalhamento na região do visível para diferentes concentrações de CDOM (Stramski e Wozniak, 2005), tanto que quantificações da CDOM vêm sendo feitas, via medidas de fluorescência, que é um tipo de espalhamento (Ocean Optics Web Book). Dado a variação dos valores da CDOM encontrados em alguns sistemas aquáticos interiores, o efeito do espalhamento pela CDOM poderia ser mais facilmente observado nessas águas, mas ainda não existem estudos comprovando tal fato.

### 3.7.3. Particulado total e suas propriedades ópticas inerentes

Entre os constituintes da água natural, o particulado total é o que tem de maior peso no comportamento óptico da água (Mobley, 1994). Ele é composto de microalgas (fitoplâncton) e de partículas inorgânicas e orgânicas não algais em suspensão. Na literatura limnológica, o particulado total é denominado de *seston* e a fração sem o fitoplâncton de *tripton*. Já no jargão da óptica hidrológica, ele é denominado de total de sólidos suspensos (TSS). Para propósitos de caracterização óptica o TSS é fracionado em organismos clorofilados microscópicos (Fitoplâncton) e partículas não algais (NAP, *NonAlgal Particles*). A NAP é composta por partículas inorgânicas e orgânicas não algais em suspensão. A fração orgânica da NAP, produtos de degradação do fitoplâncton, é denominada de *detrito*. Essa separação é feita devido à grande diferença em termos de interação que cada fração tem com a REM. A distribuição de tamanho das partículas em águas naturais ocorre de forma contínua e aproximadamente hiperbólica (Bader, 1970), com o número de partículas de diâmetros maior do que D proporcional a  $D^{-\gamma}$ , em que  $\gamma$  é constante para um certo corpo d’água, mas pode variar de 0,7 e 6 para diferentes ambientes aquáticos (Jerlov, 1976).



### 3.7.3.1. Partículas não algais (NAP)

A fração inorgânica das NAPs é derivada do intemperismo de rochas na bacia de captação ou de ressuspensão pelo vento, em águas rasas. Já a fração orgânica deriva de células fitoplânctônicas mortas e de subprodutos de vegetação. As atividades humanas que incluem práticas agrícolas e industriais também contribuem para a NAP. As propriedades de absorção e espalhamento das NAPs dependem principalmente da composição, do tamanho e da forma das partículas. A razão orgânico/inorgânico e o conteúdo de ferro controlam o índice de refração das NAPs afetando suas propriedades ópticas.

Em concentrações típicas, as NAPs não absorvem muito a luz, mas espalham intensamente. Essa característica dificulta a medida de absorção e conseqüentemente a caracterização das NAPs em termos de absorção. Em função dessa dificuldade, as propriedades de absorção das NAPs têm recebido pouca atenção. Em concentrações típicas, não é possível medir sua absorção em espectrofotometria normal. Uma abordagem para superar essa dificuldade é filtrar um volume maior e depois ressuspê-la em um volume menor de água.

A maioria dos espectros de absorção por NAP tem formas muito similares, tendo maiores valores na região espectral do ultravioleta e do azul, decrescendo exponencialmente em direção aos maiores comprimentos de onda, e atingindo valores muito baixos ou ausente no fim do vermelho e início do infra-vermelho próximo. São espectros similares, em forma, aos de absorção por CDOM, mas com menor magnitude e taxa de decaimento. Estudos consideram que esta característica se deve ao fato das substâncias dissolvidas estarem adsorvidas nas partículas da NAP ou partículas maiores de húmus que fazem parte da NAP. A Figura 3.21 mostra espectros de absorção de águas interiores australianas com diferentes concentrações de NAP e substâncias dissolvidas.

Os espectros de absorção por NAP, similares ao CDOM, são também descritos por uma função exponencial:

$$a_{\text{NAP}}(\lambda) = a_{\text{NAP}}(\lambda_{\text{ref}}) e^{-S_{\text{NAP}}(\lambda - \lambda_{\text{ref}})} \quad (3.20)$$

Em que  $a_{\text{NAP}}(\lambda_{\text{ref}})$  é a absorção por NAP no comprimento de onda de referência no azul e o fator de forma da curva exponencial, também denominado de declividade exponencial, que depende da composição orgânica e inorgânica da NAP.

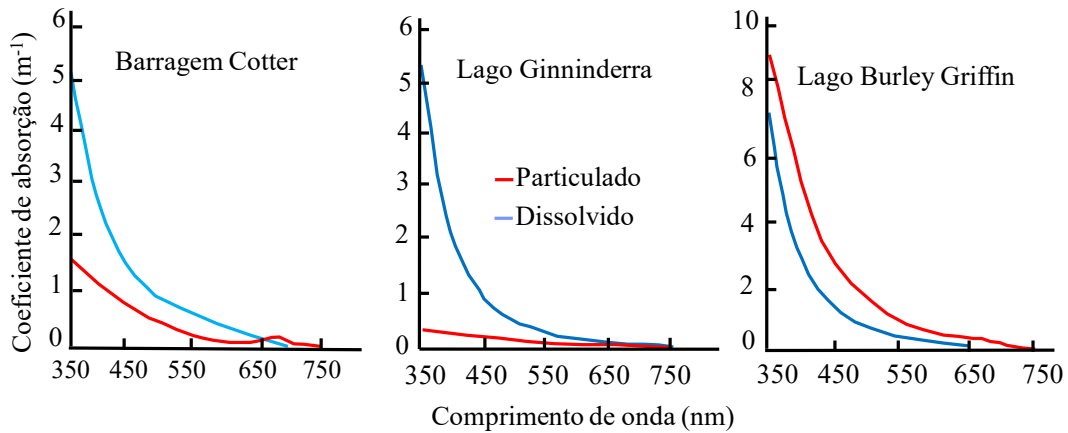
A declividade espectral das NAP é tipicamente menor que a observada para CDOM. Para águas costeiras na Europa, Babin et al. (2003) descreveu valores médios entre 0,0123 e 0,0013 nm<sup>-1</sup>.

Embora a distribuição hiperbólica de tamanho de partículas em águas naturais implique em que as partículas menores sejam mais numerosas, a menor eficiência de espalhamento das partículas menores faz com que o espalhamento em águas naturais seja dominado por partículas de seção transversal maior do que 2 µm ( $D > 2$ ) (Jerlov, 1976). Como este tamanho é aproximadamente três vezes maior do que o maior comprimento de onda da luz visível, que é de 0,7 µm no vermelho, o espalhamento por NAP ( $b_{\text{NAP}}$ ) é preferencialmente para a frente e em pequenos ângulos, como mostrado na Figura 3.15-c. O espectro de  $b_{\text{NAP}}(\lambda)$  decresce de maneira aproximadamente linear com o comprimento de onda (Figura 3.22) e é muito similar ao espectro do espalhamento do particulado total  $b_p(\lambda)$ , tanto em magnitude quanto em forma (Sun et al., 2010). A declividade do espectro reduz progressivamente a medida em que a concentração total de partículas reduz e a fração orgânica do NAP, eventualmente, fica mais significativa (Kirk, 2011). A dependência do comprimento de onda do espalhamento por

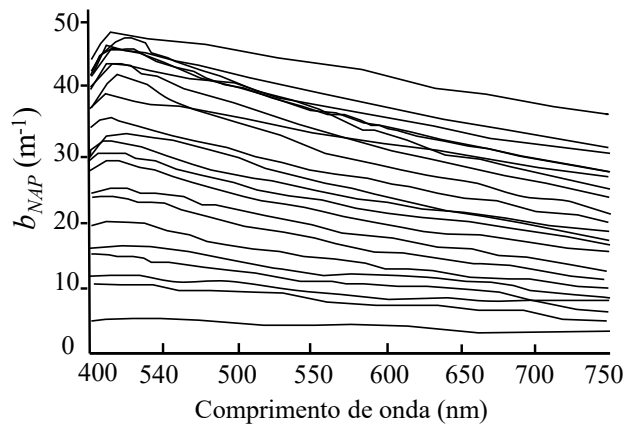
NAP para uma certa distribuição de partículas segue aproximadamente a lei de Angstrom:

$$b_{\text{NAP}}(\lambda) = b_{\text{NAP}}^* \left( \frac{\lambda}{\lambda_{\text{ref}}} \right)^{-n} \quad (3.21)$$

Em que o valor do expoente  $n$  para águas oceânicas fica tipicamente entre 0 e 1 (Blondeau-Patissier et al., 2009) e em torno de 0 para águas interiores (Babin et al., 2003a; Chami et al., 2005).  $\lambda_{\text{ref}}$  é o comprimento de onda de referência em 555 nm e  $b_{\text{NAP}}^*$  é o coeficiente de espalhamento específico do NAP em análise.



**Figura 3.21.** Comparação das propriedades de absorção espectral das frações particuladas e dissolvidas de águas interiores australianas. Fonte: adaptado de Kirk (2011).



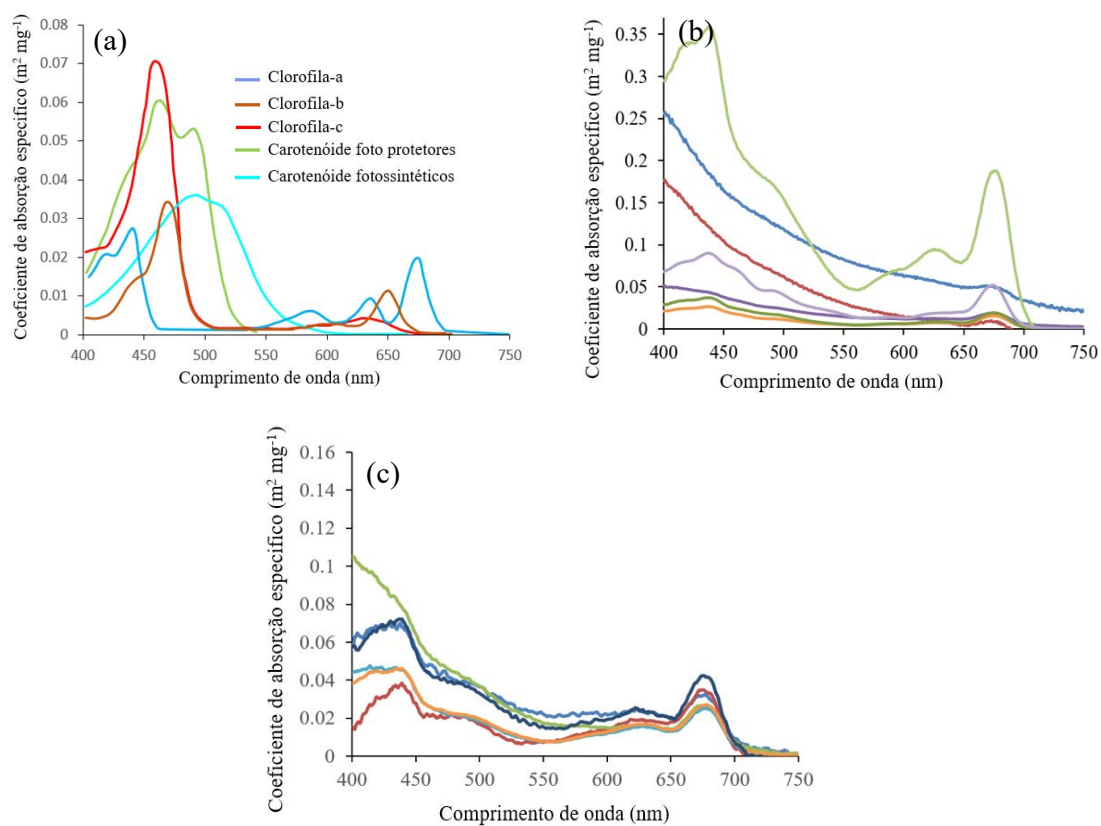
**Figura 3.22.** Espectros do coeficiente de espalhamento por NAP. Fonte: Adaptado de Sun et al. (2010).

### 3.7.3.2. Organismos clorofilados microscópicos e suas propriedades ópticas

O fitoplâncton é um grupo que inclui centenas de espécies de microalgas da biota aquática com tamanho variando de 0,2 a 1000  $\mu\text{m}$ , com grande diversidade de formas (esféricas cilíndricas, meia lua, etc.) e contendo pigmentos fotossintéticos, sendo a clorofila o pigmento mais importante. Dependendo da composição das microalgas, outros pigmentos como carotenóides e biliproteínas podem estar presentes. A composição de espécies e abundância é influenciada pela qualidade da água, mas principalmente pelo campo de luz subaquático e carga de nutrientes (nitrogênio e fósforo).

As células do fitoplâncton por serem fortes absorvedoras da luz visível desempenham um papel importante nas propriedades de absorção das águas naturais. A quantidade de luz absorvida depende não só da concentração total dos pigmentos presentes, mas também, do tamanho, número e forma das células e colônias algais. A clorofila-a com fortes bandas de absorção no azul (~430nm) e no vermelho (~665nm) (Figura 3.23-a) está presente em todas as espécies de fitoplâncton, e é o principal pigmento modelador da forma do espectro de absorção pelo fitoplâncton. Em função dessas características, medidas da concentração de clorofila-a em corpos d'água são usadas como indicativo da abundância de fitoplâncton. Assim como a clorofila-a, os demais pigmentos também absorvem a luz de forma seletiva (Figura 3.23-a), fazendo com que o espectro de absorção pelo fitoplâncton seja caracterizado por um certo número de picos.

Um parâmetro adequado para comparar ambientes aquáticos distintos, em termos de absorção, é o coeficiente de absorção específico pelo fitoplâncton ( $a_{phy}^*$ ), que representa o coeficiente de absorção exibido por células fitoplanctônicas correspondente a uma concentração de 1 miligrama de clorofila-a por metro cúbico. O  $a_{phy}^*$  é determinado dividindo o coeficiente de absorção do fitoplâncton ( $a_{phy}$ ) pela concentração de clorofila-a da amostra analisada. A Figura 3.23-b & c mostra espectros do coeficiente de absorção específico espectral do fitoplâncton em dois ambientes aquáticos brasileiros: no reservatório hidroelétrico de Funil, no estado do Rio de Janeiro (Figura 3.23-b); e em lagos da planície de inundação amazônica (Figura 3.23-c). Como se pode observar, a intensidade e forma espectral são distintas para cada ambiente, refletindo a composição e concentração de espécies no ambiente.



**Figura 3.23.** Espectro de coeficiente de absorção específica. (a) alguns dos principais tipos de pigmentos encontrados em fitoplânctons (Bidigare et al., 1990). (b) Reservatório de Funil RJ. (c) lagos amazônicos.

As propriedades de espalhamento do fitoplâncton impactam diretamente a refletância do sensoriamento remoto. Em geral, o fitoplâncton espalha mais fortemente do que absorve a luz (Bricaud et al., 1983). Estudos de Morel & Bricaud (1986) mostraram que, para 22 tipos de águas oceânicas, a razões do coeficiente específico de espalhamento pelo de absorção variaram de 4 a 22. Estudos também mostraram que os valores dos coeficientes de espalhamento e retroespalhamento do fitoplâncton, quando comparados com os dos NAPs, são relativamente baixos, devido ao alto teor de água e fortes propriedades de absorção (Aas, 1996). Exceção à regra, são os coccolitóforos - fitoplânctons que produzem pequenas escamas de carbonato de cálcio, o que os torna eficientes espalhadores, que permite ver seu florescimento do espaço (Balch et al. 1996). A forma e magnitude do espalhamento são altamente dependes do tamanho, da forma e do índice de refração das células fitoplânctônicas. Em geral, o espalhamento para frente é muito maior do que o retroespalhamento, consistente com o seu grande tamanho de células em relação ao comprimento de onda no visível.

### 3.8. A EQUAÇÃO DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA

Os algoritmos bio-ópticos analíticos partem da hipótese de que se as características de um campo de luz subaquático são determinadas unicamente pelas IOPs do corpo d'água, então, é possível derivar relações analíticas entre as IOPs e o campo de luz. O arcabouço teórico utilizado para derivar essas relações é a ETR.

Na sua forma padrão, a ETR descreve como a radiância ( $L$ ) varia, em direção e magnitude, com a distância dentro de um corpo d'água. Os processos considerados na formulação ETR, baseados no balanço de energia para um feixe de fótons deslocando em certa direção, conforme ilustrados pela Figura 2.4-a, são: I) Perda de fótons por absorção; II) Perda de fótons por espalhamento em outras direções, sem mudança no comprimento de onda; III) Perda de fótons por espalhamento com a mudança no comprimento de onda; IV) Ganho de fótons pelo feixe por espalhamento advindo de outras direções sem mudança no comprimento de onda (espalhamento elástico); V) Ganho de fótons por espalhamento advindo de outras direções, com mudança no comprimento de onda; VI) Ganho de fótons por meio da criação de fótons pela conversão de energia não radiante em energia radiante (emissão). Como base nestes sete processos, a forma geral da ETR é:

$$\mu \frac{dL(\vec{x}, \hat{\xi}, \lambda)}{dz} = -c(z, \lambda)L(\vec{x}, \hat{\xi}, \lambda) + L_*^E(\vec{x}, \hat{\xi}, \lambda) + L_*^I(\vec{x}, \hat{\xi}, \lambda) + L_*^S(\vec{x}, \hat{\xi}, \lambda) \quad (3.22)$$

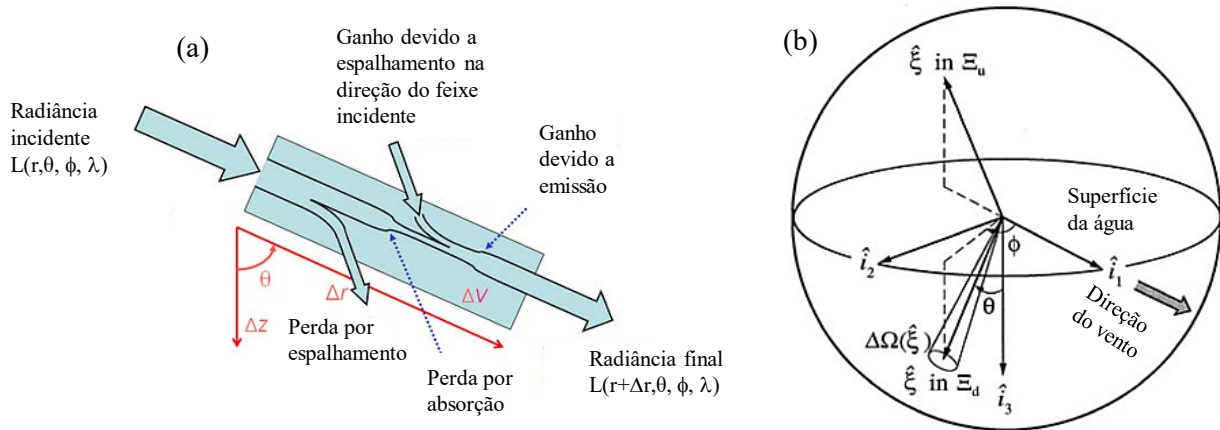
Em que  $\hat{\xi}$  é a direção de propagação,  $\mu = \cos(\theta)$ ,  $z$  é a profundidade,  $\vec{x}$  é o vetor posição no espaço,  $c = a + b$  é a atenuação. O primeiro termo do lado direito  $[-c(z, \lambda)L(\vec{x}, \hat{\xi}, \lambda)]$  representa a redução da radiância pelos processos I, II e III listados acima. O segundo termo  $[L_*^E(\vec{x}, \hat{\xi}, \lambda)]$  representa o acréscimo na radiância resultante do processo IV. O terceiro termo  $[L_*^I(\vec{x}, \hat{\xi}, \lambda)]$  representa o acréscimo na radiância resultante do processo V. O quarto termo  $[L_*^S(\vec{x}, \hat{\xi}, \lambda)]$  representa o acréscimo na radiância resultante do processo VI.

Segundo Mobley (1994), a radiância  $(L(\vec{x}, \hat{\xi}, \lambda))$  é a grandeza radiométrica fundamental da ótica hidrológica, pois ela especifica a estrutura espacial ( $\vec{x}$ ), direcional ( $\hat{\xi}$ ) e espectral ( $\lambda$ ) de campo de luz, conforme mostrado na equação 3.22. Todas as demais grandezas radiométricas podem ser derivadas a partir da radiância. Por exemplo, as irradiâncias, descendente e ascendente, relacionam-se com a radiância da seguinte forma:

$$E_d(\vec{x}, t, \lambda) \stackrel{def}{=} \int_{\phi}^{2\pi} \int_{\theta}^{\frac{\pi}{2}} L(\vec{x}, t, \theta, \phi, \lambda) |\cos\theta| \sin\theta \, d\theta \, d\phi \quad (3.23)$$

$$E_u(\vec{x}, t, \lambda) \stackrel{def}{=} \int_{\phi}^{2\pi} \int_{\theta=\frac{\pi}{2}}^{\pi} L(\vec{x}, t, \theta, \phi, \lambda) |\cos\theta| \sin\theta \, d\theta \, d\phi \quad (3.24)$$

Em que  $L(\vec{x}, t, \theta, \phi, \lambda)$  é a radiância espectral numa certa posição ( $\vec{x}$ ). As duas principais ferramentas disponíveis para o desenvolvimento e a parametrização de algoritmos analíticos são o Hydrolight 5 (Mobley e Sundman, 2008) e o WASI (Gege, 2012). Essas ferramentas permitem derivar as AOPs a partir das IOPs e das condições de contorno (abordagem direta), conforme ilustrado na Figura 3.3.



**Figura 3.24.** (a) Processos considerados no desenvolvimento da Equação de Transferência Radiativa em um corpo de água. (b) convenção de ângulos e direções para a descrição formal do campo de radiação no espaço euclidiano tridimensional.  $\theta$  e  $\phi$  são os ângulos zenital e azimutal;  $\xi$  é a direção de propagação;  $\Xi_u$  hemisfério superior;  $\Xi_d$  é hemisfério inferior.  $\Delta\Omega(\xi)$  é o ângulo sólido na direção  $\xi$ .  $\hat{i}_1, \hat{i}_2, \hat{i}_3$  são vetores unitários no espaço. Fonte: Transparência do curso “Radiative transfer theory, Optical Oceanography and Hidrolight” ministrado no INPE pelo Dr. Curtis Mobley. (disponível em: <http://www.dpi.inpe.br/labisa/>).

### 3.9. CONCLUSÃO

Este capítulo apresentou uma visão geral e conceitual sobre os processos de interação da luz solar com corpos d’água, objetivando fornecer ao leitor uma base teórica para interpretação de dados radiométricos e limnológicos para uso nos estudos e no monitoramento de sistemas aquáticos. De forma sucinta, apresentaram-se os principais conceitos da óptica hidrológica, com ênfase nas definições e descrições dos **processos** de absorção e espalhamento, das **grandezas radiométricas** (intensidade radiante, radiância, irradiância, etc.), das **propriedades ópticas inerentes** de corpos d’água



e dos constituintes opticamente ativos (coeficientes de absorção, de espalhamento e de atenuação) e das **propriedades ópticas aparentes** de corpos d'água (razão de irradiância, reflectância de sensoriamento remoto, coeficiente de atenuação difuso e cosseno médio). O relacionamento entre essas grandezas e propriedades, fundamentais para o estudo quantitativo das interações da luz com corpos d'água, está sintetizado no fluxograma da Figura 3.3. As informações derivadas dessas grandezas radiométricas quantificadas, associadas a técnicas de sensoriamento remoto é que possibilita a estimativa de parâmetros de qualidade de água. Finaliza-se este capítulo com uma descrição da equação de transferência radiativa, a estrutura matemática que faz a conexão entre as propriedades ópticas inerentes dos corpos d'água e as grandezas radiométricas registradas pelos sensores remotos.

## REFERÊNCIAS

- Aas, E. (1996). Refractive index of phytoplankton derived from its metabolite composition. *Journal of Plankton Research*, 18(12), 2223-2249.
- Babin, M., Stramski, D., Ferrari, G. M., Claustre, H., Bricaud, A., Obolensky, G., & Hoepffner, N. (2003). Variations in the light absorption coefficients of phytoplankton, nonalgal particles, and dissolved organic matter in coastal waters around Europe. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C7).
- Bader, H. (1970). The hyperbolic distribution of particle sizes. *Journal of Geophysical Research*, 75(15), 2822-2830.
- Balch, W. M., Kilpatrick, K. A., Holligan, P., Harbour, D., & Fernandez, E. (1996). The 1991 coccolithophore bloom in the central North Atlantic. 2. Relating optics to coccolith concentration. *Limnology and Oceanography*, 41(8), 1684-1696.
- Barbosa, C., Novo, E. M. L. M., Ferreira, R., Carvalho, L., Cairo, C., Lopes, F., ... & Alcantara, E. (2015). Brazilian Inland Water Bio-Optical Dataset to Support Carbon Budget Studies in Reservoirs as well as Anthropogenic Impacts in Amazon Floodplain Lakes: Preliminary Results. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing & Spatial Information Sciences*.
- Bigdare, R. R.; Ondrusek, M. E.; Morrow, J. H.; Kiefer, D. A. In vivo absorption properties of algal pigments. *Anais SPIE (Ocean Optics X)*, [S.I.], n. 1302, p. 290-302, 1990.
- Blondeau-Patissier, D., Brando, V. E., Oubelkheir, K., Dekker, A. G., Clementson, L. A., & Daniel, P. (2009). Bio-optical variability of the absorption and scattering properties of the Queensland inshore and reef waters, Australia. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C5).
- Bukata, R. P., Jerome, J. H., Kondratyev, A. S., & Pozdnyakov, D. V. (1995). *Optical Properties and Remote Sensing of Inland and Coastal Waters*. CRC Press.
- Chami, M., Shybanov, E. B., Churilova, T. Y., Khomenko, G. A., Lee, M. G., Martynov, O. V., ... & Korotaev, G. K. (2005). Optical properties of the particles in the Crimea coastal waters (Black Sea). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(C11).
- Dall'Olmo, G., Westberry, T. K., Behrenfeld, M. J., Boss, E., & Slade, W. H. (2009). Significant contribution of large particles to optical backscattering in the open ocean. *Biogeosciences*, 6(6), 947.
- Ferreira, R. (2014). Caracterização da ótica e do carbono orgânico dissolvido no reservatório de Três Marias/MG. 2014. 108f (Dissertação (Mestre em Sensoriamento Remoto). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos)
- Gege, P. (2017). Radiative transfer theory for inland waters. In *Bio-optical Modeling and Remote Sensing of Inland Waters* (pp. 25-67).
- Gege, P. (2012). Estimation of phytoplankton concentration from downwelling irradiance measurements in water. *Israel Journal of Plant Sciences*, 60(1-2), 193-207.
- Jerlov, N. G. (1976). *Marine optics* (Vol. 14). Elsevier.
- Kirk, J. T. (2011). *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*. Third Edition Cambridge university press.
- Kirk, J. T. O. (1976). Yellow substance (gelbstoff) and its contribution to the attenuation of photosynthetically active radiation in some inland and coastal south-eastern Australian waters. *Marine and Freshwater Research*, 27(1), 61-71.
- Lee, Z., Ahn, Y. H., Mobley, C., & Arnone, R. (2010). Removal of surface-reflected light for the measurement of remote-sensing reflectance from an above-surface platform. *Optics Express*, 18(25), 26313-26324.
- Mobley, C. D. (1994). *Light and water: radiative transfer in natural waters*. Academic press. Academic press.
- Mobley, C. D., & Sundman, L. K. (2008). HYDROLIGHT 5 ECOLIGHT 5. Sequoia Scientific Inc.
- Novo, E. (2008). ML de M. Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações. Editora Edgar Blücher Ltda, 2. Ocean Optics Web Book. <http://www.oceanopticsbook.info/>

Preisendorfer, R. W. (1976). Hydrologic optics. Vol. I. Introduction. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration. *Environment Research Laboratory*.

Roesler, C. (2015) Lecture\_03\_Absorption\_Roesler in Ocean Optics Class 2015

Silva, M. P. (2018). Modelos de Sensoriamento Remoto no Estudo da Variabilidade Espacial Sazonal da Matéria Orgânica Dissolvida em Lagos da Planície de Inundação do Solimões /Amazonas a Partir de suas Propriedades Óticas. 2018. (Dissertação (Mestre em Sensoriamento Remoto). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos)

Smith, R. C., & Baker, K. S. (1981). Optical properties of the clearest natural waters (200–800 nm). *Applied optics*, 20(2), 177-184.

Stramski, D., & Woźniak, S. B. (2005). On the role of colloidal particles in light scattering in the ocean. *Limnology and oceanography*, 50(5), 1581-1591.

Sun, D., Li, Y., Wang, Q., Lv, H., Le, C., Huang, C., & Gong, S. (2010). Partitioning particulate scattering and absorption into contributions of phytoplankton and non-algal particles in winter in Lake Taihu (China). *Hydrobiologia*, 644(1), 337-349.

Watanabe, F. S. Y. (2016). Parameterization of bio-optical models for estimating chlorophyll-a concentration in a tropical eutrophic reservoir. Tese de doutorado. Universidade Estadual Paulista (UNESP), Faculdade de Ciências e Tecnologia, Presidente Prudente.

Wandell, B. A. (1995). Foundations of vision (Vol. 8). Sunderland, MA: Sinauer Associates.

Xie, H., Aubry, C., Bélanger, S., & Song, G. (2012). The dynamics of absorption coefficients of CDOM and particles in the St. Lawrence estuarine system: *Biogeochemical and physical implications*. *Marine Chemistry*, 128, 44-56.

Zibordi, G. (2007). Marine optics: field radiometry (Doctoral dissertation, University of Southampton).



# 4 MEDIDAS E EQUIPAMENTOS UTILIZADOS NO ESTUDO DA ÓPTICA HIDROLÓGICA

Lino A. S. de Carvalho, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Brasil

Daniel S. F. Jorge, Université du Littoral Côte d'Opale, França

---

4.1	Introdução	55
4.2	Grandezas radiométricas	56
	4.2.1 Irradiância e radiância	57
4.3	Medidas de grandezas radiométricas <i>in situ</i>	60
	4.3.1 Medidas acima da superfície da água	60
	4.3.2 Medidas abaixo da superfície da água	64
4.4	Medidas de propriedades ópticas inerentes	67
	4.4.1 Medidas de coeficiente de atenuação	68
	4.4.2 Medidas de coeficiente de absorção	71
	4.4.3 Medidas de coeficiente de espalhamento	75
4.5	Conclusão	79

---

## 4.1. INTRODUÇÃO

No capítulo anterior, a teoria relativa à óptica hidrológica foi apresentada, e neste capítulo, serão discutidos alguns métodos para medir grandezas radiométricas e IOPs. Historicamente, a construção de equipamentos foi desenvolvida com foco na aquisição de grandezas radiométricas *in situ* em águas oceânicas. A quantificação da atenuação da radiância e da irradiância na coluna d'água foi um dos experimentos precursores do desenvolvimento da óptica hidrológica. Posteriormente, com o desenvolvimento dos sistemas orbitais de sensoriamento remoto surgiu a necessidade da quantificação precisa de AOPs como a Reflectância de Sensoriamento Remoto e a Razão de Irradiâncias para a calibração de dados orbitais e para o desenvolvimento de métodos para a estimativa de COAs via satélite.

As medidas de IOPs, por outro lado, tiveram seu desenvolvimento guiado pela aquisição de

amostras de campo e posterior medição em laboratório. A evolução dos métodos de laboratório possibilitou uma quantificação mais acurada de IOPs, permitindo o desenvolvimento da caracterização bio-óptica, por meio da análise não só das características dos organismos vivos, fundamentalmente organismos fitoplanctônicos, mas, também, do material inanimado composto de material particulado e material dissolvido. Posteriormente, a construção de equipamentos que possibilitam a coleta de IOPs *in situ* contribuiu significativamente para o aumento da quantidade de dados coletados, visto que dispensam a coleta de amostras. Outro ponto é que a coleta *in situ* permite a obtenção de dados de IOPs do corpo d'água com características mais similares a do estado em que se encontra o sistema na natureza, garantindo maior fidedignidade aos dados.

Atualmente, a aquisição de grandezas radiométricas e IOPs se divide em duas frentes. Ao mesmo tempo em que o desenvolvimento tecnológico permitiu uma evolução considerável dos equipamentos, há uma preocupação com o custo, visto que o número de dados adquiridos é fundamental para uma caracterização temporal e espacial mais acurada de corpos d'água, principalmente os continentais. Equipamentos cada vez mais precisos permitem caracterizar tanto grandezas radiométricas como IOPs, mas têm evoluído para a discriminação de tipos de pigmentos fitoplanctônicos, tamanho e composição de partículas suspensas, composição da matéria orgânica dissolvida ou, até mesmo, a identificação de grupos fitoplanctônicos que estão presentes no corpo d'água. Por outro lado, equipamentos de baixo custo têm sido desenvolvidos com foco principalmente na relação durabilidade/acurácia de medição. Com essa relação atendida, é possível investir em redes de coleta de dados que possam ser desenvolvidas inclusive por cidadãos comuns aumentando ainda mais a amostragem.

Este capítulo não pretende se aprofundar nas técnicas mais modernas de medidas de grandezas radiométricas e IOPs, mas ser uma introdução à instrumentação já consagrada e à metodologia usualmente empregada na literatura científica. Pretende-se, também, que este capítulo possa complementar a teoria já apresentada no Capítulo 3 e servir de base para as discussões que serão apresentadas nos capítulos subsequentes. Inicialmente, serão apresentados instrumentos utilizados para as medidas de radiância e irradiância. Em seguida, será apresentada a discussão de metodologias utilizadas para a estimativa da Reflectância de Sensoriamento Remoto e de perfis radiométricos na coluna de água. Posteriormente, serão apresentadas estratégias experimentais para a medida de IOPs, juntamente com uma descrição sucinta dos equipamentos frequentemente utilizados pela literatura científica.

## 4.2. GRANDEZAS RADIOMÉTRICAS

A aquisição de grandezas radiométricas em ambientes aquáticos visa não só caracterizar o campo de luz subaquático, mas, também, a radiação que incide e que deixa a superfície do corpo d'água. No âmbito do sensoriamento remoto, o cálculo da Reflectância de Sensoriamento Remoto Espectral ( $R_{rs}$ ) e da Reflectância de Irradiância Espectral ( $R$ ), ambas AOPs, a partir das medidas *in situ* de grandezas radiométricas, é fundamental tanto para a construção de modelos bio-ópticos (Cap. 5), quanto para a validação da utilização de sensoriamento remoto orbital (Cap. 6).

Entretanto, as medidas tomadas em corpos d'água envolvem maior número de detalhes do que as tomadas em alvos terrestres (IOCCG, 2019a; Mueller et al., 2003). O principal motivo é o baixo sinal proveniente do corpo d'água, o que exige equipamentos com maior relação sinal-ruído, além de resoluções espectrais e radiométricas mais acuradas, que possam capturar todas as características espectrais do corpo d'água. Um segundo ponto é que, dado o baixo sinal, a interferência de fatores externos (ou fatores ambientais) no processo de medição é alta. Fatores como cobertura de nuvens, reflexão especular, horário de coleta de medidas, posição do barco, presença ou ausência de vento, além



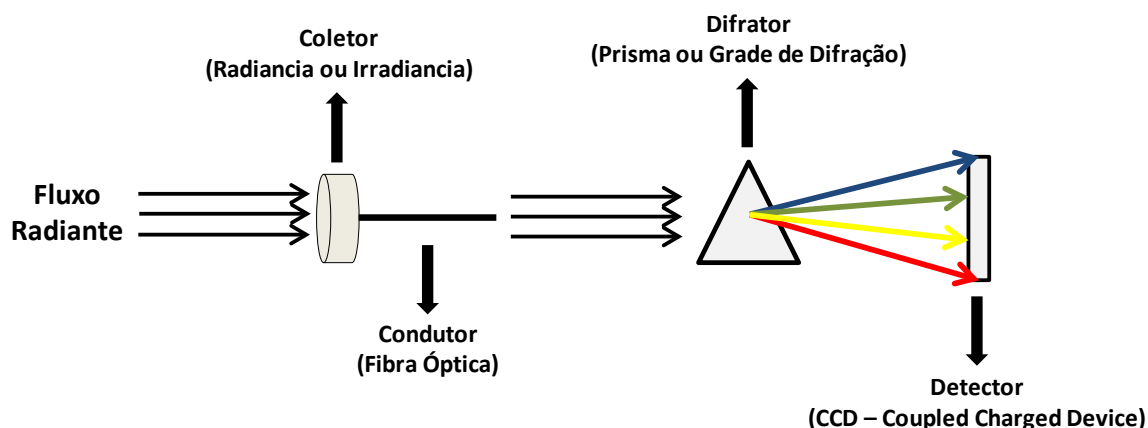


Figura 4.1. Representação esquemática de funcionamento de um espectrorradiômetro.

do sombreamento causado pelo barco ou por vegetação próxima ao corpo d'água são responsáveis por inserirem grande variabilidade nas medições, corrompendo o sinal proveniente dos COAs presentes no corpo d'água.

Nas seções a seguir, será apresentada uma descrição dos instrumentos utilizados para a obtenção de medidas de irradiância e da radiância espectrais. Serão apresentados métodos de medição das grandezas radiométricas acima e abaixo da superfície da água, visando minimizar os efeitos ambientais e extrair a melhor qualidade de informação possível.

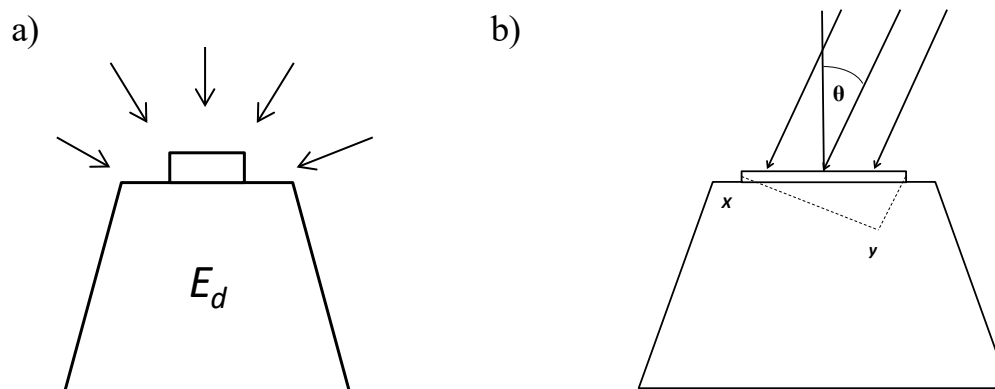
#### 4.2.1. Irradiância e Radiância

As medidas de irradiância (seção 3.3, Capítulo 3) são frequentemente realizadas utilizando radiômetros multi ou hiperspectrais. O funcionamento básico de um radiômetro é apresentado na Figura 4.1. O fluxo radiante incide sobre um coletor, definindo assim se será realizada uma medida de radiância ou irradiância. Após o contato com o coletor, o fluxo radiante é conduzido (p.ex. por uma fibra óptica) até um difrator, em que é decomposto nos diversos comprimentos de onda que o formam. O difrator pode ser formado por prismas, mas, também, por grades de difração. Cada comprimento de onda é posteriormente quantificado no detector, dando origem, assim, à curva de radiância ou irradiância espectrais. A definição de multi ou hiperspectral é determinada pelo número de detectores alocados para cada comprimento de onda, o que define também a resolução espectral do radiômetro.

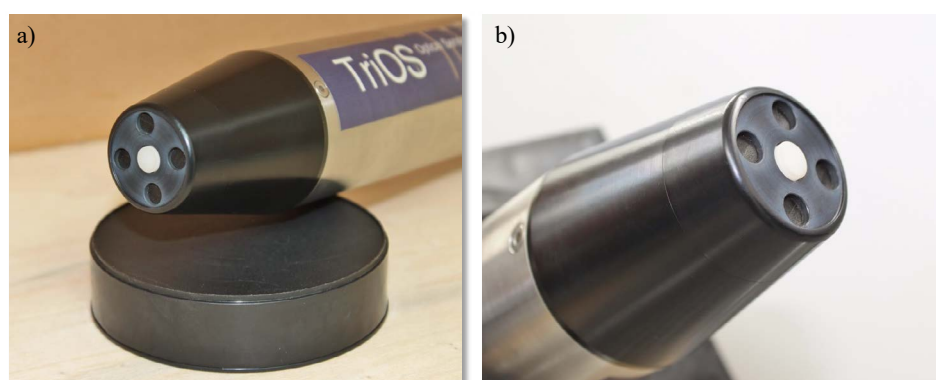
Para adquirir medidas de irradiância, devem ser construídos coletores capazes de captar a radiação solar em todo o hemisfério. Dois tipos de coletores são frequentemente utilizados em radiômetros de campo: os detectores desenvolvidos para captar a irradiância planar e a irradiância escalar.

Historicamente, a irradiância planar é a mais rotineiramente medida, principalmente pela facilidade de construção do coletor. O formato dos detectores de irradiância planar é, como o próprio nome diz, “plano”, como mostra a representação esquemática apresentada na Figura 4.2a. Nesse tipo de geometria, o ângulo do fluxo radiante que chega à superfície do detector se modifica, o que acarreta em uma variação da área projetada na superfície do detector. A medida de irradiância é, então, proporcional ao cosseno do ângulo entre a normal relativa à superfície do detector e o ângulo do fluxo radiante que chega ao detector (Figura 4.2b). Os coletores que obedecem ao critério do ângulo cosseno são chamados de “coletores cosseno de irradiância” (Mobley, 1994).





**Figura 4.2.** (a) Representação esquemática de um detector de irradiância planar. (b) Relação de proporcionalidade entre o cosseno do ângulo normal à superfície do detector e a direção do fluxo radiante.

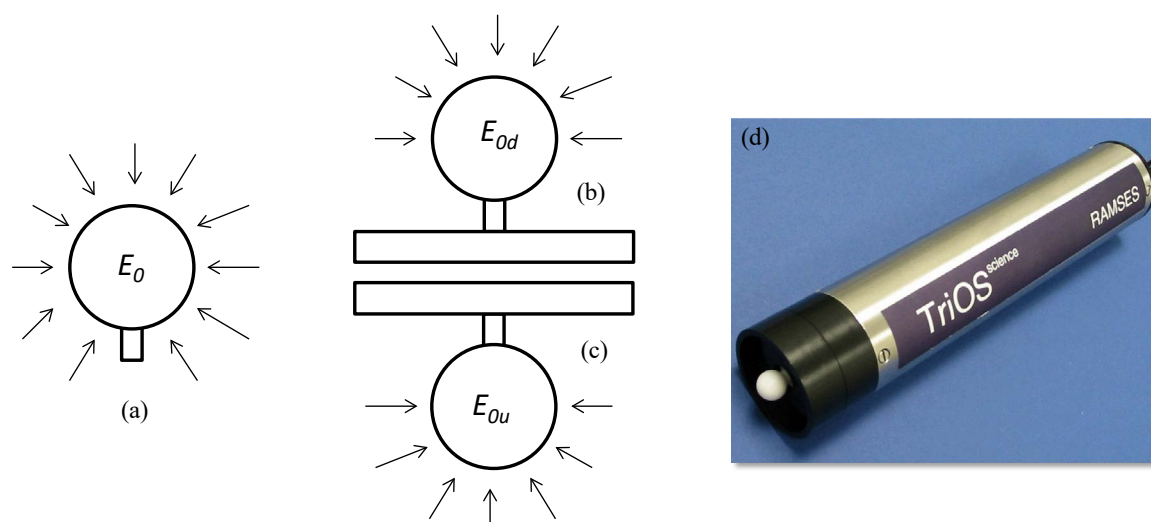


**Figura 4.3.** (a) Radiômetro RAMSES-TriOS destinado à medida de Irradiância Planar. (b) Ampliação de (a), destacando o coletor de irradiância planar. (Foto: Denise Cristina)

O radiômetro RAMSES-TriOS (TriOS, 2019) destinado à medida da irradiância planar é apresentado como um exemplo na Figura 4.3(a). Uma ampliação, com foco no coletor, pode ser observada na Figura 4.3(b). Particularmente, esse radiômetro apresenta uma resolução espectral de 600 comprimentos de onda, com um intervalo de amostragem de aproximadamente 3 nm. É um radiômetro submersível, o que permite que medições de irradiância sejam realizadas tanto acima como abaixo da superfície do corpo d'água.

Apesar de mais práticos e simples de fabricar, o formato dos coletores de irradiância planar acaba por restringir a coleta de toda a irradiância hemisférica (Mobley, 1994). Nesse aspecto, são construídos detectores de irradiância escalar de forma a captar toda a irradiância em todo o intervalo de ângulos azimutais ( $0 < \phi < 2\pi$ ) e zenitais ( $0 < \theta < \pi$ ). A Figura 3.6, do Capítulo 3, ilustra como esses ângulos e suas direções são definidos no contexto da óptica hidrológica.

O detector ideal está representado na Figura 4.4(a). Nesse caso, quase a totalidade da irradiância em ambos os hemisférios é captada, o que permite uma medida da irradiância escalar total. Entretanto, operacionalmente, esse tipo de detector é de difícil construção e a irradiância escalar é medida separadamente, como representado na Figura 4.4(b) e (c), em que são medidas as irradiâncias escalares descendente e ascendente respectivamente. O mesmo radiômetro RAMSES-TriOS é apresentado na Figura 4.4(d), porém, nesse caso, com um coletor de irradiância escalar acoplado.



**Figura 4.4.** (a-c) Representação esquemática de um detector de irradiância escalar (Adaptado de Kirk, 2011). (d) Exemplo de um radiômetro com detector para a medição de irradiância escalar (Fonte: TriOS, 2019).

Em se tratando das medidas de radiância, a diferença também está baseada na forma de construção dos coletores. Como apresentado no equação 3.6 do Capítulo 3, a radiância é uma grandeza que depende não só do fluxo radiante e da área, mas, também, do ângulo sólido. Os radiômetros projetados para as medidas de radiância possuem campos de visada com ângulos sólidos específicos. A Figura 4.5a apresenta um radiômetro RAMSES-TriOS destinado à medida da radiância espectral. Nesse tipo de configuração, uma lente isola (ampliação na Figura 4.5b) o detector dentro do radiômetro. Particularmente, o radiômetro RAMSES-TriOS destinado à medida da radiância espectral possui um ângulo sólido de  $7^\circ$  (TriOS, 2019), mas essa é uma característica de cada radiômetro.

Um ponto que merece atenção em relação às características dos ângulos sólidos de radiômetros é a sua interferência ou não na qualidade das medidas. Em medidas abaixo da superfície da água, se o ângulo sólido é menor, o cone e a luz (veja a Figura 3.9 do Capítulo 3) que o radiômetro enxerga é mais “estrito”, o que diminui o volume de água responsável pela radiância medida. Aumentando o ângulo sólido, aumenta-se também o volume de água observado pelo radiômetro. Se o ângulo sólido é menor, o menor volume observado pelo radiômetro pode ser menos representativo do corpo d’água, em situações de muita variabilidade (como lagos muito túrbidos ou com altíssima produtividade primária). Por outro lado, em medidas acima da superfície da água, em que o radiômetro é apontado na direção da superfície, um maior ângulo sólido gera uma maior área observada.

Nesse aspecto, quanto maior a área observada, maior a possibilidade de efeitos ambientais (como o *glint* gerado por ondas capilares) corromperem a medida. Dessa forma, a escolha do ângulo sólido do radiômetro a ser utilizado depende diretamente do tipo de aplicação, tipo de medida a ser realizada e das características do corpo d’água a ser estudado.

Até a presente seção, foram apresentadas algumas características de equipamentos desenvolvidos para medidas de grandezas radiométricas que podem ser utilizadas posteriormente para o cálculo de AOPs. Na próxima seção, serão discutidas características de medidas tomadas *in situ*, que darão origem à Reflectância de Sensoriamento Remoto e ao Coeficiente de Atenuação Difuso definidos previamente nas seções 3.6.1 e 3.6.2, respectivamente, do Capítulo 3.

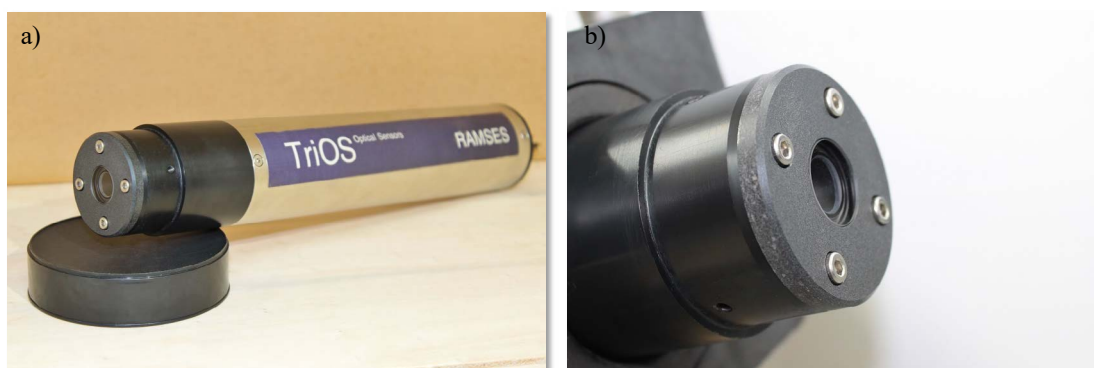


Figura 4.5. (a) Sensor TriOS de medidas de radiância, (b) Ampliação da lente do sensor apresentado em (a). (Foto: Denise Cristina)

### 4.3. MEDIDAS DE GRANDEZAS RADIOMÉTRICAS *IN SITU*

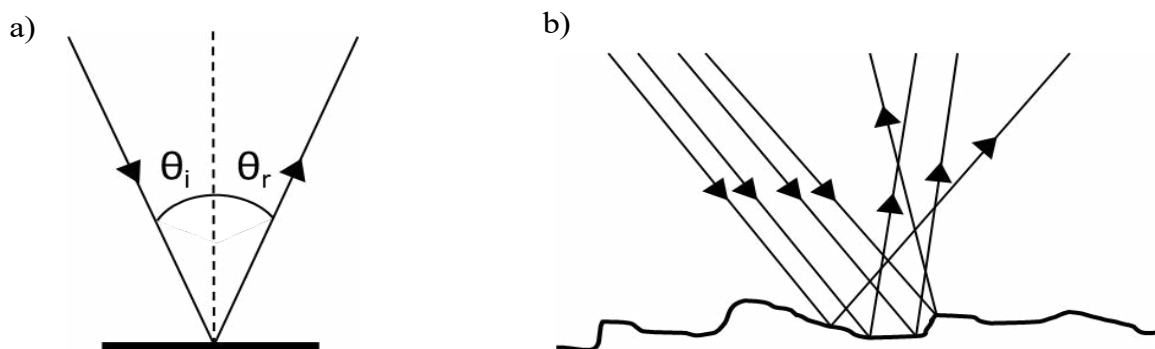
Como previamente mencionado no Capítulo 3, seção 3.3, existem medidas tomadas *in situ* recomendadas por protocolos de estudo da cor da água, que são adquiridas acima e abaixo da superfície do corpo d'água. As medidas tomadas acima da superfície do corpo d'água são a irradiância incidente na superfície da água  $E_s(\lambda)$  e a radiância ascendente da superfície da água,  $L_T(\lambda)$  e radiância do céu  $L_{sky}(\theta, \phi, \lambda)$ . As medidas tomadas abaixo da superfície do corpo d'água são a irradiância descendente na coluna d'água  $E_d(\lambda)$ , a irradiância ascendente na coluna d'água  $E_u(\lambda)$  e a radiância ascendente na coluna d'água  $L_u(\lambda)$ .

No contexto do sensoriamento remoto, para se calcular a Reflectância de Sensoriamento Remoto ( $R_{rs}$ ) proveniente de corpos d'água, medidas adquiridas acima e abaixo da superfície do corpo d'água podem ser utilizadas. A metodologia de aquisição de grandezas radiométricas *in situ*, acima da superfície do corpo d'água, será discutida, inicialmente, com foco no trabalho desenvolvido por Mobley (1999). Esse trabalho tem sido referência para diversos trabalhos científicos que realizam medidas *in situ*, que tem como objetivo o cálculo da  $R_{rs}$ . Posteriormente, trataremos da aquisição de medidas abaixo da superfície da água, com foco na estimativa da  $R_{rs}$  acima da superfície da água e do coeficiente de atenuação difuso descendente ( $k_d$ ).

#### 4.3.1. Medidas acima da superfície da água

A aquisição de grandezas radiométricas acima da superfície do corpo d'água, com o objetivo de calcular a Reflectância de Sensoriamento Remoto ( $R_{rs}$ ), enfrenta algumas limitações. O primeiro ponto é o valor da irradiância incidente na superfície da água ( $E_s$ ). Valores mais baixos de  $E_s$  seja por baixo ângulo de elevação solar ou por alta cobertura de nuvens, acabam por corresponder a valores mais baixos da radiância emergente da coluna d'água ( $L_w$ ), o que pode aumentar as incertezas na medição.

Dessa forma, o mais indicado é que as medidas sejam adquiridas em dias de ausência total de nebulosidade, em um horário específico, geralmente entre 9 e 15 horas do horário local. Um segundo ponto é o efeito de sombreamento que ocorre no momento da medida. São comuns configurações da montagem dos equipamentos causarem interferência por sombreamento no campo de visão dos radiômetros, seja pela estrutura em que estão instalados, seja pela embarcação. Para tal, deve-se evitar ao máximo a instalação dos equipamentos próximos à embarcação e é importante que a estrutura que



**Figura 4.6.** Representação Esquemática dos processos de (a) reflexão especular e (b) reflexão difusa em uma superfície de um corpo d'água com baixa turbulência e com alta turbulência respectivamente.

sustenta os radiômetros seja móvel e permita contornar qualquer tipo de sombreamento eventual.

Apesar dos efeitos ambientais descritos anteriormente interferirem significativamente na qualidade das medidas tomadas acima da superfície da água, o efeito ambiental mais expressivo é a *reflexão especular*. A reflexão especular, descrita pela lei da reflexão, é um processo que ocorre quando a luz atinge uma superfície e é refletida no mesmo ângulo de incidência ( $\theta_i = \theta_r$ , Figura 4.6a).

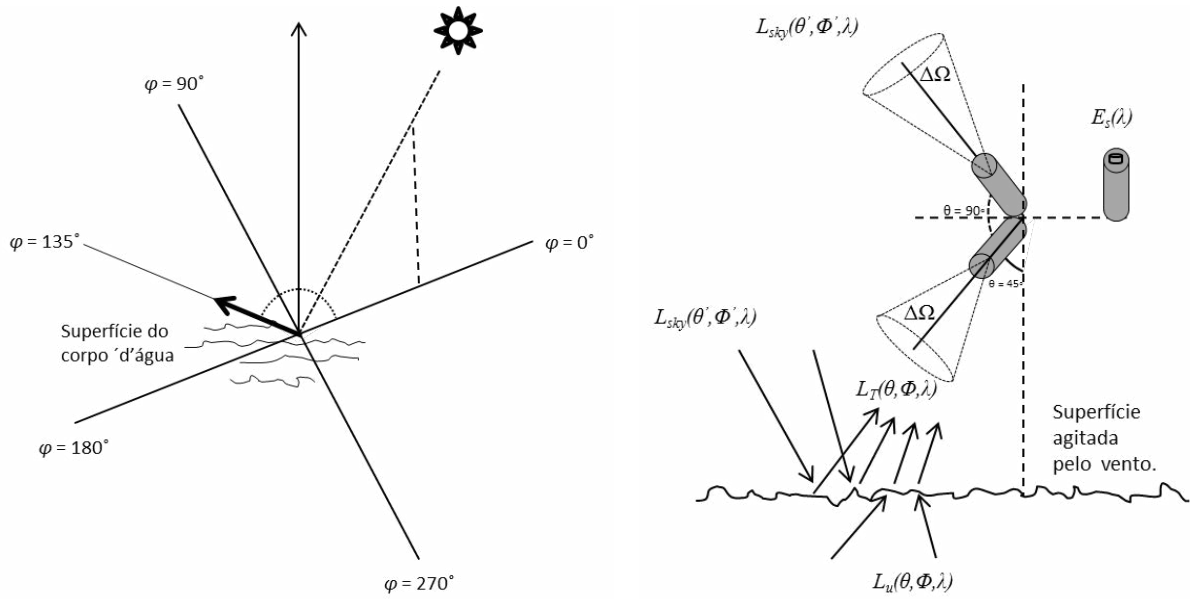
Para que tal fenômeno acontecesse em um corpo d'água, este teria que se comportar com refletor perfeito (como, por exemplo, um espelho), o que raramente acontece em condições naturais. O mais comum é que a superfície do corpo d'água tenha alguma agitação, o que aproxima o processo de reflexão ao padrão da *reflexão difusa*, como representado esquematicamente na Figura 4.6b. Dessa forma, o melhor termo para o efeito ambiental que queremos descrever é o frequentemente chamado na literatura de *glint*, ou seja, o efeito em que a radiação não atinge o “interior” corpo d'água, sendo refletida nas primeiras camadas moleculares da superfície e, dessa forma, não interagindo com os COAs.

O *glint* é preferencialmente causado pela reflexão da radiação solar direta (*sunlint*) e difusa (*skylint*), mas efeitos como a reflexão da embarcação ou até mesmo de vegetação marginal de lagos e rios podem interferir no processo de medição. O processo de *glint* depende diretamente do quão turbulenta está a superfície do corpo d'água, inserindo, assim, maior aleatoriedade no sinal que chega ao radiômetro. Como a agitação da superfície do corpo d'água está ligada à velocidade do vento, assume-se que o *glint* está diretamente ligado à velocidade do vento.

Um exemplo da percepção da radiação refletida pela superfície do corpo d'água pode ser visto quando se observam corpos d'água em dias de céu limpo durante o período da manhã (nascido do sol até aproximadamente 9 horas do horário local). Nesse momento, a radiação solar direta ainda não é tão intensa e se pode perceber a cor “azulada” do corpo d'água. Esta cor “azulada” não se deve à radiação que deixa o corpo d'água, mas, sim, à reflexão especular da radiação solar difusa (preferencialmente azul).

Como forma de minimizar os efeitos de *glint* no cálculo da  $R_s$ , Mobley (1999) sugere uma configuração angular para a tomada simultânea de  $L_T$  e  $E_s$  (Figura 4.7). Nessa configuração, os ângulos zenitais e azimutais são definidos de forma a minimizar os efeitos ambientais. Segundo Mobley (1999), o primeiro passo é a minimização do efeito causado pela reflexão especular da radiação solar direta.

A Figura 4.7a mostra como o radiômetro responsável pela medida de  $L_T$  deve estar orientado para evitar a radiação solar direta refletida. Mobley (1999) demonstra, a partir de simulações, que o radiômetro deve estar posicionado a um ângulo azimutal de aproximadamente  $135^\circ$  (orientação da



**Figura 4.7.** Disposição de Sensores para medidas acima da superfície da água (Adaptado de Mobley, 1999).

seta preta,  $\phi = 135^\circ$ ) em relação à posição do sol, definida como sendo zero ( $\phi = 0^\circ$ ). Mobley (1999) também argumentou que é possível se obter medidas em um céu completamente encoberto por nuvens. Como já discutido anteriormente, essa configuração deve ser evitada, pois o sinal de  $E_s$  é significativamente mais baixo. No entanto, nessa configuração, não há radiação solar direta, o que elimina o efeito de *sunlint* por esse tipo de radiação.

Para se calcular a  $R_{rs}$  (equação 3.12, do Capítulo 3), é necessário minimizar ao máximo o efeito da reflexão da radiação difusa do céu tanto em situações de céu limpo como completamente encoberto. Parte da radiância do céu ( $L_{sky}$ ), apresentada no Capítulo 3, reflete na superfície da água e chega ao radiômetro, constituindo, então, a radiância total ascendente proveniente da superfície do corpo d'água ( $L_T = L_w + \rho L_{sky}$ ). Para minimizar a contaminação de  $L_T$  por  $L_{sky}$ , duas alternativas são apresentadas por Mobley (1999) (Figura 4.7b).

A primeira delas é orientar o radiômetro a  $45^\circ$  em relação à superfície da água e a segunda delas é adquirir medidas de  $L_{sky}$  com um segundo radiômetro posicionado para o céu a  $90^\circ$  em relação ao radiômetro apontado para o corpo d'água. O mesmo radiômetro utilizado para medir  $L_T$  pode ser utilizado para medir  $L_{sky}$ , caso não haja grande variação ambiental (ângulo solar, agitação da superfície ou mudanças abruptas da cor da água).

A geometria adotada minimiza o efeito de *glint* da radiação solar difusa e a aquisição de  $L_{sky}$  pode ser utilizada para remover o efeito. É importante ressaltar que a medida de  $L_{sky}$  é uma estimativa da radiância do céu, assumindo que a medida no ângulo específico é representativa de todo o hemisfério. Claramente, isso pode não ser a realidade em um ambiente de trabalho de campo, mas ainda assim é a melhor estimativa para a minimização da reflexão da radiação solar difusa.

De posse das medidas de  $L_T$  e  $L_{sky}$ , Mobley (1999) propõe a metodologia descrita na equação 4.1.

$$L_w(\theta, \phi, \lambda) = L_T(\theta, \phi, \lambda) - \rho(\theta, \phi, \lambda, v) \cdot L_{sky}(\theta, \phi, \lambda) \quad (4.1)$$

Em que  $\rho$  é um “fator multiplicativo” ( $\rho$  factor), tabelado. O processo de reflexão em uma superfície agi-



tada é complexo e o fator  $\rho$  foi determinado via modelagem numérica (a partir do software *HydroLight*). Esse fator depende não só dos ângulos de aquisição das medidas  $(\theta, \phi)$ , mas, também, do comprimento de onda  $(\lambda)$  e particularmente da velocidade do vento  $(v)$ . Dessa forma, é indispensável que juntamente às medidas de grandezas radiométricas, sejam tomadas, concomitantemente, medidas de velocidade do vento.

Por fim, a  $R_{rs}(\theta, \phi, \lambda)$ , conforme definida no Capítulo 3, é determinada a partir das medidas *in situ* pela equação 4.2.

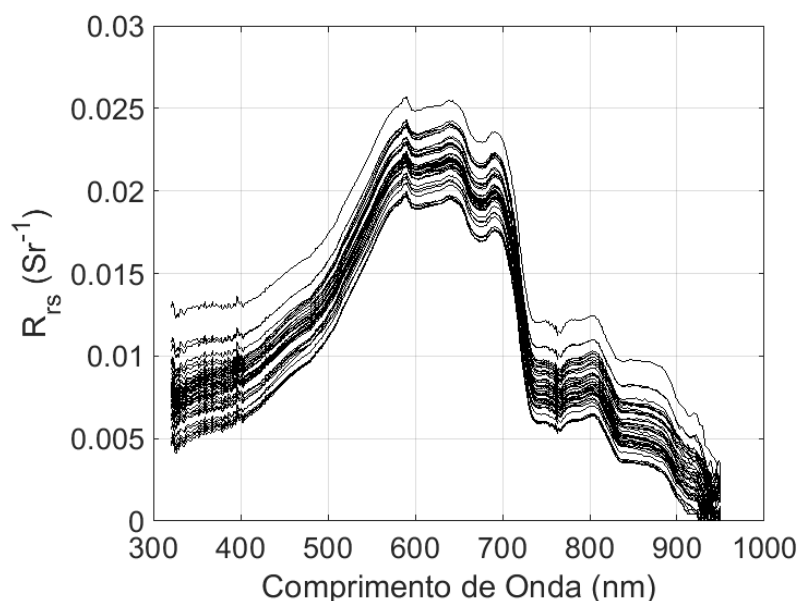
$$R_{rs}(\theta, \phi, \lambda) = \frac{L_w(\theta, \phi, \lambda)}{E_s(\lambda)} = \frac{L_T(\theta, \phi, \lambda) - \rho(\theta, \phi, \lambda, v) \cdot L_{sky}(\theta, \phi, \lambda)}{E_s(\lambda)} \quad (4.2)$$

Outros métodos de minimização do efeito do *glint* podem ser encontrados na literatura (Groetsch et al., 2017; Kutser et al., 2013; Lee et al., 2010). A maior parte deles tenta encontrar alternativas para a determinação do fator  $\rho$ . Por exemplo, Lee et al. (2011) utilizam um método de otimização para encontrar o melhor fator  $\rho$  adaptado a cada situação específica de medição. Por outro lado, Kutser et al. (2013) assumem que a radiância do céu tem um formato exponencial decrescente e a estima pelas medidas de  $L_T$ . Em ambos os casos, os autores focam na não utilização do fator  $\rho$  calculado e tabelado por Mobley (1999), visto que a modelagem utilizada para encontrar os valores de  $\rho$  assume diversos parâmetros que podem não corresponder a uma situação real encontrada em trabalho de campo. Entretanto, o método de Mobley (1999) é o mais utilizado na literatura, sendo o mais confiável para a minimização do efeito de *glint*. O método ainda foi recentemente atualizado com valores mais precisos do fator  $\rho$  em Mobley (2015).

Apesar de todos os esforços para se minimizar os efeitos ambientais que podem corromper as medidas de grandezas radiométricas, ainda assim persistem efeitos que inserem variabilidade às medidas. A Figura 4.8 apresenta um conjunto de dados coletados em uma estação amostral no Lago Grande do Curuai (estado do Pará) (Sander de Carvalho, 2016). Os dados apresentados foram coletados em aproximadamente 20 minutos e cerca de 150 medidas de  $L_T$ ,  $L_{sky}$  e  $E_s$ . Esse conjunto de medidas foi coletado utilizando a geometria proposta por Mobley (1999), com o devido cuidado para evitar os efeitos de baixa luminosidade, sombreamento e principalmente *glint*. A metodologia de Mobley (1999) descrita acima foi aplicada para se chegar aos valores de  $R_{rs}$ .

Mesmo com todas as providências na tentativa de minimização dos efeitos ambientais sendo tomadas, pode-se observar que há grande variabilidade nas  $R_{rs}$  geradas. Essa variabilidade acaba por acontecer, primeiramente, porque nem todos os efeitos ambientais são minimizados em todas as medidas tomadas, mas, também, porque existem outros efeitos de difícil correção que corrompem as medidas. Um deles é o movimento da embarcação, que pode modificar a área observada pelos radiômetros no momento de medição. Outro ponto é a variabilidade da nebulosidade, que pode afetar a distribuição do *glint*. Dessa forma, dentro do conjunto amostrado, deve-se selecionar uma  $R_{rs}$  calculada que possa ser representativa da estação amostral. O Capítulo 5 discute formas de escolha da  $R_{rs}$  entre outros métodos para filtrar o dado adquirido e se chegar a uma  $R_{rs}$  representativa.

Como pode ser observado, o efeito do *glint* é o principal efeito ambiental capaz de influenciar na qualidade das medidas de  $R_{rs}$ . Na próxima seção, será apresentada a metodologia para a aquisição de dados radiométricos abaixo da superfície do corpo d'água. O principal ponto da aquisição abaixo da superfície da água, no caso do cálculo da  $R_{rs}$ , é a eliminação do efeito de *glint*. Entretanto, outros efeitos ambientais são incorporados e serão discutidos.



**Figura 4.8.** Exemplo de medidas de Reflectância de Sensoriamento Remoto ( $R_{rs}$ ). O conjunto apresentado, tomado em um intervalo de 20 minutos, seguiu a metodologia de Mobley (1999). Adaptado de Sander de Carvalho (2016).

#### 4.3.2. Medidas abaixo da superfície da água

A aquisição de grandezas radiométricas abaixo da superfície da água é realizada, primordialmente, com dois propósitos. O primeiro deles é a aquisição de *perfis radiométricos*, para o cálculo dos coeficientes de atenuação vertical espectral difuso (Capítulo 3, equação 3.15). A partir dos perfis radiométricos, é possível, também, calcular AOPs derivadas, como, por exemplo, a Reflectância de Sensoriamento Remoto abaixo da superfície da água ( $r_{rs}(z, \lambda)$  equação 3.13). O segundo propósito é o cálculo da Reflectância de Sensoriamento Remoto acima da superfície da água ( $R_{rs}(\lambda)$ ), que também é derivada dos perfis radiométricos obtidos (IOCCG, 2019a; Mueller et al., 2003).

A Figura 4.9a apresenta uma possível configuração para a aquisição de grandezas radiométricas abaixo da superfície da água. Dois radiômetros subaquáticos são posicionados em uma estrutura em que são medidas a Irradiância Descendente ( $E_d(z, \lambda)$ ) e a Radiância Ascendente ( $L_u(z, \lambda)$ ). É importante que juntamente com as grandezas radiométricas sejam também adquiridas medidas de pressão, que possam ser convertidas em medidas de profundidade posteriormente. Em se tratando da qualidade dos perfis radiométricos adquiridos, alguns cuidados devem ser tomados na montagem da estrutura.

O primeiro ponto é que a disposição dos radiômetros é de fundamental importância no caso de águas continentais ou interiores e, particularmente, em águas muito túrbidas; uma pequena mudança na posição em que os radiômetros estão montados pode acarretar em uma sub ou superestimação dos perfis radiométricos. Um segundo ponto que deve ser destacado é a geometria da estrutura utilizada. Ela deve garantir que os radiômetros permaneçam na posição vertical, evitando, assim, que o ângulo de amostragem varie durante a medição. O terceiro ponto é o sombreamento causado pela estrutura. Um compromisso deve ser encontrado entre a proteção dos instrumentos utilizados e o sombreamento causado pelas partes que compõem as estruturas utilizadas.

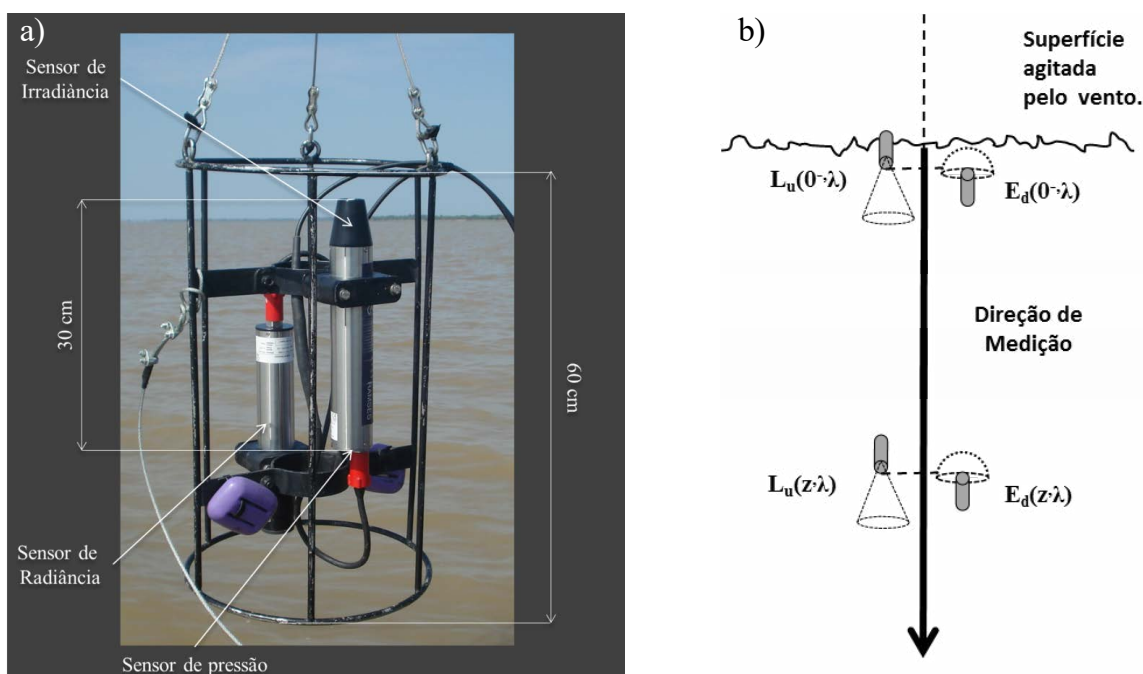
A Figura 4.9b apresenta esquematicamente o processo de medição dos perfis de grandezas

radiométricas. Segundo os protocolos citados no Capítulo 3 (Mueller et al., 2003), as grandezas radiométricas devem ser medidas continuamente, partindo da superfície até que se chegue à completa extinção da radiação que penetra no corpo d'água. A velocidade em que os equipamentos são submersos depende muito das características do corpo d'água.

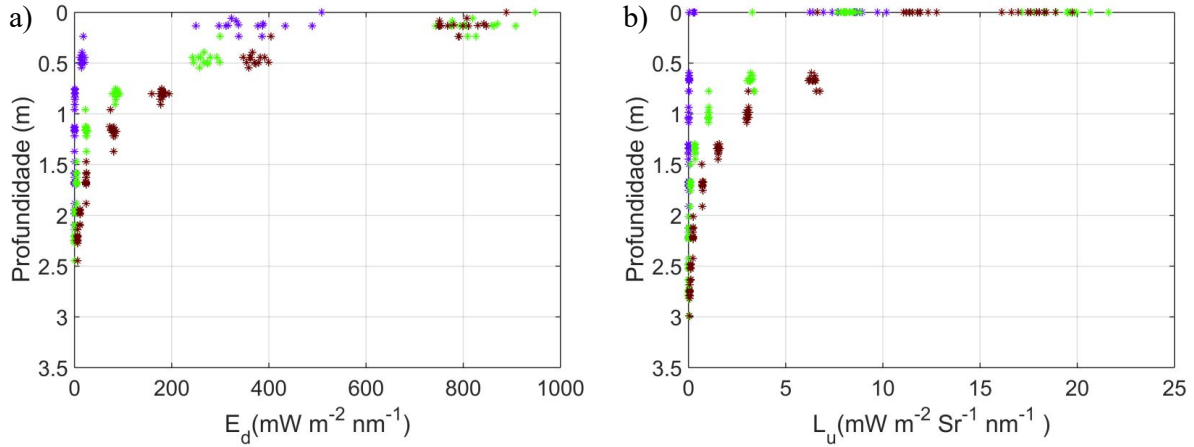
Em ambientes com maior penetração de luz, a velocidade pode ser maior, pois mais luz chega aos coletores por intervalo de tempo e o tempo de integração é menor. O tempo de integração é o intervalo necessário para que uma quantidade suficiente de luz, necessária para a medida da grandeza radiométrica, chegue aos coletores. O tempo de integração é inversamente proporcional à quantidade de luz que chega aos detectores. Dessa forma, em ambientes muito túrbidos, o decaimento da radiação que penetra no corpo d'água é muito acentuado, o que demanda maior tempo para a aquisição de um perfil radiométrico de qualidade.

Uma atenção especial deve ser dada à aquisição de medidas próximas à superfície. Os valores  $E_d(0, \lambda)$  e  $L_u(0, \lambda)$  são fundamentais para o cálculo da  $r_{rs}(0, \lambda)$ , que pode ser posteriormente convertida em  $R_{rs}(0^+, \lambda)$ , mas são extremamente difíceis de serem obtidos. Isso acontece devido à turbulência do corpo d'água que cria instabilidade no posicionamento dos sensores, o que torna praticamente impossível a aquisição dessas medidas. A solução desse problema passa pelo cálculo dos valores dos coeficientes de atenuação verticais espectrais difusos, que serão descritos tomando como referência a Figura 4.10.

A Figura 4.10 mostra perfis de  $E_d$  (Figura 4.10a) e  $L_u$  (Figura 4.10b) em três comprimentos de onda, coletados no Lago Grande de Curuai (LGC), localizado na planície de inundação do Baixo Amazonas (Sander de Carvalho, 2016). O LGC tem como característica a alta concentração de COAs, principalmente CDOM e NAP, o que torna o decaimento exponencial das grandezas radiométricas altamente acentuado na região do *azul*, diminuindo na região do *verde* e mais ainda na região do *vermelho*.



**Figura 4.9.** (a) Montagem para a realização de medidas abaixo da superfície da água (b) Representação esquemática do processo de medição de perfis radiométricos abaixo da superfície da água.



**Figura 4.10.** Perfis radiométricos tomados in situ. (a) Perfil radiométrico de irradiância descendente. (b) Perfil radiométrico de radiância ascendente. Código de cores: Azul- 440 nm, Verde-550 nm, Marrom- 670 nm. Adaptado de Sander de Carvalho (2016).

Esse comportamento pode ser observado claramente nos três comprimentos de onda selecionados (440 nm, 550 nm e 670 nm). O coeficiente de decaimento é exponencial ( $K_d$  no caso de  $E_d$  e  $K_{lu}$  no caso de  $L_u$ ), conforme descrito pela lei de Beer (equação 3.14, Capítulo 3), é maior no comprimento de onda do azul e decresce em direção ao comprimento de onda do vermelho, devido à natureza do corpo d'água.

Para se calcular os valores dos coeficientes de atenuação difusos, pode ser adotada uma estratégia numérico-computacional de ajuste não linear de uma exponencial aos perfis radiométricos adquiridos. O ajuste pode ser feito a partir das medidas radiométricas e dos valores de profundidade a partir da equação 4.3 (uma generalização da equação 3.14, Capítulo 3), deixando como variáveis a serem encontradas no ajuste não linear, exatamente os valores dos coeficientes de atenuação verticais espectrais difusos e os valores das grandezas radiométricas logo abaixo da superfície do corpo d'água, que no caso do exemplo apresentado na Figura 4.10 são  $K_d$ ,  $K_{lu}$ ,  $E_d(0, \lambda)$  e  $L_u(0, \lambda)$ . Essa estratégia pode ser utilizada para qualquer tipo de grandeza radiométrica medida ( $E_d$ ,  $E_u$ ,  $L_u$ ,  $L_d$ ,  $E_{ou}$ ,  $E_{od}$ ).

$$X_{dir}(z, \lambda) \equiv X_{dir}(0, \lambda) e^{-Y_{dir}(z, \lambda)} \quad [\text{m}^{-1}] \quad (4.3)$$

Em que  $X$  é a grandeza radiométrica em questão,  $dir$  é direção de aquisição (upward ou downward) e  $Y$  é o dos coeficientes de atenuação vertical espectral difuso.

É importante salientar que a diferença de magnitude entre essas grandezas pode ser um limitador para a estimativa acurada dos coeficientes de atenuação e dos valores das grandezas radiométricas logo abaixo da superfície. Comparando-se os valores de magnitude apresentados na Figura 10.4, observa-se que os de  $E_d$  superam em até 100 vezes os valores de  $L_u$ .

Dessa forma, a extinção de  $L_u$  ocorre em uma profundidade anterior (mais raso) do que  $E_d$ , o que pode limitar a quantidade de medidas necessárias ao ajuste não linear. Outro ponto a se destacar é a qualidade da aquisição de dados. Quanto mais dispersas as medidas se apresentarem no perfil radiométrico, maior a dificuldade em se encontrar um ajuste não linear de qualidade para a estimativa das variáveis. A Figura 4.10 mostra que os perfis de  $E_d$  apresentam maior dispersão do que os de  $L_u$ , o que leva a uma menor acurácia do ajuste não linear.

Apesar das limitações a que a aquisição de perfis radiométricos podem estar sujeitas, uma vez calculados os valores de  $E_d(0, \lambda)$  e  $L_u(0, \lambda)$ , é possível calcular a Reflectância de Sensoriamento Remoto ( $r_{rs}(0, \lambda)$ ) logo abaixo da superfície do corpo d'água (equação 4.4). Entretanto, no âmbito do sensoriamento remoto orbital, para se chegar a um valor que possa ser posteriormente estimado por imagens de satélite, a  $r_{rs}(0, \lambda)$  deve ser convertida em  $R_{rs}$ .

$$r_{sr}(0, \lambda) = \frac{L_u(0, \lambda)}{E_d(0, \lambda)} \quad (4.4)$$

A conversão de  $r_{rs}(0, \lambda)$  em  $R_{rs}$ , entretanto, não é de fácil execução. Para tal, tanto os efeitos de mudança de índice de refração (água para ar) como a perturbação da superfície devem ser levados em conta. Os protocolos de instrumentação para aquisição de dados *in situ* (Mueller et al., 2003) sugerem a seguinte metodologia (Equação 4.5) :

$$R_{sr} = \mathfrak{R} \cdot r_{sr} \quad (4.5)$$

Em que o fator  $\mathfrak{R}$  é um fator que leva em conta o índice de refração da água e a reflexão de Fresnel tanto para a transmissão da radiação como da irradiância pela superfície do corpo d'água. É importante ressaltar que o fator  $\mathfrak{R}$  depende diretamente do ângulo de aquisição das grandezas radiométricas. Para medidas tomadas a nadir ( $L_u(\theta = 0^\circ)$  e  $E_d(\theta = 90^\circ)$ ), o fator  $\mathfrak{R}$  tem o valor de 0.529. Para se converter, se comparar, por exemplo, as  $R_{rs}$  calculadas por diferentes metodologias (acima e abaixo da superfície), um novo valor de  $\mathfrak{R}$  deve ser calculado, visto que a geometria de aquisição das duas metodologias é distinta. Outro ponto a se destacar é que o fator  $\mathfrak{R}$  não leva em conta a agitação da superfície. Esta acaba por ser uma limitação da obtenção de  $R_{rs}$  pelo método abaixo da superfície da água, visto que essa agitação da superfície é de difícil modelagem e não há, como na metodologia acima da superfície da água, uma estimativa do efeito dessa agitação na  $R_{rs}$  calculada. Dessa forma, a metodologia abaixo da superfície da água possui maior acurácia se se restringe aos valores de  $r_{rs}$ .

#### 4.4. MEDIDAS DE PROPRIEDADES ÓPTICAS INERENTES

**A**té a presente seção, foram discutidas metodologias de obtenção de grandezas radiométricas, com foco na minimização de efeitos ambientais e no cálculo de AOPs, fundamentais ao sensoriamento remoto *in situ* e orbital (IOCCG, 2019b,c; Pegau et al., 2002). A obtenção de Propriedades Ópticas Inerentes (IOPs), no entanto, segue um conjunto de metodologias diferente daqueles aplicados à obtenção de grandezas radiométricas. O principal motivo é a própria natureza das IOPs. Como definido no Capítulo 3, as IOPs são propriedades que não dependem da configuração do campo de luz que chega ao meio aquático, pois para sua medida, são utilizadas, necessariamente, fontes de luz controladas e emitidas pelos próprios instrumentos.

Historicamente, a aquisição de IOPs foi desenvolvida em laboratório, onde é possível maior controle dos processos, aumentando a qualidade das medidas. Além disso, os experimentos em laboratório possibilitam maior repetição, sendo possível medir diversas vezes uma mesma amostra, diminuindo, assim, a incerteza dos valores encontrados (Kirk, 2011). Entretanto, a lacuna dos experimentos realizados em laboratório está exatamente na amostragem. A coleta de amostras demanda, além de um alto custo, um rigor na coleta *in situ* que pode ser a fonte de erros. Em geral, principalmente pelo custo e pela dificuldade inerente ao processo de medição e coleta, são coletadas pelo menos três amostras



em uma estação amostral (chamadas também de réplicas). Esse número de amostras, muitas vezes, não é o suficiente para se calcular parâmetros estatísticos que identifiquem qualquer deterioração ou imperfeição no processo de medição. Outro ponto é que o número de estações amostrais é limitado, o que dificulta a identificação de variabilidade espacial (na superfície e em profundidade) do corpo d'água. A alta variabilidade encontrada nos perfis de corpos d'água de interior, por exemplo, demandaria um alto número de amostras coletadas, o que aumentaria o custo, demandaria maior esforço amostral (maior número de pessoas e material para amostragem), além de aumentar a variabilidade. Se um estudo tivesse como objetivo identificar a variabilidade espacial e temporal de lagos altamente produtivos e com altíssima diversidade de IOPs (lagos na região Amazônica, por exemplo), dependendo da periodicidade necessária (medidas diárias por exemplo), o esforço necessário seria praticamente inatingível.

Para tentar contornar as limitações impostas pelo processo de amostragem destinado às medidas de IOPs em laboratório, a comunidade científica desenvolveu uma série de equipamentos que visavam a tomada de IOPs *in situ*. Equipamentos destinados à medida dos coeficientes de atenuação, absorção e retroespalhamento foram desenvolvidos, primeiramente, com foco científico e, posteriormente, foram aperfeiçoados para comercialização. Atualmente, diversos equipamentos são comercializados, permitindo além das IOPs já citadas, também a determinação da função de espalhamento volumétrico (VSF) ou até mesmo o coeficiente de absorção de diferentes pigmentos presentes nos organismos fitoplanctônicos. A principal vantagem em se adquirir medidas de IOPs *in situ*, utilizando tais equipamentos, é a alta taxa de amostragem que permitem. Outro ponto é a medição instantânea do corpo d'água, eliminando os erros associados à coleta de amostras e permitindo uma caracterização mais realista da variabilidade local e espacial do corpo d'água.

As medidas *in situ*, entretanto, não possuem o grau de precisão presente nas medidas de laboratório, além de não ser possível a alta taxa de repetição amostral. Cada perfil realizado com equipamentos *in situ*, por exemplo, é “único” e em ambientes com alta variabilidade vertical, isso pode levar à necessidade de mais perfis realizados em uma mesma estação para uma caracterização mais precisa da coluna de água. Outro ponto a se destacar é que cada equipamento possui as particularidades e os erros inerentes ao processo de medição. Em medidas *in situ*, é mais difícil identificar os possíveis erros associados em um conjunto de dados, uma vez que o número de variáveis que acabam por afetar o processo de medição muitas vezes não podem ser controlados.

Nesta próxima seção, serão apresentados alguns equipamentos e métodos de medição de IOPs, em laboratório e *in situ*, desenvolvidos pela comunidade científica até então. Não se pretende aqui discutir todas as particularidades envolvidas no processo de medição de cada equipamento, mas, sim, dar uma visão geral sobre como medir IOPs, além de algumas vantagens e limitações de cada método. Será dado foco nas medidas dos coeficientes de atenuação, absorção, espalhamento e retroespalhamento.

### 4.4.1. Medidas de coeficiente de atenuação

O coeficiente de atenuação é o somatório dos coeficientes de absorção e espalhamento, como já previamente definido no Capítulo 3. A forma mais usual de sua medida em óptica hidrológica tem sido por meio de transmissômetros de feixe (*Beam Transmissômetros*). O funcionamento básico de um transmissômetro segue no esquema apresentado na Figura 4.11.

No funcionamento básico do transmissômetro, a radiação produzida por uma fonte luminosa (**Fonte de Luz**) atravessa um conjunto de lentes colimadoras (**Óptica do Emissor**) formando um feixe de diâmetro definido. Como descrito no Capítulo 3, a produção desse feixe colimado é um requisito básico para a aquisição de uma IOP. O feixe produzido pode ser monocromático, em que apenas um

comprimento de onda é produzido ou policromático, em que diversos comprimentos de onda são produzidos. O número e o intervalo de comprimentos de onda produzidos define a resolução espectral do transmissômetro. Uma vez gerado o feixe, este é projetado sobre um caminho óptico.

Esse caminho óptico pode ter diferentes comprimentos dependendo do quanto o sinal luminoso é atenuado. Quanto maior o coeficiente de atenuação do meio aquático, menor o caminho óptico necessário. Uma vez atravessado o caminho óptico, o sinal remanescente é novamente colimado (**Óptica do Receptor**) e detectado pelo detector. O valor do coeficiente de atenuação é calculado pela razão da diferença entre o sinal que incide e que deixa o caminho óptico pelo comprimento ( $r$ ) do caminho óptico, como apresentado na equação 4.6:

$$c = \frac{-[\ln(1-C)]}{r} \quad (4.6)$$

Em que  $C$  é a fração do feixe incidente que é perdida por absorção e espalhamento ao longo do caminho óptico de comprimento  $r$ .

A Figura 4.12 apresenta uma representação esquemática de um transmissômetro de campo. O exemplo apresentado na Figura 4.12a é um transmissômetro “aberto”, em que o caminho óptico não é cercado por nenhuma estrutura. Esse tipo de configuração é utilizada em experimentos *in situ*, seja em perfis verticais na coluna d’água ou quando adaptados a sistemas ancorados (boias ou plataformas medindo continuamente em uma estação amostral única).

Existem outras configurações em que um tubo *não reflexivo*, com extremidades que permitem a entrada de água, é adaptado ao caminho óptico (Figura 4.12b). O tubo *não reflexivo* evita que a radiação espalhada retorne ao caminho óptico, interferindo, assim, no valor do coeficiente de atenuação medido. Essa configuração, “fechada”, pode ser utilizada tanto em experimentos de laboratório como em experimentos *in situ*. Em laboratório, a amostra de água é introduzida manualmente no tubo pelas extremidades, enquanto que nos experimentos *in situ*, as extremidades do tubo podem estar livres para a entrada de água quando submerso.

Entretanto, nessa configuração, bolhas podem inviabilizar a medida e, como alternativa, a água pode ser bombeada pelo tubo, criando uma corrente de baixo fluxo dentro do sistema. Tanto a configuração “aberta” quanto a “fechada” têm suas vantagens e desvantagens.

Na configuração “aberta”, a amostragem do corpo d’água, é direta, capturando toda a variabilidade inerente ao corpo d’água. Por outro lado, o sistema fica exposto a danos, pois parte do emissor e receptor acabam ficando mais vulneráveis. Na configuração “fechada”, o sistema fica mais protegido,

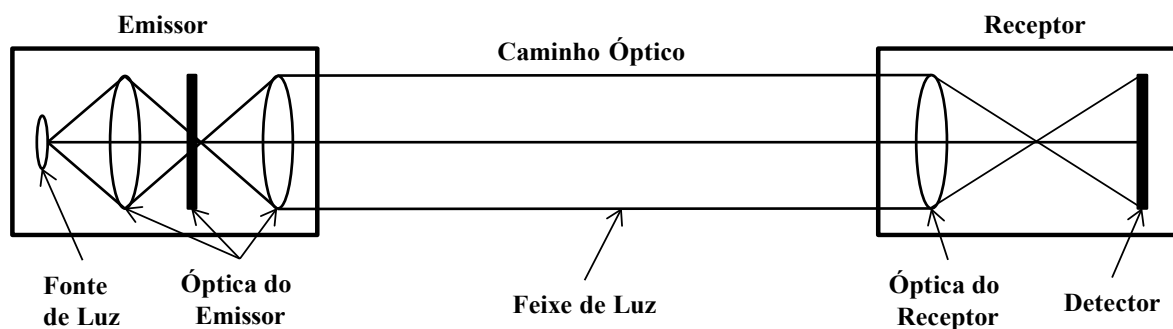
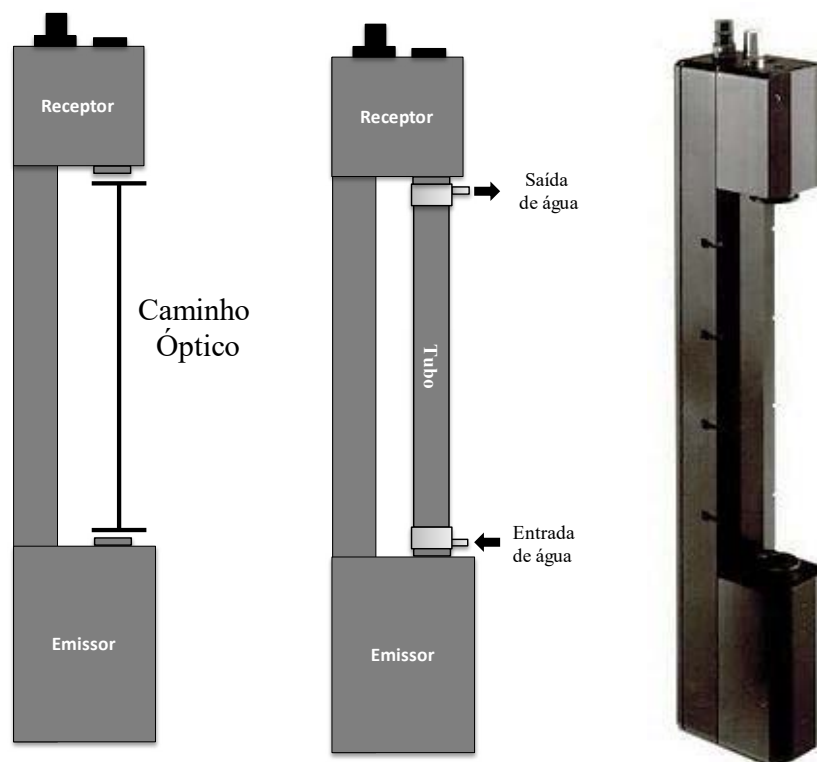


Figura 4.11. Representação esquemática de um transmissômetro (Adaptado de Kirk, 2011).



**Figura 4.12.** Representação adaptada de um transmissômetro nos modos (a) aberto e (b) fechado. O equipamento representado é um C-STAR (c) fabricado pela Wetlabs/Seabird (C-star, 2019).

mas o bombeamento de água para dentro do sistema pode alterar as características dos COAs (quebrando partículas ou algas) mudando, assim, o valor das IOPs medidas. A Figura 4.12 apresenta um exemplo de transmissômetro, fabricado pela empresa Wetlabs/Seabird ([www.seabird.com](http://www.seabird.com)).

Um ponto que merece destaque nas características de transmissômetros de campo são os “ângulos de aceitação” (*acceptance angle*). Os ângulos de aceitação estão associados à “largura” do feixe espalhado que o receptor é capaz de medir. Como descrito no Capítulo 3, a maior parte do espalhamento ocorre em pequenos ângulos na direção “para frente” (*forward scattering*). Quanto maior o ângulo de aceitação, maior a chance de a luz espalhada em pequenos ângulos, próximos à direção de propagação do feixe, atingir o detector. Isso pode alterar substancialmente o valor dos coeficientes de atenuação, subestimando seus valores. Nesse sentido, os equipamentos para a medida do coeficiente de atenuação que apresentam menor ângulo de aceitação apresentarão maior precisão nos valores medidos.

Apesar das fontes de incerteza apresentadas, as medidas do coeficiente de atenuação estão entre as mais simples dentre as medidas IOPs. Nas seguintes seções, serão apresentados os métodos e os equipamentos para a medida dos coeficientes de absorção e espalhamento, em que será observado que o grau de complexidade supera significativamente o processo de medidas do coeficiente de atenuação. Isso faz com que o coeficiente de atenuação seja uma medida frequente em sistemas de óptica hidrológica que medem IOPs. Apesar de ser insuficiente para parametrizar modelos de estimativa de COAs via sensoriamento remoto (Cap. 5), o coeficiente de atenuação é uma medida que, se respeitados os protocolos de operação, apresenta pouco erro e deve fazer parte do conjunto de IOPs medidas em um sistema aquático.

#### 4.4.2. Medidas de coeficiente de absorção

As medidas de coeficiente de absorção e espalhamento são mais difíceis de serem obtidas. Isso ocorre porque a metodologia para se chegar a um coeficiente de absorção “puro”, sem a influência do coeficiente de espalhamento, não é simples e necessita de um arranjo experimental mais elaborado.

O método laboratorial mais comum para a medida do coeficiente de absorção é o que utiliza espectrofotômetros de bancada. A Figura 4.13 mostra de forma esquemática um dos métodos empregados. A amostra é inserida em uma *cubeta* de material transparente (em geral, quartzo) e posicionada em frente a um feixe luminoso que, posteriormente, passa pela óptica do equipamento (espelhos) e é detectada por um detector. Concomitantemente, uma referência (água ultrafiltrada) é medida. As cubetas preenchidas com a amostra e a referência criam um caminho óptico que é responsável por atenuar o feixe luminoso. Da diferença entre o sinal emitido pela fonte de luz e o sinal detectado pelo detector, é possível calcular o coeficiente de absorção da amostra e da referência. A referência, nesse caso, funciona como um “branco”, em que o sinal da água pura é adicionado a qualquer imperfeição sistemática do espectrofotômetro. O coeficiente de absorção dos COAs (com exceção da água pura) é calculado pela subtração entre as medidas da amostra e da referência.

Entretanto, esse tipo de medida é mais adequado à medição de amostras de água que apresentem baixíssimo coeficiente de espalhamento, ou seja, o coeficiente de atenuação completamente dominado pela absorção ( $c = a$ ). Tal condição é raramente encontrada em águas naturais e é empregada apenas em medições do coeficiente de absorção do material orgânico colorido dissolvido (CDOM). Para tal, amostras de água são medidas após serem filtradas em um filtro com tamanho de poro 0.2  $\mu\text{m}$ , em que somente o material dissolvido e a água pura estão presentes. Se uma amostra não filtrada for medida nessa configuração experimental, o efeito de espalhamento influenciará diretamente e a diferença entre o sinal de entrada e o sinal de saída será uma medida do coeficiente de atenuação e não do coeficiente de absorção. Dessa forma, essa configuração experimental não é utilizada para medidas do coeficiente de absorção do material particulado ou partículas não algais (NAP) ou organismos clorofilados.

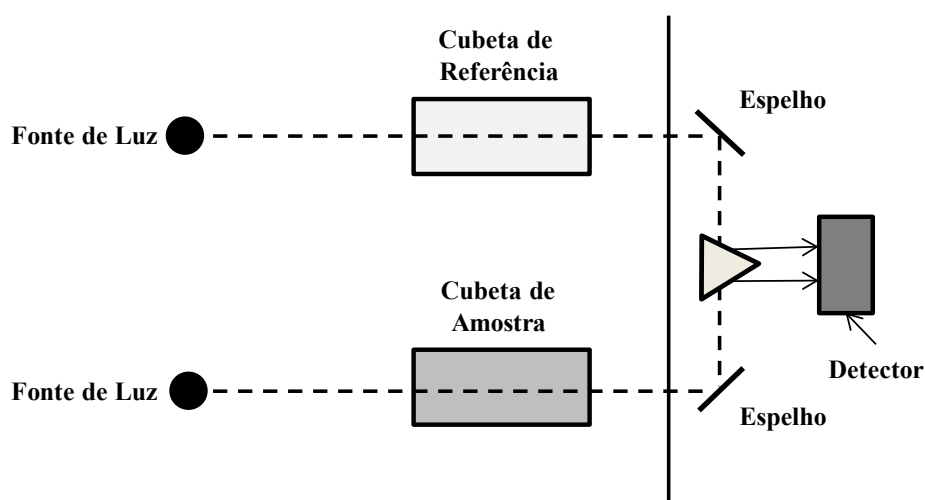
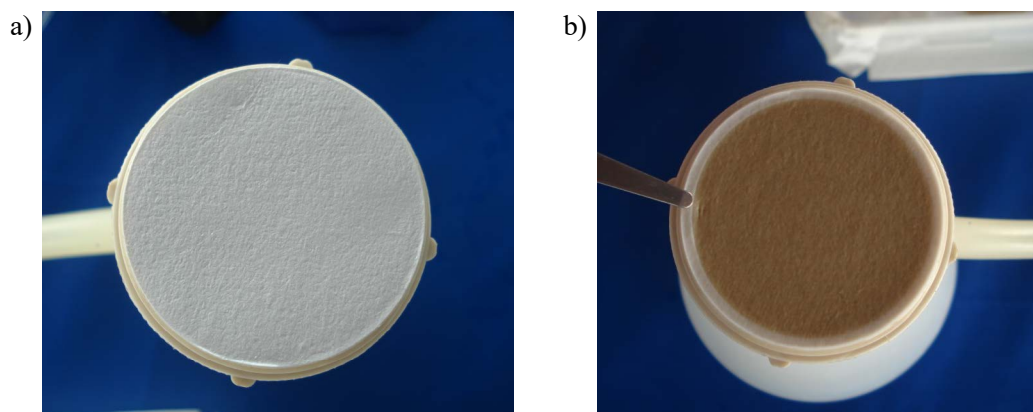


Figura 4.13. Representação esquemática de uma medida realizada em espectrofotômetro (Adaptado de Kirk, 2011).



**Figura 4.14.** Exemplos de filtros de fibra de vidro utilizados para filtração. (a) Filtro  $0,7 \mu\text{m}$  ainda não utilizado (b) Filtro  $0,7 \mu\text{m}$  já utilizado.

Ressalva deve ser feita à utilização da espectrofotometria para a quantificação da concentração de clorofila-a, após filtração do material particulado total em filtros, usualmente com  $0,7 \mu\text{m}$  de tamanho de poro. Um exemplo de filtro ainda não utilizado para filtração é apresentado na Figura 4.14a. Nesse caso, o filtro que contém material particulado (Figura 4.14b) é imerso em um solvente (acetona), que destrói a parede celular dos organismos fitoplanctônicos, extraíndo, assim, os pigmentos para o solvente. Esse solvente rico em pigmentos é posteriormente inserido na cubeta de amostra do espectrofotômetro e comparado ao solvente puro (na cubeta de referência). Para a quantificação da concentração de clorofila-a, a medida do espectrofotômetro, em um comprimento de onda específico (geralmente  $676 \text{ nm}$ ), é comparada a uma curva de calibração (que relaciona concentração e absorção). Esse coeficiente de absorção do pigmento (clorofila-a), entretanto, não pode ser atribuído ao coeficiente de absorção do pigmento encontrado *in situ*, visto que foi extraído da célula fitoplânctonica. A medida do coeficiente de absorção do material fitoplanctônico segue outro tipo de metodologia.

Como forma de quantificar o material particulado total, NAP e pigmentos fitoplanctônicos, alguns métodos visam a medida do conteúdo de material depositado em filtros de fibra de vidro diretamente. Um dos métodos propostos (Kishino et al., 1985) posiciona o filtro amostra ao fim do caminho óptico, logo em frente ao detector (Figura 4.15). Nessa configuração, mede-se o material particulado total ( $a_{\text{TSS}}$ ) depositado na superfície do filtro (Figura 4.14b) e se compara com a resposta de um filtro limpo (Figura 4.14a) utilizado aqui como referência.

Após a medição, o mesmo filtro de amostra é retirado do espectrofotômetro e submetido a um processo para a retirada do pigmento fitoplanctônico. Para tal, solventes (metanol ou peróxido de hidrogênio) são depositados na superfície do filtro, destruindo a parede celular dos organismos fitoplanctônicos, fazendo com que reste no filtro apenas o material NAP. Após um curto período de tempo, o filtro é inserido no espectrofotômetro e novamente medido chegando, então, ao coeficiente de absorção do NAP ( $a_{\text{NAP}}$ ). Pela diferença entre  $a_{\text{TSS}}$  e  $a_{\text{NAP}}$ , pode-se chegar ao coeficiente de absorção do material fitoplanctônico ( $a_{\text{phy}}$ ).

Algumas limitações podem ser identificadas nesse tipo de técnica. A primeira delas é que a utilização de filtros diferentes, um para a medida (*filtro amostral*) e outro como referência (*filtro limpo*), pode gerar incertezas, porque as partículas coletadas no filtro amostral, além de adicionarem ao espalhamento do *filtro limpo*, também modificam sua distribuição angular e, dessa forma, alteram a proporção de luz transmitida ao detector.



Uma forma de compensar esse efeito é a utilização de uma esfera integradora para a quantificação do espalhamento e posterior quantificação da absorção. O método conhecido como “transmitância-reflectância” (Tassan e Ferrari, 1995) quantifica não só a absorção, mas, também, a “reflectância” do filtro, contribuindo para uma derivação mais acurada do coeficiente de absorção.

O segundo ponto que deve ser mencionado em relação à incerteza da medição do coeficiente de absorção é a amplificação da absorção causada em decorrência do efeito de reflexões múltiplas que ocorrem no filtro amostra. Em outras palavras, quando o feixe luminoso entra em contato com o material depositado no filtro, este interage múltiplas vezes, sendo que em cada uma dessas interações o processo de absorção pode estar presente, aumentando artificialmente o coeficiente de absorção.

A correção desse efeito é bastante difícil, uma vez que sua quantificação necessitaria de uma comparação com um coeficiente de absorção “real”, ou seja, que não possui o efeito de amplificação. A solução mais comumente utilizada é a construção de uma relação empírica entre medidas feitas em filtros e em soluções de material particulado em suspensão em cubetas. Este fator (comumente chamado de  $\beta$ -factor) é então aplicado como forma de corrigir o fator de amplificação do coeficiente de absorção (Tassan e Ferrari, 2002).

Outro desenho experimental proposto na década de 1990, mas que tem sido desenvolvido nos últimos anos é a Cavidade Integradora de Absorção, CIA (Integrating Cavity Absorption Meter – ICAM) (Fry et al., 1992). Nesse desenho experimental, uma cavidade é construída com um material com alta reflectância (acima de 98%), no qual a amostra de água é introduzida. Em seguida, é criado um campo de luz difuso dentro da cavidade, diferentemente do feixe criado por um espectrofotômetro, como descrito nos casos anteriores. A fonte de luz pode ser criada de duas formas, ou por múltiplos pontos ou por uma fonte pontual interior cavidade. Neste último caso, o desenho experimental recebe o nome de Cavidade Integradora de Absorção por Fonte Pontual CIAFP (Point Source Integrating Cavity Absorption Meter – PSICAM) (Röttgers et al., 2005). A principal vantagem de ambos os desenhos experimentais é que a medida do coeficiente de absorção se dá pela criação de um campo de luz difuso, em que os efeitos do espalhamento e da ampliação da absorção pelo aumento do caminho óptico tem pouco efeito sobre o valor final dos coeficientes de absorção.

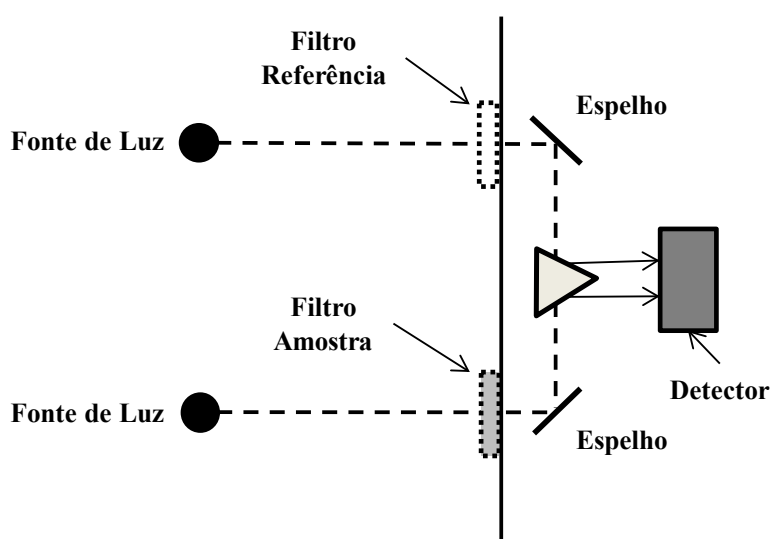


Figura 4.15. Representação esquemática de uma medida realizada em espectrofotômetro (Adaptado de Kirk, 2011).

Todas as técnicas discutidas até agora são essencialmente técnicas de laboratório. Um arranjo experimental que vem sendo largamente utilizado, sobretudo em espectrofotômetros de campo, é a adaptação de um tubo reflexivo ao caminho óptico, similar ao que foi descrito previamente para a determinação do coeficiente de atenuação por transmissômetros. A Figura 4.16 apresenta uma representação esquemática de um espectrofotômetro, em que um tubo reflexivo é acoplado. Diferentemente do tubo não reflexivo utilizado para o coeficiente de atenuação, o tubo reflexivo permite que a radiação espalhada retorne para o caminho óptico, assim como representado na Figura 4.16. Dessa forma, teoricamente, a única forma de atenuação da radiação no caminho óptico é pela absorção da radiação, fazendo possível a determinação do coeficiente de absorção.

Esse arranjo experimental é a base para o funcionamento do perfilador Wetlabs ACS (Wetlabs-ACS, 2019) representado esquematicamente na Figura 4.17. O equipamento permite a medida de ambos os coeficientes, de atenuação (tubo c) e absorção (tubo a), concomitantemente, em aproximadamente 80 comprimentos de onda. Similar ao equipamento exemplificado para a medida do coeficiente de atenuação (C-Star), as medidas utilizando o ACS, preferencialmente perfis verticais na coluna d'água, podem ser realizados com as entradas de água dos tubos livres ou acoplando uma bomba aos tubos, para a estimativa do coeficiente de absorção e atenuação total (COAs + água) ( $a_T$  e  $c_T$ ).

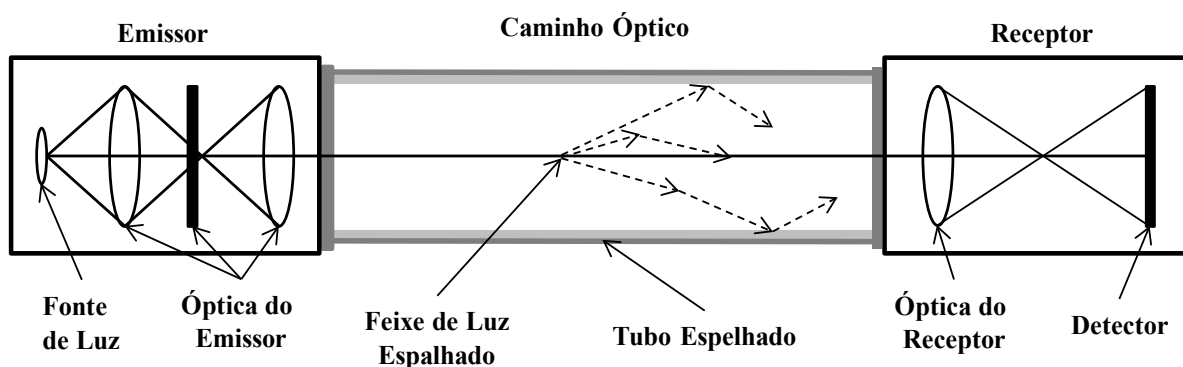


Figura 4.16. Representação esquemática de um espectrofotômetro acoplado a um tubo espelhado para a medida de absorção. Adaptado de Kirk (2011).

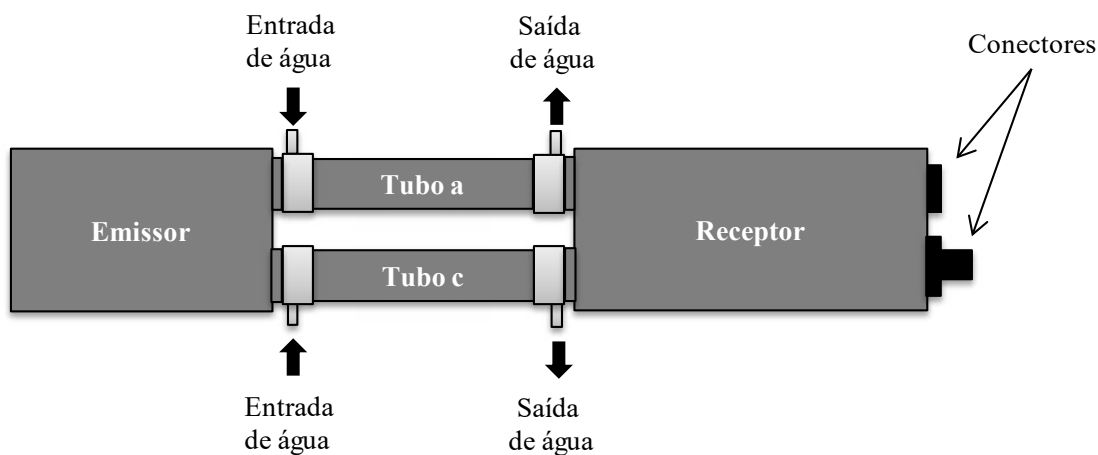


Figura 4.17. Espectrofotômetro ACS. A imagem apresenta os dois caminhos ópticos sendo um deles destinado às medidas de atenuação e o outro às medidas de absorção utilizando o tubo espelhado descrito anteriormente (Wetlabs-ACS, 2019).

Uma referência (água ultrapura) pode ser medida pelo ACS em laboratório (chamada *calibração de laboratório*), a partir da qual se pode chegar ao coeficiente de absorção e atenuação dos COAs, pela subtração dos valores do coeficiente de absorção e atenuação da referência. Se filtros são acoplados às entradas de água do equipamento para filtrar o material particulado, (filtros polycap 0,2  $\mu\text{m}$ , por exemplo) durante a realização dos perfis, é possível estimar o coeficiente de absorção e atenuação do material dissolvido (CDOM) somado à água ( $a_{\text{CDOM+água}}$ ). Pela subtração de  $a_T$  e  $a_{\text{CDOM+água}}$  e  $c_T$  e  $c_{\text{CDOM+água}}$  é possível se chegar no coeficiente de absorção e atenuação do material particulado total ( $a_p = a_T - a_{\text{CDOM+água}}$  e  $c_p = c_T - c_{\text{CDOM+água}}$ ) (Wetlabs-ACS, 2019).

A utilização do tubo reflexivo, entretanto, está sujeita a alguns efeitos que contribuem para gerar incerteza na medida do coeficiente de absorção. Entre esses efeitos, destaca-se o de *espalhamento no tubo de absorção*, que se origina por dois motivos: (1) o aumento do caminho óptico pelo processo de espalhamento dentro tubo e (2) perda de fótons no processo de reflexão com a parede espelhada do tubo. Esses dois efeitos contribuem para aumentar o valor do coeficiente de absorção “artificialmente”, pois não representam uma absorção, de fato, pelos COAs, mas são contabilizados como, no processo de medição.

Para corrigir esse efeito, algumas alternativas têm sido propostas. Para águas pouco turbidas, se assume que a absorção na região do infravermelho é próxima de zero e um *offset* é aplicado em todo o espectro, uniformemente, diminuindo a absorção como um todo (Wetlabs-ACS, 2019). Em águas mais turbidas, entretanto, o efeito é mais acentuado e dependente do comprimento de onda. Uma maneira de se considerar essa dependência é corrigindo o efeito por meio da ponderação do coeficiente de absorção pelo coeficiente de espalhamento, calculado como a diferença entre o coeficiente de atenuação (medido no tubo c) e o coeficiente de absorção (medido no tubo a) (Wetlabs-ACS, 2019).

A correção pode também ser feita assumindo que o efeito é proporcional a uma fração constante do coeficiente de espalhamento e subtraindo o coeficiente de absorção encontrado, dessa fração multiplicada pelo coeficiente de espalhamento calculado (Kirk, 1992). Entretanto, uma correção exata desse efeito ainda não foi encontrada e diversas outras correções vêm sendo apresentadas pela literatura (Röttgers et al., 2013; Sander de Carvalho et al., 2015; Stockley et al 2017). A principal justificativa é que esse efeito depende diretamente da VSF de cada corpo d’água, o que torna difícil uma quantificação, visto que o acesso às medidas de VSF é limitado.

A próxima seção dará ênfase às medidas de espalhamento em corpo d’água. Atualmente, as técnicas de medição dos coeficientes de espalhamento e retroespalhamento vêm evoluindo substancialmente, mas ainda representam o maior desafio de medidas de IOPs em corpos d’água. Algumas técnicas existentes e suas limitações serão descritas a seguir.

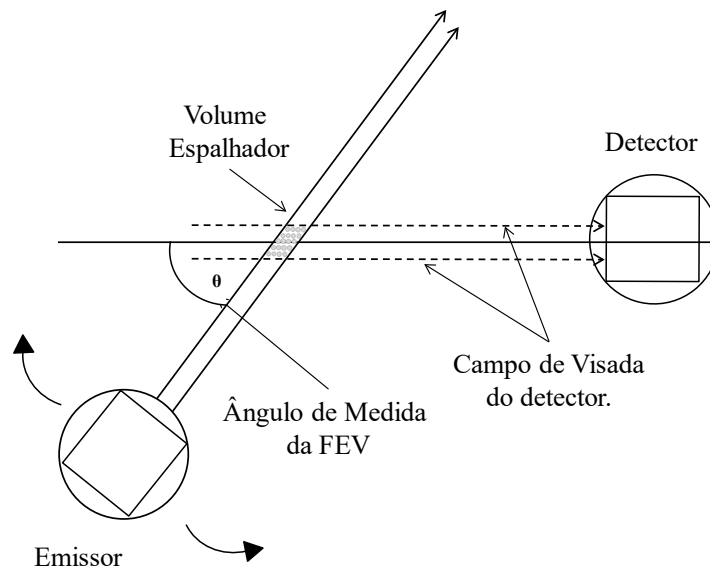
#### 4.4.3. Medidas de coeficiente de espalhamento

As medidas do coeficiente de espalhamento e suas frações são exemplificadas nas Figuras 3.12 e 3.13, descritas na equação 3.8 e representam o maior desafio dentre as IOPs já descritas até o momento. O principal entrave é a construção de um arranjo experimental que permita medir não só a intensidade radiante na distribuição angular dada pela função de espalhamento volumétrica (equação 3.10), mas que também permita o cálculo do volume observado pelo detector que mede a intensidade radiante. Uma vez medida a distribuição angular da radiancia espalhada, dada pela VSF, é possível calcular, além do espalhamento para frente ( $b_f$ ), o retroespalhamento ( $b_b$ ), que é de fundamental importância para a estimativa de COAs por sensoriamento remoto, como descrito no Capítulo 5.

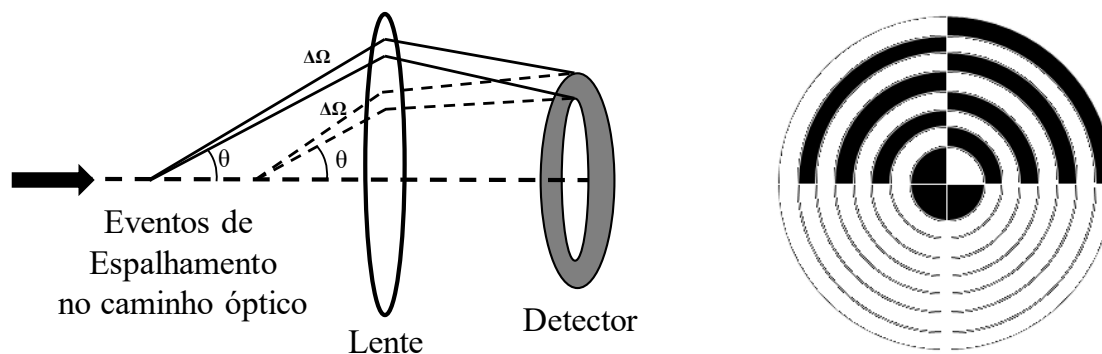
A Figura 4.18 apresenta uma representação esquemática de um possível arranjo experimental para a medida da VSF. Um emissor de posicionamento variável emite radiação em um volume espalhador. O detector, fixo, detecta a radiação espalhada na direção específica. O detector “enxerga” apenas uma pequena parte do segmento espalhador e esse segmento também varia de acordo com o ângulo no qual o emissor é posicionado. De posse do sinal detectado em todos os ângulos em que o emissor pode ser posicionado e do volume espalhador, pode-se obter uma estimativa da VSF. É importante notar que este desenho experimental dificulta a medida da VSF em ângulos de retroespalhamento, pois emissor e detector teriam que estar dispostos na mesma posição.

A configuração experimental apresentada (Figura 4.18) poderia ser utilizada tanto em experimentos de laboratório como *in situ*. Em laboratório, entretanto, existe a dificuldade de se reproduzir as características do corpo d’água, principalmente porque o material em suspensão, principal COA espalhador, tende a decantar quando colocado em *cubetas* para medição. Essa característica pode alterar completamente uma estimativa realista da VSF e seus coeficientes de espalhamento derivados em um corpo d’água natural. A utilização da estrutura em medidas *in situ*, por outro lado, evita os problemas derivados da coleta de amostras, mas apresenta outros problemas como o controle dos experimentos medidos, principalmente em um ambiente com alta variabilidade. Dessa forma, estruturas mais simples, que focam na medida da VSF em ângulos específicos ou alternativas indiretas vêm sendo propostas e utilizadas pela comunidade científica.

Uma dessas alternativas indiretas é a obtenção do coeficiente de espalhamento total por meio da subtração entre o coeficiente de atenuação e o coeficiente de absorção ( $b = c - a$ ), como já discutido previamente para o equipamento ACS. A principal limitação dessa estratégia amostral é que, obtidos separadamente, os coeficientes de atenuação e de absorção possuem erros embutidos em suas medidas que são independentes, dificultando sua minimização. Dessa forma, o cálculo do coeficiente de espalhamento a partir de medidas da VSF é uma estratégia experimental mais adequada. Porém, essa metodologia é de execução mais simples, quando comparada aos desenhos experimentais necessários



**Figura 4.18.** Representação Esquemática de um sistema para a medição da VSF em diversos ângulos. (Adaptado de Kirk, 2011).



**Figura 4.19.** Detalhes do Sensor LISST - 100x - Sequoia Scientific (Adaptado de Roesler e Boss, 2007)

para a medida da VSF e vem sendo uma das mais utilizadas para o cálculo do coeficiente de espalhamento *in situ*.

O cálculo do coeficiente de espalhamento a partir da diferença entre coeficiente de atenuação e absorção, entretanto, não permite a quantificação das frações de espalhamento. Dessa forma, algumas estratégias amostrais utilizadas em instrumentos disponíveis comercialmente se valem de características da função de espalhamento volumétrico em águas naturais para desenvolverem seus equipamentos. A primeira característica é que a função de espalhamento volumétrico medida em águas naturais é, em geral, muito acentuada na direção “para frente” (*forward*, comumente 50% entre 0 e 2–6 graus). Essa característica é a base de funcionamento do equipamento LISST (Laser In-Situ Scattering and Transmissometry) (Sequoia, 2019). O LISST mede a função de espalhamento volumétrico na direção “para frente” em 32 ângulos, que, dependendo da versão do equipamento, pode medir de 0,1° até 18°.

A integração dos valores no intervalo medido leva ao coeficiente de espalhamento na direção “para frente” (*forward  $b_p$* ). O princípio de funcionamento do equipamento é semelhante ao funcionamento de um transmissômetro (Figura 4.11), em que uma fonte de luz (nesse caso, monocromática) passa por um caminho óptico em que processos de absorção e de espalhamento ocorrem. A diferença está basicamente no formato do receptor. A Figura 4.19a mostra esquematicamente o funcionamento do receptor do equipamento.

Os eventos de espalhamento que ocorrem no caminho óptico passam por uma lente, o que garante que todos os eventos sejam projetados em uma mesma distância radial do centro do detector, independentemente de onde esses eventos ocorrerem no caminho óptico. O formato dos detectores, representado esquematicamente na Figura 4.19b, é em quartos de círculo (parte escura da figura) cada um deles, definindo uma distância radial em relação ao centro do detector, que está associada a cada um dos 32 ângulos de espalhamento “para frente” que o equipamento é capaz de medir ( $\theta$  na Figura 4.19a).

Uma segunda característica na qual alguns instrumentos para a medida da VSF são baseados é a relação de proporcionalidade existente entre a medição da VSF em um ângulo específico ( $\beta(\theta)$ ) e o coeficiente de espalhamento total ( $b$ ) ou o coeficiente de retroespalhamento ( $b_b$ ). Essa relação é viável quando se assume algumas características da VSF e do tipo de água que se está estudando. Particularmente, o estudo de Oishi (1990) demonstrou, a partir da teoria de Mie e da análise da literatura científica para águas oceânicas, que a razão entre o coeficiente de retroespalhamento ( $b_b$ ) e a VSF medida em 120° tem um valor aproximadamente constante ( $\beta(120^\circ)/b_b = 7$ ). A relação pode ser generalizada



na forma da equação 4.7:

$$b_b = 2\pi \cdot \chi(\theta) \cdot \beta(\theta) \tag{4.7}$$

Em que  $\chi(\theta)$  é uma constante adimensional (ou fator de conversão). Esse valor é determinado empiricamente sendo igual a 1.1, no caso da relação de Oishi (1990). No caso de medidas realizadas em outros ângulos que não os 120°,  $\chi(\theta)$ , pode variar entre 1.1 e 1.2 (Boss e Pegau, 2001).

Um exemplo de equipamento comercial que aplica a condição previamente descrita para a determinação do coeficiente de retroespalhamento é o Wetlabs BB9 (Wetlabs-BB9, 2019). A Figura 4.20 mostra uma representação esquemática do funcionamento do equipamento. A radiação é emitida por uma fonte de luz em um ângulo específico em relação à orientação do detector, neste caso 117°. A radiação encontra o *volume espalhador*, que gera uma radiação espalhada na direção do detector. Para a estimativa do coeficiente de retroespalhamento, a constante adimensional (equação 4.7) tem valor de 1.1 ( $\chi(117^\circ) = 1.1$ ). O equipamento mede a VSF em 9 comprimentos de onda diferentes, o que possibilita o cálculo do coeficiente de retroespalhamento espectral.

A Figura 4.21a apresenta uma imagem do sensor Wetlabs BB9. Nessa imagem, podem ser notados os emissores e detectores. A geometria do equipamento permite que cada volume espalhador não sofra a interferência dos outros comprimentos de onda. A Figura 4.21b apresenta um exemplo de como o equipamento se comporta, quando mergulhado em um corpo d'água. A imagem em questão foi tomada em laboratório para um procedimento de calibração. Dessa forma, apenas a água filtrada estava sendo utilizada. Pode-se perceber que, em ambiente com baixíssima turbidez, a radiação emitida fica mais evidente e mesmo assim o volume espalhado é quase imperceptível. Isso se deve ao pequeno espalhamento da água pura (nesse caso, filtrada) e bastante diferente do que ocorre em condições de alta concentração de material em suspensão.

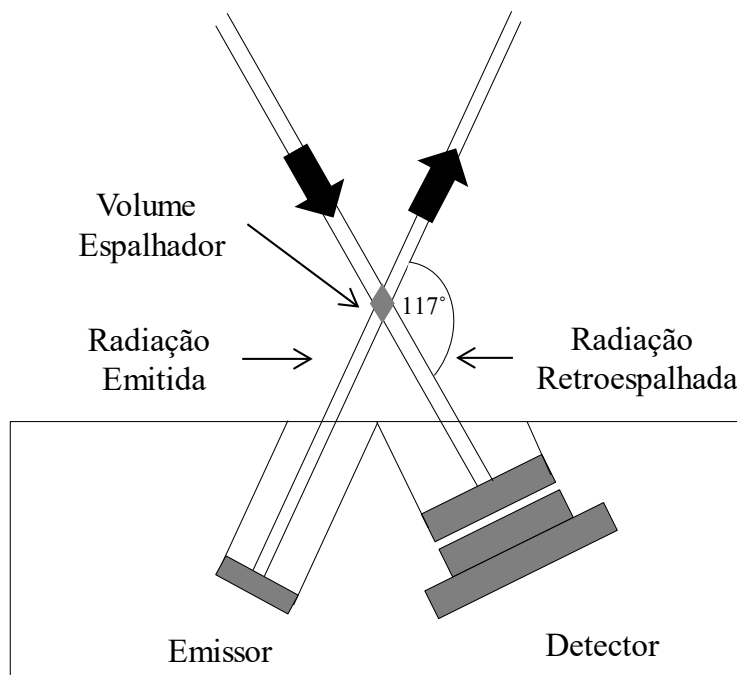


Figura 4.20. Representação esquemática do equipamento Wetlabs BB9 (Adaptado de Wetlabs-BB9, 2019)



**Figura 4.21.** (a) Imagem do Sensor Wetlabs - BB9 (b) Sensor BB9 em operação para teste de calibração. (Foto: Denise Cristina)

A principal limitação encontrada para esse tipo de equipamento está na calibração de todos os sensores (nove sensores) para que não haja discrepância entre o coeficiente de retroespalhamento calculado nos comprimentos de onda mais curtos (azul) e nos mais longos (infravermelho).

Em se tratando de águas continentais ou de interiores, um efeito a se corrigir é o relacionado ao caminho óptico (pathlength correction). Em águas com altíssima absorção, o sinal que atinge o volume espalhador pode ser atenuado até ser detectado pelo detector. A atenuação causada pela absorção pode ser corrigida assumindo que o decaimento dentro do volume espalhador é conhecido (aproximado por um decaimento exponencial) e compensado no cálculo do coeficiente de retroespalhamento. Se a atenuação é também devido a processos de espalhamento para fora da área de abrangência do detector, outras estratégias devem ser adotadas. Esse tipo de correção ainda apresenta o estado da arte da ciência de correção dos dados de retroespalhamento e vem sendo frequentemente desenvolvida (Doxaran et al., 2016).

A evolução dos equipamentos voltados para a medida da VSF e cálculo dos coeficientes de espalhamento e suas frações têm sido contínuos com o desenvolvimento pelas instituições de pesquisa, mas também por empresas destinadas ao desenvolvimento de instrumentação. Espera-se que no decorrer dos próximos anos, equipamentos mais simples possam ser desenvolvidos e, principalmente, com custo acessível. Essa é a próxima fronteira em termos de instrumentação para o monitoramento contínuo de corpos d'água continentais.

#### 4.5. CONCLUSÃO

O presente capítulo apresentou e discutiu tanto a metodologia como a instrumentação frequentemente empregadas na literatura científica para a aquisição de medidas de grandezas radiométricas e IOPs. A metodologia e a instrumentação apresentadas se apoiam na teoria apresentada no Capítulo 3 e também a complementam com aspectos práticos da óptica hidrológica, o que acrescenta às discussões que serão apresentadas nos capítulos seguintes.

Os instrumentos apresentados para as medidas de grandezas radiométricas evidenciam as limitações tecnológicas inerentes ao processo de medição. Atenção especial deve ser dada ao tipo de coletor escolhido para medições de irradiância e o ângulo sólido dos detectores de radiância. No caso das medidas acima da superfície da água para o cálculo da Reflectância de Sensoriamento Remoto, a

geometria de aquisição é crucial para a qualidade das medidas, assim como uma boa caracterização da turbulência da superfície, para a minimização do efeito de *glint*. Para medidas abaixo da superfície, a geometria de aquisição, juntamente com a velocidade com a qual os equipamentos são submersos, são pontos importantes para garantir boa qualidade dos dados tomados.

Em relação à aquisição de medidas de IOPs, medidas laboratoriais e *in situ* contrastam em suas vantagens e desvantagens. Medidas laboratoriais permitem maior controle e maior possibilidade de parâmetros a serem medidos. Entretanto, o processo de coleta e de amostragem é crucial e pode ser fonte de erros dependendo de como conduzido. Além disso, a amostra tomada em campo pode não representar o estado natural do corpo d'água, dada a degradação inerente à conservação e ao transporte das amostras. Por outro lado, as medidas tomadas *in situ* representam o corpo d'água em seu estado natural, sendo um retrato do comportamento óptico que ocorre no corpo d'água no instante em que são tomadas. As medidas *in situ* também possibilitam um conjunto de dados mais robusto, com maior número de medidas tomadas. Entretanto, o controle dos equipamentos e da metodologia utilizada é mais difícil e muitas vezes as estratégias amostrais utilizadas são custosas financeiramente e complexas do ponto de vista tecnológico.

Por fim, espera-se que este capítulo possa servir aos leitores como uma introdução ao processo de aquisição de medidas em óptica hidrológica. Os instrumentos e as metodologias apresentadas são uma ponte tanto para medidas mais modernas com equipamentos mais sofisticados como também a estratégias mais simples, porém, suficientes para determinadas aplicações. O ponto final que deve restar deste capítulo é que a aquisição de medidas em óptica hidrológica deve tentar ao máximo seguir os protocolos para garantir a melhor qualidade possível do conjunto de amostras tomado, assim como torná-las comparáveis a medidas tomadas por diferentes pesquisadores. Ao mesmo tempo, é preciso aceitar as limitações do processo amostral e, assim, construir o conhecimento necessário dentro da razoabilidade que o conhecimento científico permite.

## REFERÊNCIAS

- Boss, E., & Pegau, W. S. (2001). Relationship of light scattering at an angle in the backward direction to the backscattering coefficient. *Applied Optics*, 40(30), 5503.
- C-STAR (2019). C-star transmissometer, Sea-Bird Scientific. Disponível em: <<https://www.seabird.com/transmissometers/c-star-transmissometer/family?productCategoryId=54627869913>>. Acesso em: 10 de mar. 2019.
- Doxaran, D., Leymarie, E., Nechad, B., Dogliotti, A., Ruddick, K., Gernez, P., & Knaeps, E. (2016). Improved correction methods for field measurements of particulate light backscattering in turbid waters. *Optics Express*, 24(4), 3615.
- Fry, E. S., Kattawar, G. W., & Pope, R. M. (1992). Integrating cavity absorption meter. *Applied Optics*, 31(12), 2055.
- Groetsch, P. M. M., Gege, P., Simis, S. G. H., Eleveld, M. A., & Peters, S. W. M. (2017). Validation of a spectral correction procedure for sun and sky reflections in above-water reflectance measurements. *Optics Express*, 25(16), A742.
- IOCCG (2019a). Protocols for Satellite Ocean Color Data Validation: In situ Optical Radiometry. Disponível em: <[http://ioccg\(a\).org/wp-content/uploads/2018/09/draft-protocols-for-satellite-ocean-color-data-validation.pdf](http://ioccg(a).org/wp-content/uploads/2018/09/draft-protocols-for-satellite-ocean-color-data-validation.pdf)>. Acesso em: 10 de mar. 2019.
- IOCCG (2019b). Inherent Optical Property Measurements and Protocols: Absorption Coefficient Disponível em: <[http://ioccg.org/wp-content/uploads/2018/12/absorption\\_protocol\\_final-incl-cover.pdf](http://ioccg.org/wp-content/uploads/2018/12/absorption_protocol_final-incl-cover.pdf)>. Acesso em: 10 de mar. 2019.
- IOCCG (2019c). Inherent Optical Properties Measurements and Protocols: Beam Transmission and Attenuation Coefficients Disponível em: <<http://ioccg.org/wp-content/uploads/2018/12/beamc-protocol-officialdraft2018.pdf>>. Acesso em: 10 de mar. 2019.
- Kirk, J. T. (2011). *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*. Third Edition Cambridge university press.
- Kirk, J. T. O. (1992). Monte Carlo modeling of the performance of a reflective tube absorption meter. *Applied Optics*, 31(30), 6463.
- Kishino, M., Takahashi, M., Okami, N., & Ichimura, S. (1985). Estimation of the spectral absorption coefficients of

phytoplankton in the sea. *Bulletin of Marine Science*, 37(2), 634–642.

Kutser, T., Vahtmäe, E., Paavel, B., & Kauer, T. (2013). Removing glint effects from field radiometry data measured in optically complex coastal and inland waters. *Remote Sensing of Environment*, 133, 85–89. <http://doi.org/10.1016/j.rse.2013.02.011>

Lee, Z., Ahn, Y.-H., Mobley, C. D., & Arnone, R. (2010). Removal of surface-reflected light for the measurement of remote-sensing reflectance from an above-surface platform. *Optics Express*, 18(25), 26313. <http://doi.org/10.1364/OE.18.026313>

Mobley, C. D. (1994). *Light and water: radiative transfer in natural waters*. Academic press. Academic press.

Mobley, C. D. (1999). Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements. *Applied Optics*, 38(36), 7442.

Mobley, C. D. (2015). Polarized reflectance and transmittance properties of windblown sea surfaces. *Appl. Opt.*, 54(15), 4828–4849.

Mueller, J. L., Fargion, G. S., McClain, C. R., Mueller, J. L., Morel, A., ... Porter, J. (2003). *Ocean Optics Protocols For Satellite Ocean Color Sensor Validation , Revision 4 , Volume III : Radiometric Measurements and Data Analysis Protocols NASA / TM-2003- Ocean Optics Protocols For Satellite Ocean Color Sensor Validation , Revision 4 , Volume II, III(January)*.

Oishi, T. (1990). Significant relationship between the backward scattering coefficient of sea water and the scatterance at 1200, 29(31).

Pegau, S., Zaneveld, J. R. V, Mitchell, B. G., Mueller, J. L., Kahru, M., Wieland, J., & Stramska, M. (2002). *Ocean optics protocols for satellite ocean color sensor validation, Revision 4, Volume IV: Inherent optical properties: instruments, characterizations, field measurements and data analysis protocols*. Ocean Color Web Page, IV(May), 76. Disponível em: <<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cms/techdocs>>.

Roesler, C. S., & Boss, E. (2007). In situ measurement of inherent optical properties and potential for harmful algal bloom detection and coastal ecosystem observations. *Real-Time Coastal Observing Systems for Marine Ecosystem Dynamics and Harmful Algal Blooms: Theory, Instrumentation and Modelling*. Real-Time Coastal Observing Systems for Ecosystem Dynamics and Harmful Algal Blooms. UNESCO Series Monographs on Oceanographic Methodology.

Röttgers, R., McKee, D., & Woźniak, S. B. (2013). Evaluation of scatter corrections for ac-9 absorption measurements in coastal waters. *Methods in Oceanography*, 7(December), 21–39. <http://doi.org/10.1016/j.mio.2013.11.001>

Röttgers, R., Schönfeld, W., Kipp, P.-R. P.-R., & Doerffer, R. (2005). Practical test of a point-source integrating cavity absorption meter: the performance of different collector assemblies. *Applied Optics*, 44(26), 5549–5560.

Sander de Carvalho (2016). *Bio-optical characterization of Amazon floodplain lakes and evaluation of the retrieval of optically active constituent using remote sensing*. 2016. 201 p. IBI: <8JMKD3MGP3W34P/3LRECPB>. (sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/06.08.16.27-TDI). Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2016.

Sander de Carvalho, L. A. S., Barbosa, C. C. F., de Moraes Novo, E. M. L., & de Moraes Rudorff, C. (2015). Implications of scatter corrections for absorption measurements on optical closure of Amazon floodplain lakes using the Spectral Absorption and Attenuation Meter (AC-S-WETLabs). *Remote Sensing of Environment*, 157, 123-137.

Sequoia (2019). Disponível em: <<https://www.sequoiasci.com/>>.

Stockley, N. D., Röttgers, R., McKee, D., Lefering, I., Sullivan, J. M., & Twardowski, M. S. (2017). Assessing uncertainties in scattering correction algorithms for reflective tube absorption measurements made with a WET Labs ac-9. *Optics Express*, 25(24), A1139. <http://doi.org/10.1364/OE.25.0A1139>

Tassan, S., & Ferrari, G. M. (2002). A sensitivity analysis of the “Transmittance-Reflectance” method for measuring light absorption by aquatic particles. *Journal of Plankton Research*, 24, 757–774

Tassan, S., & Ferrari, M. (1995). An alternative approach to absorption measurements of retained on filters aquatic particles. *Limnol Oceanogr*, 40(8), 1358–1368.

TriOS (2019). TriOS Optical Sensors. Spectral imaging radiometer to measure radiance or irradiance in UV, VIS and UV/VIS. Disponível em: <<https://www.trios.de/en/ramses.html>>. Acesso em: 10 de mar. 2019.

Wetlabs-ACS (2019). Spectral Absorption and Attenuation Sensor ac-s Manual. Disponível em: <<https://www.seabird.com/transmissometers/ac-s-spectral-absorption-and-attenuation-sensor/family-downloads?productCategoryId=54627869911>>. Acesso em: 10 de mar. 2019.

Wetlabs-BB9 (2019). Scattering Meter BB9 Manual. Disponível em: <[http://www.comm-tec.com/Prods/mfgs/Wetlabs/Manuals/Eco-BB9\\_manual.pdf](http://www.comm-tec.com/Prods/mfgs/Wetlabs/Manuals/Eco-BB9_manual.pdf)>. Acesso em: 10 de mar. 2019.





# 5 PROCESSAMENTO DE DADOS, MODELAGEM E MAPEAMENTO DE PARÂMETROS BIO-ÓPTICOS

Felipe L. Lobo, Universidade Federal de Pelotas, Brasil

Daniel S. F. Jorge, Université du Littoral Côte d'Opale, França

---

5.1	Introdução	82
5.2	Processamento de dados radiométricos	83
5.2.1	Seleção de espectros	84
5.2.2	Filtragem	85
5.2.3	Correção do espalhamento especular na superfície da água	86
5.2.4	Análise derivativa	87
5.2.5	Área e comprimento de onda de máxima reflectância	88
5.3	Classificação espectral	89
5.3.1	Mapeamento por ângulo espectral (SAM)	89
5.4	Reamostragem para as bandas de satélites	91
5.5	Modelagem bio-óptica	92
5.5.1	Exemplo de algoritmos semiempíricos	94
5.5.2	Exemplo de algoritmos semianalíticos	95
5.5.2.1	Algoritmo de Otimização Espectral	95
5.5.2.2	<i>Quasi-Analytical Algorithm (QAA)</i>	97
5.6	Mapeamento de COAs com imagens de satélites	98
5.7	Conclusão	103

---

## 5.1. INTRODUÇÃO

Este capítulo descreve as principais etapas para o mapeamento de parâmetros de qualidade da água, a partir de modelos ópticos baseados em medidas radiométricas adquiridas *in situ*. O mapeamento de parâmetros bio-ópticos relacionados à qualidade da água demanda, primeiramente,



o processamento adequado dos dados para garantir a qualidade das medidas radiométricas e, conseqüentemente, a extração das informações necessárias à modelagem dos constituintes presentes na água.

Em seguida, os modelos matemáticos preditivos são construídos a partir de relações empíricas ou analíticas entre os parâmetros de qualidade da água e as medidas ópticas. Os modelos resultantes dessa etapa, por sua vez, são posteriormente aplicados a imagens de satélite para o mapeamento dos parâmetros estimados. Para validar os modelos, as estimativas das concentrações dos constituintes da água modeladas são comparadas diretamente com as constituintes da água medidas *in situ* (Figura 5.1).

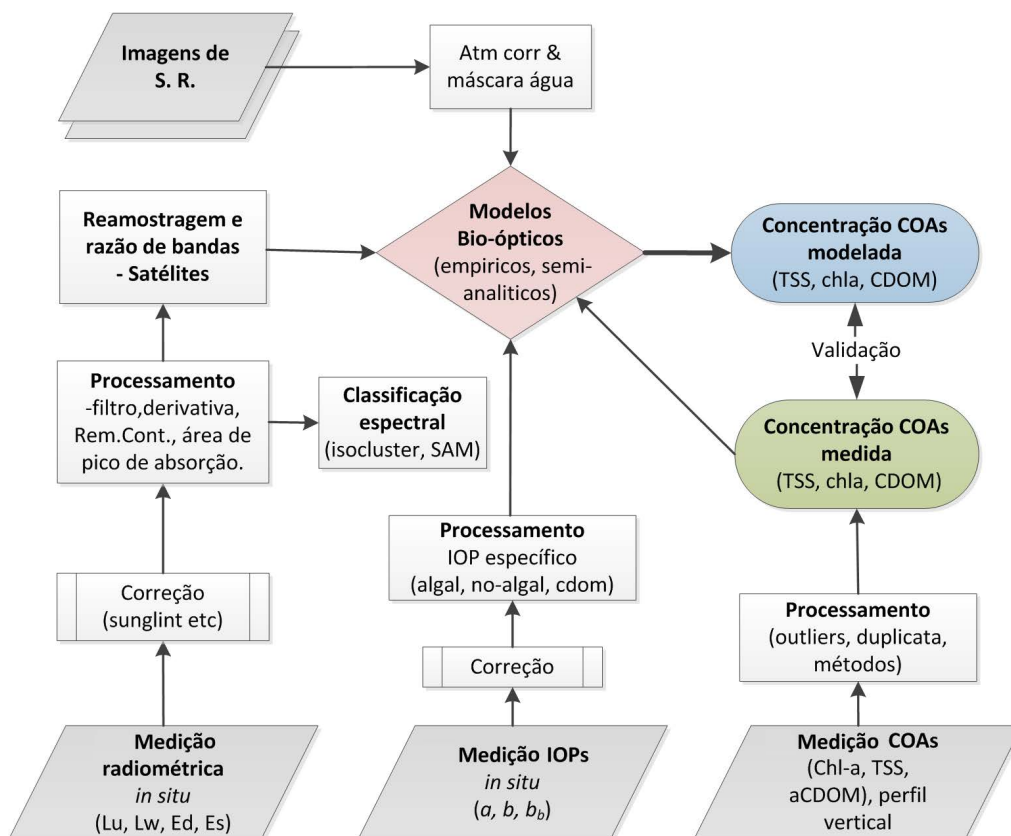


Figura 5.1. Fluxograma das principais etapas de medição de grandezas radiométricas, processamento e modelagem dos constituintes da água (COAs). Geralmente, a validação dos modelos ópticos é feita por meio da comparação direta com constituintes medidos em campo ou em laboratório.

## 5.2. PROCESSAMENTO DE DADOS RADIOMÉTRICOS

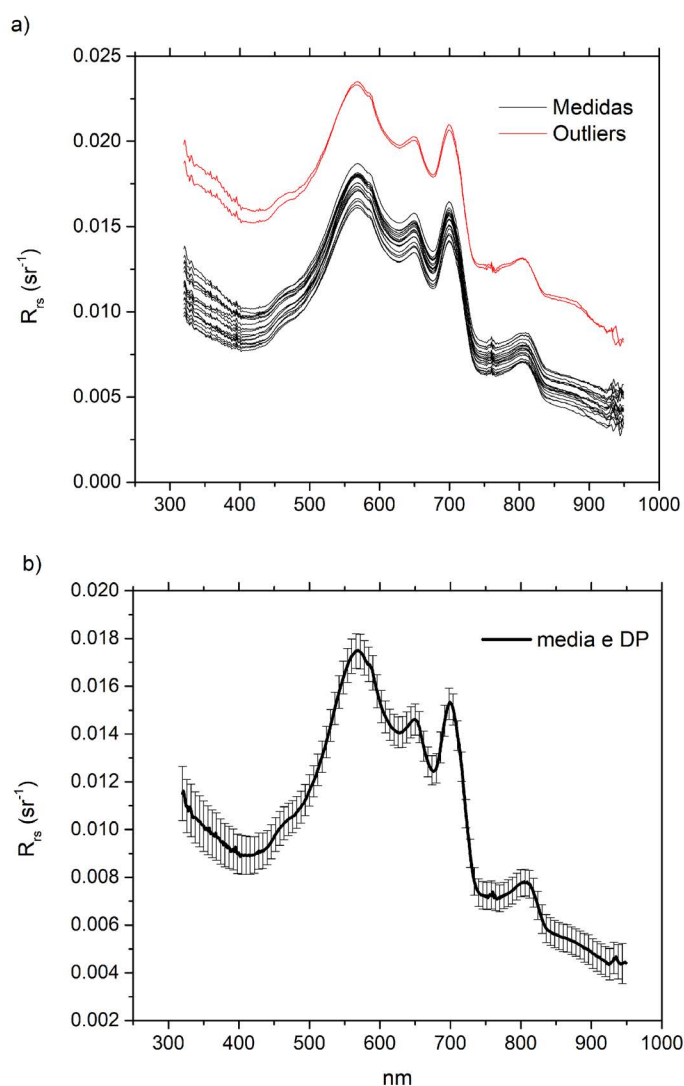
O processamento de dados ópticos medidos em campo tem dois objetivos principais: i) minimizar alguns efeitos indesejados durante a medida, como a influência da variabilidade instantânea da atmosfera associada a ventos e à nebulosidade, e ii) extrair informações específicas sobre feições de absorção e/ou espalhamento dos constituintes da água.

Durante a atividade de medição de dados ópticos *in situ*, as condições de tempo, vento, cobertura de nuvens e luminosidade são determinantes para a qualidade da medida radiométrica (e cálculo das Propriedades Ópticas Aparentes (AOPs), por exemplo). Para reduzir o impacto desses fatores, são aplicadas técnicas ao processamento das AOPs.

### 5.2.1. Seleção de espectros

Como mencionado anteriormente, as medidas radiométricas derivadas de corpos d'água estão sujeitas às condições de iluminação. As variações da cobertura de nuvem e de iluminação durante a medida resultam na variabilidade, na intensidade e na qualidade da radiância medida (intensidade e proporção relativa da irradiância direta versus difusa sobre o corpo d'água), bem como nas grandezas radiométricas dela resultantes, o que pode levar a uma propagação dessa incerteza nos modelos preditivos, caso não sejam corrigidos previamente.

A Figura 5.2 ilustra a variação de intensidade da reflectância de superfície de um corpo d'água durante 20 minutos de aquisição de dados. Percebe-se que as medidas do mesmo alvo apresentam variação de intensidade e de forma (espectral) decorrente da mudança das condições de iluminação. Para minimizar esses efeitos, o primeiro passo, geralmente, é selecionar, a partir de critério objetivo, as curvas espectrais mais representativas do corpo d'água. Isso se faz a partir da seleção do conjunto de medidas que apresentem a menor variabilidade interna, ou seja, que apresentem alta similaridade (baixa variância) entre as curvas espectrais. A remoção de *outliers* é também ilustrada na Figura 5.2.



**Figura 5.2.** a) Exemplo de medidas radiométricas com indicação de outliers; b) Após remoção de outliers, é feito o cálculo da média e do desvio padrão das medidas.

### 5.2.2. Filtragem

Em caso de dados radiométricos ruidosos, ou seja, curvas com variações aleatórias de pequena amplitude (muito comum em sensores com relação sinal-ruído baixa), é recomendada a aplicação de um filtro passa-baixa, com dimensão variando entre 3 e 7 comprimentos de onda (Figura 5.3) para suavizar a curva. O objetivo da suavização é remover ou reduzir o ruído aleatório presente no espectro medido. Note que caso a feição de absorção ou espalhamento do constituinte não seja muito evidente, a suavização pode acabar removendo essa informação. O sinal registrado pelo espectro-radiômetro pode ser descrito pela Equação 5.1:

$$L_t(\lambda) = L_w(\lambda) + n(\lambda) \quad (5.1)$$

Em que  $L(\lambda)$  é a radiância registrada pelo equipamento,  $L_w(\lambda)$  é o sinal real emergindo da água, e  $n(\lambda)$  é o ruído aleatório gerado no equipamento ou devido às condições no momento das medidas.

A suavização pelo filtro de média utiliza uma janela móvel, que se desloca sobre a curva espectral e substitui o ponto médio da janela (banda espectral) pelo valor médio das bandas sobrepostas pela janela, conforme a Equação 5.2.

$$\hat{S}(\lambda_j) = \frac{\sum S(\lambda_i)}{n} \quad (5.2)$$

Em que  $n$  (número de pontos amostrais – bandas) é o tamanho do filtro e  $j$  é o índice do ponto médio. Se o usuário especificar um número par de pontos como tamanho do filtro, o valor médio será atribuído para a posição à direita do centro (maior comprimento de onda); ver Figura 5.3.

Uma vez selecionadas as curvas radiométricas representativas do conjunto amostral, essas podem ser sujeitas a outros processamentos para extrair informações específicas sobre o comportamento espectral. Neste capítulo, apresentaremos a análise derivativa e a área de pico.

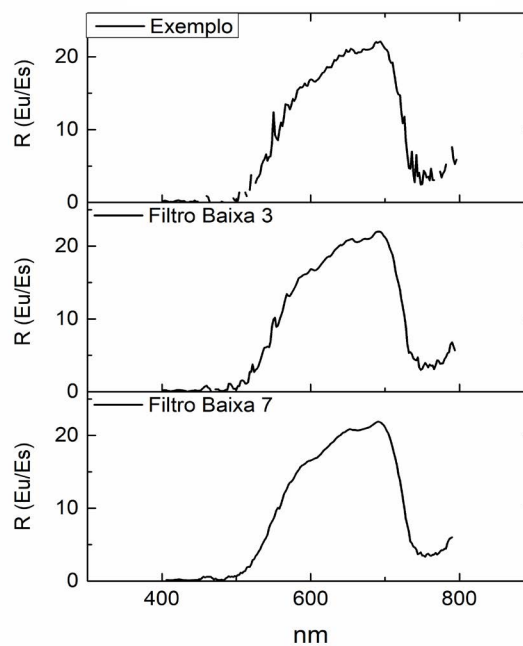


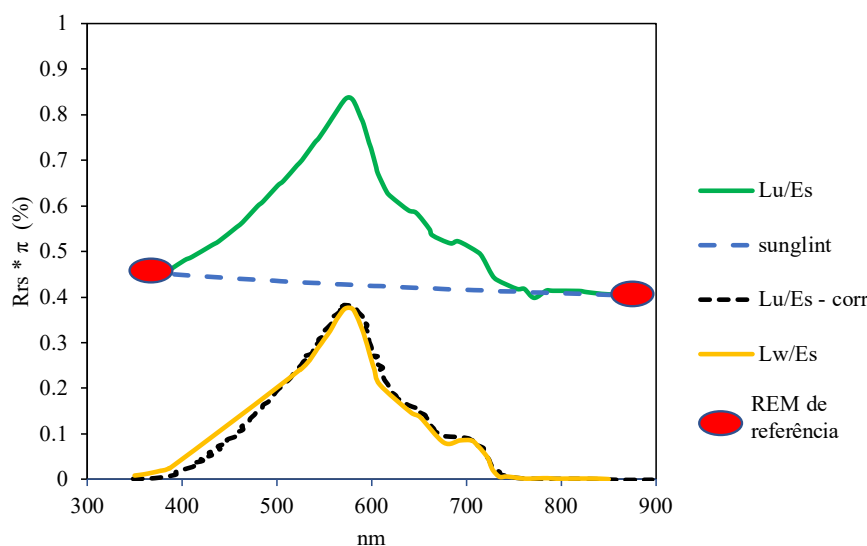
Figura 5.3. Exemplo de filtro de passa-baixa (suavização) usando 3 e 7 comprimentos de onda para o cálculo.

### 5.2.3. Correção do espalhamento especular da superfície da água (*Sunlint*)

A superfície dos corpos d'água raramente é (ou fica) lisa, ou seja, sem qualquer ondulação. Assim, os fatores que condicionam a ondulação da superfície, como o vento, bem como fatores relacionados à geometria de iluminação (fonte-alvo-sensor), como condições do céu, ângulo solar zenital e visada do sensor, influenciam diretamente no espalhamento especular medido pelo sensor. Em geral, o impacto do *sunlint* é similar para todos os comprimentos de onda. No entanto, se observa que os valores de *sunlint* tendem a ser ligeiramente superiores na região espectral do azul (400 a 500 nm).

Para corrigir esse efeito nos espectros medidos, Mobley (1999) definiu, a partir de simulações, que o ângulo ótimo para medições do  $L_u$  e  $L_{sky}$  (radiância do espalhamento difuso proveniente do céu) é 45 graus a partir dos ângulos nadir e zenital, respectivamente, ou seja, é a geometria de aquisição que teria o menor impacto por *sunlint*. Além da definição da geometria ótima para aquisição das grandezas radiométricas, a velocidade do vento também é um fator a ser considerado na estimativa do *sunlint* (Mobley, 1999; Ruddick et al., 2006). Por exemplo, velocidades de vento acima de 10 m/s têm impacto maior na formação de *sunlint* do que em condições de vento abaixo de 5 m/s. Para esses modelos de correção do *sunlint*, a medida de  $L_{sky}$  e de velocidade do vento são necessárias.

Como alternativa à ausência dessas informações, Kutser et al. (2013) desenvolveram um método de correção que se utiliza de funções exponenciais para estimar a linha base da medida espectral e, em seguida, remover a componente de espalhamento especular. Para aplicar esse método, é preciso definir duas regiões espectrais onde a reflectância se aproxima de zero, para as quais uma função deverá ser ajustada (Figura 5.4). Originalmente, Kutser et al. (2013) sugerem as regiões espectrais de 350-380 nm e 890-900 nm para se ajustar à função exponencial (Figura 5.4). Essas regiões podem ser modificadas para se adequarem aos espectros medidos, em particular, nos espectros com alto espalhamento na região do infravermelho próximo, como é o caso de águas muito túrbidas.



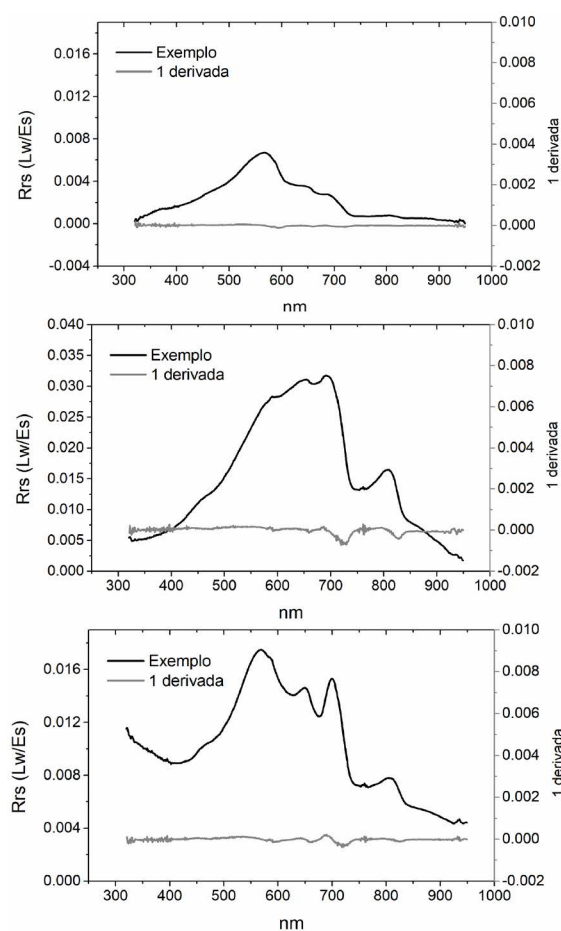
**Figura 5.4.** Exemplo de correção do espalhamento especular da superfície da água utilizando o método proposto por Kutser et al. (2013). As elipses destacadas em vermelho indicam as regiões espectrais utilizadas para o ajuste da função exponencial (em azul), consideradas como o efeito *sunlint*. Uma vez removido esses valores do espectro medido (em verde), obtém-se o espectro corrigido (em preto) que é diretamente compatível com o espectro medido nas mesmas condições de iluminação, quando utilizado um sensor de radiância ascendente submerso na água ( $L_w$ ), ou seja, livre dos efeitos de *sunlint* (em amarelo) (Adaptado de Kutser et al., 2013).

### 5.2.4. Análise derivativa

A aplicação de uma operação de derivada sobre uma função é uma forma de quantificar a taxa de variação de uma determinada variável em relação à outra. No caso de um espectro, essa operação permite quantificar a taxa de variação da reflectância espectral do alvo em função da variação do comprimento de onda da energia incidente. No contexto de sensoriamento remoto, essa técnica tem sido utilizada para localizar comprimentos de onda críticos como, por exemplo, a faixa espectral no limite da região do vermelho (700 - 780 nm, *red-edge* (Demetriades-Shah, Steven, & Clark, 1990) e para a decomposição de espectros de ambientes aquáticos (Chen et al., 1992; Malthus & Dekker, 1995; Rundquist et al., 1996; Tsai & Philpot, 1998).

Para entender o efeito de derivação sucessiva sobre a resposta espectral de uma massa de água, considere a aplicação da primeira derivada sobre espectros de água limpa, água turbida, devido à presença de material inorgânico em suspensão, e água contendo material inorgânico e clorofila (Figura 5.5).

A Figura 5.5a mostra o espectro de água limpa, em que os maiores valores de refletância ocorrem na região visível (entre 400 e 700 nm), sendo o pico de máximo em torno de 570 nm e os menores valores de refletância na região do infravermelho próximo (725 a 900 nm) onde ocorre forte absorção pela água. Tanto a primeira quanto a segunda derivada desse espectro resultam em valores muito pró-



**Figura 5.5.** Curvas espectrais de alvos aquáticos. (a) curva de água limpa e primeira derivada. (b) curva de água com material em suspensão e primeira derivada. (c) curva de água contendo clorofila e material em suspensão e primeira derivada.



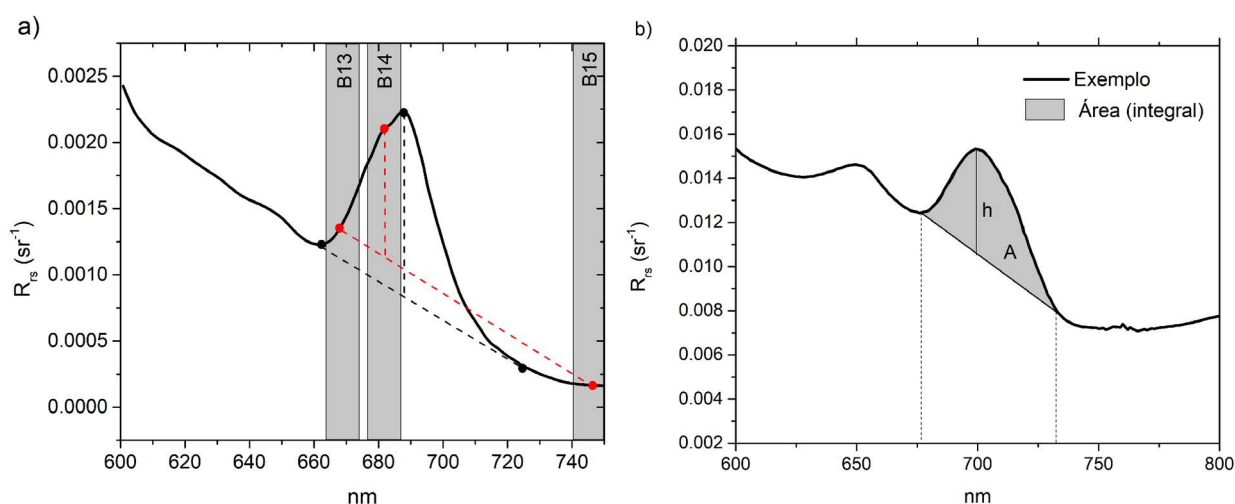
ximos de zero, em todos os comprimentos de onda, indicando que os efeitos da água limpa sobre a curva de reflectância são efetivamente removidos pela primeira derivada. Com base nesses resultados, a reflectância da água limpa pode ser considerada um efeito de primeiro grau. Da mesma forma, a Figura 5.5b sugere que o efeito das partículas inorgânicas na reflectância de uma massa de água é um efeito de segunda ordem, porque a primeira derivada apresenta algumas feições (um vale/depressão em 720 nm).

A resposta espectral de um corpo d'água contendo clorofila e material inorgânico em suspensão é mais complexa (Figura 5.5c). Apresenta um pico bem definido na região do verde, que é específico da clorofila. Apresenta também um segundo pico de forte reflectância na transição do vermelho para o infravermelho (~705 nm), seguido por valores muito baixos de reflectância devido à forte absorção pela água em comprimentos de onda maiores no infravermelho. A primeira derivada apresenta pico em torno 560 nm e um padrão distinto de pico e vale entre 680 e 750 nm, respectivamente.

### 5.2.5. Área e comprimento de onda de máxima reflectância

Outras técnicas de processamento de dados radiométricos incluem a determinação da altura, a área subentendida pela região entorno do pico de reflectância e a identificação do comprimento de onda com reflectância máxima. Esses atributos podem ser correlacionados com a concentração de um determinado COA. Por exemplo, a identificação do comprimento de máxima reflectância devido à fluorescência da clorofila-a (683 nm) e o cálculo da “altura”, ou seja, intensidade da linha de fluorescência (FLH - *Fluorescence Line Height*) são técnicas para a determinação do estado fisiológico do fitoplâncton já aplicadas em imagens do sensor MODIS (Hoge et al., 2003) com a utilização das bandas 13 (662-672), 14 (673-683) e 15 (743-753 nm) (Figura 5.6a).

A fluorescência indica o estado fisiológico do fitoplâncton, assim, um conjunto de células saudáveis teria uma resposta de fluorescência baixa em comparação a um conjunto de células em regime de estresse (seja por radiação, temperatura, hidrodinâmica etc.), pois essas células possuem uma baixa capacidade de processar a radiação absorvida em fotossíntese e, assim, a reemitiria em forma de fluorescência (Hoge et al., 2003).



**Figura 5.6.** a) Exemplo de aplicação do método FLH para a determinação de fluorescência em águas costeiras usando bandas do sensor MODIS (Adaptado de Hoge et al, 2003). b) Determinação da altura  $h$  e área ( $A$ ) do pico de espalhamento por células fitoplanctônicas.

Essa mesma técnica de análise do pico de reflectância pode ser aplicada em diferentes regiões do espectro como, por exemplo, o pico de reflectância máximo pela alta concentração de células fitoplanctônicas na região espectral de 705 nm. A quantificação desse pico pode ser um indicativo direto da concentração de fitoplâncton (em biovolume) e, indiretamente, da concentração de pigmentos, como a clorofila-a (chl-a).

### 5.3. CLASSIFICAÇÃO ESPECTRAL

Muitas vezes, pretende-se agrupar os espectros obtidos em campo em classes de água relativamente homogêneas. Para isso, existem diversos métodos de classificação espectral que integram algoritmos de agrupamento, como o *k-media*, com estatísticas extraídas de imagens multiespectrais ou graus de similaridade extraídos do SAM (*Spectral Angle Mapper*). Técnicas de redes neurais também vêm sendo empregadas na classificação de dados espectrais.

#### 5.3.1. Mapeamento por ângulo espectral (SAM)

O conceito básico da técnica de mapeamento por ângulo espectral (SAM) é o de tratar a curva de resposta espectral de um alvo (espectro) como um vetor em um espaço multidimensional. Para entendermos o princípio da técnica, considere inicialmente a representação de somente duas bandas espectrais, ou seja, num espaço bidimensional (Figura 5.7).

Considere, agora, duas medidas espectro-radiométricas obtidas em dois locais diferentes de um corpo d'água. O valor do ângulo  $\alpha$  indica a diferença de comportamento espectral entre as duas massas de água. Então, uma forma de avaliarmos o grau de similaridade espectral entre massas de água é por meio do cálculo do ângulo espectral entre espectros coletados nessas massas de água. Uma característica importante é que esse ângulo espectral é relativamente insensível a mudanças de iluminação sobre o alvo, porque o aumento ou diminuição da iluminação não altera a direção do vetor, mas, somente, a sua magnitude.

A técnica de mapeamento por ângulo espectral SAM quantifica o grau de similaridade ou distância espectral entre espectros, calculando o ângulo entre eles, tratando-os como vetores de dimensionalidade igual ao seu número de bandas. No caso de espectros, tratados como vetores multidimensionais, em que o número de dimensões é o número de bandas espectrais  $nb$  do espectrorradiômetro, a Equação 5.3 pode ser reescrita como:

$$\alpha = \cos^{-1} \left( \frac{\sum_{i=1}^{nb} t_i r_i}{\left( \sum_{i=1}^{nb} t_i^2 \right)^{1/2} \left( \sum_{i=1}^{nb} r_i^2 \right)^{1/2}} \right) \quad (5.3)$$

A implementação dessa equação para determinar o ângulo ou distância espectral entre dois espectros é a seguinte: Numerador  $\rightarrow \sum t_i r_i$ . Multiplica-se o valor de cada banda do espectro "t" pelo valor da banda correspondente do espectro "r", e faz-se a somatória desses produtos. Denominador  $\rightarrow \sum t_i^2$ . Eleva ao quadrado o valor de todas as bandas do espectro "t", e faz-se a somatória desses quadrados. Em seguida, extrai a raiz quadrada da somatória. O arco cosseno resultante indica o ângulo entre os dois espectros.

O SAM vem sendo aplicado, principalmente, na área da mineralogia (Kruse, 1998; Shahriari et al., 2015) para identificação de minerais e em aplicações que envolvem estudo de vegetação. Nessas

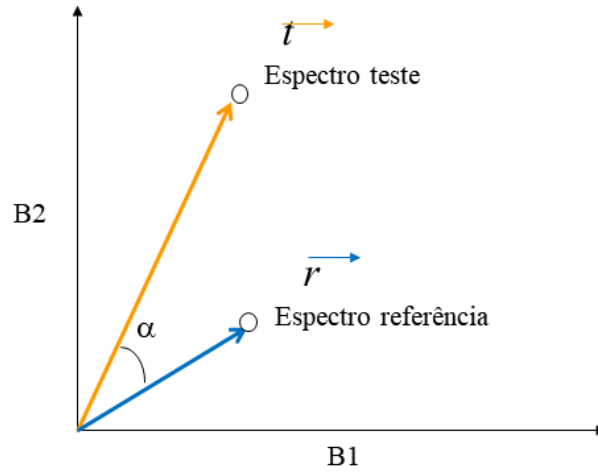


Figura 5.7. Conceito de ângulo espectral. Caso mais simples (bidimensional).

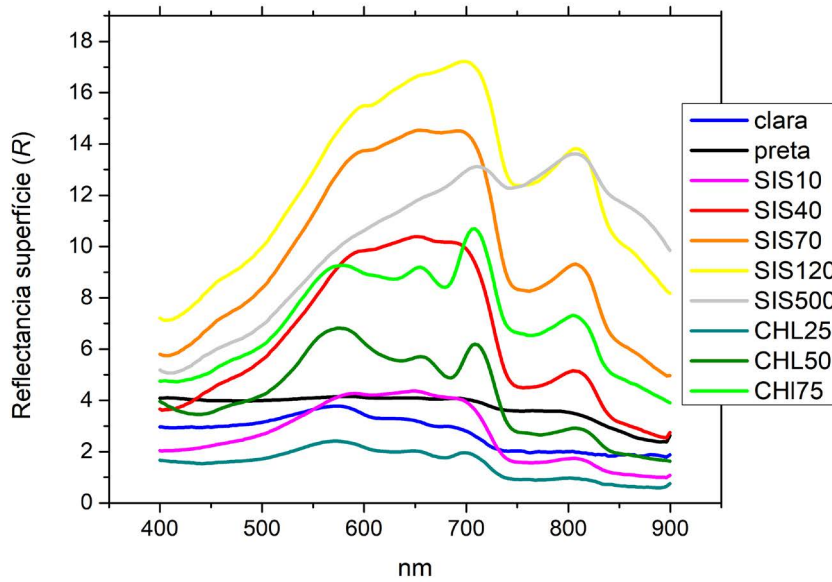


Figura 5.8. Espectros em reflectância de superfície dos tipos de água identificados para as áreas alagáveis da Amazônia e respectivas concentrações de parâmetros limnológicos: chl-a (clorofila-a) e SIS (Sólidos Inorgânicos em Suspensão) Adaptado de Lobo et al. (2012).

aplicações, utilizam-se bibliotecas de assinaturas espectrais, em que o objetivo principal é identificar/quantificar a abundância de um determinado mineral, comparando sua resposta espectral com as referências da biblioteca. A magnitude do ângulo espectral entre assinaturas da biblioteca e do alvo quantificam o grau de similaridade. Valores próximos de zero indicam maior similaridade, ou seja, que as formas dos espectros (referência e alvos) são muito similares.

Contudo, como geralmente ocorre com as técnicas supervisionadas, o algoritmo é bastante sensível à escolha do conjunto de treinamento (espectros de referência). Daí a necessidade de se formar uma biblioteca espectral que seja a mais representativa possível das diferentes feições espectrais presentes no conjunto de dados que se deseja classificar. Em busca de uma biblioteca espectral para águas amazônicas, Lobo et al. (2012) definiram dez curvas espectrais para os tipos de água encontrados na Amazônia: uma classe de água preta; uma de água clara; cinco classes ricas em sedimento inorgânico – SIS; e três ricas em clorofila-a (Figura 5.8).

### 5.4. REAMOSTRAGEM PARA AS BANDAS DE SATÉLITES

A reamostragem de dados radiométricos hiperespectrais para bandas de satélites multiespectrais é fundamental na construção de modelos. A técnica de reamostragem consiste em aplicar a Resposta Espectral Relativa (RER) dos sensores multiespectrais sobre o dado hiperespectral. Para cada banda de cada sensor orbital disponível há um RER que indica a sensibilidade daquela banda em cada comprimento de onda, tornando possível simular a reflectância medida por ele. É importante lembrar que os dados radiométricos obtidos em sistemas aquáticos raramente apresentam sinal significativo na região do SWIR, seja por limitação do equipamento, seja pelo baixo sinal proveniente da água, o que impede a simulação de bandas dessa região do espectro. A reamostragem é feita pela aplicação da seguinte fórmula:

$$R_{rs}(\lambda_j) = \frac{\sum_{i=1}^n R_{rs}(\lambda_i) \times RER(\lambda_i)}{\sum_{i=1}^n R_{rs}(\lambda_i)} \tag{5.4}$$

A Figura 5.9 é um exemplo de reamostragem de dados radiométricos de três diferentes tipos de água (água limpa, rica em sedimento inorgânicos em suspensão, e outra rica em chl-a) para a resposta espectral do sensor Landsat/OLI (Barsi et al., 2011; Jorge et al., 2017).

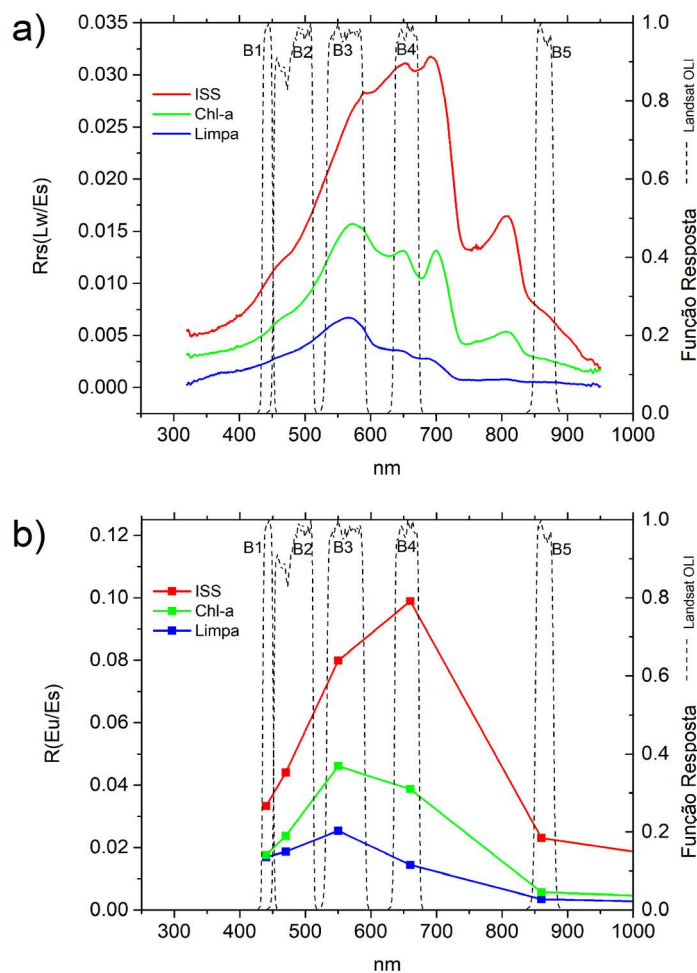


Figura 5.9. Exemplo de função resposta do sensor Landsat/OLI sobre os dados radiométricos (a) e após reamostragem ou simulação das bandas (b).

Uma vez simuladas as bandas do sensor de interesse, os valores resultantes podem ser utilizados para gerar as razões de bandas e/ou índices normalizados. O uso de razões de bandas é frequentemente utilizado na modelagem dos COAs, pois tem a vantagem de realçar as informações espectrais, minimizar efeitos atmosféricos e das condições de iluminação no momento da aquisição da imagem (Doxaran et al., 2002; Mishra, 2012). O uso de razões de bandas e índices para estimar COAs nos leva ao tópico seguinte.

## 5.5. MODELAGEM BIO-ÓPTICA

Existem, essencialmente, duas abordagens por meio das quais dados espectrais de sensoriamento remoto (*in situ* ou orbital), adquiridos sobre corpos d'água, podem ser utilizados para estimar as concentrações de COAs (Figura 5.10): i) **Empírica**: que se baseia no desenvolvimento de regressões estatísticas bi ou multivariadas entre medidas concomitantes de  $R_{rs}(\lambda)$  e de concentrações dos COAs. Quando feições espectrais diagnósticas dos COAs são conhecidas e incluídas nas análises de regressão, alguns autores denominam a abordagem de **Semiempírica**; ii) **Semianalítica/analítica**<sup>1</sup>: fundamenta-se em relações diretas e inversas entre os COAs, as IOPs e as AOPs (Figura 5.11), por meio de soluções da Equação de Transferência Radiativa (ETR).

As abordagens empíricas, geralmente, são válidas somente para o conjunto de dados (imagem e dados *in situ*) a partir do qual as relações estatísticas foram determinadas. Matthews (2011) faz uma revisão abrangente sobre as abordagens empíricas. Já as estimativas dos COAs, a partir de algoritmos semianalíticos, têm abrangência temporal, o que reduz a necessidade e os custos de frequente aquisição de medidas *in situ*. O desenvolvimento da maioria e dos algoritmos semianalíticos envolve o uso de formas simplificadas de solução da Equação de Transferência Radiativa (ETR) e da equação de Gordon et al. (1988):

$$r_{rs}(\lambda) = \frac{L_u(0^-, \lambda)}{E_s(0^-, \lambda)} = g_1 \left( \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda) + b_b(\lambda)} \right) + g_2 \left( \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda) + b_b(\lambda)} \right)^2 \quad (5.5)$$

Com:

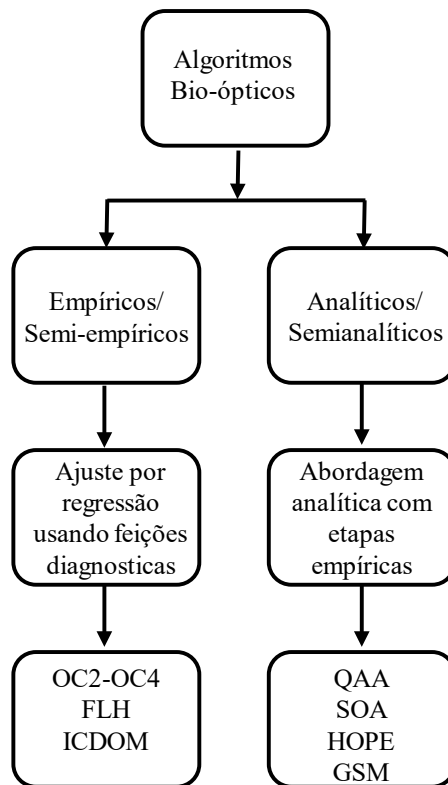
$$u(\lambda) = \left( \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda) + b_b(\lambda)} \right) \quad (5.6)$$

Em que  $L_u$  é radiância ascendente,  $E_s$  irradiância descendente em subsuperfície,  $g_1$  e  $g_2$  são fatores de geometria de visada e iluminação, determinados por Gordon para águas oceânicas. Posteriormente, Lee et al. (1999) estimou esses fatores para águas costeiras com alto espalhamento.  $a(\lambda)$  é o coeficiente de absorção total e  $b_b(\lambda)$ , o coeficiente de retroespalhamento total.

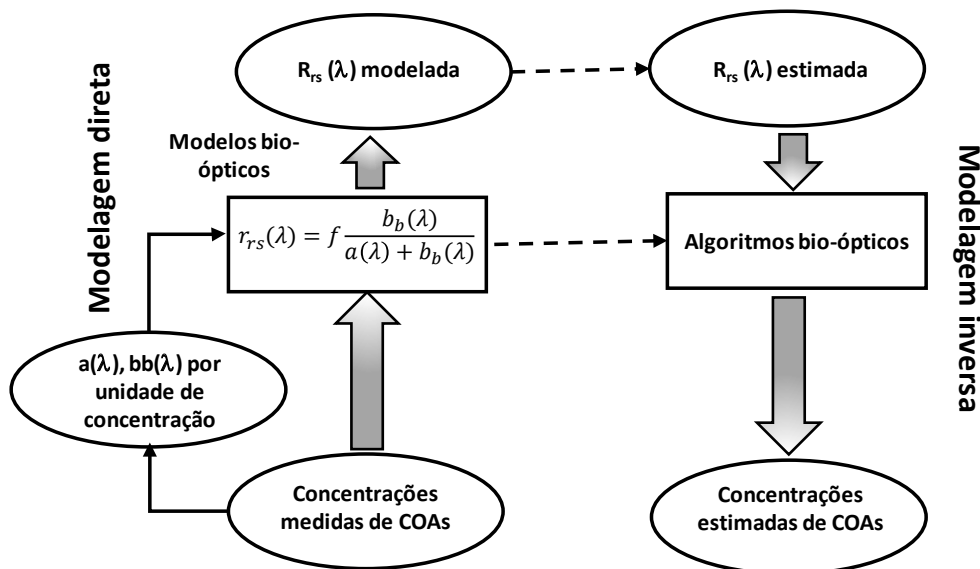
Na abordagem semianalítica por modelagem diretas (Figura 5.10), os COAs são relacionados com as propriedades ópticas inerentes específicas (SIOPs) de cada constituinte, que por sua vez, são relacionadas com as AOPs do sistema e, então, com a radiância medida acima da água ou no topo da atmosfera (TOA), conforme descrito na teoria de transferência radiativa (Mobley, 1994; Vermote et al., 2001). A abordagem semianalítica pode envolver também a inversão de todas as relações da modelagem direta (COAs  $\rightarrow$  SIOPs  $\rightarrow$  AOPs  $\rightarrow$  radiância no TOA) para determinar para os COAs a partir dos dados de sensoriamento remoto (radiância acima da água ou no TOA). Como no âmbito do SR, o principal objetivo é a obtenção das concentrações dos COAs a partir das  $R_{rs}$ . Seja por meio de medidas *in situ* ou de imagens de satélites, a comunidade científica vem utilizando, preferencialmente, modela-

<sup>1</sup> Os termos semianalíticos e analíticos têm sido usados na literatura para se referenciar a algoritmos que recorrem a formas simplificadas da ETR (Equação de Transferência Radiativa). Entretanto, vale ressaltar que esses algoritmos não são puramente analíticos e necessitam, em muitos casos, de suposições e ajustes empíricos para sua utilização.





**Figura 5.10.** Algoritmos bio-ópticos: Tipos de abordagens e exemplos de algoritmos comumente empregados OC (Ocean Colour), FLH (Flourescence Linear Height), QAA (Quasi-Analytical Algorithm - Lee et al., 2002), GSM (Garver-Siegel-Maritorena - (Maritorena, Siegel, e Peterson, 2002) e HOPE (Hyperspectral Optimization Process Exemplar - Lee et al., 1999).



**Figura 5.11.** Modelagem direta e inversa utilizada por algoritmos semianalíticos no estudo de ambientes aquáticos por sensoriamento remoto.  $r_{rs}(\lambda)$  é a refletância de sensoriamento remoto de subsuperfície.  $a(\lambda)$  é absorção total (água + COA).  $b_b(\lambda)$  é retroespalhamento total. Fonte: Adaptado de Dekker et al. (2002).

gem inversa (Figura 5.11).

De forma geral, os modelos semianalíticos utilizam duas estratégias na modelagem inversa: a *bottom-up* e a *top-down*. Para a *top-down*, o algoritmo estima os coeficientes de absorção e retroespalhamento totais em uma primeira etapa e, posteriormente, estima as respectivas frações: a absorção por CDOM mais detritos ( $a_{cdom}$ ), a absorção por fitoplâncton ( $a_{phy}$ ) e espalhamento por material particulado ( $b_{bp}$ ), que por sua vez podem ser relacionadas com a concentrações dos COAs. Exemplos desta estratégia são: i) PML (*Plymouth Marine Laboratory* - Smyth et al., 2006) ii) QAA- Lee et al.,(2002). Já na estratégia *bottom-up*, o algoritmo estima tanto a parcela fracionada quanto a parcela total de forma simultânea. Exemplos são: SOA (*Spectral Optimization Algorithm* - Garver & Siegel, 1997) e o LMI (*Linear Matrix Inversion* - Hoge & Lyon, 1996).

Painel 5.1

Esses coeficientes, por sua vez, podem ser fracionados pela contribuição de cada COA, ou seja, o  $a(\lambda)$  é a soma dos coeficientes de absorção pela água ( $a_w(\lambda)$ ), por material particulado algal ( $a_{phy}(\lambda)$ ), por material particulado não-algal ( $a_p(\lambda)$ ), e por material orgânico dissolvido ( $a_{cdom}(\lambda)$ ). O mesmo raciocínio se aplica ao  $b_b(\lambda)$ , que pode ser fracionado em material particulado não-algal ( $b_{bp}(\lambda)$ ), material particulado algal ( $b_{bphy}(\lambda)$ ) e da própria água, com exceção ao espalhamento do material orgânico dissolvido que é considerado nulo. Outra conceituação importante na modelagem bio-óptica é a definição dos coeficientes de absorção e espalhamento específicos, caracterizados pelo símbolo estrela \*. O cálculo dos coeficientes específicos, nada mais é, do que dividir o coeficiente de absorção ou espalhamento de algum COA, por exemplo, se dividir  $a_p$  pela sua concentração, ou seja, TSS, obtem-se o  $a_p^*$ .

### 5.5.1. Exemplo de algoritmos semiempíricos

Com base no comportamento espectral do fitoplâncton (absorção e espalhamento) (Capítulo 3) e à luz do NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*), amplamente utilizado em sensoriamento terrestre, Mishra et al. (2012) propuseram o NDCI (*Normalized Difference Chlorophyll Index*). O NDCI é uma razão normalizada entre as bandas do vermelho ( $\lambda_1 = 665$  nm, alta absorção pela clorofila-a) e a banda do red-edge ( $\lambda_2 = 708$  nm, aproximadamente, com alto espalhamento celular):

$$NDCI \sim \left( \frac{R_{rs}(\lambda_2) - R_{rs}(\lambda_1)}{R_{rs}(\lambda_2) + R_{rs}(\lambda_1)} \right) \quad (5.7)$$

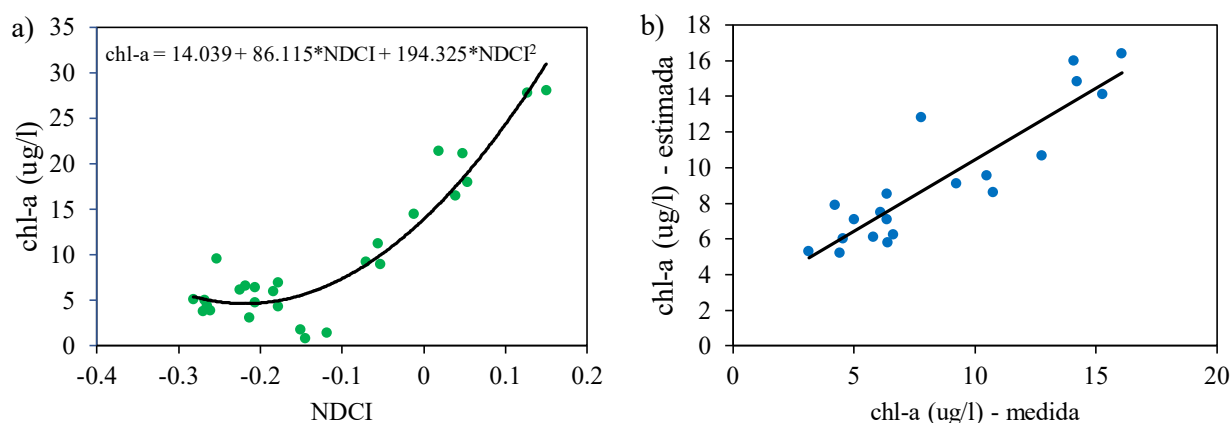
Os autores testaram essa abordagem em diversos ambientes aquáticos de regiões costeiras e continentais e estabeleceram a seguinte relação entre as concentrações de chl-a e valores de NDCI, calculados a partir da reamostragem de medições radiométricas *in situ*, para as bandas do sensor MERIS (ver mais informações sobre esse sensor em <https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/envisat/instruments/meris>) (Figura 5.12).

Por ser um modelo semiempírico, o ajuste polinomial obtido pelos autores pode ser restrito somente aos dados utilizados e dificilmente poderá ser aplicado com êxito em outros ambientes aquáticos com características ópticas diferentes. Por outro lado, como esse índice tem um fundamento bio-óptico do comportamento espectral do fitoplâncton, a tendência de um ajuste polinomial pode ser observada em outros ambientes da mesma forma que os autores sugerem, porém, provavelmente, com valores dos coeficientes da equação diferentes.

O mesmo raciocínio se aplica a outras abordagens semiempíricas que tenham fundamento em propriedades ópticas dos COAs. Por exemplo, a estimativa de TSS (em particular do material inorgânico) também se baseia na constatação de que o espalhamento por partículas inorgânicas resulta

em aumento logarítmico da  $R_{rs}$  na banda do vermelho e, quando em altas concentrações ( $TSS > 100$  mg/l), na banda do infravermelho. Assim, diversos algoritmos propostos na literatura utilizam essas bandas para a calibração e validação de modelos semiempíricos para a estimativa de TSS (Dekker et al., 2002; Espinoza et al., 2012; Lathrop, 1992; Lobo, et al., 2015) com ajustes semelhantes, porém, com coeficientes diferentes.

Muitas vezes, as diferenças entre os modelos se devem às diferentes composições dos COAs e também da natureza dos materiais, como, por exemplo, o índice de refração das partículas em suspensão. Dessa forma, os pesquisadores, partindo do pressuposto que se as características ópticas dos COAs sejam conhecidas, seria possível recuperar a fração de influência de cada COA separadamente de forma semianalítica, e não de forma semiempírica, o que nos leva ao tópico seguinte.



**Figura 5.12.** a) Calibração do modelo semi-empírico a partir do ajuste polinomial entre a concentração de clorofila-a e o NDCI de 29 amostras. O modelo ajustado apresenta erro quadrado médio de 2,49 ug/l e coeficiente de determinação ( $R^2$ ) igual a 0,90. b) Como resultado da etapa de validação do modelo definido em a), a raiz do erro quadrado médio foi de 1,89 mg/l para 20 amostras, o que é bastante satisfatório para um intervalo de 0 a 30 ug/l utilizado inicialmente. Adaptado de Mishra (2012).

## 5.5.2. Exemplo de algoritmos semianalíticos

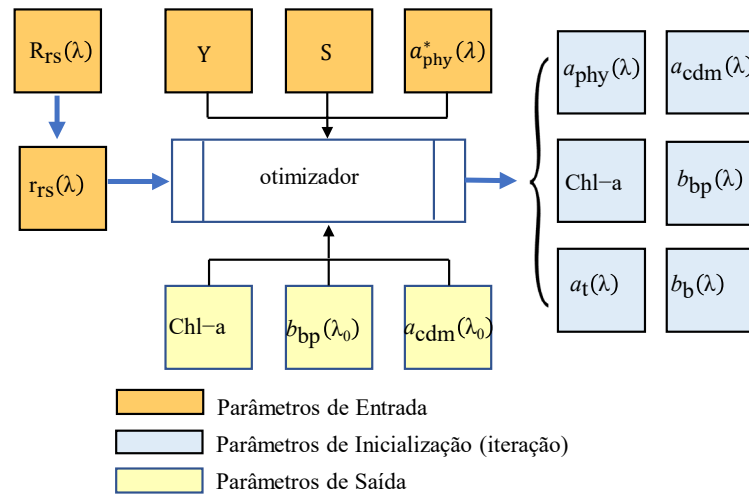
### 5.5.2.1. Algoritmo de Otimização Espectral (Spectral Optimization Algorithm – SOA)

O primeiro exemplo de algoritmos semianalíticos é o SOA. O algoritmo SOA utiliza a estratégia bottom-up para determinar de forma simultânea as absorções [ $a_t(\lambda)$ ,  $a_{cdom}(\lambda)$  e  $a_{phy}(\lambda)$ ], os espalhamentos [ $b_b(\lambda)$  e  $b_{bp}(\lambda)$ ] e a concentração de clorofila (Chl-a). O princípio do SOA é o de que, dado um espectro de  $R_{rs}$  medido *in situ*, o algoritmo determina os valores das IOPs que resultam naquele espectro. Para isso, utiliza-se uma estratégia preditor-corretor em que, dado os parâmetros de entrada, que inclui a  $R_{rs}(\lambda)$  medida, e outros parâmetros de inicialização, o algoritmo modela, usando um método de otimização, uma série de  $R_{rs}(\lambda)$  variando de forma iterativa os parâmetros de inicialização.

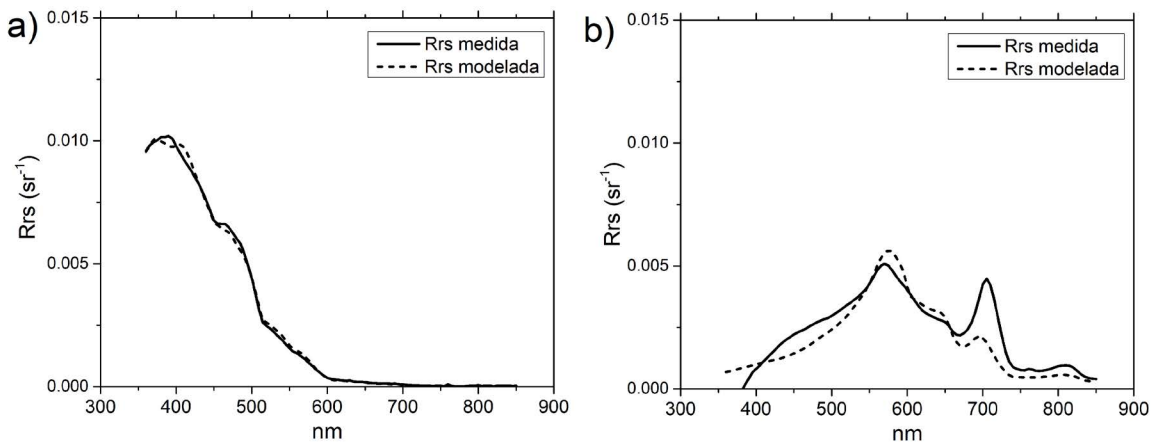
A cada iteração, a diferença entre a  $R_{rs}(\lambda)$  medida e a modelada é quantificada. O processo iterativo finaliza quando se atinge a menor diferença entre a  $R_{rs}(\lambda)$  modelada e a  $R_{rs}(\lambda)$  medida. Os valores das IOPs derivados ao fim do processo de modelagem/otimização são assumidos os mais próximos dos existentes na coluna d'água que gerou a  $R_{rs}(\lambda)$  medida. Pelo fato desse método de otimização espectral ser um algoritmo matemático, diferentes combinações de valores de IOPs podem gerar curvas semelhantes.

Para evitar combinações de parâmetros que não reflitam às condições do sistema aquático em estudo, define-se um intervalo para cada um dos parâmetros de inicialização a ser considerados para a otimização. A Figura 5.13 mostra o fluxograma esquemático da implementação do algoritmo SOA realizada por Lee et al. (2011), em que são utilizados três parâmetros na inicialização ( $\text{chl-a}$ ,  $a_{\text{cdom}}(\lambda_0)$  e  $b_{\text{bp}}(\lambda_0)$ ), que são variados de forma iterativa até que se atinja a menor diferença entre a  $R_{\text{rs}}(\lambda)$ , e quatro de entrada ( $R_{\text{rs}}(\lambda)$ ,  $Y$ ,  $S$  e  $a_{\text{phy}}^*$ , estes três últimos definidos pelo usuário). Os pressupostos do algoritmo são: i) único  $a_{\text{phy}}^*$ ; ii) que o  $a_{\text{phy}}$  varia unicamente em função da Chl-a; iii) que o  $a_{\text{cdom}}(\lambda)$  pode ser determinado em função de  $S$  e  $a_{\text{cdom}}(\lambda_0)$ ; iv) que o  $b_{\text{bp}}(\lambda)$  pode ser calculado em função de  $Y$  e  $b_{\text{bp}}(\lambda_0)$ ; v) e que a  $R_{\text{rs}}(\lambda)$  pode ser estimada utilizando a concentração de Chl-a,  $a_{\text{dg}}(\lambda_0)$  e  $b_{\text{b}}(\lambda_0)$ .

Conforme mostrado na Figura 5.13, a implementação de Lee et al. (2011) tem como resultado os seguintes IOPs:  $a_t(\lambda)$  e as frações  $a_{\text{phy}}(\lambda)$ ,  $a_{\text{cdom}}(\lambda)$ ;  $b_b(\lambda)$  e a fração  $b_{\text{bp}}(\lambda)$ , além da concentração de clorofila. Os parâmetros de entrada,  $Y$ ,  $S$  e  $a_{\text{phy}}^*$  precisam ser ajustados para a área de estudo (Figura 5.14).



**Figura 5.13.** Fluxograma esquemático das principais etapas do SOA para estimar as IOPs a partir da  $R_{\text{rs}}(\lambda)$  medida.  $Y$  e  $S$  descrevem respectivamente as dependências de  $b_{\text{bp}}$  e  $a_{\text{cdom}}(\lambda)$  em relação ao comprimento de onda.  $a_{\text{phy}}^*$  é a absorção específica de fitoplâncton determinado para a área em estudo.



**Figura 5.14.** a) SOA aplicado aos dados que foram usados para a calibração original (Lee et al, 2011); b) SOA aplicado aos dados adquiridos no reservatório de Funil, Brasil.

### 5.5.2.2. Quasi-Analytical Algorithm - QAA

Outro exemplo de algoritmo semianalítico é o QAA desenvolvido por Lee et al. (2002), que utiliza uma abordagem inversa em três níveis para estimar as propriedades ópticas inerentes de corpos d'água a partir da refletância de sensoriamento remoto (Figura 5.15a). No primeiro nível, a  $R_{rs}(\lambda)$  é convertida analiticamente para refletância de sensoriamento remoto de subsuperfície  $r_{rs}(\lambda)$ . No segundo nível, os coeficientes de absorção total  $a_t(\lambda)$  e de retroespalhamento  $b_b(\lambda)$  são derivados utilizando a equação de Gordon et al. (1988) com alguns ajustes para o ambiente de estudo. No terceiro nível, o coeficiente de absorção total é decomposto espectralmente nas contribuições dos pigmentos fitoplanctônicos ( $a_{phy}(\lambda)$ ) e do CDOM mais detritos ( $a_{cdm}(\lambda)$ ).

A base conceitual do algoritmo QAA é a relação da  $r_{rs}(\lambda)$  com as IOPs da água, derivadas da equação de transferência radiativa. É importante ressaltar que o parâmetro de entrada para o algoritmo QAA é a  $R_{rs}(\lambda)$ , que pode ser obtida *in situ* ou por imagens de SR (Figura 5.15). Atualizações do QAA foram publicadas por Lee et al. (2009) e validados para águas oceânicas e costeiras. Atualmente, o algoritmo está em sua sexta versão (QAAv6), uma modificação do QAAv5 para águas em que a  $R_{rs}(\lambda) > 0,0015 \text{ sr}^{-1}$  Lee et al. (2014). Para implementação, os três níveis do QAA podem ser divididos em dez passos, conforme ilustrado na Figura (5.15b):

- 0) Conversão da  $R_{rs}(\lambda)$  acima da superfície da água para subsuperfície  $\{r_{rs}(\lambda)\}$ , conforme descrito em Lee et al. (2002).
- 1) Estimativa do valor de  $u(\lambda)$ , para todos os comprimentos, segundo a equação Eq. 5.6.
- 2) Estimativa empírica do valor de  $a_t(\lambda_0)$  para o comprimento de onda de referência  $\lambda_0$  a partir da  $r_{rs}(\lambda)$ . Essa é a primeira etapa na qual pode ser necessário realizar um ajuste empírico entre os valores medidos *in situ* e por sensoriamento remoto orbital. Caso possível, aconselha-se o uso das relações estabelecidas para ambientes semelhantes ao estudado.
- 3) Estimativa do valor de  $b_b(\lambda_0)$  para comprimento de onda de referência  $\lambda_0$ , a partir do valor de  $u$  e do  $\lambda_0$ .
- 4) Estimativa da dependência de  $b_{bp}$  em relação ao comprimento de onda, a partir da  $R_{rs}(\lambda)$ , por meio da taxa de decaimento  $Y$  do  $b_{bp}$ . Assim como na etapa 2, essa estimativa é feita de forma empírica, podendo variar com a área de estudo.
- 5) Estimativa do espectro de  $b_{bp}(\lambda)$ , utilizando os valores de  $b_b(\lambda_0)$  e  $Y$  obtidos nas etapas 3 e 4.
- 6) Estimativa do espectro de  $a_t(\lambda)$  a partir de  $u(\lambda)$  e  $b_{bp}(\lambda)$ .
- 7) Estimativa da razão entre os valores de  $a_{phy}$  para dois comprimentos de onda previamente selecionados. Aconselha-se a seleção de comprimentos de onda em que o  $a_{phy}$  é dominante em relação aos demais COAs.
- 8) Estimativa da taxa de decaimento (S) de  $a_{cdm}$  a partir da  $r_{rs}$ . Assim como na etapa 2, esse é feito de forma empírica, e pode variar de acordo com a área de estudo.
- 9) Estimativa de  $a_{cdm}(\lambda_0)$  utilizando os valores obtidos nas etapas 6, 7 e 8 como parâmetro de entrada.
- 10) Estimativa de  $a_{phy}(\lambda_0)$  por subtração algébrica de  $a(\lambda_0)$  de  $a_t(\lambda_0)$ .

Pode-se notar que o QAA não assume um  $a_{phy}^*$  como no caso do SOA e, assim, pode variar em função da diversidade fitoplanctônica. Portanto, não é necessário pressupor uma assinatura para a comunidade fitoplanctônica (coeficiente de absorção específico do fitoplâncton) e, para estudos voltados à compreensão dessas comunidades, algoritmos que seguem essa abordagem, como o QAA, podem gerar resultados mais precisos.



Entretanto, o algoritmo realiza quatro ajustes empíricos durante o seu processamento. Considerando-se o que foi explicado anteriormente quanto a algoritmos empíricos, esses ajustes não são ideais para águas interiores, e aconselha-se cuidado na seleção da versão a ser adotada. Uma segunda opção é utilizar os dados medidos em campo para calibrar essas etapas e, assim, utilizar um algoritmo mais condizente com a área de estudo.

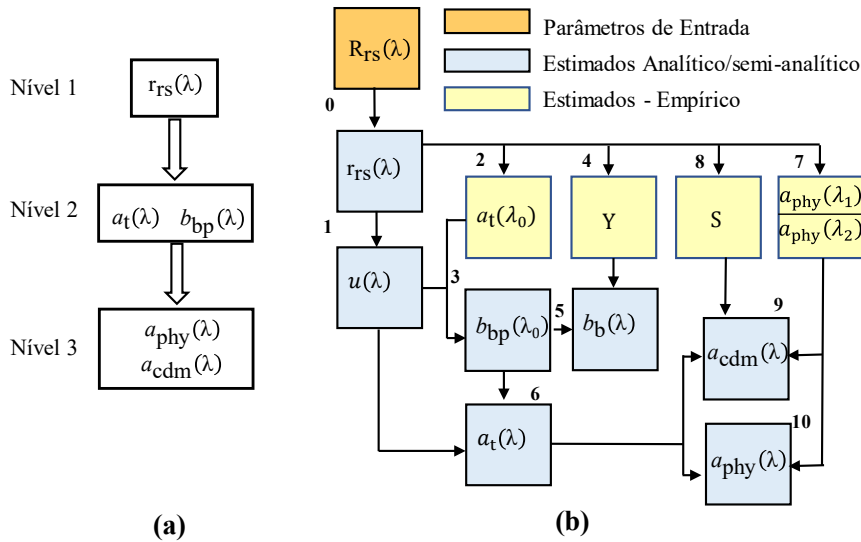


Figura 5.15. Fluxograma esquemático conceitual do QAA. (a) conceitual por níveis. (b) pelos principais passos de implementação do QAA para se estimar as IOPs a partir da Rrs.

### 5.6. MAPEAMENTO DE COAs COM IMAGENS DE SATÉLITES

Basicamente, três COAs são comumente estimados a partir de algoritmos empíricos ou semianalíticos: chl-a, TSM e  $a_{cdom}$ . Conforme mencionado anteriormente, a aplicação de imagens de satélites para estimativa destes COAs demanda modelos que possam ser invertidos, ou seja, que os dados de entrada sejam medidas radiométricas *in situ* ou de imagens orbitais.

Para a Chl-a, devido às feições acentuadas de absorção no azul (443 nm) e vermelho (665 nm) pelo pigmento e de espalhamento celular em 705 nm, podem ser utilizadas técnicas como o slope, NDCI, e combinações de bandas (Tabela 1) para se estimar sua concentração. Para baixas concentrações de clorofila, em que a feição de espalhamento em 705 nm não é pronunciada, é comumente utilizada a feição da banda do verde (555 nm), em que a absorção pela chl-a é relativamente menor que na região espectral do azul e vermelho ou, ainda, a feição de fluorescência pela clorofila-a.

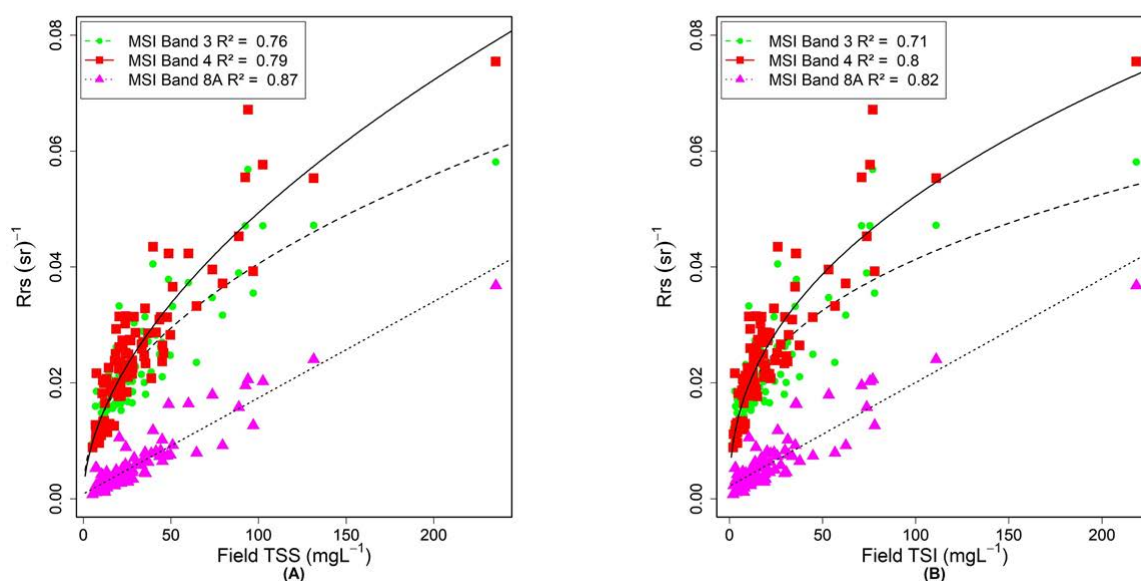
Além da clorofila-a, outro pigmento que possui feição específica é a ficocianina, com absorção característica em 620 nm. Esse pigmento é indicativo da presença de cianobactérias, que é o grupo fitoplânctônico que geralmente apresenta ficocianina entre o conjunto de pigmentos fotossintetizantes. Sua detecção por sensoriamento remoto depende, no entanto, de bandas que possam identificar essa feição de absorção. Devido ao aumento no registro de florações de cianobactérias em águas continentais ao redor do mundo, a detecção da ficocianina por sensoriamento remoto é uma das principais contribuições para o monitoramento da qualidade da água, tendo em vista a degradação que florações de cianobactérias causam, como, por exemplo, anoxia, liberação de toxinas, mortandade de peixes e outros.

Os tipos de sensores utilizados para estimativa de chl-a na água dependem muito da aplicação,

ou seja, do corpo d'água em estudo (extensão, tipo de água) e da concentração de chl-a observada. Por exemplo, em caso de baixas concentrações de chl-a ( $< 5 \mu\text{g/l}$ ), a aplicação dos algoritmos *Ocean Colour* (OC) (O'Reilly et al., 1998) em imagens SEAWIFS e MODIS são comumente empregados, principalmente em zonas costeiras.

Já em situação de alta concentração de chl-a, comumente observada em águas interiores, sensores MERIS e, mais recentemente, Sentinel-2, são mais utilizados (Toming et al., 2017; Watanabe et al., 2017), pois o maior número de bandas e a alta resolução espacial permitem a detecção de feições espectrais características de altas concentrações de fitoplâncton (aumento da reflectância no *red-edge* (705 nm), por exemplo) (Gurlin, Gitelson, & Moses, 2011; Moses et al., 2012; Mouw et al., 2015). Nesse sentido, o uso de imagens hiperespectrais, como as do sensor HICO (*Hyperspectral Imager for the Coastal Ocean*), também têm sido utilizadas por meio de algoritmos de ao menos três bandas, o que resulta em aumento da acurácia na quantificação da chl-a (Garcia et al., 2014; Kudela et al., 2015) (Tabela 1).

Para a TSS, de acordo com inúmeros trabalhos (Dekker et al., 2002; Wang, et al., 2004; Barbosa, 2005; Nechad et al., 2010) (ver Tabela 2), à medida que se aumenta a concentração de partículas em suspensão na água, no caso, partículas inorgânicas, geralmente, o espalhamento máximo migra de comprimentos da região do verde para o vermelho, e em concentrações muito altas, ( $> 200 \text{ mg/l}$ ) para a região do IVP (850 nm) (Figura 5.16). Dessa forma, o desempenho dos modelos geralmente depende do intervalo de concentração usado para calibração. Assim, em baixas concentrações de TSS, modelos que usem a banda do verde podem fornecer resultados mais satisfatórios. Por outro lado, modelos gerados para altas concentrações de TSS utilizam a banda do vermelho ou infravermelho próximo, ou uma combinação de bandas. Em situações em que o TSS é dominado por partículas algais (fitoplâncton), essa relação não se observa, devido às feições de absorção por pigmentos fitoplanctônicos. Em relação aos algoritmos utilizados para a estimativa de TSS, Odermatt et al. (2012) relatam que os algoritmos semianalíticos têm a vantagem de serem mais adaptáveis às diferentes condições ambientais/



**Figura 5.16.** Exemplo de saturação das bandas 3 (550 nm) e 4 (665 nm) dos Sentinel-2, em relação à banda 8A (860 nm), com dados obtidos no Lago Curuai, estado do Pará (adaptado de (Maciel, et al., 2019) (in prep.).

**Tabela 5.1** exemplifica alguns algoritmos semiempíricos e semianalíticos para estimativa de chl-a recentemente utilizados. Tipos de algoritmos: SE – Semiempírico; SA – Semianalítico.

Algoritmo	Tipo	Bandas	Sensor	Dados entrada	Dados saída	Intervalo de valores	Autores
QAA (670)	SA	$\lambda_1 = 670 \text{ nm}$	SeaWiFS MODIS MERIS VIIRS	$R_{rs}(\lambda)$ $a_{nw}(\lambda)$	$a_{nw}(\lambda)$ $a_{ph}(440, 670)$	chl-a < 30 mg/m <sup>3</sup>	(Zheng & DiGiacomo, 2017)
$chl_a = 10(1.76x + 1.61)$ $x = \log_{10} \left( \frac{R_{rs}(\lambda_2)}{R_{rs}(\lambda_1)} \right)$	SE	$\lambda_1 = 531 \text{ nm}$ $\lambda_2 = 667 \text{ nm}$	MODIS SeaWiFS	$R_{rs}(667/531)$ , $R_{rs}(670/510)$	[chl-a]	chl-a: 1-50 mg/m <sup>3</sup>	(Le, Hu, English, Cannizzaro, & Kovach, 2013)
$FLH = R_{rs}(\lambda_2) - \left[ R_{rs}(\lambda_1) + \left( \frac{R_{rs}(\lambda_3)}{R_{rs}(\lambda_1)} \right) \times \frac{(\lambda_2 - \lambda_1)}{(\lambda_3 - \lambda_1)} \right]$	SE	$\lambda_1 = 665 \text{ nm}$ $\lambda_2 = 680 \text{ nm}$ $\lambda_3 = 708 \text{ nm}$	MERIS	$R_{rs}(\lambda)$	FLH, [chl-a]	chl-a: 1.9 - 70.5 mg/m <sup>3</sup>	(Binding, Greenberg, & Bukata, 2011)
$MCI = R_{rs}(\lambda_2) - \left[ R_{rs}(\lambda_1) + (R_{rs}(\lambda_3) - R_{rs}(\lambda_1)) \times \frac{(\lambda_2 - \lambda_1)}{(\lambda_3 - \lambda_1)} \right]$	SE	$\lambda_1 = 680 \text{ nm}$ $\lambda_2 = 708 \text{ nm}$ $\lambda_3 = 753 \text{ nm}$	MERIS	$R_{rs}(\lambda)$	FLH, [chl-a]	chl-a: 1.9 - 70.5 mg/m <sup>3</sup>	(Binding et al., 2011)
$chl_a = [R_{rs}^{-1}(\lambda_1) \times R_{rs}(\lambda_2)]$ (2 bandas) $chl_a = [R_{rs}^{-1}(\lambda_1) - R_{rs}^{-1}(\lambda_2)] \times R_{rs}(\lambda_3)$ (3 bandas)	SE	$\lambda_1 = 560 \text{ nm}$ $\lambda_2 = 665 \text{ nm}$ $\lambda_3 = 705 \text{ nm}$	MERIS	$R_{rs}(\lambda)$	[chl-a]	chl-a < 221 mg/m <sup>3</sup>	(Gitelson et al., 2008)
$Slope = \left( \frac{R_{rs}(\lambda_2) - R_{rs}(\lambda_1)}{(\lambda_2 - \lambda_1)} \right)$	SE	$\lambda_1 = 665 \text{ nm}$ $\lambda_2 = 705 \text{ nm}$	MERIS	$R_{rs}(\lambda)$	Slope, [chl-a]	chl-a < 71 mg/m <sup>3</sup>	(D. R. Mishra & Mishra, 2010)
$NDCI = \left( \frac{R_{rs}(\lambda_2) - R_{rs}(\lambda_1)}{R_{rs}(\lambda_2) + R_{rs}(\lambda_1)} \right)$	SE	$\lambda_1 = 665 \text{ nm}$ $\lambda_2 = 705 \text{ nm}$	MERIS Sentinel-2	$R_{rs}(\lambda)$	NDCI, [chl-a]	chl-a < 30 mg/m <sup>3</sup>	(S. Mishra & Mishra, 2012)
$\log_N(chl_a) = 2.5231 \times \log_N \left( \frac{R(\lambda_2)}{R(\lambda_1)} \right) + 2.9052$	SE	$\lambda_1 = 650 \text{ nm}$ $\lambda_2 = 840 \text{ nm}$	TM, ETM	$R$	[chl-a]	chl-a: 6 - 76809 µg/L	(Londe, 2008)

**Tabela 5.2** exemplifica alguns algoritmos semiempíricos e semianalíticos para estimativa de TSS, comumente utilizados. Tipos de algoritmos: SE – Semiempírico; SA – Semianalítico.

Algoritmo	Tipo	Bandas	Sensor	Dados entrada	Dados saída	Intervalo de valores	Autores
$TSS = 0.7517^{-65.736 \times \left(\frac{R(\lambda_1) + R(\lambda_2)}{2}\right)}$ : SPOT $TSS = 0.7581^{61.683 \times \left(\frac{R(\lambda_1) + R(\lambda_2)}{2}\right)}$ : Landsat -TM	SE	$\lambda_1 = 550 \text{ nm}$ $\lambda_2 = 665 \text{ nm}$	SPOT, Landsat TM	R	TSS	< 50 mg/l	(Dekker et al., 2002)
$TSS = A^p \left( \frac{R_w}{1 - \frac{R_w}{C^p}} \right)$	SA	$\lambda = 520$ a $885 \text{ nm}$	SeaWiFS, MODIS, MERIS	Ap e Cp (LUT), R ( $\lambda$ )	TSS	< 100 mg/l	(Nechad et al., 2010)
$R(\lambda_1) = f \frac{b_b}{a} = \frac{L_w}{0.54 F_o + 0.48 L_w}$ $\frac{b_b}{a}(\lambda_1) = \frac{b_{bw} + (TSS) \times b_{TSS}^* \times b_b/b}{a_w}$	SA	$\lambda_1 = 748 \text{ nm}$	MODIS	Parâmetros do modelo, $L_w$	TSS	< 30 mg/l	(Jerome, Bukata, & Booty, 2010)
$\log_N(TSS) = 3.18263 \times \log_N(R(\lambda_1)) - 1.40060$	SE	$\lambda_1 = 860 \text{ nm}$	Landsat ETM+	R	TSS	< 2000 mg/l	(J. Wang, Lu, Liew, & Zhou, 2009)
$TSS = 2.272 + \left( \frac{R(\lambda_1)}{2.469} \right)^{2.188}$	SE	$\lambda_1 = 665 \text{ nm}$	Landsat TM, LISS/IRS	R	TSS	< 200 mg/l	(F.L. Lobo, Costa, & Novo, 2015)

**Tabela 5.3** exemplifica alguns algoritmos semiempíricos e semianalíticos para estimativa de  $a_{CDOM}$ , comumente utilizados. Tipos de algoritmos: SE – Semiempírico; SA – Semianalítico.

Algoritmo	Tipo	Bandas	Sensor	Intervalo de valores	Autores
$\log_N(a_{CDOM}(412))=a_0+ a_1R(\lambda_1)+ a_2\left(\frac{R(\lambda_1)}{R(\lambda_2)}\right)$	SE	$\lambda_1 = 483$ ou $565$ $\lambda_2 = 830$ nm	Landsat-5 TM	$\log_n a_{cdom}$ entre 2 e $6 \text{ m}^{-1}$	(Brezonik, Menken, & Bauer, 2005)
$a_{CDOM}(412)=\exp\left(-a+ b R(\lambda_1)+ c\left(\frac{R(\lambda_2)}{R(\lambda_3)}\right)\right)$	SE	$\lambda_1 = 660$ $\lambda_2 = 565$ $\lambda_3 = 483$ nm	Landsat-5 TM e Landsat-7 ETM+	$< 12 \text{ m}^{-1}$	(Griffin, Frey, Rogan, & Holmes, 2011)
$a_{CDOM}(\lambda)=a \times \left(\frac{R(\lambda_1)}{R(\lambda_2)}\right)^b$	SE	$\lambda_1 = 565,$ $\lambda_2 = 483$ nm e variações	MERIS	$< 9 \text{ m}^{-1}$	(D'Sa, Miller, & Castillo, 2006), variações (Kutser, Verpoorter, Paavel, & Tranvik, 2015).
$a_{CDOM}(\lambda)=a+b\left(\frac{R(\lambda_1)}{R(\lambda_2)}\right)$	SE	$\lambda_1 = 510,$ $\lambda_2 = 555$ nm e variações	SeaWiFS Level 2B	$a_{cdom}(412) < 3 \text{ m}^{-1}$	(Del Castillo & Miller, 2008), variações (Tiwari & Shanmugam, 2011)



ópticas do corpo d'água do que os algoritmos empíricos. Estes, geralmente, apresentam maior precisão e acurácia, pois são normalmente desenvolvidos com número restrito e regionalizado de amostras, o que os impedem de se tornarem aplicáveis a outros corpos d'água, ou até ao mesmo ambiente em condições ópticamente distintas.

Assim como para chl-a, a aplicação de algoritmos semianalíticos para estimativa de TSS requer correção atmosférica e radiométrica correta das imagens de satélite para a sua utilização, pois, muitas vezes, o desenvolvimento desses algoritmos visa justamente sua aplicação em diferentes sensores para diferentes datas de aquisição (Boddula, et al., 2017). Ou seja, as diferentes características dos sensores, bem como as diferentes condições ambientais e atmosféricas no momento da aquisição das imagens devem ser eliminadas, ou minimizadas, durante o processamento e a correção atmosférica das imagens para se obter resultados satisfatórios e comparáveis (Capítulo 6).

Para a estimativa de  $a_{cdom}$  (Capítulo 3), as técnicas de sensoriamento remoto não apresentam estimativas tão expressivas quando comparadas com chl-a e TSS, porque a faixa do espectro em que a absorção por  $a_{CDOM}$  é mais alta (UV-azul) também é afetada por outros componentes da água (absorção por partículas algais e não-algais), além de ser a faixa espectral mais afetada por efeitos atmosféricos (*Rayleigh*) e espalhamento especular da água (*sun glint*). Mesmo considerando todos esses fatores de interferência no sinal, recentemente, alguns avanços foram feitos na tentativa de gerar modelos capazes de estimar por dados radiométricos e, em seguida, aplicação em imagens de satélite (Kutser et al., 2016). Os algoritmos desenvolvidos para a estimativa de  $a_{cdom}$  são, geralmente, empíricos, que usam duas ou mais bandas na região do visível (Odermatt et al., 2012) (ver Tabela 3).

#### Portal de informação sobre a qualidade da água costeiras e continentais do mundo

Painel 5.2

O monitoramento da qualidade da água costeiras e continentais é uma demanda de vários setores governamentais e privados e é essencial para o aperfeiçoamento do conhecimento sobre os ecossistemas aquáticos. Com o intuito de suprir essa demanda, o Programa Hidrológico Internacional da UNESCO (IHP) (Unesco 2018) financiou o primeiro portal mundial sobre a qualidade da água em áreas costeiras e interiores, intitulado EOMAP (<https://www.eomap.com/world-water-quality/>) incluindo mapas sobre parâmetros da qualidade da água como turbidez, chl-a,  $a_{total}$ , HAB (florações de algas tóxicas) e outros. Esses mapas e séries históricas estão disponíveis em diferentes escalas de resolução espacial e temporal, dependendo dos sensores utilizados.

<http://www.worldwaterquality.org/>

## 5.7. CONCLUSÃO

Com o intuito de familiarizar o leitor com as principais abordagens metodológicas, este capítulo indica, de forma introdutória, como constituintes da água podem ser estimados a partir de dados radiométricos corrigidos. As principais técnicas de processamento de dados radiométricas, incluindo suavização e seleção de espectros representativos, foram discutidas, assim como a extração de informações espectrais utilizando a análise derivativa e área de pico são apresentados. Por fim, são introduzidos os algoritmos (modelos) mais utilizados na estimativa de TSS, clorofila-a, e  $a_{CDOM}$ , a partir de dados de imagens de satélites.

## REFERÊNCIAS

- Barbosa, C. C. F. (2005). Sensoriamento Remoto da dinâmica da circulação da água do sistema planície de Curuaí/ Rio Amazonas. *Dissertação*, 255.
- Barsi, J. A., Markham, B. L., & Pedely, J. A. (2011). The operational land imager: spectral response and spectral uniformity. In J. J. Butler, X. Xiong, & X. Gu (Eds.) (p. 81530G). <https://doi.org/10.1117/12.895438>
- Binding, C. E., Greenberg, T. A., & Bukata, R. P. (2011). Time series analysis of algal blooms in Lake of the Woods using the MERIS maximum chlorophyll index. *Journal of Plankton Research*, 33(12), 1847–1852. <https://doi.org/10.1093/plankt/fbr079>
- Boddula, V., Ramaswamy, L., & Mishra, D. (2017). A Spatio-Temporal Mining Approach for Enhancing Satellite Data Availability: A Case Study on Blue Green Algae. *2017 IEEE International Congress on Big Data (BigData Congress)*, 216–223. <https://doi.org/10.1109/BigDataCongress.2017.37>
- Brezonik, P., Menken, K. D., & Bauer, M. (2005). Landsat-based Remote Sensing of Lake Water Quality Characteristics, Including Chlorophyll and Colored Dissolved Organic Matter (CDOM) AU - Brezonik, Patrick. *Lake and Reservoir Management*, 21(4), 373–382. <https://doi.org/10.1080/07438140509354442>
- Chen, Z., Curran, P. J., & Hansom, J. D. (1992). Derivative reflectance spectroscopy to estimate suspended sediment concentration. *Remote Sensing of Environment*, 40(1), 67–77. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(92\)90127-6](https://doi.org/10.1016/0034-4257(92)90127-6)
- D'Sa, E. J., Miller, R. L., & Castillo, C. Del. (2006). Bio-optical properties and ocean color algorithms for coastal waters influenced by the Mississippi River during a cold front. *Appl. Opt.*, 45(28), 7410–7428. <https://doi.org/10.1364/AO.45.007410>
- Dekker, A. G., Vos, R. J., & Peters, S. W. M. (2002). Analytical algorithms for lake water tsm estimation for retrospective analyses of tm and spot sensor data. *International Journal of Remote Sensing*, 23(1), 15–35. <https://doi.org/10.1080/01431160010006917>
- Del Castillo, C. E., & Miller, R. L. (2008). On the use of ocean color remote sensing to measure the transport of dissolved organic carbon by the Mississippi River Plume. *Remote Sensing of Environment*, 112(3), 836–844. <https://doi.org/10.1016/J.RSE.2007.06.015>
- Demetriades-Shah, T. H., Steven, M. D., & Clark, J. A. (1990). High resolution derivative spectra in remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 33(1), 55–64. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(90\)90055-Q](https://doi.org/10.1016/0034-4257(90)90055-Q)
- Doxaran, D., Froidefond, J.-M., & Castaing, P. (2002). International Journal of Remote Sensing A reflectance band ratio used to estimate suspended matter concentrations in sediment-dominated coastal waters A re ectance band ratio used to estimate suspended matter concentrations in sediment-dominated coastal w. *Int. J. Remote Sensing*, 23(23), 5079–5085. <https://doi.org/10.1080/0143116021000009912>
- Espinoza Villar, R., Martinez, J.-M., Guyot, J.-L., Fraizy, P., Armijos, E., Crave, A., ... Lavado, W. (2012). The integration of field measurements and satellite observations to determine river solid loads in poorly monitored basins. *Journal of Hydrology*, 444–445, 221–228. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2012.04.024>
- Garcia, R. A., McKinna, L. I. W., Hedley, J. D., & Fearn, P. R. C. S. (2014). Improving the optimization solution for a semi-analytical shallow water inversion model in the presence of spectrally correlated noise. *Limnology and Oceanography: Methods*, 12(10), 651–669. <https://doi.org/10.4319/lom.2014.12.651>
- Gitelson, A. A., Dall'Olmo, G., Moses, W., Rundquist, D. C., Barrow, T., Fisher, T. R., ... Holz, J. (2008). A simple semi-analytical model for remote estimation of chlorophyll-a in turbid waters: Validation. *Remote Sensing of Environment*, 112(9), 3582–3593. <https://doi.org/10.1016/J.RSE.2008.04.015>
- Gordon, H. R., Brown, O. B., Evans, R. H., Brown, J. W., Smith, R. C., Baker, K. S., & Clark, D. K. (1988). A semi-analytic radiance model of ocean color. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 93(D9), 10909–10924. <https://doi.org/10.1029/JD093iD09p10909>
- Griffin, C. G., Frey, K. E., Rogan, J., & Holmes, R. M. (2011). Spatial and interannual variability of dissolved organic matter in the Kolyma River, East Siberia, observed using satellite imagery. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 116(G3). <https://doi.org/10.1029/2010JG001634>
- Gurlin, D., Gitelson, A. A., & Moses, W. J. (2011). Remote estimation of chl-a concentration in turbid productive waters - Return to a simple two-band NIR-red model? *Remote Sensing of Environment*, 115(12), 3479–3490. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.08.011>
- Hoge, F. E., & Lyon, P. E. (1996). Satellite retrieval of inherent optical properties by linear matrix inversion of oceanic radiance models: An analysis of model and radiance measurement errors. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C7), 16631–16648. <https://doi.org/10.1029/96JC01414>
- Hoge, F. E., Lyon, P. E., Swift, R. N., Yungel, J. K., Abbott, M. R., Letelier, R. M., & Esaias, W. E. (2003). Validation of Terra-MODIS phytoplankton chlorophyll fluorescence line height. I. Initial airborne lidar results. *Appl. Opt.*, 42(15), 2767–2771. <https://doi.org/10.1364/AO.42.002767>
- Jerome, J. H., Bukata, R. P., & Booty, W. G. (2010). Suspended particulate matter in Lake Erie derived from MODIS

aquatic colour imagery AU - Binding, C. E. *International Journal of Remote Sensing*, 31(19), 5239–5255. <https://doi.org/10.1080/01431160903302973>

Jorge, D. S. F., Barbosa, C. C. F., de Carvalho, L. A. S., Affonso, A. G., Lobo, F. L., & Novo, E. L. M. (2017). SNR (signal-to-noise ratio) impact on water constituent retrieval from simulated images of optically complex Amazon lakes. *Remote Sensing*, 9(7). <https://doi.org/10.3390/rs9070644>

Kruse, F. a. (1998). Advances in Hyperspectral Remote Sensing for Geologic Mapping and Exploration What is Imaging Spectrometry (Hyperspectral Sensing)? Atmospheric Corrections are Required for Most Hyperspectral Analyses. *Geophysics*, (Figure 1), 2005–2007. <https://doi.org/10.1109/AERO.2007.353059>

Kudela, R. M., Palacios, S. L., Austerberry, D. C., Accorsi, E. K., Guild, L. S., & Torres-Perez, J. (2015). Application of hyperspectral remote sensing to cyanobacterial blooms in inland waters. *Remote Sensing of Environment*, 167, 196–205. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.01.025>

Kutser, T., Pascual, G. C., Barbosa, C., Paavel, B., Ferreira, R., Carvalho, L., & Toming, K. (2016). Mapping inland water carbon content with Landsat 8 data. *International Journal of Remote Sensing*, 37(13), 2950–2961. <https://doi.org/10.1080/01431161.2016.1186852>

Kutser, T., Vahtmäe, E., Paavel, B., & Kauer, T. (2013). Removing glint effects from field radiometry data measured in optically complex coastal and inland waters. *Remote Sensing of Environment*, 133, 85–89. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.02.011>

Kutser, T., Verpoorter, C., Paavel, B., & Tranvik, L. J. (2015). Estimating lake carbon fractions from remote sensing data. *Remote Sensing of Environment*, 157, 138–146. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.05.020>

Lathrop, R. G. (1992). Landsat Thematic Mapper monitoring of turbid inland water quality. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 58(4), 465–470.

Le, C., Hu, C., English, D., Cannizzaro, J., & Kovach, C. (2013). Climate-driven chlorophyll-a changes in a turbid estuary: Observations from satellites and implications for management. *Remote Sensing of Environment*, 130, 11–24. <https://doi.org/10.1016/J.RSE.2012.11.011>

Lee, Z. P., Lubac, B., & Werdell, J. (2014). Update of the Quasi-Analytical Algorithm (QAA\_v6)[R/OL]. *International Ocean Color Group Software Report [2013-04-03]*. [http://www.ioccg.org/groups/software-OCA/OAA\\_v6](http://www.ioccg.org/groups/software-OCA/OAA_v6), 5.

Lee, Z., Carder, K. L., & Arnone, R. A. (2002). Deriving inherent optical properties from water color: a multi-band quasi-analytical algorithm for optically deep waters. *Applied Optics*, 41(27), 5755–5772. <https://doi.org/10.1364/AO.41.005755>

Lee, Z., Carder, K. L., Mobley, C. D., Steward, R. G., & Patch, J. S. (1999). Hyperspectral remote sensing for shallow waters: 2. Deriving bottom depths and water properties by optimization. *Applied Optics*, 38(18), 3831–3843.

Lee, Z., Franz, B., Shang, S., Dong, Q., & Arnone, R. (2011). Some insights of spectral optimization in ocean color inversion (p. 817508). <https://doi.org/10.1117/12.897875>

Lee, Z., Lubac, B., Werdell, J., & Arnone, R. (2009). An update of the quasi-analytical algorithm (QAA\_v5). *International Ocean Color Group Software Report*, 1–9.

Lobo, F. de L., Novo, E. M. L. de M., Barbosa, C. C. F., & Galvão, L. S. (2012). Reference spectra to classify Amazon water types. *International Journal of Remote Sensing*, 33(11), 3422–3442. <https://doi.org/10.1080/01431161.2011.627391>

Lobo, F. L., Costa, M. P. F., & Novo, E. M. L. M. (2015). Time-series analysis of Landsat-MSS/TM/OLI images over Amazonian waters impacted by gold mining activities. *Remote Sensing of Environment*, 157, 170–184. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.04.030>

Lobo, F. L., Costa, M. P. F., & Novo, E. M. L. M. (2015). Time-series analysis of Landsat-MSS/TM/OLI images over Amazonian waters impacted by gold mining activities. *Remote Sensing of Environment*, 157. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.04.030>

Londe, L. (2008). *Comportamento Espectral Do Fitoplâncton de Um Reservatório Brasileiro Eutrofizado, Ibitinga (SP)*.

Maciel, D. A., Novo, E. M. L. de M., Barbosa, C. C. F., & Sander de Carvalho, L. A. (2019). Retrieving Total and Inorganic suspended sediments in Amazon Floodplain Lakes: A multisensor approach. *In Prep*.

Malthus, T. J., & Dekker, A. G. (1995). First derivative indices for the remote sensing of inland water quality using high spectral resolution reflectance. *Environment International*, 21(2), 221–232. [https://doi.org/10.1016/0160-4120\(95\)00012-7](https://doi.org/10.1016/0160-4120(95)00012-7)

Maritorena, S., Siegel, D. A., & Peterson, A. R. (2002). Optimization of a semianalytical ocean color model for global-scale applications. *Applied Optics*, 41(15), 2705–2714.

Mishra, D. R., & Mishra, S. (2010). Plume and bloom: effect of the Mississippi River diversion on the water quality of Lake Pontchartrain. *Geocarto International*, 25(7), 555–568. <https://doi.org/10.1080/10106041003763394>

Mishra, S., & Mishra, D. R. (2012). Normalized difference chlorophyll index: A novel model for remote estimation of chlorophyll-a concentration in turbid productive waters. *Remote Sensing of Environment*, 117, 394–406. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.05.011>

org/10.1016/j.rse.2011.10.016

Mobley, C. D. (1999). Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements. *Appl. Opt.*, 38(36), 7442–7455. <https://doi.org/10.1364/AO.38.007442>

Moses, W. J., Gitelson, A. A., Perk, R. L., Gurlin, D., Rundquist, D. C., Leavitt, B. C., ... Brakhage, P. (2012). Estimation of chlorophyll-a concentration in turbid productive waters using airborne hyperspectral data. *Water Research*, 46(4), 993–1004. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2011.11.068>

Mouw, C. B., Greb, S., Aurin, D., DiGiacomo, P. M., Lee, Z., Twardowski, M., ... Craig, S. E. (2015). Aquatic color radiometry remote sensing of coastal and inland waters: Challenges and recommendations for future satellite missions. *Remote Sensing of Environment*, 160, 15–30. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.02.001>

Nechad, B., Ruddick, K. G., & Park, Y. (2010). Calibration and validation of a generic multisensor algorithm for mapping of total suspended matter in turbid waters. *Remote Sensing of Environment*, 114(4), 854–866. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.11.022>

O'Reilly, J. E., Maritorena, S., Mitchell, B. G., Siegel, D. A., Carder, K. L., Garver, S. A., ... McClain, C. (1998). Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C11), 24937–24953. <https://doi.org/10.1029/98JC02160>

Odermatt, D., Gitelson, A., Brando, V. E., & Schaepman, M. (2012). Review of constituent retrieval in optically deep and complex waters from satellite imagery. *Remote Sensing of Environment*, 118, 116–126. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.11.013>

Ruddick, K. G., De Cauwer, V., Park, Y.-J., & Moore, G. (2006). Seaborne measurements of near infrared water-leaving reflectance: The similarity spectrum for turbid waters. *Limnology and Oceanography*, 51(2), 1167–1179. <https://doi.org/10.4319/lo.2006.51.2.1167>

Rundquist, D. C., Han, L., Schalles, J. F., & Peake, J. S. (1996). Remote Measurement of Algal Chlorophyll in Surface Waters: The Case for the First Derivative of Reflectance Near 690 nm. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 62(2), 195–200.

Shahriari, H., Honarmand, M., & Ranjbar, H. (2015). Comparison of multi-temporal ASTER images for hydrothermal alteration mapping using a fractal-aided SAM method. *International Journal of Remote Sensing*, 36(5), 1271–1289. <https://doi.org/10.1080/01431161.2015.1011352>

Tiwari, S. P., & Shanmugam, P. (2011). An optical model for the remote sensing of coloured dissolved organic matter in coastal/ocean waters. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 93(4), 396–402. <https://doi.org/10.1016/J.ECSS.2011.05.010>

Toming, K., Kutser, T., Uiboupin, R., Arikas, A., Vahter, K., & Paavel, B. (2017). Mapping water quality parameters with Sentinel-3 Ocean and Land Colour Instrument imagery in the Baltic Sea. *Remote Sensing*, 9(10). <https://doi.org/10.3390/rs9101070>

Tsai, F., & Philpot, W. (1998). Derivative Analysis of Hyperspectral Data. *Remote Sensing of Environment*, 66(1), 41–51. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(98\)00032-7](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(98)00032-7)

Urquhart, E. A., Schaeffer, B. A., Stumpf, R. P., Loftin, K. A., & Werdell, P. J. (2017). A method for examining temporal changes in cyanobacterial harmful algal bloom spatial extent using satellite remote sensing. *Harmful Algae*, 67, 144–152. <https://doi.org/10.1016/j.hal.2017.06.001>

Wang, J., Lu, X. X., Liew, S. C., & Zhou, Y. (2009). Retrieval of suspended sediment concentrations in large turbid rivers using Landsat ETM+: an example from the Yangtze River, China. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(8), 1082–1092. <https://doi.org/10.1002/esp.1795>

Wang, Y., Xia, H., Fu, J., & Sheng, G. (2004). Water quality change in reservoirs of Shenzhen, China: Detection using LANDSAT/TM data. *Science of the Total Environment*, 328(1–3), 195–206. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2004.02.020>

Watanabe, F., Alcântara, E., Rodrigues, T., Rotta, L., Bernardo, N., Imai, N., ... Watanabe, Y. (2017). Remote Sensing of the Chlorophyll-a Based on OLI/Landsat-8 and MSI/Sentinel-2A (Barra Bonita reservoir, Brazil). *An Acad Bras CiencAnnals of the Brazilian Academy of Sciences*, 1–14. <https://doi.org/10.1590/0001-3765201720170125>

Zheng, G., & DiGiacomo, P. M. (2017). Remote sensing of chlorophyll-a in coastal waters based on the light absorption coefficient of phytoplankton. *Remote Sensing of Environment*, 201, 331–341. <https://doi.org/10.1016/J.RSE.2017.09.008>





# 6 SISTEMAS ORBITAIS PARA MONITORAMENTO DE AMBIENTES AQUÁTICOS

Vitor S. Martins, Iowa State University, EUA

---

6.1	Introdução	107
6.2	Monitoramento dos constituintes na água	109
6.3	Sistemas orbitais e sensores ópticos	111
	6.3.1 Conceitos gerais	111
	6.3.2 Resoluções: espacial, espectral, radiométrica e temporal	114
	6.3.3 Evolução e histórico dos programas de observação da Terra	118
6.4	Processamento digital de imagens: conversões radiométricas	123
	6.4.1 Formulação do problema	124
	6.4.2 Conversões radiométricas	127
	6.4.2.1 Radiância (L) em reflectância aparente ( $\rho_{\text{TOA}}$ )	127
	6.4.2.2 Reflectância de superfície ( $\rho_{\text{SUP}}$ )	129
6.5	Conclusão	132

---

## 6.1. INTRODUÇÃO

Os ecossistemas aquáticos continentais incluem lagos, lagoas, açudes, riachos, rios, córregos e reservatórios. O monitoramento desses ambientes amplia a compreensão dos processos biogeoquímicos que alteram suas propriedades, tais como fluxos de sedimentos e florescimento de cianobactérias. Devido à alta dinâmica dos constituintes na água (composição e concentração), o sensoriamento remoto fornece uma alternativa para o mapeamento contínuo e em larga escala desses processos. Os programas de observação da Terra são considerados uma das fontes de dados para avaliação dos serviços ecossistêmicos desses ambientes. Nesse contexto, os sensores ópticos a bordo dos satélites registram a radiação eletromagnética (REM) refletida pelos constituintes na água, e permitem a caracterização dos ecossistemas aquáticos por meio das informações espectrais contidas nessas medições.



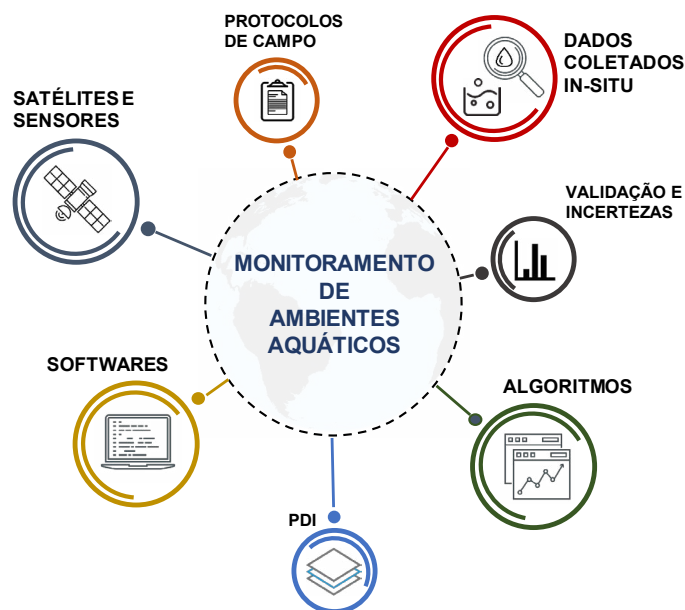


Figura 6.1. Elementos do monitoramento de ambientes aquáticos via sensoriamento remoto.

O sensoriamento remoto orbital de ambientes aquáticos tem sido aplicado ao longo dos últimos 30 anos, no entanto, essas aplicações são frequentemente limitadas à utilização de sensores desenvolvidos para ambientes terrestres e oceânicos. Por exemplo, o sensor *Operational Land Imager* (OLI), a bordo do satélite Landsat-8, e o *MultiSpectral Instrument* (MSI), a bordo do Sentinel-2, foram projetados para estudos terrestres, entretanto estão impulsionando as metodologias e as aplicações em águas continentais. As limitações estão ligadas às características do sistema satélite-sensor, uma vez que o monitoramento de ambientes aquáticos continentais demanda um conjunto fundamental de bandas espectrais na região visível, além de uma resolução espacial suficiente para observação de ambientes de diferentes formas e dimensões. Somando-se a isso, a detecção de pequenas variações na composição da água requer uma boa resolução radiométrica e bandas espectrais posicionadas em feições de absorção e espalhamento dos constituintes presentes na coluna d'água. Nesse caso, os constituintes opticamente ativos (COAs), como sólidos em suspensão, matéria orgânica dissolvida colorida e fitoplâncton (pigmentos fotossintetizantes), são os principais agentes que controlam as propriedades ópticas na água. Os COAs alteram a radiância oriunda da coluna d'água e os modelos baseiam-se nessas interações para estabelecer uma relação entre a concentração do constituinte e a radiância espectral medida pelo sensor orbital.

Embora a caracterização desses constituintes venha sendo conduzida com relativo sucesso, essas aplicações ainda não são consideradas operacionais para a maioria das regiões. Apesar disso, a comunidade científica e os usuários estão desenvolvendo experimentos e validando algoritmos para aperfeiçoar os modelos em diferentes regiões e tipos de água. Existem várias redes de cooperação internacional produzindo informações para lagos e rios em escala global, como o *Global Observatory of Lake Responses to Environmental Change* (GloboLakes), *Global Lake Ecological Observatory Network* (GLEON), e *Committee on Earth Observing Satellites* (CEOS, *Water Quality Initiative*). Portanto, pode-se afirmar que as aplicações do sensoriamento remoto em sistemas aquáticos só tende a crescer nas próximas décadas, e isso demandará mais profissionais, dados de campo para modelagem e protocolos para o monitoramento contínuo e eficaz (Figura 6.1).

O fortalecimento da comunidade científica focada em águas interiores depende de uma dis-

cussão ampla dos sistemas orbitais e suas limitações, principalmente para nortear os novos usuários (Palmer et al., 2015a). De maneira objetiva, este capítulo abordará os conceitos fundamentais do sensoriamento remoto em águas continentais, bem como os sensores e plataformas, características das imagens, e as conversões radiométricas. Enquanto os tipos de plataformas para medições remotas se estendem desde torres próximas à superfície até os satélites no espaço, este capítulo aborda somente os sistemas passivos (multiespectral e hiperespectral) em nível orbital. Os tópicos abordados possuem, em muitos momentos, um caráter genérico, mas as questões envolvendo águas continentais ficam no centro das discussões.

## 6.2. MONITORAMENTO DOS CONSTITUINTES NA ÁGUA

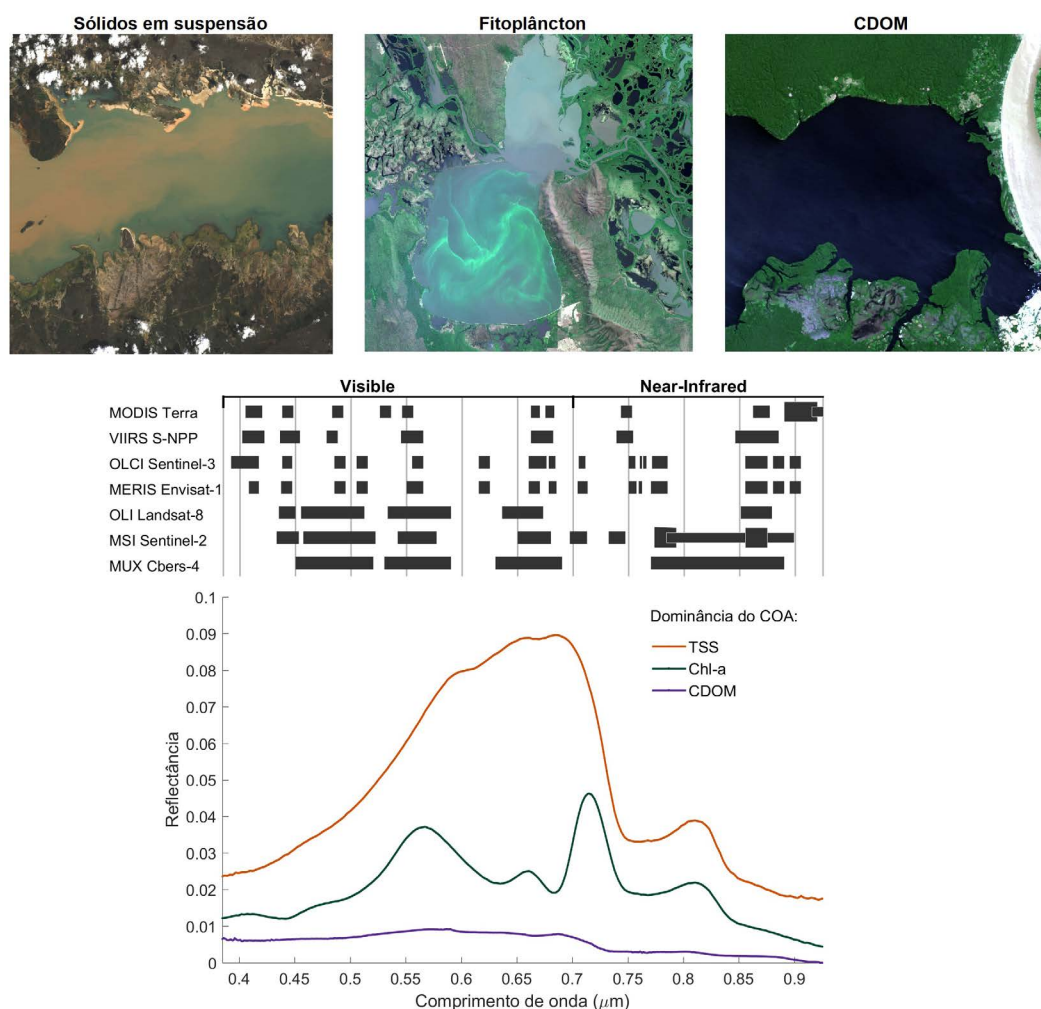
Embora a importância dos recursos hídricos seja amplamente reconhecida pela sociedade e por instituições governamentais, a coleta de dados é insuficiente ou inexistente para a grande maioria dos corpos d'água, e as amostras pontuais nem sempre retratam a dinâmica espaço-temporal dos constituintes. No entanto, tais dados são essenciais para o desenvolvimento e a validação de modelos que relacionam a concentração dos COAs e a radiância (ou reflectância) espectral obtida pelos sensores orbitais (Matthews, 2011; Odermatt et al. 2012). Os modelos exploram as relações matemáticas entre as concentrações dos constituintes e o sinal registrado pelo sensor. A definição desses modelos depende de um conhecimento prévio sobre o comportamento espectral dos COAs, e assim podemos propor diferentes combinações de bandas espectrais (única banda, razão de bandas) para ajustar melhor essa relação. Uma vez que o monitoramento dos ambientes aquáticos utiliza os parâmetros de qualidade da água para a tomada de decisões, o sensoriamento remoto pode auxiliar os estudos na compreensão desses ambientes ao possibilitar a estimativa dos seguintes constituintes (Figura 6.2):

i) **Sólidos em suspensão:** Esses constituintes englobam as partículas orgânicas (detritos e microrganismos vivos) e inorgânicas (minerais) presentes na coluna d'água. As partículas inorgânicas variam desde a argila fina (3 - 4  $\mu\text{m}$ ) até a areia grosseira (131 - 250  $\mu\text{m}$  em diâmetro); as características dessas partículas afetam a reflectância da água de forma direta. A concentração dos sólidos em suspensão é um indicador relevante para a qualidade da água, uma vez que essas partículas alteram o campo de luz subaquático, e afetam vários processos biogeoquímicos, como emissão de gases de efeito estufa e a produtividade primária. Além disso, estes são capazes de transportar nutrientes e metais adsorvidos tais como o fósforo e o mercúrio. O retroespalhamento da REM aumenta com o aporte de sedimentos na água, e os algoritmos estimam a concentração desse constituinte aplicando a reflectância em comprimentos de onda entre 650 e 780 nm. No entanto, em altas concentrações, vale lembrar que os comprimentos de onda do infravermelho próximo (NIR, near-infrared) são úteis em algoritmos de uma única banda ou múltiplas bandas (~ 800 - 900 nm).

ii) **Fitoplâncton (pigmentos):** Os principais pigmentos que contribuem para a absorção da radiação solar são os fotossintetizantes, como clorofila e carotenóides. A concentração da **clorofila-a** (chl-a) é usada como um indicador da presença de fitoplâncton e do estado trófico de um sistema aquático. A variação dos níveis de clorofila indica a floração de diferentes algas e cianobactérias, o que pode causar a eutrofização de corpos d'água. Algumas cianobactérias são nocivas e produzem toxinas que podem levar à mortandade de peixes e provocar graves riscos à saúde pública. A interpretação das feições de absorção desse pigmento dependerá de bandas espectrais na região do azul (450 nm) e vermelho (670 nm), enquanto o pico de reflectância ocorre na região do verde (550 nm) e início do NIR (710 nm). Em muitos estudos, a aplicação da razão de bandas (ex.: 710/670 nm) se torna útil pelo forte contraste entre espalhamento e absorção nesses comprimentos de ondas. Ademais, a identificação

de outros pigmentos é possível em bandas específicas, como carotenóides (470 nm) e ficocianina (620 nm).

iii) **Matéria orgânica dissolvida colorida (CDOM)** constitui-se de substâncias orgânicas (ácidos húmicos e fúlvicos) dissolvidas que alteram a cor da água. Essas substâncias geram tons de amarelo até marrom escuro na água devido à forte absorção na região do visível, principalmente, na faixa do azul. Conforme a magnitude e composição, o CDOM afeta os processos fotoquímicos e regem o campo de luz subaquático. Além disso, o CDOM é fonte de nutrientes para as plantas sub-aquáticas em consequência dos compostos gerados da biodegradação da matéria orgânica. A absorção do CDOM aumenta exponencialmente em comprimentos de ondas menores, como 380 e 500 nm, e normalmente, esse constituinte é caracterizado pelo coeficiente de absorção espectral em 410 – 440 nm. Em razão da sobreposição das feições de absorção da clorofila-a e do CDOM em comprimentos de ondas entre 380 e 440 nm, a estimativa desse constituinte passa a representar um desafio para os estudos. Muitos dos algoritmos baseiam-se em regressões empíricas via reflectância em comprimentos de onda acima de 500 nm (Zhu et al., 2014).



**Figura 6.2.** Espectros da água sob dominância dos COAs: total de sólidos em suspensão (TSS), clorofila-a (chl-a) e matéria orgânica dissolvida colorida (CDOM). Na barra superior, a posição das bandas espectrais dos sensores orbitais ilustra o potencial das mesmas para os estudos em águas continentais.

Na prática, os estudos realizados nesses ambientes opticamente complexos enfrentam uma série de desafios, principalmente porque os constituintes se relacionam entre si e as interações com a REM se sobrepõem ao longo da faixa espectral. Além disso, a radiância medida pelo sensor é um somatório de componentes do próprio meio aquático e de fatores externos – tópico que será discutido na Seção 6.4. Uma das incertezas na modelagem é a relação não-linear entre a concentração dos constituintes e a reflectância. O aumento da concentração de sólidos em suspensão na água, por exemplo, não necessariamente acarretará em um acréscimo linear na reflectância. Além disso, é importante mencionar que essas análises são limitadas apenas à camada mais próxima à superfície (limite da zona eufótica), e os estudos assumem uma condição homogênea da coluna d’água, o que nem sempre é válido devido à estratificação dos sedimentos e deslocamento vertical do fitoplâncton. Por fim, os estudos quantitativos estão, em geral, focados nas estimativas dos COAs como indicadores da qualidade da água, mas outras aplicações são, também, amplamente encontradas na literatura, como o mapeamento da distribuição dos corpos d’água, detecção de macrófitas, e monitoramento dos impactos antrópicos no meio aquático.

### 6.3. SISTEMAS ORBITAIS E SENSORES ÓPTICOS

#### 6.3.1. Conceitos Gerais

Os sistemas orbitais consistem em um conjunto de componentes para aquisição de dados, envolvendo (i) sensor eletro-óptico, (ii) plataforma (ou satélite artificial), e (iii) estações terrestres para recepção e distribuição de dados. As plataformas de observação da Terra fornecem uma estrutura de serviços para operação dos sensores ópticos, como computador de bordo, controle de órbita/altitude, controle térmico, suprimento de energia, e sistema de transmissão de dados. Conforme os objetivos da missão, os satélites são projetados para operar em uma determinada órbita e altitude, carregando um ou múltiplos sensores (Figura 6.3). Por exemplo, satélite Envisat-1 que operou em uma altitude de 774 km e órbita hélio-síncrona (inclinação 98.5°) com 10 sensores a bordo, focados nas mais diversas áreas, como atmosfera, oceano, mapeamento terrestre e topografia. A órbita hélio-síncrona permite manter o horário da passagem pelo equador em torno do mesmo horário local em diferentes datas, reduzindo os efeitos de iluminação entre as imagens.

As plataformas de imageamento terrestre estão geralmente posicionadas em órbitas polares (ou

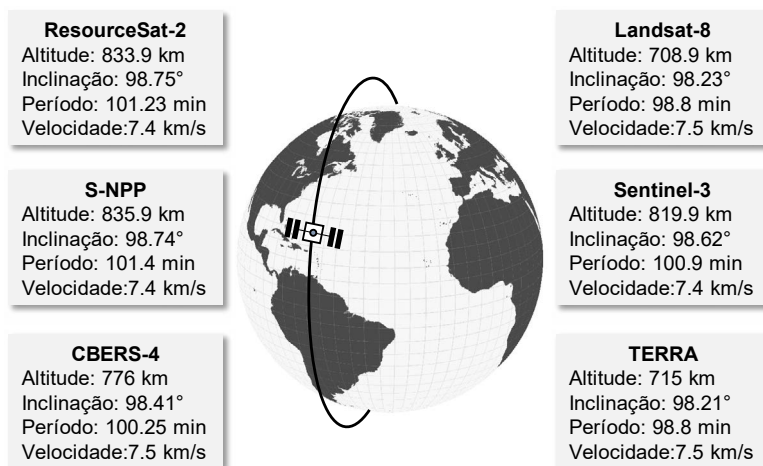


Figura 6.3. Características dos satélites focados no imageamento terrestre.

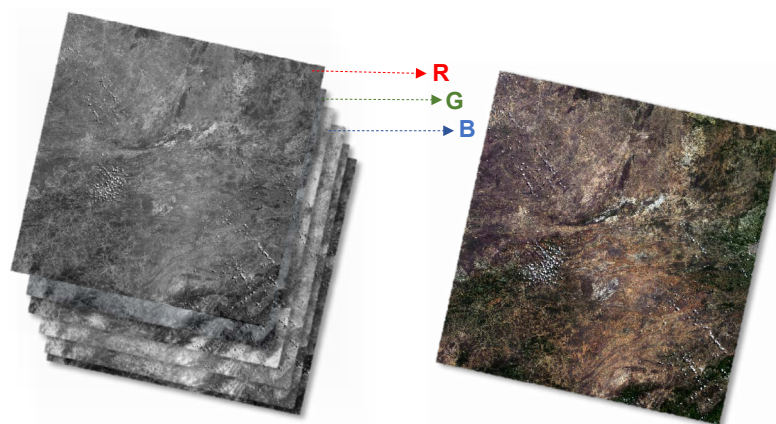


Figura 6.4. Bandas espectrais e composição RGB.

quase polares) com a altitude nominal entre 650 e 900 km, realizando um ciclo em torno da Terra a cada 90 - 110 minutos. A seleção da órbita é extremamente importante para a definição das capacidades de um sensor óptico a bordo, pois a velocidade de deslocamento controla o tempo de aquisição, e a altitude do satélite influenciará na faixa de imageamento. Um exemplo é o instrumento *Visible Infrared Imaging Radiometer Suite* (VIIRS) a bordo da plataforma Suomi-NPP que permite uma cobertura global e diária em função do amplo ângulo de visada ( $112,56^\circ$ ), altitude de 829 km, e faixa de imageamento de 3000 km. Dessa forma, observa-se que os sistemas orbitais são projetados para alinhar o objetivo da missão com as características de órbita e do instrumento a bordo, o que produz um conjunto específico de dados conforme tais características.

Os sensores ópticos estão embarcados em satélites e registram a interação entre a radiação eletromagnética (fonte é o Sol), e os objetos na superfície terrestre em diferentes faixas do espectro solar. Essas faixas são tipicamente divididas em cinco regiões espectrais: visível (400 – 700 nm), infravermelho próximo (700 – 1.100 nm), infravermelho de ondas curtas (1.000 – 2.500 nm), infravermelho médio (2.500 – 7.500 nm), e infravermelho de ondas longas (7.500 – 14.500 nm). Embora os sensores ópticos permitam as medições radiométricas nessas faixas espectrais, as aplicações em águas interiores se restringem à região do visível e do infravermelho próximo (VNIR), especialmente devido ao elevado coeficiente de absorção da água em comprimentos de onda acima de 750 nm.

No geral, os sistemas imageadores eletro-ópticos possuem um conjunto de elementos, como espelhos, lentes e detectores. Os detectores são semicondutores construídos de materiais fotoelétricos, tais como silício (Si), e no caso da região termal, de antimoneto de índio (InSb) ou telureto de mercúrio e cádmio (HgCdTe). A radiação solar refletida pela água é quantificada pelos detectores como um sinal elétrico, que é posteriormente convertido em um número binário por meio de um conversor analógico digital (A/D). Uma vez que temos um número digital, ele pode ser armazenado e transmitido para uma estação terrestre. Portanto, os sensores ópticos registram uma grandeza radiométrica (radiância, unidade:  $W \times m^{-2} \times sr^{-1} \times \lambda^{-1}$ ) na forma de um número digital, e esse valor está implicitamente relacionado com a quantidade da radiação refletida pela superfície terrestre. Vale ressaltar que a fabricação de um instrumento eletro-óptico exige uma equipe de profissionais com amplo conhecimento em diversas áreas, como integração de sistemas eletrônicos, óptica aplicada, calibração de sensores, e testes de resistência térmica.

Durante a fase de pré-lançamento, a condução de testes laboratoriais é de extrema importância para caracterizar o desempenho e a acurácia do sensor. Esses testes incluem a avaliação da uniformi-



**Altitude de órbita** é a distância (ex.: km) entre o satélite e a superfície terrestre. Essa distância influencia na faixa de observação e resolução espacial. Além disso, as forças gravitacionais podem causar uma variação dessa altitude (*orbit drift*), o que exige um controle de órbita para ajustar sua trajetória e altitude periodicamente.

**Ângulo de Inclinação** da órbita é o ângulo (ex.: graus) formado entre o plano de órbita e o plano equatorial e varia entre 0° e 180°. Quando o ângulo de inclinação é próximo de 90°, o satélite passa perpendicular aos pólos.

**Período de rotação** é o tempo (ex.: minutos) que a plataforma leva para completar uma órbita completa em torno da Terra. A velocidade da plataforma influencia nesse período de rotação e afeta o tempo de aquisição das imagens. Um curto período de exposição exigirá uma maior capacidade do sensor em integrar a energia incidente, enquanto a variação da velocidade pode alterar o espaçamento entre as linhas de varredura. Note que o período de rotação não é o mesmo que o período de revisita (ou resolução temporal).

**Como os satélites permanecem em órbita?** A plataforma possui uma velocidade crítica para se manter em órbita, e essa velocidade é definida conforme a altitude e massa do satélite. Por exemplo, a plataforma Amazonas-5 possui uma velocidade de 3,08 km/s a 35.777 km de altitude, enquanto o Landsat-8 possui velocidade de 7,51 km/s a 705 km.

dade espectral dos detectores, a caracterização da resposta espectral (RSR, *Resposta Espectral Relativa*) e a estimativa da razão sinal-ruído (SNR, *signal-to-noise ratio*). No caso da SNR, os valores são calculados por meio de uma fonte constante de REM que incide nos detectores, e as flutuações aleatórias das medições são caracterizadas como ruído. Esse teste é aplicado com base em uma radiância típica e máxima, e a SNR indica quantas vezes o sinal será maior do que o ruído. Devido à baixa reflectância da água, um alto valor de SNR é desejável para os estudos em água - o *Committee on Earth Observing Satellites* (CEOS) sugere os valores de SNR acima de 800 para oceano. De fato, os sensores de oceano normalmente possuem valores altos de SNR comparados aos sensores terrestres (OLCI 490 nm (oceano): 1541 versus OLI 482 nm (terrestre): 364). Um outro fator importante é a avaliação das funções de resposta espectral, pois essas funções definem a faixa espectral de sensibilidade de cada banda. O centro da banda espectral é calculado pelo ponto médio entre os comprimentos de onda em que a transmitância ultrapasse 50% (FWHM, *Full Width at Half Maximum*).

Durante a trajetória da plataforma, as medições radiométricas são realizadas baseadas em um sistema de varredura espacial. Esse sistema é dividido em (i) varredura transversal à trajetória (*cross-track scanning* ou *whiskbroom scanners*) e em (ii) varredura ao longo da trajetória de deslocamento da plataforma (*along-track scanning* ou *push-broom scanners*). A Figura 6.5 mostra os elementos básicos dessa varredura espacial, com o sistema *whiskbroom* utilizando um espelho giratório e o sistema *pushbroom* formando múltiplas linhas de detectores. Os sensores *whiskbroom* utilizam um sistema mecânico de escaneamento com espelhos rotativos perpendiculares à trajetória do satélite (ex.: Landsat-5 TM). Esse sistema mecânico afeta diretamente o tempo de amostragem em cada pixel, e a taxa de amostragem precisa estar alinhada à velocidade da plataforma com o objetivo de não haver falhas no imageamento. Portanto, a sincronização do deslocamento da plataforma com a taxa de amostragem (varredura) propicia a justaposição das faixas observadas em cada movimento do espelho.

Em contrapartida, o sistema *pushbroom* utiliza uma matriz de detectores que registra a intensidade da REM incidente ao longo da faixa de imageamento e, posteriormente, as linhas da varredura são processadas para a geração das bandas espectrais por cena. Por exemplo, o OLI é um sensor *pushbroom* com mais de 6900 detectores ao longo do plano focal, e com resolução radiométrica de 12 bits (Irons et

al., 2012). Esse sistema de varredura dispensa o movimento mecânico do espelho giratório empregado no sistema *whiskbroom*, o que proporciona um aumento no tempo de integração em cada pixel e, com isso, uma maior estabilidade das medições (aumento da SNR). A limitação do *pushbroom* é o número de subsistemas necessários para cobrir a faixa de imageamento, especialmente em alta resolução espacial. Uma outra desvantagem é a calibração dos detectores para garantir a uniformidade da resposta ao longo de toda a linha de varredura. Finalmente, os dados coletados pelo sistema satélite-sensor são transmitidos para as estações terrestres, e o pré-processamento dos dados é realizado conforme os protocolos das instituições responsáveis, como a correção de distorções geométricas, e ortorretificação.

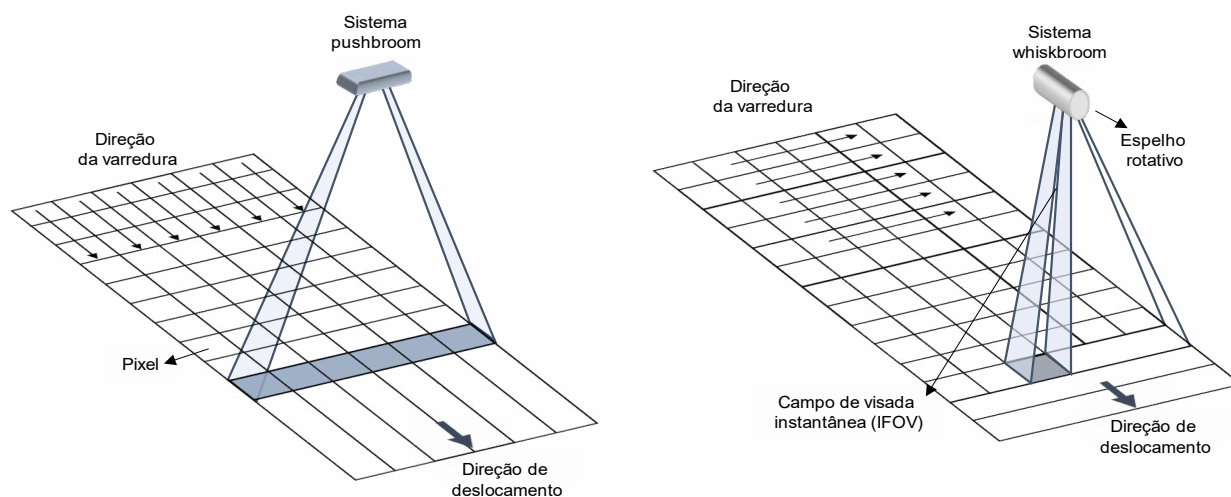


Figura 6.5. Sistemas de varredura utilizados em sensores orbitais.

### 6.3.2. Resoluções: espacial, espectral, radiométrica e temporal

A visão bidimensional dos vários parâmetros de qualidade da água é possível via sensoria-  
**A**mento remoto. No entanto, antes de iniciarmos qualquer estudo, é necessário que o usuário pondere os seguintes aspectos: 1) “quais são as características das imagens que serão usadas no estudo?”; e 2) “qual é a dinâmica espacial e temporal dos processos bio-ópticos na área de estudo?”. Existem regiões em que a alta dinâmica dos constituintes na água exige uma maior revisita do satélite para conseguir registrar tal informação (ex.: floração de algas), enquanto em outros casos, a qualidade radiométrica torna-se mais relevante, como no caso da detecção de pequenas variações do CDOM ou em baixas concentrações dos demais COAs. As características das imagens e do sensor são frequentemente descritas pelas suas resoluções (espacial, espectral, radiométrica e temporal). Devido ao número de programas de observação terrestre, a escolha dos dados é uma das etapas importantes do projeto, cabendo ao usuário reconhecer as limitações e as oportunidades de cada conjunto de dados em função das suas resoluções (Figura 6.6).

O tamanho e a forma dos sistemas aquáticos variam bastante entre regiões, e a resolução espacial é crucial para garantir as aplicações em águas interiores. Nesse contexto, essa resolução limita a capacidade de estudarmos os pequenos corpos d’água, tais como rios estreitos ou lagos menores. Na maioria das situações, a identificação das feições espaciais em corpos d’água menores exigirá uma resolução espacial entre 5 a 20 metros, enquanto os rios e lagos maiores serão mapeados utilizando imagens de média (de 20 a 50 metros) ou moderada resolução (> 100 metros). A caracterização espacial

dos fenômenos, como a pluma de sedimentos ou florações de fitoplâncton, dependerá de um número mínimo de pixels e a resolução espacial precisa ser adequada para a sua observação. Além disso, a utilização de sensores de moderada resolução espacial pode comprometer o registro da variabilidade espacial, uma vez que a mistura espectral que ocorre em uma unidade de área (pixel) acaba suavizando as concentrações dos constituintes.

Enquanto a resolução espacial limita a observação de alguns corpos d'água (rios estreitos e lagos menores), a resolução temporal influenciará na periodicidade dessa observação (Figura 6.7). Quando o objetivo é a detecção das mudanças de um determinado constituinte, a resolução temporal precisa ser adequada para acompanhar a sua dinâmica no tempo. O monitoramento de cianobactérias é um caso em que o rápido florescimento e curto período de permanência exige uma alta resolução temporal para monitorar as fases desse processo. A revisita de uma mesma área ocorre em uma escala de tempo que depende tanto das características de órbita quanto da faixa de imageamento. A *Multispectral Camera* (MUX) a bordo do CBERS-4 (altitude: 776 km), por exemplo, possui uma resolução temporal de 26 dias e faixa de imageamento de 120 km (20 m de resolução espacial); por sua vez, o sensor VIIRS a bordo da plataforma Suomi-NPP (altitude: 836 km) permite a observação diária em função da sua ampla faixa de imageamento (3000 km) e resolução espacial de 375 m. Perceba que esses sensores possuem diferentes resoluções espaciais, e isso acaba ilustrando como as características do sensor e da órbita afetam na resolução temporal. É importante salientar que a cobertura de nuvens eventualmente reduzirá o número de imagens úteis, sendo crítica principalmente na região Amazônica (Martins et al., 2018).

O programa Copernicus da Agência Espacial Europeia (ESA) adotou uma estratégia de múltiplas plataformas para aumentar a resolução temporal enquanto mantém as demais resoluções. Recentemente, o lançamento do sensor MSI a bordo do Sentinel-2A e -2B permitiu o aumento da resolução temporal de 10 para 5 dias quando combinamos as imagens de ambos sensores no estudo. Ademais,

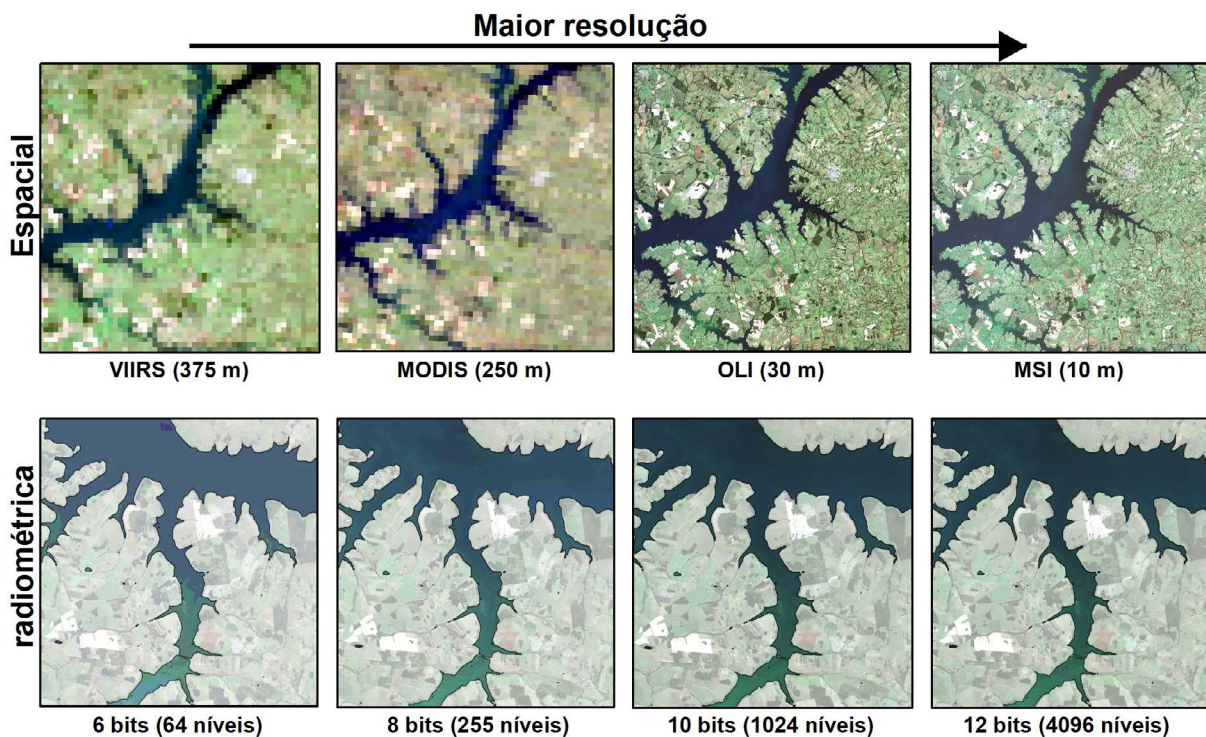


Figura 6.6. Efeitos da resolução espacial e radiométrica em corpos d'água.



a formação de constelações com satélites menores é uma tendência, o que aumenta a frequência das observações, mas implica também em novos desafios, como a intercalibração desses sensores nas aplicações.

A resolução espectral está relacionada com a largura, o número e a posição das bandas espectrais. No geral, essa resolução é relevante na distinção de feições de absorção dos constituintes na água. Os sensores multiespectrais possuem tipicamente poucas bandas na região do visível e NIR, sendo que em muitos casos, essas bandas possuem uma faixa espectral ampla ( $> 20$  nm). Como as feições de absorção dos constituintes na água se manifestam em faixas estreitas do espectro, a posição e a largura das bandas são cruciais para a acurácia das estimativas. Os estudos em águas continentais se beneficiam da disponibilidade de sensores oceânicos, como é o caso do *Ocean and Land Colour Instrument* (OLCI) a bordo do Sentinel-3 e do *Medium-Resolution Imaging Spectrometer* (MERIS) a bordo do Envisat-1. Esses sensores foram projetados com um conjunto de bandas espectrais que favorece a detecção dos COAs. Nesse contexto, dentre as várias bandas espectrais do OLCI, as medições radiométricas na banda 673 nm permitem a estimativa da fluorescência da clorofila-a, o que ilustra uma característica única de uma banda espectral projetada para essa finalidade. Enquanto a aquisição de dados em faixas estreiti-

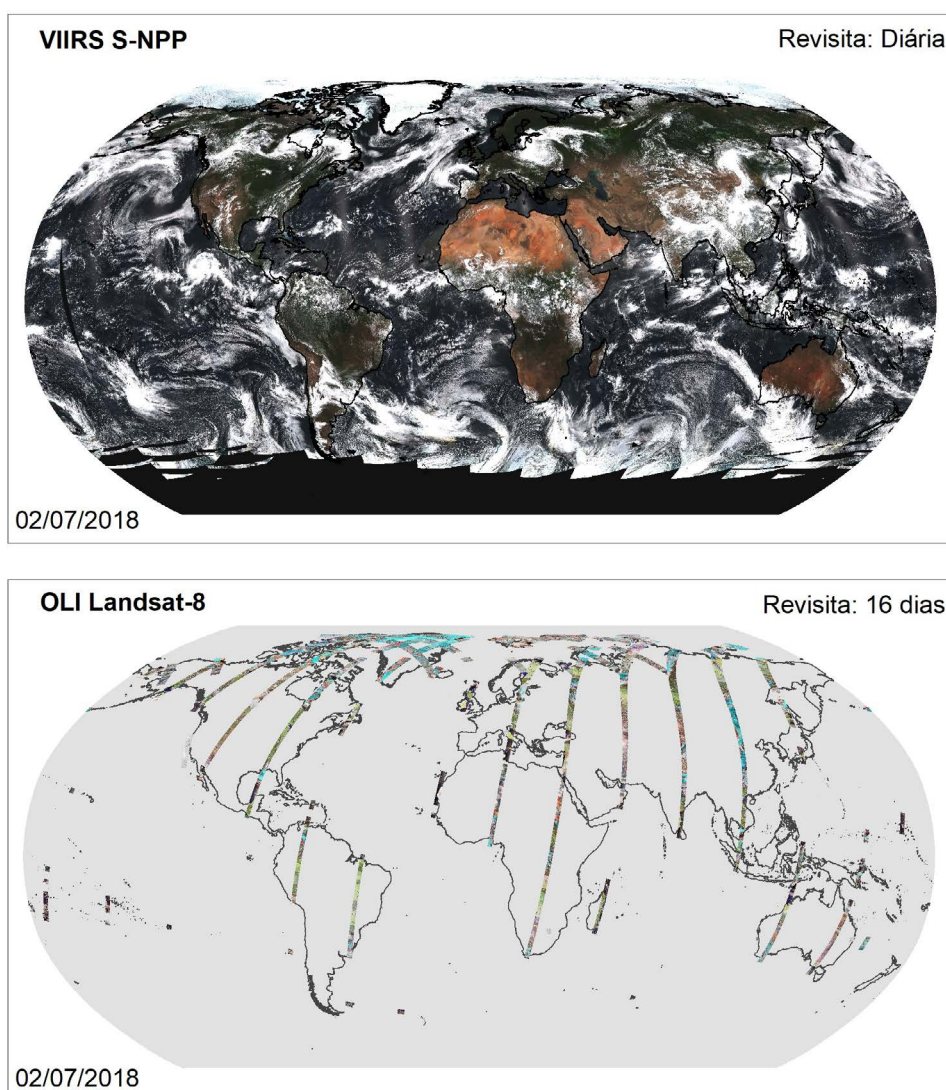


Figura 6.7. Diferença da resolução temporal entre os sensores VIIRS e OLI.

**Resolução espacial** é a medida que determina o tamanho do menor objeto identificável na imagem, ou a menor área da superfície terrestre representada na imagem.

Essa resolução é determinada pelo tamanho do pixel. Quanto menor a dimensão do pixel, maior será a resolução espacial. Por exemplo, o sensor MODIS a bordo da plataforma Terra possui uma menor resolução espacial (500 m) do que o sensor OLI (30 m) a bordo do Landsat. A resolução espacial é influenciada pela altitude da plataforma e pelo campo de visada instantâneo do sensor (*Instantaneous Field of View*, IFOV).

**Resolução espectral** é definida pelo número e pelo intervalo espectral de bandas em que o sensor opera. Por exemplo, um sensor projetado com várias bandas espectrais (hiperespectral) com 10 nm de intervalo possui uma resolução espectral maior do que os sensores com poucas bandas (multiespectral) e amplas faixas espectrais (ex.: 80 nm). Quanto maior é essa resolução, maior é a capacidade de identificarmos as pequenas feições de absorção e espalhamento dos alvos.

**Resolução radiométrica** refere-se ao número de níveis digitais usados para representar os dados coletados pelo sensor, e define a sensibilidade do sensor em distinguir as variações de intensidade da radiação incidente. Essa resolução é expressa pelo número de bits em que os dados são quantizados. Por exemplo, o Landsat-5 carregou a bordo o sensor TM (*Thematic Mapper*) com resolução radiométrica de 8 bits ( $2^8 = 256$  níveis de cinza), enquanto o sensor OLI a bordo Landsat-8 possui a resolução de 12 bits ( $2^{12} = 4096$  níveis de cinza). Em estudos aquáticos, a resolução radiométrica é importante para quantificarmos a variabilidade da reflectância espectral, mesmo quando essas variações são muito pequenas.

**Resolução temporal** caracteriza o intervalo de tempo entre duas observações sob uma mesma área. Essa resolução depende principalmente das características da órbita e da largura da faixa de imageamento. Uma baixa resolução temporal afeta a capacidade de analisarmos as mudanças na água em ambientes com alta dinâmica dos constituintes.

tas possui vários aspectos positivos para as aplicações em água, essa característica limita a quantidade de energia incidente nos detectores e impõe um desafio técnico para equilibrar as resoluções espacial, espectral e relação sinal-ruído. Quando se reduz a faixa espectral (largura da banda  $< 10$  nm), o campo de visada instantânea (IFOV, *Instantaneous Field of View*) precisa ser maior para aumentar a quantidade de energia incidente e oferecer mais estabilidade às medições.

A resolução radiométrica determina o menor intervalo de radiância detectada pelo sensor, e caracteriza a sua capacidade de distinguir as pequenas variações na reflectância da água. Essa resolução é expressa pelo número de bits em que o dado é quantizado, sendo que quanto maior for a resolução radiométrica, maior será o número de valores ou níveis de cinza usados para a representação da informação adquirida pelo sensor. Sendo assim, quanto maior a resolução radiométrica, maior será a capacidade do sensor de distinguir entre pequenas variações na intensidade do sinal refletido em resposta a variações sutis nas concentrações dos constituintes na água. Uma vez que a reflectância da água é tipicamente baixa, sensores com alta resolução radiométrica são necessários para a detecção dessas pequenas variações. Um notável progresso vem sendo observado nos últimos anos com os avanços tecnológicos na área de instrumentação. O programa Landsat (EUA), por exemplo, vem buscando melhorar a resolução radiométrica dos seus sensores: desde o *Multispectral Scanner System* (MSS) com 6 bits até OLI com 12 bits. No caso do OLCI Sentinel-3, as características radiométricas são adequadas para suas aplicações em água, pois os valores de SNR estão entre 305 e 2.188 (visível) e a resolução radiométrica é de 14 bits. No entanto, a resolução espacial de 300 m restringe a aplicação em rios estreitos e lagos menores, nesses casos, outros sistemas devem ser utilizados, tornando-se mais adequados.

Em águas continentais, o sensor ideal demanda um conjunto de altas resoluções, o que ainda



não existe em um único instrumento. Nesse ponto da discussão, existem duas questões importantes para entendermos as limitações do sensoriamento remoto em águas interiores: i) “Quais são as características de um sensor ideal para tais aplicações?” e ii) “Por que é tão desafiador desenvolvê-lo?”. Primeiro, sabemos que a reflectância da água é tipicamente baixa se comparada a outros alvos terrestres, e as feições de absorção e espalhamento dos COAs ocorrem em faixas espectrais relativamente estreitas. Os ambientes aquáticos continentais são opticamente complexos e possuem uma ampla heterogeneidade em termos de composição, dinâmica, tamanho e forma, o que impõe a necessidade de boas resoluções para a maioria dos estudos. O CEOS desenvolveu um relatório discutindo as características de um instrumento inteiramente projetado para águas continentais (CEOS, 2017). Segundo esse estudo, o sensor ideal deve incluir ~26 bandas espectrais entre 380 – 780 nm, largura da faixa espectral de 8 nm, 14 bits de resolução radiométrica, e resolução espacial entre ~17 e 33 metros. Além disso, o sensor precisa incluir 15 bandas adicionais, entre 360 – 380 nm e 780 – 1400 nm, permitindo, assim, a aplicação de métodos para a correção dos efeitos atmosféricos e da reflexão especular na interface água - ar.

Essa proposta pode ser tecnicamente inviável no momento, mas ainda assim são recomendações que norteiam as missões projetadas para ambientes aquáticos. O desenvolvimento de um sensor óptico com tais características é, de fato, complicado, pois, como já mencionado, quanto maior for a resolução espacial, menor será o IFOV e, conseqüentemente, menor será a quantidade de energia incidente no sensor. Isso afetará a SNR e a estabilidade das medições. Nesse caso, uma alternativa é modificar a largura da faixa espectral, e assim aumentar a quantidade de energia incidente. No entanto, vimos que essa mudança afetaria a resolução espectral, e conseqüentemente, as capacidades do sensor em distinguir as feições específicas dos COAs. Fica evidente, portanto, a necessidade de alcançarmos um “equilíbrio” entre essas resoluções para viabilizar o desenvolvimento de um sensor focado em águas continentais.

### 6.3.3. Evolução e histórico dos programas de observação da Terra

Os satélites de observação da Terra revolucionaram a compreensão dos recursos naturais, incluindo os sistemas aquáticos. As missões espaciais, como Landsat, Envisat, e ResourceSat, permitiram uma visão sinóptica dos processos biofísicos e biogeoquímicos em escala global. No entanto, como a maioria desses programas de observação foram criados com foco no oceano e em alvos terrestres, as resoluções e características dos instrumentos podem limitar algumas aplicações em águas continentais. Historicamente, os estudos oceânicos se favoreceram de sensores desenvolvidos com esse propósito, conhecidos como *ocean colour sensors*, enquanto os estudos de ambiente aquáticos terrestres utilizam, na maioria dos casos, dos instrumentos criados para recursos naturais. Nesse contexto, a nova geração de sensores, como Landsat/OLI e Sentinel-2/MSI, promete ampliar as oportunidades em águas interiores (Kuhn et al., 2019; Pahlevan et al., 2019) - embora esses programas não tenham sido criados para essa finalidade em específico.

O histórico dos programas úteis aos ambientes aquáticos inclui os sensores desenvolvidos para estudos oceânicos e recursos naturais. Essa revisão apresenta vários programas entre 1972 até 2018, ilustrando os esforços de diferentes países em desenvolver e manter as missões de observação da Terra ao longo do tempo (Figura 6.8). Perceba que as características dos programas variam bastante, e conforme a aplicação do usuário, os dados do sistema satélite/sensor podem ser (ou não) apropriados. As fontes de informação sobre os programas espaciais estão disponíveis em artigos científicos, em livros sobre sensoriamento remoto e em catálogos on-line, como NSSDCA (<https://nssdc.gsfc.nasa.gov>) e EO Portal Directory (<https://directory.eoportal.org>).

O sucesso do programa Landsat (EUA) conduziu a uma era de oportunidades para o monitoramento de recursos naturais por meio do sensoriamento remoto. Desde 1972, o programa armazena imagens globais com média resolução espacial e revisita periódica. A partir desse programa, novas iniciativas surgiram por parte de vários países com suas próprias missões de observação, como *Système Probatoire d'observation de la Terre* (SPOT) pela França em 1986, *Indian Remote Sensing Satellites* (IRS-1A) pela Índia em 1989/1991, *European Remote Sensing Satellite* (ERS-1) pela União Européia em 1991, além de outros satélites comerciais, como Ikonos em 1999.

Em paralelo, as missões desenvolvidas para oceano surgiram como uma nova fonte de dados orbitais. O *Costal Zone Color Scanner* (CZCS) foi lançado em 1978 a bordo da plataforma Nimbus-7,

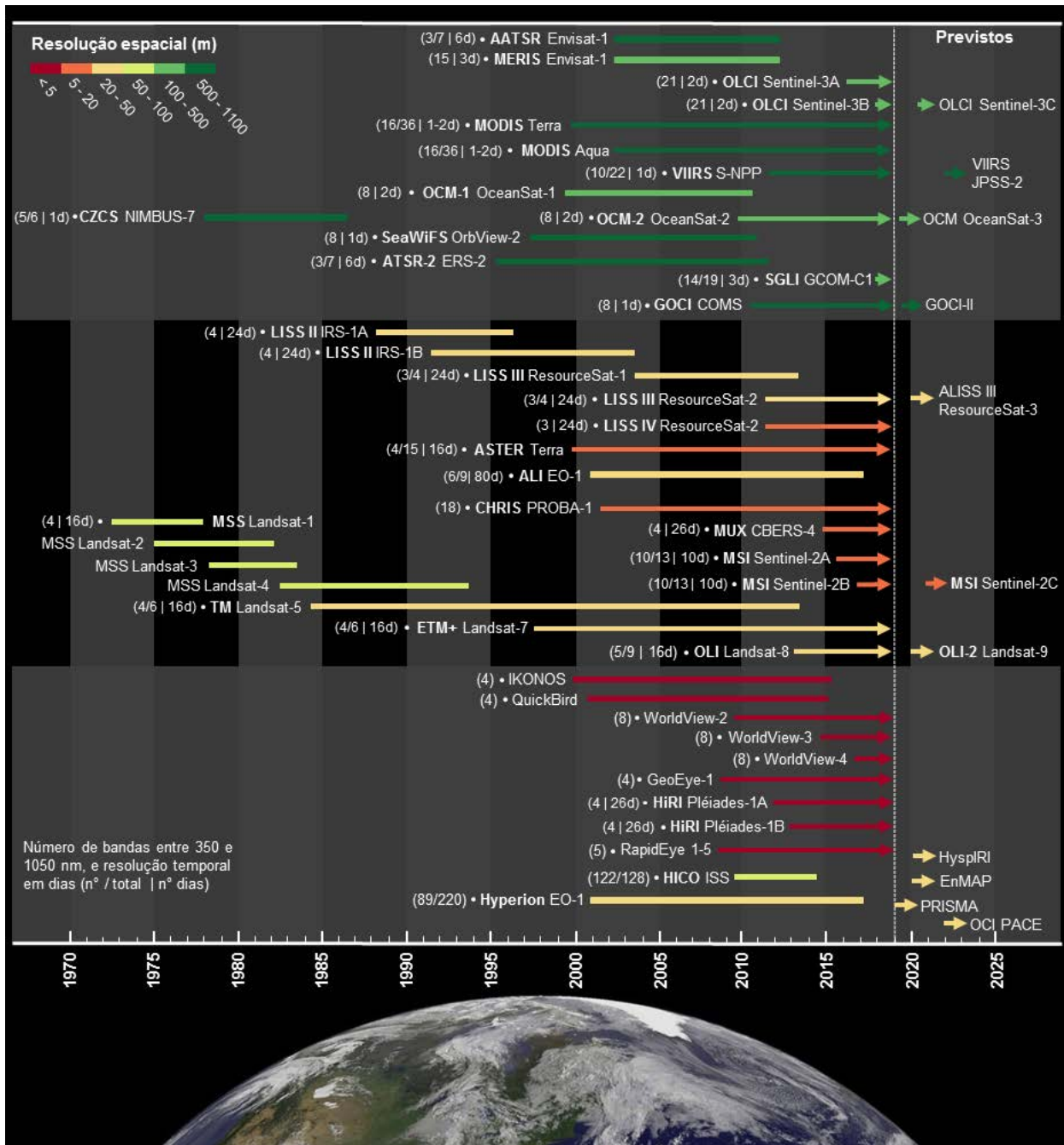


Figura 6.8. Histórico dos programas de observação terrestre entre 1970 e 2018.

sendo o primeiro sensor inteiramente projetado para oceano. Na sequência, outros sensores foram desenvolvidos com características semelhantes, como o *Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor* (SeaWiFS) e *Ocean Color Monitor* (OCM). Esses sensores foram desenvolvidos com baixa resolução espacial (825 - 1130 metros) e poucas bandas espectrais (8), e foram considerados como “prova de conceito” para nortear as missões em ambientes aquáticos. Com os avanços tecnológicos dos sensores de oceano em termos de qualidade radiométrica (ex.: SNR) e resolução espacial (300 m), a comunidade de águas interiores passou a desfrutar dos novos instrumentos. Por exemplo, o MERIS foi lançado a bordo da plataforma Envisat-1 em março de 2002, adquirindo imagens na faixa espectral do VNIR (15 bandas; 412 a 900 nm). Esse sensor óptico possui uma ampla faixa de observação (1.150 km) e resolução espacial de 300 metros. A configuração das bandas espectrais favoreceu a sensibilidade à presença dos COAs, permitindo a estimativa da absorção da clorofila (442, 490 e 665 nm), CDOM (412 nm), turbidez (510 e 620 nm), e fluorescência de clorofila (681 e 709 nm). De fato, o MERIS contribuiu com os estudos em águas interiores e diversos estudos já validaram a utilidade desses dados orbitais (Moses et al., 2012; Gons et al., 2008; Yang et al., 2011; Palmer et al., 2015b; Guanter et al., 2010; Majozi et al., 2014; Odermatt et al., 2010).

Com o intuito de estabelecer uma rede de satélites de observação da Terra, o programa Copernicus da ESA incluiu uma série de instrumentos com diferentes resoluções e objetivos. Dentre esses sensores, o lançamento do OLCI a bordo do Sentinel-3, em fevereiro de 2016, permitiu a continuidade das aplicações do MERIS. Esse instrumento possui 21 bandas espectrais entre 400 e 1.020 nm (versus 15 bandas do MERIS) e 300 m de resolução espacial. A qualidade radiométrica desse instrumento é uma outra característica importante para os estudos aquáticos, com SNR maior que 700 na faixa do visível. Outra vantagem é a visada lateral em 12,6 graus, minimizando os efeitos da reflexão especular no sinal medido pelo sensor. Por fim, apesar das limitações espaciais, essas características do MERIS e OLCI são promissoras para as iniciativas em águas continentais.

Nessa mesma linha, a Organização Indiana de Pesquisa Espacial (*Indian Space Research Organization*, ISRO) lançou o instrumento OCM a bordo do OceanSat-1 em maio de 1999. Esse instrumento emprega um sistema *pushbroom*, adquirindo dados em oito bandas espectrais (404 – 885 nm), ampla faixa de imageamento (1.420 km) e moderada resolução espacial (360 m). Para dar continuidade ao programa, o OCM-2 foi lançado a bordo do OceanSat-2 em setembro de 2009 e existe previsão para o lançamento do OceanSat-3 com novidades na terceira geração desse sensor (OCM-3), como bandas adicionais na região espectral do comprimento de ondas curtas (SWIR, short-wave infrared).

No início deste século, o *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) se tornou um dos principais instrumentos do programa *Earth Observing System* (EOS) desenvolvido pela NASA. Esse instrumento foi lançado a bordo das plataformas Terra (dezembro de 1999) e Aqua (maio de 2002) com 36 bandas espectrais (400 - 14.300 nm) e moderada resolução espacial (250, 500, e 1.000 m). Um dos aprendizados adquiridos com a missão EOS é a necessidade de um reprocessamento periódico dos produtos, incorporando as mudanças nos coeficientes de calibração e melhorias nos algoritmos biofísicos. Os produtos operacionais do MODIS evoluíram em qualidade com as coleções; muitos estudos foram desenvolvidos demonstrando a aplicabilidade desses dados para o monitoramento de lagos e rios (Park e Latrubesse, 2014, Shi e Wang, 2015; Villar et al., 2013; Chen et al., 2007; Kutser et al. 2007; Fassoni-Andrade e Paiva; 2019). Todavia, como o instrumento MODIS já opera acima da expectativa de projeto, há aproximadamente 20 anos, ele pode encerrar o fornecimento de dados a qualquer momento.

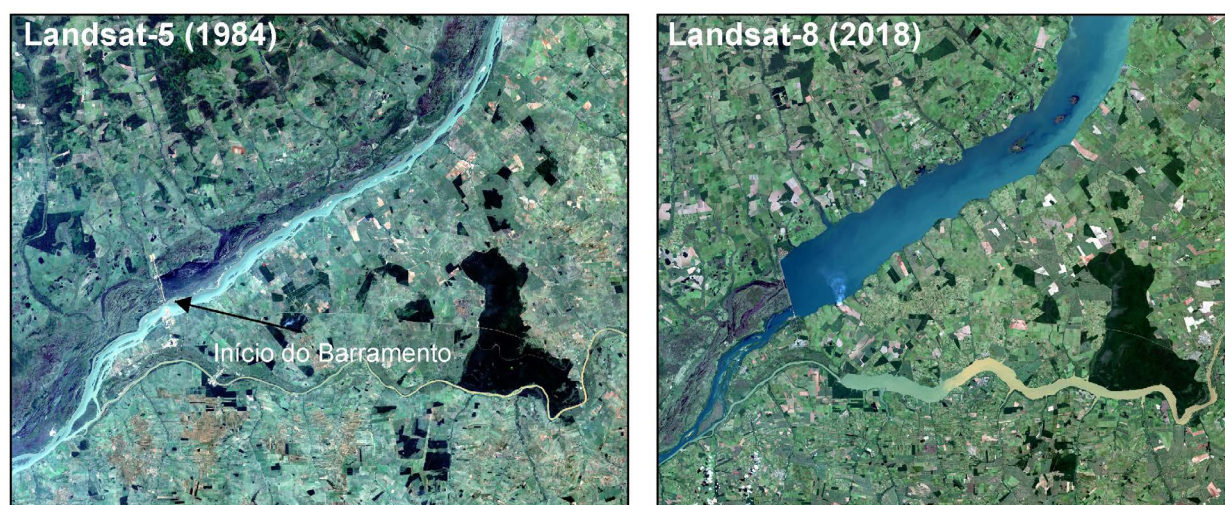
O sucesso do MODIS ampliou o interesse em dar continuidade aos estudos ambientais e atmosféricos que esse instrumento permitiu nos últimos anos. Assim, o VIIRS foi lançado a bordo da



plataforma Suomi-NPP como sucessor do MODIS, adquirindo imagens diariamente em escala global. Esse instrumento possui 22 bandas espectrais de 412 a 12.013 nm, com a resolução variando de 375 e 750 metros, e uma faixa de imageamento maior do que a faixa do MODIS (3000 km versus 2330 km). Ressalta-se que existem poucos estudos com o VIIRS para águas interiores até o momento (ex.: Cao et al., 2018), mas o produto de reflectância de superfície (VNP09) é operacional e existe uma expectativa do VIIRS atingir a mesma qualidade que o MODIS para o monitoramento de grandes sistemas aquáticos.

Um progresso significativo nos estudos de águas continentais e costeiras foi alcançado utilizando os instrumentos mencionados acima. No entanto, na maioria dos corpos d'água, a resolução espacial impede uma avaliação extensiva de vários processos biofísicos. Os estudos em águas continentais adotam normalmente os dados orbitais dos principais programas focados em recursos naturais. A evolução dos programas de média e alta resolução espacial foi marcante nas últimas décadas, sendo que o primeiro satélite da série Landsat, conhecido como *Earth Resources Technology Satellite* ou Landsat-1, foi lançado em julho de 1972. O Landsat-1 foi a primeira plataforma em órbita quase-polar com observação global, já o Landsat-5 representa o mais longo satélite de observação da Terra (~28 anos). Em fevereiro de 2013, o lançamento do OLI a bordo do Landsat-8 marcou uma nova fase desse programa. O instrumento OLI possui 9 bandas espectrais entre 435 e 2.300 nm, resolução espacial de 30 m e radiométrica de 12 bits (versus 8 bits do TM).

O Landsat é atualmente o único programa que fornece dados calibrados ao longo de quatro décadas, sendo que parte do sucesso do programa está associado aos esforços na documentação dos dados e na estrutura de distribuição (plataformas: EarthExplorer e Glovis). O acervo histórico do Landsat permite uma análise compreensiva das mudanças nos padrões de qualidade da água, como o impacto da mineração no rio Tapajós/AM (Lobo et al., 2014), e a dinâmica de sedimentos na bacia Amazônica (Barbosa, 2005; Montanher et al., 2014). Outro exemplo é o monitoramento de áreas alagadas por barragens e usinas hidrelétricas nas últimas décadas (Figura 6.9) (Martins et al., 2019). Desde a criação da política de acesso gratuito em 2008, as aplicações com Landsat ganharam uma relevância significativa para ambientes aquáticos, e vários estudos surgiram com a disponibilidade dos imagens do sensor OLI/Landsat-8. No fim de 2013, a União Europeia adotou a política de acesso gratuito para os dados



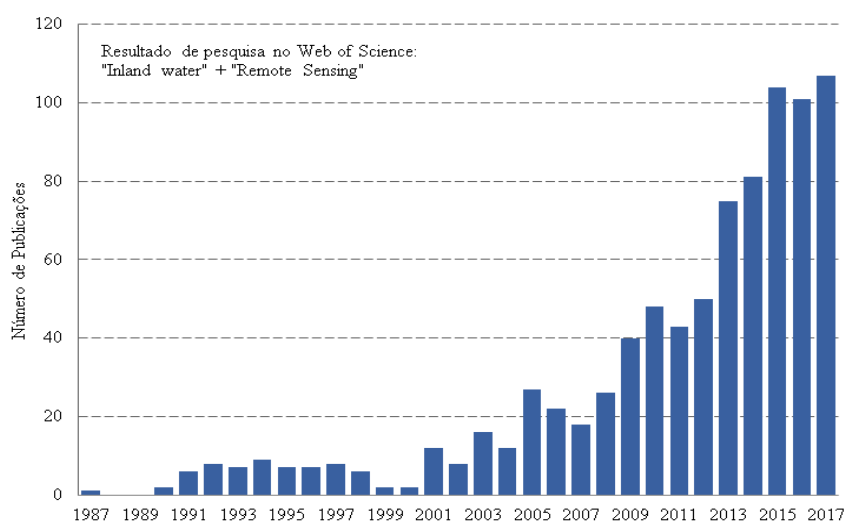
**Figura 6.9.** Barramento do Rio Paraná para construção da Usina Hidrelétrica Porto Primavera. O reservatório encheu entre 1998 e 2001, e a usina entrou em operação em Outubro de 2003.

do programa Copernicus (ESA), tornando possível também essa frente de estudos com imagens de 10 e 20 metros de resolução espacial.

Como parte do programa Copernicus, o sensor MSI foi lançado a bordo das plataformas Sentinel-2A e -2B. O MSI possui 13 bandas espectrais entre 433 e 2.190 nm, sendo que a resolução espacial varia de 10 m na região do visível até 60 m em bandas do SWIR. Essas bandas são úteis na caracterização de aerossóis, vapor d'água e nuvens cirros. A combinação do OLI e do MSI permitirá aumentar a frequência das observações, o que potencializa ainda mais a importância desses dados multiespectrais para as futuras aplicações em águas continentais. Nesse contexto, os satélites CBERS-4 e ResourceSat-2 carregam instrumentos com média resolução espacial, como os sensores MUX e *Linear Imaging Self-Scanning Sensor 3* (LISS), respectivamente. Embora esses sensores sejam uma alternativa para as aplicações em recursos naturais (Martins et al., 2018), eles possuem desvantagens relacionadas a baixa resolução temporal (26 e 24 dias) e radiométrica (8 bits). Mesmo assim, tais dados podem ser úteis na classificação e no mapeamento de corpos d'água utilizando as bandas do visível e do NIR. O Brasil possui um acordo para distribuição dos dados do ResourceSat-1 e 2 na América do Sul, e suas imagens são distribuídas gratuitamente no catálogo do INPE (<http://www.dgi.inpe.br/catalogo/>).

O número de trabalhos em águas continentais vem crescendo, e os resultados apresentados pela comunidade científica têm demonstrado a capacidade do sensoriamento remoto de responder questões relevantes sobre os processos que interessam ao uso sustentável dos recursos hídricos. A disponibilidade de dados está impulsionando os trabalhos científicos, e o número de publicações cresceu exponencialmente nos últimos cinco anos (Figura 6.10). As políticas de acesso gratuito são responsáveis por parte desse aumento, o que é, particularmente, de grande importância para a ciência e para a gestão de ecossistemas em países que ainda não possuem os próprios sistemas de observação da terra.

Os sensores hiperespectrais também ganharam relevância nos últimos anos, mas são usualmente limitados aos sistemas aerotransportados. No entanto, existem vários projetos em desenvolvimento para o futuro desses sensores em plataformas orbitais, como o *Hyperspectral Imager Suite* (HISUI), *Environmental Mapping and Analysis Program* (EnMap), e o *Hyperspectral Infrared Imager* (HyspIRI). A diferença entre os sensores multiespectrais e hiperespectrais é que o primeiro possui ban-



**Figura 6.10.** Número de publicações sobre águas continentais utilizando o sensoriamento remoto. O resultado é baseado na busca pelas palavras-chave “Inland water” e “Remote Sensing” na plataforma Web of Science”.



das discretas em comprimentos de onda específicos, enquanto o segundo possui um número grande de bandas contínuas e estreitas ( $\Delta 0,005 - 0,010 \mu\text{m}$ ). Esses dados fornecem uma nova perspectiva para extração de informações em bandas específicas, com forte absorção ou espalhamento dos COAs.

O Hyperion foi lançado a bordo da plataforma EO-1 em 2000, sendo o primeiro instrumento hiperespectral em modo operacional em nível orbital. Esse instrumento possui 220 bandas espectrais entre 400 – 2.500 nm com resolução de 30 metros. Giardino et al. (2007) demonstraram a aplicabilidade do Hyperion em monitorar parâmetros de qualidade da água no Lago de Garda na Itália. O sucesso desse programa é sem dúvida uma motivação para o desenvolvimento de novos sistemas com essas capacidades. Em 2009, o Hyperespectral Imager for the Coastal Ocean (HICO) foi instalado na estação internacional (ISS, *International Space Station*). Esse instrumento possui 128 bandas entre 353 e 1080 nm, resolução espacial de 90 m, mas não possui uma revisita periódica. O HICO não opera desde 2014, mas foi capaz de demonstrar o potencial da alta resolução espectral para os estudos aquáticos (Giltson et al., 2011). Nesse momento, a discussão que apresentamos conectou o leitor ao universo do sensoriamento remoto orbital através do histórico dos programas de observação da terra e, adiante, serão discutidos os detalhes do processamento das imagens com foco em conversões radiométricas.

#### 6.4. PROCESSAMENTO DIGITAL DE IMAGENS: CONVERSÕES RADIOMÉTRICAS

O processamento digital de imagens inclui a manipulação e extração de informações por meio de operações algébricas, tratamento de histograma, algoritmos de classificação e outros. Uma vez que a imagem é uma representação bidimensional (arranjo de pixels em linhas e colunas) com um registro espacial (coordenadas e projeção geográfica), o processamento digital dessas imagens exige a aplicação de softwares capazes de manipular esses dados matriciais considerando seus atributos espaciais (Figura 6.11). Essas operações são usualmente aplicadas em softwares de geoprocessamento, como QGIS, ArcGIS, ERDAS e ENVI, ou em ambientes de programação, como Python, R, IDL ou MatLab. Além disso, o processamento em larga escala é possível utilizando algumas plataformas que armazenam e processam essas imagens em ambiente computacional em nuvem, como Google Earth Engine (<https://earthengine.google.com>), Descarteslab (<https://www.descarteslabs.com>) e Earth Observing System (<https://eos.com/platform>). O Global Surface Water Explorer é um exemplo dessa aplicação, onde o mapeamento global dos corpos d'água foi realizado na plataforma do Google utilizando a série temporal do Landsat entre 1984 e 2015 (Pekel et al., 2016).

Em geral, as imagens de satélite são disponibilizadas com um determinado nível de processamento, o que varia bastante entre os programas e instituições. Por exemplo, a NASA disponibiliza as imagens do sensor MODIS Terra em 4 níveis de processamento: dados brutos (Level 0), calibração e geolocalização (Level 1), geração de produtos terrestres e atmosféricos (Level 2) e combinação de produtos em escala global (Level 3). Essa é uma breve descrição, pois existe uma série de algoritmos e produtos em cada um desses níveis (<https://modis.gsfc.nasa.gov/about/>). Nesse contexto, os usuários-

**Cena versus Imagem:** Esses termos são frequentemente confundidos na literatura.

A cena define a extensão da imagem (*footprint*) e a imagem é o próprio dado coletado dentro dos limites da cena em um determinado instante. A localização da cena é definida pelo sistema de referência adotado, onde temos a órbita (*path*) e o ponto (*row*). Por exemplo, o programa Landsat utiliza Worldwide Reference System (WRS-1 e 2), e o número da cena torna-se um “código” de identificação espacial.

Panel 6.3

precisam conhecer os dados e seus níveis para avaliar as etapas adicionais no processamento digital. A conversão radiométrica é uma etapa crucial para as aplicações quantitativas baseadas em grandezas ópticas, como a reflectância, pois as instituições nem sempre disponibilizam os dados convertidos. Essa discussão é aprofundada na próxima seção com a identificação dos fatores externos (“ambientais”) medidos pelo sensor orbital.

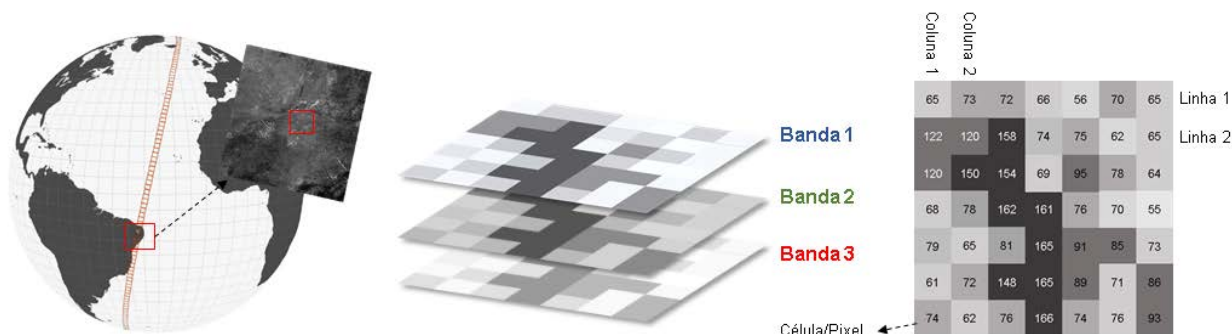


Figura 6.11. Modelo matricial da imagem.

### 6.4.1. Formulação do problema

A grandeza radiométrica de interesse é usualmente a radiância ( $L_w$ , *water-leaving radiance*) ou reflectância da água ( $\rho_w$ , *water reflectance*), uma vez que ambas as grandezas armazenam as informações espectrais oriundas da interação da REM com os constituintes na coluna d’água. Como o objetivo é uma estimativa acurada da  $\rho_w$ , os fatores externos (“ambientais”) precisam ser corrigidos no processamento dos dados. A trajetória do feixe de radiação solar é marcada por vários processos de atenuação entre fonte Sol → superfície → sensor. Os sensores medem uma radiância espectral resultante dos seguintes componentes (Figura 6.12): i) radiância oriunda da própria coluna da água; ii) contribuição dos múltiplos espalhamentos atmosféricos causados pelos gases e aerossóis; iii) reflexão especular na superfície (*sun glint* e *sky glint*); iv) efeitos de fundo em corpos d’água rasos (< 2 m); e v) efeitos de adjacência causados pelo espalhamento da radiância de alvos vizinhos. Para que (i) seja medido de forma acurada, os demais sinais (ii a v) precisam ser removidos do sinal medido pelo sensor.

A radiação incidente na superfície é composta pela radiação solar direta e difusa. Uma fração dessa radiação é refratada entre a interface ar – água, e interage com a água e os demais COAs. Os feixes solares retroespalhados em direção ao sensor são detectados e armazenam a informação útil às aplicações em água. Lembre-se que a premissa básica para uma avaliação quantitativa é a capacidade de explorarmos as feições espectrais dos constituintes. Mas o que torna as estimativas dos constituintes em águas interiores tão complexas? Entre os vários motivos, a primeira razão é a alta heterogeneidade dos constituintes na água. Os sistemas aquáticos continentais são, comumente, caracterizados pela alta variabilidade de partículas minerais, tipos de algas, plantas subaquáticas, comunidades bentônicas, e compostos de matéria orgânica, sendo estes não correlacionados no espaço e tempo. Além disso, ressalta-se que mesmo com diferentes composições na coluna d’água, a reflectância espectral pode ser bastante semelhante. Assim, em uma situação ideal, a radiância registrada pelo sensor é oriunda somente do constituinte-alvo, mas sabemos que, na maioria dos casos, teremos um sistema heterogêneo. Portanto, a grande variabilidade de constituintes e as composições tornam-se o principal desafio para

o desenvolvimento e a validação de modelos em ambientes opticamente complexos. Ademais, os instrumentos ópticos e as amostras de qualidade da água são também limitações para uma base de dados completa, pois os custos das análises laboratoriais, logística de campo, e mão de obra especializada são relativamente altos.

Nesse momento, verifica-se que a variabilidade dos constituintes na água é capaz de alterar a magnitude do sinal registrado pelo sensor, mas é necessário aprofundar essa discussão nas componentes ambientais - fontes de grandes distorções. Por exemplo, a propagação da radiação solar pela atmosfera está sujeita as atenuações atmosféricas em ambos os sentidos (*downward* e *upward*). Os constituintes atmosféricos influenciam a propagação da radiação solar por meio de processos de absorção e espalhamento. A atmosfera é basicamente composta por gases (nitrogênio (N<sub>2</sub>), oxigênio (O<sub>2</sub>), ozônio (O<sub>3</sub>), metano (CH<sub>4</sub>), dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), óxido nitroso (NO<sub>2</sub>)), vapor d'água, e aerossóis, como poeira, fuligem, e fumaça. Na faixa do visível, o ozônio possui uma feição de absorção no verde (550 nm) e NO<sub>2</sub> absorve entre 340 e 490 nm. O oxigênio possui forte absorção em 760 – 770 nm e o vapor d'água estende-se na absorção em diferentes comprimentos de onda (820; 940; 1.125; 1.375 e 1.875 nm). Enquanto os processos de absorção reduzem a transmitância atmosférica em várias bandas espectrais (Martins et al., 2018), o espalhamento atmosférico possui um efeito aditivo no sinal medido pelo sensor. O efeito difuso na radiação solar é causado pelos gases e aerossóis, sendo estes caracterizados opticamente pelos espalhamentos Rayleigh, Mie e não-seletivo. Portanto, a radiância registrada está sob forte influência desses constituintes e precisa ser corrigida.

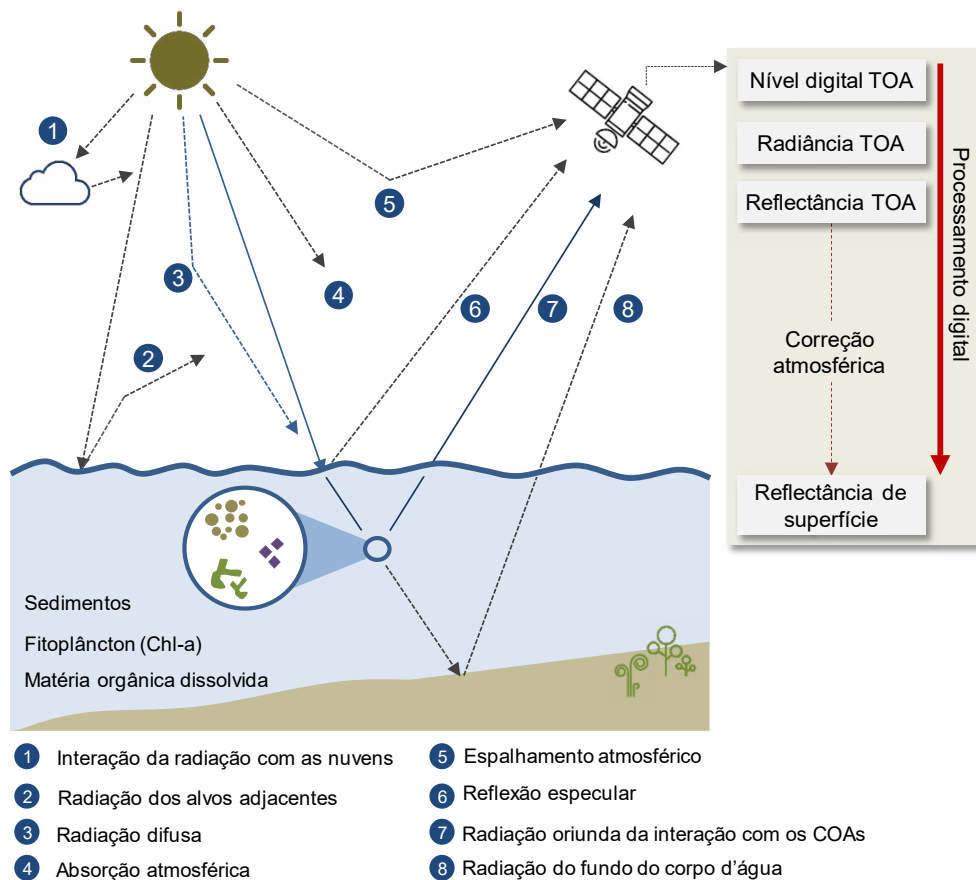


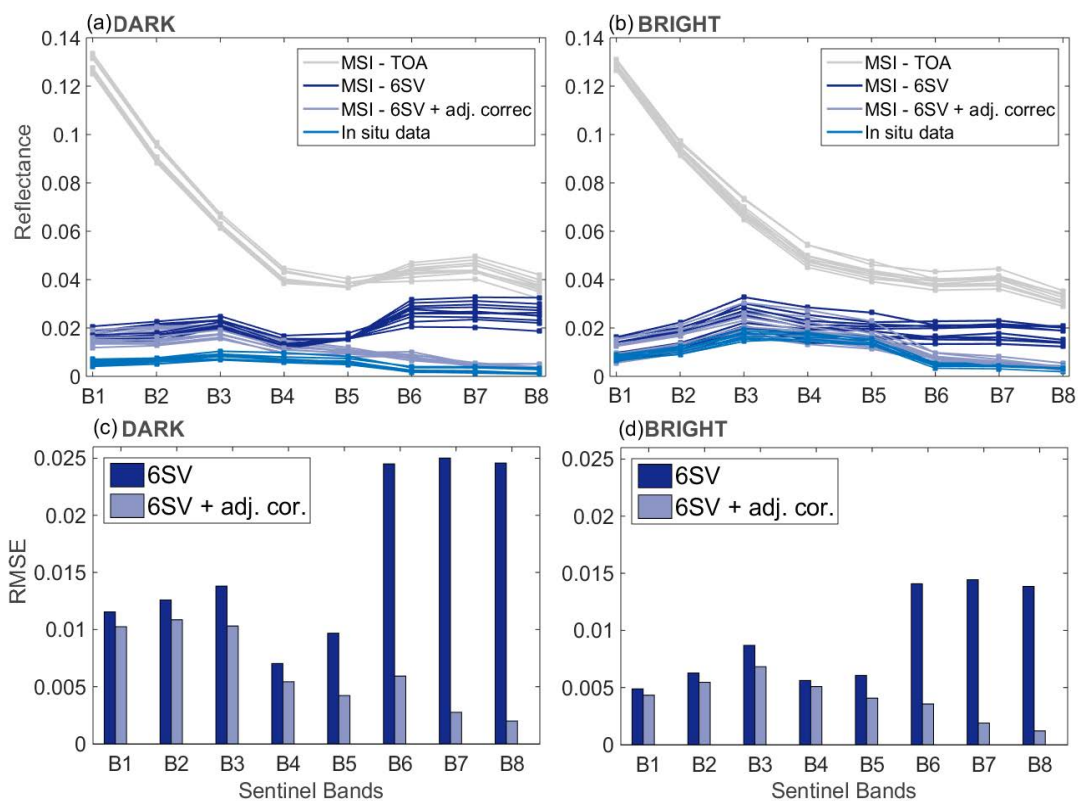
Figura 6.12. Esquema da interação da radiação solar com os constituintes na água.

**Efeito especular** produz uma componente na radiação registrada pelo sensor que não interagiu com os constituintes na coluna d'água. Esse efeito é comum quando o ângulo de observação é próximo ao ângulo de iluminação, principalmente em pequenos ângulos de elevação solar. O efeito especular modifica a informação espectral da água e pode inviabilizar a utilização da imagem em alguns casos.

**Efeito adjacente** é causado pelo espalhamento múltiplo dos raios solares oriundos de alvos vizinhos ao pixel observado em direção ao sensor. O efeito adjacente é facilmente observado em perfis espectrais de águas interiores devido a proximidade e contraste da reflectância da água em relação aos seus vizinhos, como solo exposto e vegetação.

Novamente, essa discussão engloba os desafios para a estimativa da reflectância de superfície, e nesse contexto, é possível enumerar os fatores que dificultam essa aplicação do sensoriamento remoto da água: (i) o espalhamento atmosférico chega a representar mais de 90% do sinal no topo da atmosfera; (ii) as bandas espectrais na região do visível são fortemente afetadas pelo espalhamento Rayleigh e dos aerossóis; (iii) como a reflectância da água é baixa, as incertezas da correção atmosférica se propagam em um alto erro relativo; (iv) a carga óptica dos aerossóis e suas fontes são bastante heterogêneas em ambientes terrestres; e (v) os métodos consagrados na estimativa da carga óptica do aerossol em águas oceânicas não se aplicam para águas interiores na maioria dos casos. Portanto, pode-se concluir que existem oportunidades para novos estudos e métodos aplicados na correção atmosférica desses dados.

Nesse contexto, o efeito adjacente é também um fator externo que distorce o sinal medida da água. Esse efeito é causado por múltiplos espalhamentos da radiação refletida pelos pixels adjacentes ao



**Figura 6.13.** Comparação entre as reflectâncias do Sentinel-2 MSI obtidas em lagos da planície amazônica. Os dados possuem diferentes níveis de processamento. A correção dos efeitos atmosféricos e de adjacência aproximam as estimativas da reflectância MSI e as medições in-situ (Martins et al., 2017a).

alvo e propagam na direção da visada do sensor. A magnitude desse efeito depende da turbidez atmosférica, contraste espectral entre o pixel alvo (água) e os seus vizinhos, e das características do sensor (ex.: resolução espacial). Por exemplo, a presença da mata densa ao redor de pequenos corpos d'água na região amazônica contribui para modificar o espectro da água, principalmente na região do NIR (Figura 6.13, Martins et al., 2017a). Portanto, a correção adjacente se torna importante para os estudos em lagos pequenos e rios estreitos. Existem abordagens empíricas e semi-empíricas para a correção desses efeitos, mas ambos métodos exigem um esforço inicial para implementá-los na prática. Além da correção adjacente, o efeito especular (*sun-* e *sky-glint*) é comum em alguns lagos e reservatórios. A Figura 6.14 ilustra um exemplo de efeito especular em um lago da região amazônica, em que a superfície da água funciona como um perfeito espelho. Nesse caso, os raios solares incidem na superfície da água e são refletidos sem interagir com a coluna d'água. Finalmente, outras fontes de incertezas são possíveis de serem listadas, como a função de resposta espectral, calibração radiométrica, geometrias de observação, sombras de nuvem, e georreferenciamento.

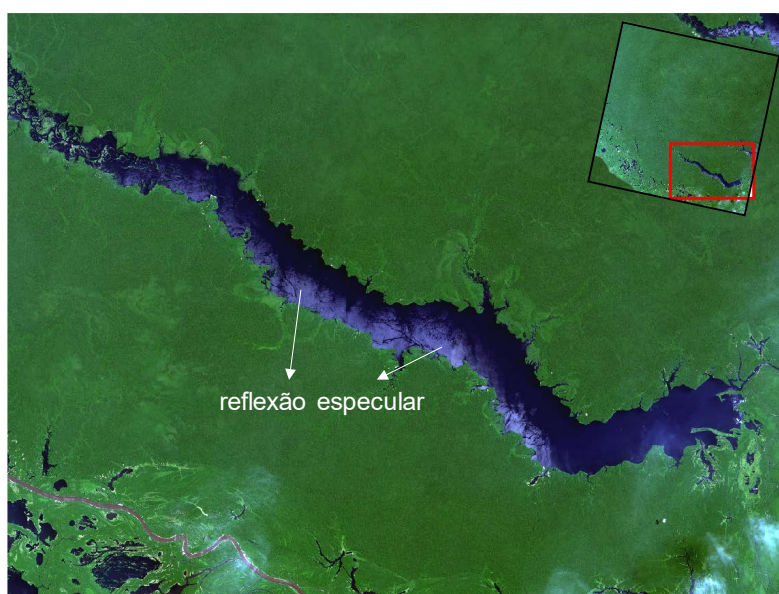


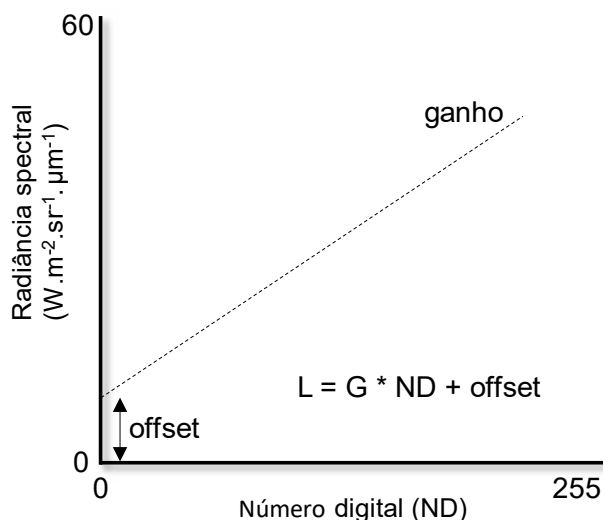
Figura 6.14. Efeito especular.

## 6.4.2. Conversões radiométricas

### 6.4.2.1. Radiância (L) para reflectância aparente ( $\rho_{\text{TOA}}$ )

Como discutido, os sensores orbitais registram a radiância refletida pela superfície terrestre, e essa informação espectral é essencial para a caracterização óptica dos corpos d'água. No entanto, essas estimativas dependem da qualidade radiométrica dos dados, em particular, da calibração radiométrica e correção atmosférica (Chander et al., 2009). A calibração radiométrica é o procedimento que estima a relação linear entre os números digitais registrados pelo sensor e a radiância espectral por banda (Figura 6.15). Ou seja, o sinal digital é proporcional ao valor da radiância espectral, e os coeficientes de calibração modelam essa relação. Durante a fase de teste, os sensores são avaliados (ex: ensaios térmicos) e calibrados em laboratório. No entanto, essa calibração precisa ser verificada quando o sensor entra em operação no espaço. Assim, as instituições responsáveis realizam campanhas de calibração (*vicarious calibration*) para estimar tais coeficientes radiométricos (ex.: Pinto et al., 2016). A calibração e





**Figura 6.15.** Calibração de imagens (ex.: 8-bits). O “ganho” (G) representa a inclinação da regressão linear, e o “offset” define a radiância espectral para ND igual a zero. A conversão de ND para radiância segue a equação linear ( $L = G \times ND + \text{offset}$ ).

a validação dos sensores orbitais seguem protocolos e são realizadas em regiões espectrais específicas (<http://calvalportal.ceos.org/>). Periodicamente, essas campanhas são realizadas para assegurar a qualidade dos coeficientes radiométricos ao longo do tempo, evitando que uma eventual degradação do sensor limite as suas aplicações quantitativas. Os coeficientes radiométricos (ganho e offset) estão usualmente disponíveis em periódicos científicos ou no metadado das imagens. De fato, essa etapa é muito importante para as aplicações, e os leitores precisam estar cientes das conversões dos dados.

No geral, a conversão radiométrica envolve três etapas principais: i) a transformação do número digital para a radiância aparente (ou topo-da-atmosfera (TOA)); ii) radiância aparente para reflectância aparente; e iii) reflectância aparente para reflectância de superfície ( $\rho_w$ ). Inicialmente, o sensor coleta a radiância e registra em uma escala radiométrica (ex.: 8 bits ou 12 bits). Como a maioria dos dados são disponibilizados em números digitais, a primeira etapa é a calibração de radiância aparente, produzindo um dado com uma escala radiométrica absoluta. É importante ressaltar que a radiação solar incidente na superfície terrestre varia conforme a faixa espectral (veja o espectro solar no Cap. 3), sendo assim, o número digital registrado em uma banda não é comparável com o número digital em outra banda. Dessa maneira, a geração dos índices espectrais ou a caracterização de alvos são limitadas quando se aplicam as imagens em nível digital – não traduzem a mesma informação entre as bandas. Apesar disso, outras aplicações continuam válidas, por exemplo, classificação das imagens.

A conversão do número digital ( $Q_{\text{pix}}$ ) para radiância ( $L_{\text{TOA}}$ ) aplica os coeficientes de calibração  $L_{\text{calmax}}$  (radiância máxima) e  $L_{\text{calmin}}$  (radiância mínimo), e os correspondentes valores de  $Q_{\text{calmax}}$  (ex.: 255) e  $Q_{\text{calmin}}$  (ex.: 0) dos números digitais. A equação 6.1 apresenta essa conversão de Q para L (Chander et al., 2009):

$$L_{\text{TOA}}(\lambda) = \left( \frac{L_{\text{calmax}}(\lambda) - L_{\text{calmin}}(\lambda)}{Q_{\text{calmax}}(\lambda) - Q_{\text{calmin}}(\lambda)} \right) (Q_{\text{pix}}(\lambda) - Q_{\text{min}}(\lambda)) + L_{\text{calmin}}(\lambda) \quad (6.1)$$

Em que,  $L_{\text{TOA}}$  é a radiância espectral no TOA ( $W \times m^{-2} \times sr^{-1}$ ) e  $Q_{\text{pix}}$  é o número digital da imagem. A

equação 6.1 pode ser reescrita como:

$$L_{TOA}(\lambda) = G \times Q_{pix}(\lambda) + \text{offset}(\lambda) \quad (6.2)$$

$$G(\lambda) = \left( \frac{L_{calmax}(\lambda) - L_{calmin}(\lambda)}{Q_{calmax}(\lambda) - Q_{calmin}(\lambda)} \right) \quad (6.3)$$

$$\text{offset}(\lambda) = L_{calmin}(\lambda) - \left( \frac{L_{calmax}(\lambda) - L_{calmin}(\lambda)}{Q_{calmax}(\lambda) - Q_{calmin}(\lambda)} \right) \times Q_{calmin}(\lambda) \quad (6.4)$$

Embora essa conversão de  $Q$  para  $L_{TOA}$  permita que tenhamos a mesma escala radiométrica para bandas espectrais, a distribuição da radiação solar varia de acordo com a região espectral, induzindo a diferentes quantidades de irradiância solar incidente ( $W \times m^{-2}$ ). Portanto, a conversão de  $L_{TOA}$  espectral para reflectância TOA ( $\rho_{TOA}$ ) é capaz de normalizar essas diferenças e considerar a variação da distância terra-sol ( $d^2$ , unidades astronômicas) e ângulo zenital solar ( $\theta_s$ ) no dia da passagem. Assumindo uma superfície lambertiana e uniforme, a reflectância TOA é dada pela equação 6.5:

$$\rho_{TOA}(\lambda) = \frac{\pi \times L_{TOA}(\lambda) \times d^2}{E_{SUN}(\lambda) \times \cos \theta_s} \quad (6.5)$$

Em que,  $E_{SUN}(\lambda)$  é a irradiância solar exo-atmosfera ( $W \times m^{-2} \times \mu m^{-1}$ ) por banda espectral. Os valores de  $E_{SUN}$  são fornecidos ou calculados com a RSR e um espectro solar de referência (Thuillier et al., 2003).

#### 6.4.2.2. Reflectância de superfície ( $\rho_{SUP}$ )

Os feixes solares percorrem a atmosfera no sentido descendente (sol – superfície) e ascendente (superfície – sensor), e os constituintes atmosféricos modificam a reflectância calculada em TOA. Esses efeitos são ainda mais significativos em estudos aquáticos devido à baixa reflectância da água e forte espalhamento causado pelos gases e aerossóis na região espectral do visível. Dessa forma, a correção atmosférica das imagens de satélite é um procedimento essencial para estimar a reflectância de superfície ( $\rho_{SUP}$ ). A qualidade da correção atmosférica depende do modelo RT aplicado, da caracterização das condições atmosféricas, da experiência do usuário, e do design das bandas espectrais. A equação básica utilizada na transferência radiativa em ambientes aquáticos é expressa por (Gordon et al., 1983; Gordon e Wang, 1994; Wang e Bailey, 2001):

$$\rho_{TOA}(\lambda) = \rho_r + \rho_a(\lambda) + \rho_{ra}(\lambda) + T(\lambda)\rho_g(\lambda) + t_d(\lambda)\rho_w(\lambda) \quad (6.6)$$

Em que  $\rho_r(\lambda)$  é a reflectância Rayleigh na ausência dos aerossóis,  $\rho_a(\lambda)$  é a reflectância dos aerossóis na ausência dos gases,  $\rho_{ra}(\lambda)$  representa o espalhamento múltiplo pela combinação dos gases e aerossóis,  $\rho_g(\lambda)$  é a contribuição da radiação solar diretamente refletida pela superfície da água. Conforme as condições da superfície, velocidade do vento, e dos ângulos de visada-iluminação, o termo  $\rho_g(\lambda)$  pode ser muito pequeno ou negligenciável, mas existem métodos empíricos para correção do efeito especular (ver cap. 5).  $T(\lambda)$  é transmitância direta no sentido superfície-sensor ( $T = \exp(-\tau(\lambda)/\cos\theta_v)$ ). A carga óptica da atmosfera ( $\tau$ ) inclui a soma dos constituintes atenuantes no comprimento de onda ( $\lambda$ ). Os ângulos de visada ( $\theta_v$ ) e iluminação ( $\theta_s$ ) foram omitidos da equação. Perceba que a transmitância

total dos gases (ex.: vapor d'água, CO<sub>2</sub>) é negligenciada nessa equação, e alguns autores optam por não incluir para simplificar a aplicação, uma vez que a absorção desses gases é tipicamente baixa na região do visível. O termo de interesse é o  $\rho_w$  (reflectância da água), e esse termo é reduzido pela transmitância difusa ( $t_d$ ) em direção ao sensor. A transmitância difusa é apropriada nesse caso, pois assume-se que a radiação retroespalhada pela coluna d'água é difusa, e, portanto, a transmitância é também tratada como tal (Tanré et al., 1979). Deschamps et al. (1983) ressalta que a transmitância direta (T) é usada erroneamente em muitos estudos. Assim, o termo é calculado (Gordon et al., 1983):

$$t_d(\lambda) = \exp[-(0.5\tau_r + \tau_a(1 - \omega_a F) + \tau_{oz}) / \cos \theta] \quad (6.7)$$

F é a probabilidade do fóton espalhado pelo aerossol ser espalhado em um ângulo menor que 90°. O termo  $[1 - \omega_a(\lambda)F(\lambda)]$  é tipicamente pequeno ( $< 0.166$ ), o que diminui o efeito do aerossol na transmitância difusa. Por fim, a reflectância intrínseca à atmosfera torna-se o termo mais desafiante de se estimar nos estudos. A teoria básica em Gordon & Wang (1994) é desenvolvida considerando a aproximação do espalhamento único, e o termo  $\rho_a(\lambda) + \rho_{ra}(\lambda)$  é aproximado para  $\rho_{as}(\lambda)$ , pois os múltiplos espalhamentos são pequenos ou desprezíveis nesse caso (cargas ópticas  $< 0.1$ ). Dessa forma, as contribuições do espalhamento Rayleigh ( $\rho_r$ ) e dos aerossóis ( $\rho_{as}$ ) são calculadas em função da carga óptica ( $\tau$ , *optical depth*), espalhamento de albedo único ( $\omega$ , *single scattering albedo*), função de fase do espalhamento (P, *scattering phase function*) nas seguintes equações:

$$\rho_{a[r]}(\lambda) = \frac{\tau_{a[r]}(\lambda) \times \omega_{a[r]}(\lambda) \times p_{a[r]}(\Theta, \lambda)}{4 \cos \theta_s \cos \theta_v} \quad (6.8)$$

$$\cos \Theta_{\pm} = \pm \cos \theta_s \cos \theta_v - \sin \theta_s \sin \theta_v \cos \Delta\phi \quad (6.9)$$

$$p_{a[r]}(\Theta, \lambda) = P_{a[r]}(\Theta_-, \lambda) + P_{a[r]}(\Theta_+, \lambda) \times [r(\theta_s) + r(\theta_v)] \quad (6.10)$$

Em que  $r(\theta)$  é a reflectância de Fresnel para o ângulo  $\theta$ ,  $p$  é relacionado à função de fase ( $P(\Theta_{\pm})$ ),  $\Delta\phi$  é a diferença entre o ângulo azimutal de visada e iluminação, e  $\Theta$  é o ângulo de espalhamento. Enquanto a função de fase do espalhamento Rayleigh é relativamente simples ( $P_r(\Theta) = 0.75 \times (1 + \cos^2\Theta)$ ) (Liou, 2002), a função de fase do espalhamento dos aerossóis depende de parâmetros para caracterizá-los, como o fator de assimetria ( $g$ ). Uma das funções analíticas mais utilizadas para aproximar a função de fase dos aerossóis é a *Henye-Greenstein phase function* (Henyey & Greenstein, 1941). Um ponto relevante de mencionar é que a abordagem do espalhamento único é útil e simples para as aplicações em oceano, principalmente para imagens em boas condições (livres de nuvem, cirrus e pequeno AOD). No entanto, devido as diferentes fontes de aerossóis e suas cargas no continente terrestre, é necessário considerar o espalhamento múltiplo em condições de atmosfera turbida (ex.: períodos de queimadas). Assim, esse cálculo do espalhamento atmosférico se torna mais complexo e exigem abordagens mais detalhadas, como o método *Successive Orders of Scattering*. Nesse momento, o leitor percebe a complexidade dos cálculos envolvendo a transferência radiativa (RT, *radiative transfer*) e a importância da caracterização atmosférica para o sensoriamento remoto. O objetivo dessa seção foi desenvolver uma discussão sobre a correção atmosférica, mas o leitor não foi exposto a todos os procedimentos e parâmetros necessários para essa etapa – existem trabalhos publicados e algoritmos para auxiliar as suas aplicações. Na prática, esses conceitos estão implementados em modelos de RT, como MODTRAN (Berk et al. 1999), SHARM (Lyapustin, 2005), 6SV (Vermote et al., 1997), e LibRadTran (Mayer & Kylling, 2005). Esses modelos fornecem uma estrutura detalhada para a estimativa da dispersão e da

**Tabela 6.1.** Parâmetros de entrada do modelo 6SV.

Parâmetros	Principais entradas	Exemplo/Unidades
Geometria	Tipo de sensor	Landsat_TM
	Data da passagem	Month:11 e Day:22
	Horário da passagem	decimais
	Latitude e Longitude da cena	decimais
	Altitude	0.5 km
Perfil atmosférico	Tropical	-
	Mid-Latitude no verão	-
	Mid-Latitude no inverno	-
	Sub-Ártico verão	-
	Sub-Ártico inverno	-
	Configuração do usuário	-
Tipo do aerossol	Continental	-
	Marítimo	-
	Urbano	-
	Queimadas	-
Carga do aerossol	Carga Óptica do aerossol (550 nm)	0.2 (sem unidade)
	visibilidade (km)	km
Faixa espectral	Limite superior e inferior	0.420 - 0.650 $\mu\text{m}$
	Nome da banda	TM1

absorção atmosférica a ser aplicada à correção atmosférica das imagens de satélite.

Os algoritmos de correção atmosférica foram extensamente desenvolvidos para águas oceânicas, com técnicas aplicadas para os sensores CZCS, MODIS, e SeaWiFS. No entanto, essas abordagens utilizam premissas que nem sempre são aplicáveis em águas interiores, como a reflectância nula na região do infra-vermelho para a estimativa dos aerossóis. Os modelos de correção atmosférica são comumente divididos em duas categorias: (i) métodos empíricos e (ii) físicos. Na primeira categoria, os efeitos atmosféricos são derivados da própria imagem e depois removidos do sinal TOA. Por exemplo, Vanhellemont e Ruddick (2015) desenvolveram um modelo empírico (ACOLITE) para a correção atmosférica de imagens do OLI e MSI aplicadas a estudos marinhos e águas interiores. O ACOLITE calcula o espalhamento do aerossol usando a reflectância corrigida pelo espalhamento Rayleigh das bandas NIR para água limpa e bandas SWIR para águas moderada e turva; a contribuição da água medida nessas bandas tende a ser insignificante (Shi & Wang, 2009). Paralelamente, a ESA fornece um modelo chamado *Sen2Cor processor* para geração de produtos de superfície para MSI (Nível 2A). Esse modelo é um algoritmo semi-empírico que integra recuperações baseadas em imagens com as tabelas *Look-Up* (LUTs) do modelo LibRadtran para remover os efeitos atmosféricos. No geral, ambos ACOLITE e Sen2Cor são abordagens baseadas em imagens, apresentando uma vantagem em regiões sem informações atmosféricas (dados externos). Na segunda categoria, os modelos de RT (ou físicos) fornecem um conjunto de equações para o cálculo do espalhamento e da absorção atmosférica. O *Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum* (6SV) é um exemplo de RT aplicável em uma ampla faixa de condições atmosféricas e tipos de sensores (Vermote et al., 1997). No entanto, a principal limitação é o conhecimento prévio sobre os parâmetros atmosféricos (ex.: cargas ópticas do aerossol) durante a passagem do satélite. Em geral, essa informação está disponível a partir de modelos climatológicos, medições em campo com fotômetros solares ou produtos atmosféricos derivados de satélites. Os principais parâmetros de entrada do modelo 6SV são descritos na Tabela 6.1, e a compara-

ção de resultados em diferentes modelos de correção atmosférica é apresentada na Figura 6.16. Nessa figura, fica evidente a importância da correção atmosférica para a estimativa dos perfis multiespectrais da reflectância da água.

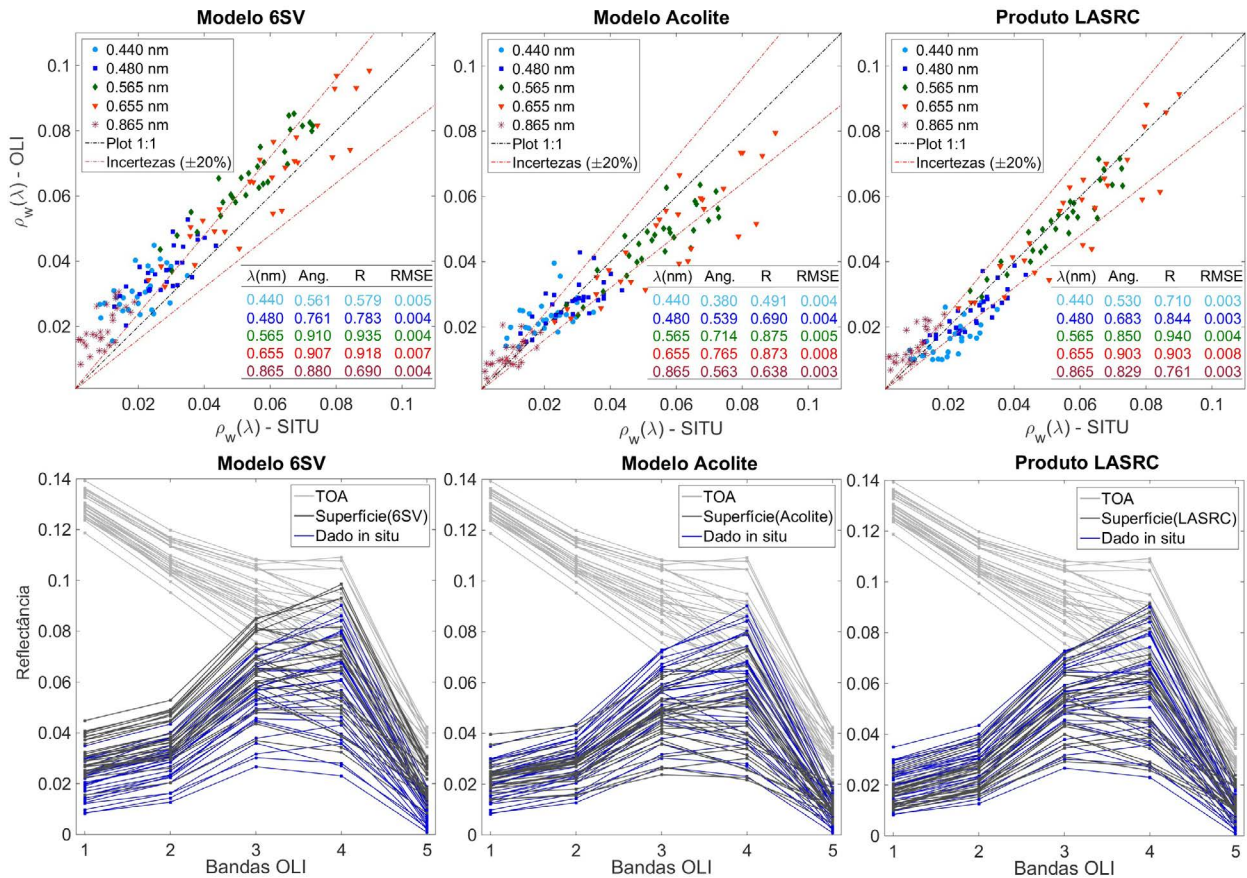


Figura 6.16. Comparação dos produtos de reflectância de superfície obtidos pelos modelos 6SV, Acolite e produto LASRC (Martins et al., 2017b).

## 6.5. CONCLUSÃO

Este capítulo introduziu os conceitos básicos do sensoriamento remoto orbital com ênfase em águas interiores. As características das imagens foram discutidas relacionando as resoluções (espacial, espectral, radiométrica e temporal) com as aplicações. Além disso, uma análise histórica dos satélites e sensores orbitais foi apresentada para as últimas décadas. Neste contexto, o sensoriamento remoto de águas interiores vem crescendo como área de pesquisa/ensino, e o número de publicações reflete o impacto desse tópico. No entanto, a aplicação das imagens na estimativa dos constituintes ainda impõe vários desafios aos usuários, e os principais fatores foram discutidos ao longo deste capítulo. Por exemplo, os efeitos atmosféricos foram apontados como os responsáveis por grandes distorções no sinal medido pelo sensor orbital, sendo a correção atmosférica uma das etapas críticas durante o processamento das imagens. Em resumo, este capítulo buscou uma discussão profunda dos conceitos fundamentais para os novos usuários do sensoriamento remoto orbital com foco em águas interiores.



## REFERÊNCIAS

- Barbosa, C. C. F. (2005). Sensoriamento remoto da dinâmica de circulação da água do sistema planície de Curuaí/ Rio Amazonas. São José dos Campos, 281.
- Berk, A., Anderson, G. P., Bernstein, L. S., Acharya, P. K., Dothe, H., Matthew, M. W., ... & Allred, C. L. (1999, October). MODTRAN4 radiative transfer modeling for atmospheric correction. In *Optical spectroscopic techniques and instrumentation for atmospheric and space research III* (Vol. 3756, pp. 348-354). International Society for Optics and Photonics.
- Bucholtz, A. (1995). Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere. *Applied Optics*, 34(15), 2765-2773.
- Cao, Z., Duan, H., Shen, M., Ma, R., Xue, K., Liu, D., & Xiao, Q. (2018). Using viirs/npp and MODIS/aqua data to provide a continuous record of suspended particulate matter in a highly turbid inland lake. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 64, 256-265.
- CEOS. 2017. A. G. Dekker and N. Pinnel, editors. Feasibility study for an aquatic ecosystem Earth observing system. Report v. 1.1. Committee on Earth Observation Satellites (CEOS) and Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (CSIRO). CSIRO, Canberra, ACT, Australia.
- Chander, G., Markham, B. L., & Helder, D. L. (2009). Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote sensing of environment*, 113(5), 893-903.
- Chen, Z., Hu, C., & Muller-Karger, F. (2007). Monitoring turbidity in Tampa Bay using MODIS/Aqua 250-m imagery. *Remote sensing of Environment*, 109(2), 207-220.
- Cox, C., & Munk, W. (1954). Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter. *Josa*, 44(11), 838-850.
- Deschamps, P. Y., Herman, M., & Tanre, D. (1983). Modeling of the atmospheric effects and its application to the remote sensing of ocean color. *Applied optics*, 22(23), 3751-3758.
- Fassoni-Andrade, Alice César; DE PAIVA, Rodrigo Cauduro Dias. Mapping spatial-temporal sediment dynamics of river-floodplains in the Amazon. *Remote Sensing of Environment*, v. 221, p. 94-107, 2019.
- Giardino, C., Brando, V. E., Dekker, A. G., Strömbeck, N., & Candiani, G. (2007). Assessment of  $\mu\text{m}$  quality in Lake Garda (Italy) using Hyperion. *Remote Sensing of Environment*, 109(2), 183-195.
- Giardino, C., Brando, V. E., Gege, P., Pinnel, N., Hochberg, E., Knaeps, E., ... & Foerster, S. (2018). Imaging Spectrometry of Inland and Coastal Waters: State of the Art, Achievements and Perspectives. *Surveys in Geophysics*, 1-29.
- Gitelson, A. A., Gao, B. C., Li, R. R., Berdnikov, S., & Saprygin, V. (2011). Estimation of chlorophyll-a concentration in productive turbid waters using a Hyperspectral Imager for the Coastal Ocean—the Azov Sea case study. *Environmental Research Letters*, 6(2), 024023.
- Gons, H. J., Auer, M. T., & Effler, S. W. (2008). MERIS satellite chlorophyll mapping of oligotrophic and eutrophic waters in the Laurentian Great Lakes. *Remote Sensing of Environment*, 112(11), 4098-4106.
- Gordon, H. R., & Wang, M. (1994). Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm. *Applied optics*, 33(3), 443-452.
- Gordon, H. R., Clark, D. K., Brown, J. W., Brown, O. B., Evans, R. H., & Broenkow, W. W. (1983). Phytoplankton pigment concentrations in the Middle Atlantic Bight: comparison of ship determinations and CZCS estimates. *Applied optics*, 22(1), 20-36.
- Guanter, L., Ruiz-Verdú, A., Odermatt, D., Giardino, C., Simis, S., Estellés, V., ... & Moreno, J. (2010). Atmospheric correction of ENVISAT/MERIS data over inland waters: Validation for European lakes. *Remote Sensing of Environment*, 114(3), 467-480.
- Henye, L.G., and Greenstein, J.L. (1941), Ap.J.,93, 70.
- Irons, J. R., Dwyer, J. L., & Barsi, J. A. (2012). The next Landsat satellite: The Landsat data continuity mission. *Remote Sensing of Environment*, 122, 11-21.
- K.N. Liou, An Introduction to Atmospheric Radiation, 2nd edn., Elsevier Science, San Diego, CA, 2002
- Kuhn, C., de Matos Valerio, A., Ward, N., Loken, L., Sawakuchi, H. O., Kampel, M., ... & Vermote, E. (2019). Performance of Landsat-8 and Sentinel-2 surface reflectance products for river remote sensing retrievals of chlorophyll-a and turbidity. *Remote Sensing of Environment*, 224, 104-118.
- Kutser, T., Metsamaa, L., Vahtmäe, E., & Aps, R. (2007). Operative monitoring of the extent of dredging plumes in coastal ecosystems using MODIS satellite imagery. *J. Coast. Res*, 50, 180-184.
- Lobo, F. L., Costa, M. P., & Novo, E. M. (2015). Time-series analysis of Landsat-MSS/TM/OLI images over Amazonian waters impacted by gold mining activities. *Remote Sensing of Environment*, 157, 170-184.
- Lyapustin, A. I. (2005). Radiative transfer code SHARM for atmospheric and terrestrial applications. *Applied optics*, 44(36), 7764-7772.
- Majozzi, N. P., Salama, M. S., Bernard, S., Harper, D. M., & Habte, M. G. (2014). Remote sensing of euphotic depth

in shallow tropical inland waters of Lake Naivasha using MERIS data. *Remote sensing of environment*, 148, 178-189.

Martins, V. S., Barbosa, C. C. F., de Carvalho, L. A. S., Jorge, D. S. F., Lobo, F. D. L., & Novo, E. M. L. D. M. (2017a). Assessment of atmospheric correction methods for Sentinel-2 MSI images applied to Amazon floodplain lakes. *Remote Sensing*, 9(4), 322.

Martins, V.S.; de Carvalho, L.A.S.; Barbosa, C.C.F.; Novo, E.M.L.M.. (2017b). Avaliação da acurácia em produtos OLI/Landsat 8 em lagos amazônicos: Correção Atmosférica. In *Proceedings of the XVIII Brazilian Symposium on Remote Sensing* – SBSR, Santos (p. 926-933). São José dos Campos: INPE.

Martins, V. S., Novo, E. M., Lyapustin, A., Aragão, L. E., Freitas, S. R., & Barbosa, C. C. (2018). Seasonal and interannual assessment of cloud cover and atmospheric constituents across the Amazon (2000–2015): Insights for remote sensing and climate analysis. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*.

Martins, V. S., Soares, J. V., Novo, E. M., Barbosa, C. C., Pinto, C. T., Arcanjo, J. S., & Kaleita, A. (2018). Continental-scale surface reflectance product from CBERS-4 MUX data: Assessment of atmospheric correction method using coincident Landsat observations. *Remote Sensing of Environment*, 218, 55-68.

Martins, V. S., Kaleita, A., Barbosa, C. C., Fassoni-Andrade, A. C., de Lucia Lobo, F., & Novo, E. M. (2019). Remote sensing of large reservoir in the drought years: Implications on surface water change and turbidity variability of Sobradinho reservoir (Northeast Brazil). *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 13, 275-288.

Matthews, M. W. (2011). A current review of empirical procedures of remote sensing in inland and near-coastal transitional waters. *International Journal of Remote Sensing*, 32(21), 6855-6899.

Mayer, B., & Kylling, A. (2005). The libRadtran software package for radiative transfer calculations-description and examples of use. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5(7), 1855-1877.

Montanher, O. C., Novo, E. M., Barbosa, C. C., Rennó, C. D., & Silva, T. S. (2014). Empirical models for estimating the suspended sediment concentration in Amazonian white water rivers using Landsat 5/TM. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 29, 67-77.

Moses, W. J., Gitelson, A. A., Berdnikov, S., Saprygin, V., & Povazhnyi, V. (2012). Operational MERIS-based NIR-red algorithms for estimating chlorophyll-a concentrations in coastal waters—The Azov Sea case study. *Remote Sensing of Environment*, 121, 118-124.

Odermatt, D., Giardino, C., & Heege, T. (2010). Chlorophyll retrieval with MERIS Case-2-Regional in perialpine lakes. *Remote Sensing of Environment*, 114(3), 607-617.

Odermatt, D., Gitelson, A., Brando, V. E., & Schaepman, M. (2012). Review of constituent retrieval in optically deep and complex waters from satellite imagery. *Remote sensing of environment*, 118, 116-126.

Pahlevan, N., Chittimalli, S. K., Balasubramanian, S. V., & Vellucci, V. (2019). Sentinel-2/Landsat-8 product consistency and implications for monitoring aquatic systems. *Remote Sensing of Environment*, 220, 19-29.

Palmer, S. C., Hunter, P. D., Lankester, T., Hubbard, S., Spyarakos, E., Tyler, A. N., ... & Tóth, V. R. (2015b). Validation of Envisat MERIS algorithms for chlorophyll retrieval in a large, turbid and optically-complex shallow lake. *Remote Sensing of Environment*, 157, 158-169.

Palmer, S. C., Kutser, T., & Hunter, P. D. (2015a). Remote sensing of inland waters: Challenges, progress and future directions. *Remote Sensing of Environment*, 157 (2015), pp. 1-8.

Park, E., & Latrubesse, E. M. (2014). Modeling suspended sediment distribution patterns of the Amazon River using MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, 147, 232-242.

Pekel, J. F., Cottam, A., Gorelick, N., & Belward, A. S. (2016). High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes. *Nature*, 540(7633), 418.

Pinto, C., Ponzoni, F., Castro, R., Leigh, L., Mishra, N., Aaron, D., & Helder, D. (2016). First in-flight radiometric calibration of MUX and WFI on-board CBERS-4. *Remote Sensing*, 8(5), 405.

Shi, W., & Wang, M. (2009). An assessment of the black ocean pixel assumption for MODIS SWIR bands. *Remote Sensing of Environment*, 113(8), 1587-1597.

Shi, W., & Wang, M. (2015). Decadal changes of water properties in the Aral Sea observed by MODIS-Aqua. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(7), 4687-4708.

Spyrakos, E., O'Donnell, R., Hunter, P. D., Miller, C., Scott, M., Simis, S. G., ... & Bresciani, M. (2018). Optical types of inland and coastal waters. *Limnology and Oceanography*, 63(2), 846-870.

Tanré, D., Herman, M., Deschamps, P. Y., & De Lefé, A. (1979). Atmospheric modeling for space measurements of ground reflectances, including bidirectional properties. *Applied optics*, 18(21), 3587-3594.

Thuillier, G., Hersé, M., Foujols, T., Peetermans, W., Gillotay, D., Simon, P. C., & Mandel, H. (2003). The solar spectral irradiance from 200 to 2400 nm as measured by the SOLSPEC spectrometer from the ATLAS and EURECA missions. *Solar Physics*, 214(1), 1-22.

Vanhellemont, Q., & Ruddick, K. (2014). Turbid wakes associated with offshore wind turbines observed with Landsat 8. *Remote Sensing of Environment*, 145, 105-115.

Vermote, E. F., Tanré, D., Deuze, J. L., Herman, M., & Morcette, J. J. (1997). Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6S: An overview. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 35(3), 675-686.

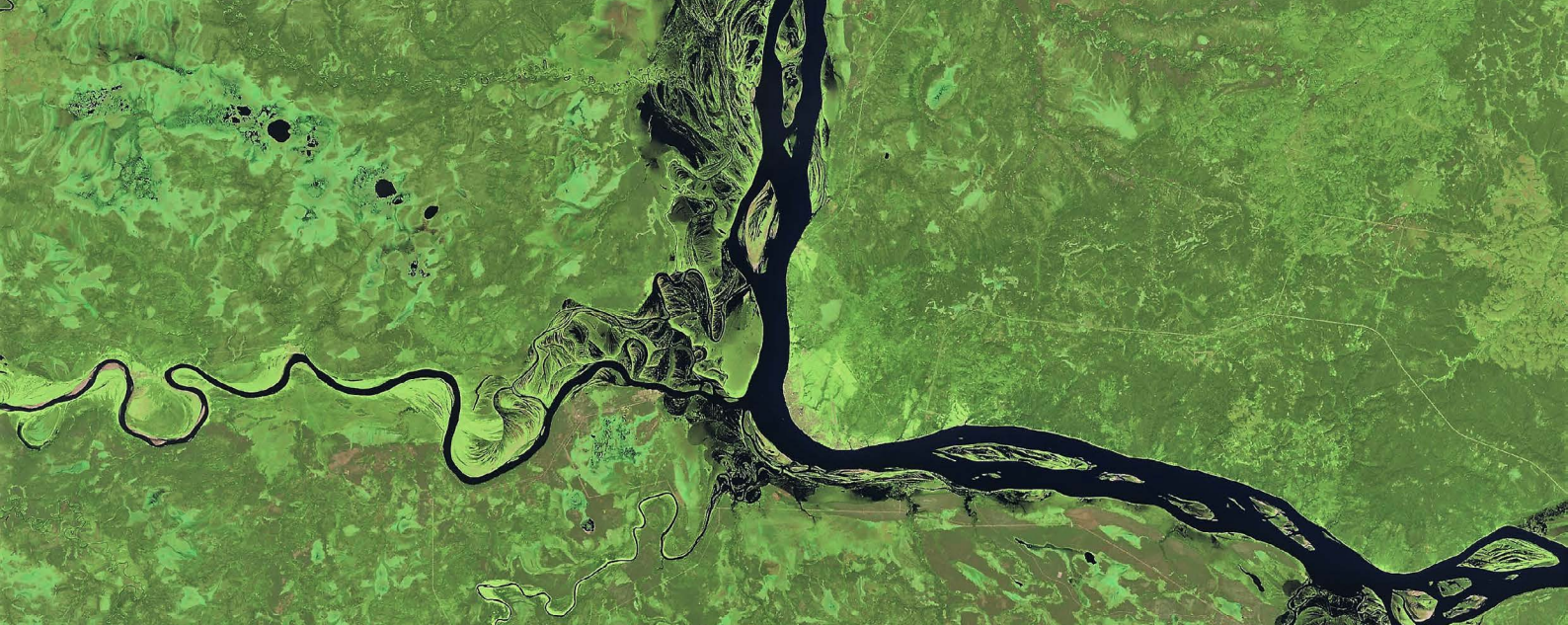
Villar, R. E., Martinez, J. M., Le Texier, M., Guyot, J. L., Fraizy, P., Meneses, P. R., & de Oliveira, E. (2013). A study of sediment transport in the Madeira River, Brazil, using MODIS remote-sensing images. *Journal of South American Earth Sciences*, 44, 45-54.

Wang, M., & Bailey, S. W. (2001). Correction of sun glint contamination on the SeaWiFS ocean and atmosphere products. *Applied Optics*, 40(27), 4790-4798.

Yang, W., Matsushita, B., Chen, J., & Fukushima, T. (2011). Estimating constituent concentrations in case II waters from MERIS satellite data by semi-analytical model optimizing and look-up tables. *Remote sensing of environment*, 115(5), 1247-1259.

Zhu, W., Yu, Q., Tian, Y. Q., Becker, B. L., Zheng, T., & Carrick, H. J. (2014). An assessment of remote sensing algorithms for colored dissolved organic matter in complex freshwater environments. *Remote Sensing of Environment*, 140, 766-778.





# 7 APLICAÇÕES DO SENSORIAMENTO REMOTO EM ÁGUAS CONTINENTAIS: ESTUDOS DE CASO

Daniel S. F. Jorge, Université du Littoral Côte d'Opale, França

Felipe L. Lobo, Universidade Federal de Pelotas, Brasil

---

7.1	Introdução	136
7.2	Classificação e caracterização óptica dos sistemas aquáticos continentais	137
7.3	Análise do impacto das atividades antrópicas sobre a qualidade da água	138
	7.3.1. Impacto da mineração em rios de água clara: bacia do rio Tapajós	138
	7.3.2 Impacto da mineração em rios de diferentes tipos de água	139
	7.3.3 Impacto do rompimento de barragens sobre as propriedades ópticas da água: o desastre de Mariana	141
	7.3.4 Processo de eutrofização em reservatórios	144
7.4	Monitoramento de floração de algas	146
7.5	Monitoramento de propriedades ópticas da matéria orgânica dissolvida colorida: perspectivas	149
7.6	Conclusão	150

---

## 7.1. INTRODUÇÃO

Objetivo deste capítulo é exemplificar como o sensoriamento remoto da cor da água pode ser útil ao estudo de sistemas aquáticos continentais e na geração de produtos para o monitoramento desses ambientes. As primeiras tentativas de utilizar as imagens de satélite para monitorar os parâmetros de qualidade de água foram desenvolvidas para a estimativa da transparência (ou claridade) da água. Os modelos empíricos eram calibrados por meio da relação direta entre o brilho da imagem (níveis digitais) e as medidas de profundidade Secchi durante a passagem do satélite. No entanto, esses modelos possuem incertezas por não adotarem a reflectância de superfície e considerarem a influência de outros fatores externos, como efeitos especulares e de adjacência (Kloiber et al., 2002; Sawaya et al., 2003; Olmanson et al., 2008).

Recentemente, os estudos priorizam o desenvolvimento de modelos empíricos baseados em medidas de Rrs para estimar a transparência ou claridade da água, o que permite uma avaliação temporal desse parâmetro em diversos lagos (Binding et al., 2015), além da integração de múltiplos satélites, como MERIS, MODIS and SeaWiFS (Doron et al., 2011). No contexto do sensoriamento remoto, uma análise rápida da produção científica focada em aplicações para os sistemas aquáticos continentais mostra que esta pode ser dividida em três grandes categorias: 1) métodos de classificação óptica dos sistemas aquáticos; 2) métodos de quantificação da concentração de constituintes opticamente ativos (COAs) da água; 3) monitoramento de parâmetros biofísicos e da qualidade óptica dos corpos d'água.

## 7.2. CLASSIFICAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO ÓPTICA DOS SISTEMAS AQUÁTICOS CONTINENTAIS

Na década de 1980, Sioli (1984) realizou uma das primeiras classificações ópticas das águas amazônicas, em que se relacionou a cor da água com suas propriedades biogeoquímicas. Segundo sua proposta, as águas amazônicas podiam ser classificadas em pretas, brancas e claras em função de sua composição, como presença de matéria orgânica dissolvida, e da concentração de partículas inorgânicas. As águas pretas seriam aquelas caracterizadas por baixa concentração de partículas inorgânicas e alta concentração de matéria orgânica dissolvida. Já as águas brancas seriam aquelas com concentrações muito altas de partículas inorgânicas e concentração variável de matéria orgânica dissolvida, geralmente adsorvida no material particulado. Entre esses dois tipos básicos de água, as águas claras seriam caracterizadas por baixa, porém, variável concentração de partículas inorgânicas e de matéria orgânica dissolvida, o que lhes confere elevada transparência e, conseqüentemente, elevada produtividade primária fitoplanctônica.

Apesar do caráter empírico e qualitativo, essa classificação tem sido usada em vários estudos, como Montanher et al. (2014). Nesse estudo, os autores propuseram modelos empíricos para a estimativa da concentração de sedimentos em suspensão em águas brancas da bacia amazônica, a partir de medidas de Rrs extraídas de imagens de satélite. Esses modelos foram posteriormente utilizados para analisar a tendência temporal do transporte de sedimentos em suspensão pelo rio Amazonas durante 32 anos (1984-2016) (Montanher et al., 2018). Segundo os autores, o uso de imagens históricas do sensor TM/Landsat ampliou em uma década a série histórica previamente disponível, o que lhes permitiu refutar estimativas prévias (Martinez et al., 2009) de que haveria uma tendência de aumento no transporte de sedimentos em resposta às mudanças climáticas e de uso e cobertura da terra.

Os estudos mais recentes exemplificam a aplicação de imagens de satélite com o objetivo de ampliar a compreensão dos padrões espaço-temporais da distribuição de sedimentos em suspensão em rios e lagos da Amazônia, com base em imagens MODIS (Espinoza-Vilar et al., 2013; Espinoza-Villar et al., 2018; Fassoni-Andrade et al., 2018). Espinoza-Villar et al. (2018) basearam seu estudo na aplicação de modelos empíricos para quantificar os padrões de sedimentos ao longo de seis estações fluviométricas “virtuais”, distribuídas ao longo de 2500 km, entre o Peru e o Brasil. Em duas estações, os autores contavam com medidas *in situ* da concentração superficial de sedimentos em suspensão coletadas a um intervalo de 10 dias (quase 900 amostras). Segundo relato dos autores, as estimativas da descarga sólida do rio Solimões, estimada a partir de imagens MODIS, resultou em RMSE relativo inferior a 30% em relação às estimativas baseadas em medidas de estações fluviométricas. Os autores identificaram padrões temporais distintos de descarga sólida entre a porção montante e jusante do rio Solimões.

À montante, o rio Solimões apresenta um único pico de descarga sólida ao longo do ano hi-



drológico, enquanto à jusante, um pico secundário ocorre durante o período de vazante, explicado pelo processo de ressuspensão de sedimentos dos lagos da Amazônia, que causam um aumento de aproximadamente 72% no transporte médio pelo rio, entre junho e setembro. Uma questão científica interessante é o padrão identificado nessa série, mais curta (2007-2014), também é observado em séries de mais longas. Para isso, seria importante usar a série de imagens do Landsat, disponíveis desde 1972, com dados MSS, e desde 1984, com dados TM ou ETM+. Alguns métodos de normalização radiométrica e calibração já foram testados por Lobo et al. (2015), Martins et al. (2019), entre outros.

Enquanto Espinosa-Villar et al. (2018) tinham interesse em quantificar os padrões temporais e espaciais da vazão sólida do alto e médio Solimões/Amazonas, rios de água branca, Fassoni-Andrade et al. (2018) buscaram mapear a dinâmica dos sedimentos em suspensão em rios e lagos maiores que 0,25 km<sup>2</sup> da Amazônia central, independentemente dos tipos de água. Para isso, esses autores utilizaram séries temporais de imagens das bandas do vermelho e infravermelho do sensor MODIS, com resolução espacial de 250 m, adquiridas entre 2003 e 2017.

Um aspecto fundamental do método aplicado pelos autores foi a filtragem da série temporal de modo a remover os pixels ruidosos que incluíssem nuvens e outros artefatos que interferissem na reflectância. Essa filtragem permitiu que os dados utilizados representassem um conjunto de pixels cuja variação de reflectância estivesse intrinsecamente associada à variação da concentração de sedimentos em suspensão nos corpos d'água. Os autores não desenvolveram um modelo empírico, mas utilizaram a reflectância do vermelho e infravermelho como *proxy* da concentração de sedimentos em suspensão e produziram três classes de concentração de sedimentos (alta, moderada e baixa). Os mapas de variação espacial e temporal de sedimentos em suspensão representam a frequência com que cada pixel da imagem se mantém ao longo dos 15 anos em uma das três classes. Segundo os autores, os resultados da validação indicaram uma acurácia de 71%.

Em outros estudos (Vantrepotte et al., 2012), as imagens de satélite são utilizadas na classificação óptica dos corpos d'água como uma estratégia para aumentar a acurácia das estimativas da concentração dos COAs, uma vez que, assim, os modelos são calibrados para águas opticamente mais homogêneas. A classificação óptica das massas de água também facilita a caracterização bio-óptica dos sistemas aquáticos. Por exemplo, Spyarakos et al. (2018) utilizaram mais de 4000 espectros de reflectância da água referentes a mais de 250 corpos d'água para classificá-los em 13 massas de água espectralmente distintas, por meio de métodos de agrupamento.

A análise dos estudos voltados à classificação óptica de massas de águas oceânicas, costeiras e interiores indica diferentes finalidades (Vantrepotte et al., 2012; Lobo et al., 2012; Shi et al., 2013; Huang et al., 2014): i) Classificação do comportamento óptico dos corpos d'água em diferentes escalas espaço-temporais para a avaliação do seu estado trófico (Reinart et al., 2003); ii) Classificação como suporte ao desenvolvimento de modelos bio-ópticos (empíricos e semianalíticos) (Vantrepotte et al., 2012); iii) Mapeamento de classes de água com diferentes características limnológicas (Lobo et al., 2012).

### 7.3. ANÁLISE DO IMPACTO DAS ATIVIDADES ANTRÓPICAS SOBRE A QUALIDADE DA ÁGUA

#### 7.3.1. Impacto da mineração em rios de água clara: bacia do rio Tapajós

A bacia do Alto Tapajós tem sido objeto de intensa mineração artesanal desde a década de 1970, havendo relatos na literatura, como Telmer et al. (2006), do aumento crescente da concentração de sólidos em suspensão na água na forma de densas plumas que chegam a atingir o rio nas

proximidades de Santarém, com a sua confluência com o rio Amazonas. Para quantificar esse impacto, Lobo et al. (2015) utilizaram séries temporais de imagens de diferentes sensores (MSS, TM, OLI) do satélite Landsat para avaliar o impacto da mineração artesanal do ouro sobre a concentração de TSS, entre os anos de 1975 e 2012, na bacia do rio Tapajós. Para isso, foram utilizadas medidas de Rrs *in situ* obtidas simultaneamente à coleta de amostras de água para a determinação da concentração de TSS, em duas estações do ano, o período seco e o período chuvoso. Esses dados permitiram o desenvolvimento de um modelo empírico não-linear para estimar a concentração de TSS em função da Rrs na faixa do vermelho. Esse modelo foi posteriormente calibrado à série histórica de imagens de satélite disponíveis, submetidas às correções e normalizações necessárias e aplicado para estimar a concentração de TSS ao longo de 40 anos de mineração e analisar os efeitos da mineração sobre o campo de luz subaquático em rios da bacia do rio Tapajós (Lobo et al., 2017).

### 7.3.2. Impacto da mineração em rios de diferentes tipos de água

Mais recentemente, Lobo et al. (2017) ampliaram seu estudo desenvolvido para bacia do Tapajós e aplicou as imagens de outros sensores/missões e bacias de drenagem com rios de distintos tipos de água (exceto água branca) para avaliar o impacto dos garimpos na Amazônia sobre a composição da água em rios da Amazônia. Para isso, os autores desenvolveram um sistema de monitoramento que utiliza as imagens de múltiplos sensores (*multi-sensor*) para a estimativa de TSS em quatro regiões de estudo no norte do Brasil.

Basicamente, o processamento consiste na conversão radiométrica de nível digital para refletância de superfície, com posterior aplicação de um modelo empírico não-linear de uma banda (vermelho) para a estimativa da concentração do TSS (Figura 7.1). O desenvolvimento de ferramentas para o monitoramento contínuo pode auxiliar o processo de tomada de decisão por parte dos órgãos públicos, identificando o problema e direcionando os recursos de forma mais eficiente. Da mesma forma, o registro histórico das imagens de satélite permite verificar o impacto de determinada atividade ao longo do tempo.

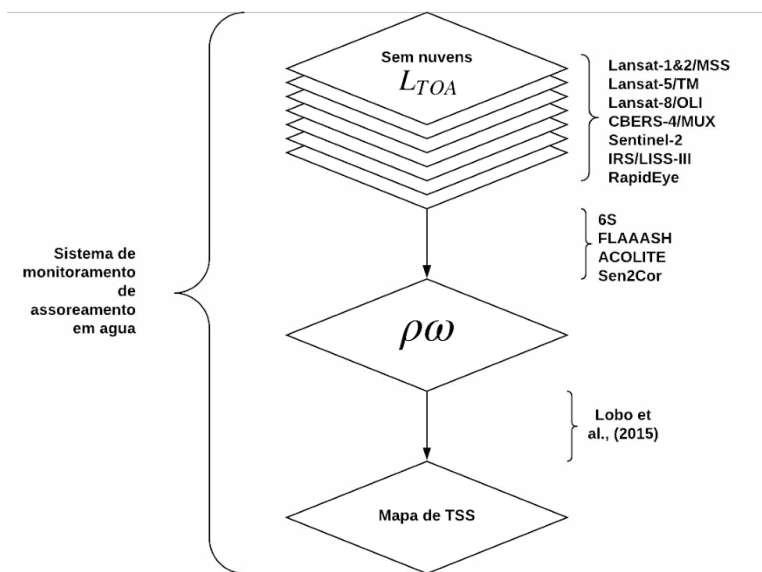
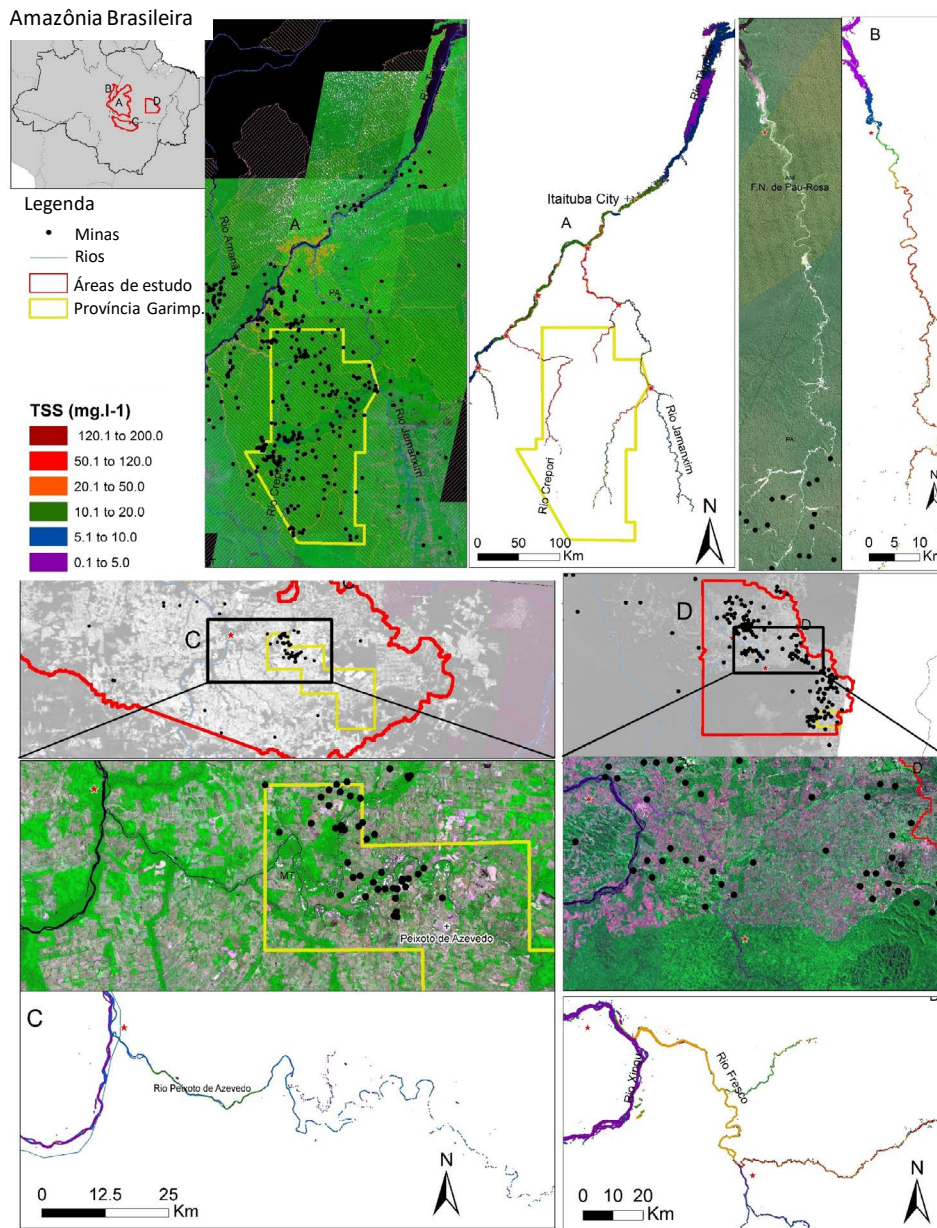


Figura 7.1. Fluxograma do processamento de imagens de sensoriamento remoto orbital para a estimativa de TSS utilizado por Lobo et al. (2017).

A Figura 7.2 ilustra os resultados obtidos para imagens dos sensores Landsat-5/TM e IRS/LIS-S-III, para cada área de estudo, utilizando o sistema de monitoramento proposto (Fig. 1). Para simplificar a análise, as medidas quantitativas de TSS foram subdivididas em seis categorias e os rios podem ser divididos em duas categorias: rio de água clara (<20 mg/L) e rio de água branca (>20 mg/L). Em geral, pode-se observar a tendência de valores mais altos de TSS próximos a áreas de mineração e sua progressiva diminuição à jusante. Além disso, nota-se que os maiores valores de TSS estão próximos das áreas com maior intensidade de mineração (tanto temporal, quanto espacial), indicando o enorme aporte de material inorgânico por esse processo.



**Figura 7.2.** Distribuição espacial das classes de concentração do Total de Sólidos em Suspensão (TSS) entre 0.1 e 200 mg/L quatro rios na Amazônia (Adaptado de Lobo et al., 2017): a) Tapajós, b) Amaná, c) Peixoto de Azevedo, e d) Fresco. As imagens foram obtidas pelos seguintes sensores: a) IRS/LISS-III para o dia 16 de Setembro de 2012, b) Sentinel-2/MSI para o dia 18 de Julho de 2016, c) Landsat-8/OLI 6 o dia Agosto de 2016, d) Landsat-8/OLI pra o dia 29 de Julho de 2016.

Os autores relataram que a aplicação do modelo para o monitoramento de áreas de mineração em outras bacias e tipos de água teve resultado satisfatório, com indicativos da atividade na região como fonte da poluição hídrica observada nesses rios. Além disso, os autores evidenciaram que essa abordagem pode ser utilizada para a análise de séries históricas de imagens de SR, demonstrando a evolução do processo de impacto ambiental e de suas fontes, como a variabilidade natural do ambiente, devido à variação temporal no uso e cobertura do solo, e atividades antrópicas de alto impacto, como sítios de mineração.

### **7.3.3. Impacto do rompimento de barragens sobre as propriedades ópticas da água: o desastre de Mariana**

O rompimento da barragem de Fundão, no município de Mariana, localizada na bacia do rio Doce, ocorreu em 5 de novembro de 2015. Segundo o IBAMA, esse pode ser considerado um dos maiores desastres socioambiental do país no setor de mineração. Esse rompimento causou a liberação de aproximadamente 60 milhões de metros cúbicos de lama contaminada por poluentes, percorrendo mais de 600 km de cursos d'água até atingir o oceano. Esse desastre modificou de forma drástica os ecossistemas adjacentes.

O impacto desses eventos influencia em todo o entorno, devastando os ecossistemas dos rios, ambientes marinhos costeiros e suspendendo diversas atividades socioeconômicas, como o turismo e a pesca. Apesar de o acidente ter ocorrido em 2015 e diversos grupos terem monitorado esses ambientes ao longo do tempo, ainda não é possível estimar o nível do impacto após três anos do acidente.

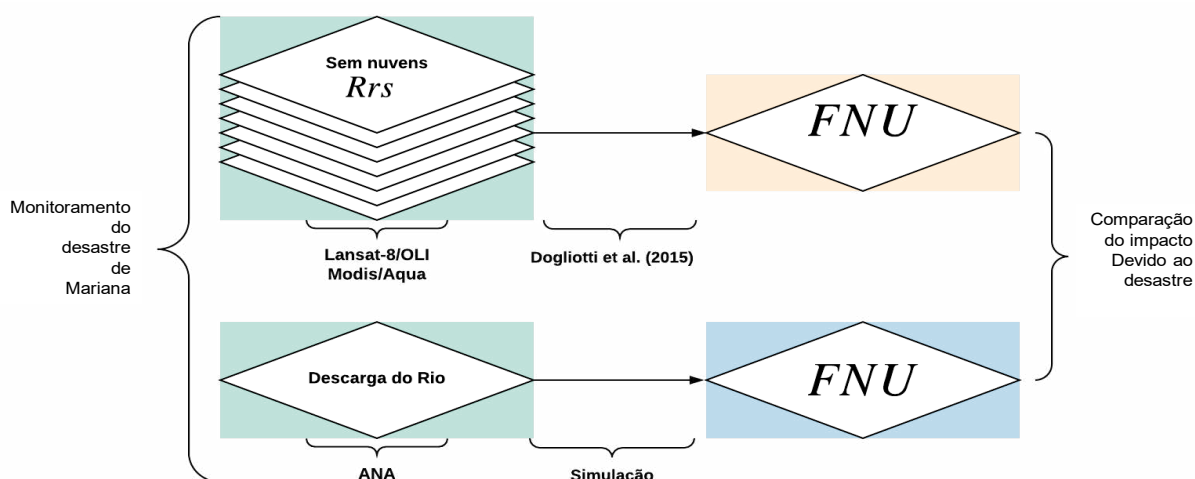
O impacto econômico para a região foi de aproximadamente R\$ 1,2 bilhão em propriedades danificadas imediatamente após o desastre, e a perda ambiental em torno de R\$ 521 milhões por ano. Uma vez que o sensoriamento remoto fornece uma grande abrangência temporal e espacial, as imagens de satélite são fundamentais na mensuração dos impactos causados por esse desastre e, se possível, estimar a taxa de recuperação desses ambientes.

Nesse contexto, Rudorff et al. (2018) propuseram uma metodologia para quantificar o impacto do acidente utilizando imagens dos sensores Landsat-8/OLI e MODIS/Aqua (Figura 7.3). Esses dados foram úteis na estimativa dos níveis de turbidez ao longo da pluma de lama na boca do rio Doce. No estudo, os autores utilizaram um modelo de duas bandas para estimar os níveis de turbidez dessa região. Considerando a estrutura do modelo e o conjunto de medidas, esse modelo foi dividido em três categorias - baixa turbidez ( $FNU < 20$ ), turbidez alta ( $20 < FNU < 1000$ ) e turbidez extrema ( $FNU > 1000$ ) - utilizando ajustes lineares para os dois primeiros casos e um ajuste exponencial para o terceiro caso. Essa subdivisão demonstra de forma clara a necessidade de flexibilidade nos modelos voltados ao sensoriamento remoto, como a utilização de diferentes ajustes (ex.: lineares e exponenciais) e comprimentos de onda (vermelho e NIR) para expandir as capacidades dessa ferramenta.

Levando em conta as características do desastre, pode-se considerar que a descarga do rio Doce está diretamente relacionada com a turbidez, uma vez que uma grande quantidade de material foi adicionada ao corpo d'água, e este foi posteriormente carregado para o oceano. Além disso, espera-se uma variação ao longo do tempo do processo de erosão e sedimentação, o que pode contribuir para o aumento na incerteza da relação entre descarga e turbidez. Entretanto, os autores observaram uma robusta relação entre as duas variáveis e utilizaram essa relação para simular qual seria a turbidez durante os anos de 2015 e 2016 na ausência do desastre, e inferir sobre o seu impacto.

Deve-se considerar que mesmo durante eventos extremos de precipitação, e com uma descarga





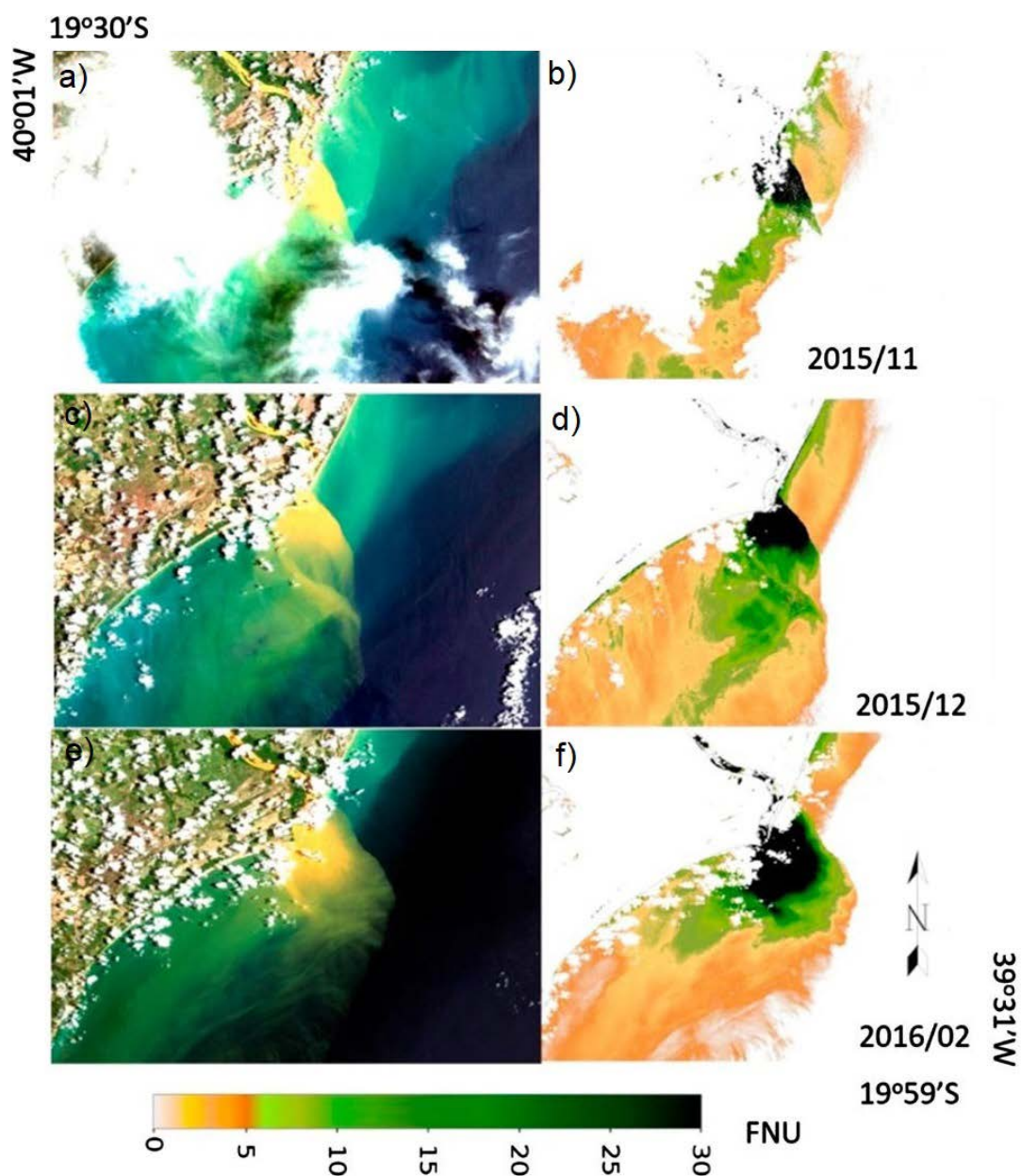
**Figura 7.3.** Fluxograma da metodologia adotada por Rudorff et al. (2018) para o processamento de imagens de sensoriamento remoto orbital para a obtenção de FNU e posterior comparação com valores obtidos por simulação.

acima da descarga média ( $3.555 \text{ m}^3/\text{s}$ ), o valor máximo de turbidez foi de 682 FNU. Entretanto, após o acidente, mesmo em condições de vazão baixa ( $250 \text{ m}^3/\text{s}$ ), os autores observaram valores de até 2500 FNU, o equivalente a uma vazão de descarga de  $12.646 \text{ m}^3/\text{s}$ . Na foz do rio Doce, os autores encontraram três picos de turbidez logo após o acidente. O primeiro foi 16 dias após o acidente (21/11/2015), o segundo no começo de dezembro e o último no final de janeiro. O primeiro pico foi caracterizado pelo transporte do material particulado ao longo do rio Doce, com a sedimentação deste ao longo do rio, do estuário e da costa. O segundo e o terceiro picos foram caracterizados por eventos de precipitação (estimada por escaterômetros), causando uma ressuspensão desses sedimentos depositados ao longo do curso d'água. Por fim, os autores notaram que os valores de turbidez estavam acima do esperado até março de 2016, e no ano de 2017, os valores medidos foram substancialmente acima do simulado, indicando efeitos residuais do acidente. Os resultados foram consistentes com os valores de turbidez estimados pelas imagens OLI, com valores duas ordens de grandeza acima do simulado nas primeiras semanas após o acidente e com valores anômalos durante todo o período entre novembro de 2015 e maio de 2017.

Além de quantificar o aumento da turbidez causado pelo desastre, o sensoriamento remoto também pode ser utilizado para quantificar sua abrangência. Em seu trabalho, Rudorff et al. (2018) observaram que a maior pluma de turbidez ocorreu em dezembro de 2013 ( $145 \text{ km}^2$  com alta turbidez, e  $663 \text{ km}^2$  de turbidez moderada), e esse evento ocorreu a uma alta descarga fluvial decorrente de eventos de precipitação na região (descarga de  $5.566 \text{ m}^3/\text{s}$ ), enquanto que após o acidente, a descarga máxima foi de  $960 \text{ m}^3/\text{s}$ . Para a primeira imagem do sensor OLI, os autores observaram uma pluma de  $45 \text{ km}^2$  com alta turbidez, e  $515 \text{ km}^2$  com turbidez moderada (Figura 7.4).

Outro fator importante a se levar em conta durante o monitoramento desses eventos é a direção da pluma de dispersão. Por se tratar de uma área costeira, o carreamento do material particulado pode ser mais pronunciado dependendo do efeito do vento e/ou das correntes na região e, assim, o impacto pode atingir áreas relativamente distantes da zona inicial. As áreas de desova de tartaruga e a APA

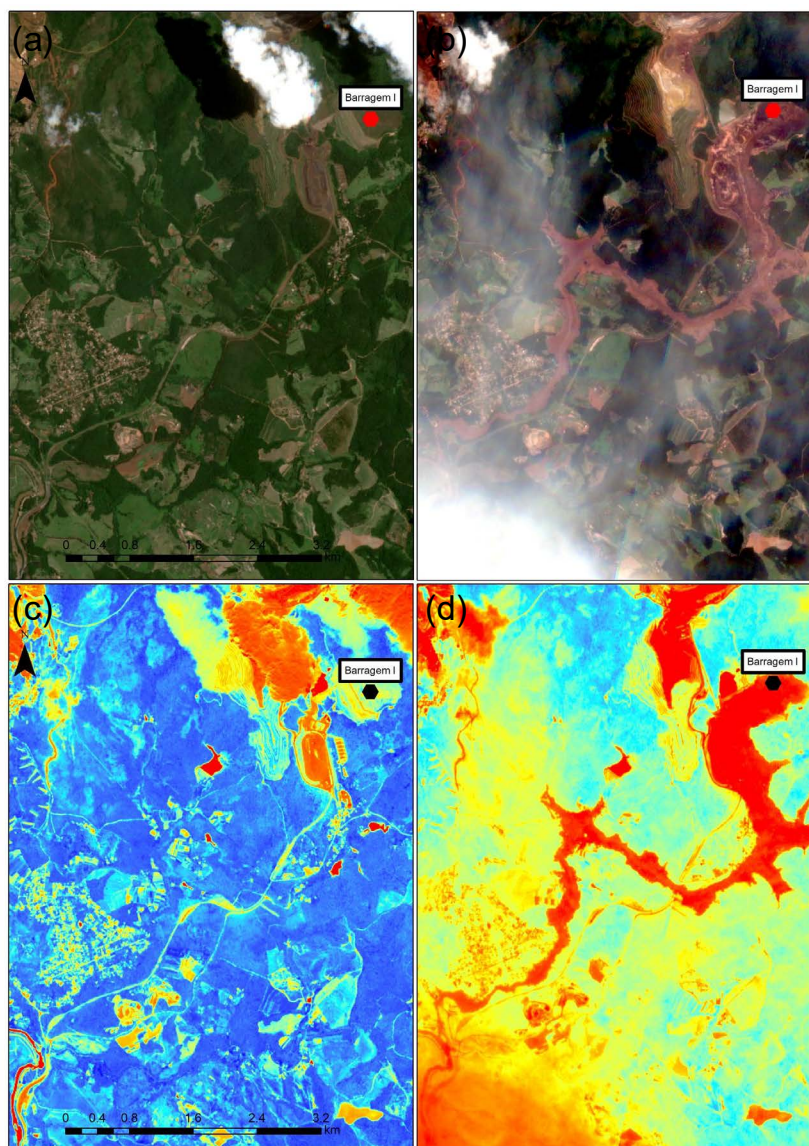




**Figura 7.4.** Avaliação temporal do impacto do desastre de Mariana a partir de imagens Landsat-8/OLI. a), c) e d) são imagens de cor verdadeira, enquanto que para b), d) e f) os valores de FNU foram estimadas a partir dos valores de Rrs (Adaptado de Rudorff et al. 2018).

Costa das Algas são exemplos de áreas impactadas pela pluma de turbidez, assim como toda a costa sul do Espírito Santo.

Em 2018, uma segunda barragem se rompeu, nas proximidades da cidade de Brumadinho/MG, sendo possível utilizar imagens de sensoriamento remoto para avaliar a abrangência espacial desse evento. Na 7.5a (pré) e 7.5b (pós) rompimento, tem-se a imagem colorido norma (cor verdadeira) resultante da composição RGB das bandas 2, 3 e 4 do sensor MSI/Sentinel-2. As s 7.5c (pré-acidente) e 5d (pós-acidente) representam o resultado da aplicação do modelo NDVI às imagens. Esse simples modelo permite identificar e estimar as áreas afetadas pelo desastre de forma mais clara, podendo auxiliar os órgãos públicos durante a sua atuação.



**Figura 7.5.** Comparação visual do impacto do desastre de Brumadinho a partir de duas imagens Sentinel-2/MSI (22/01/2019 e 27/01/2019). a), b) são imagens de cor verdadeira, enquanto que c), d) são imagens do NDVI.

#### 7.3.4. Processo de eutrofização em reservatórios

A abundância e a diversidade taxonômica do fitoplâncton são comumente controladas por três fatores: turbulência, disponibilidade de nutrientes e luminosidade. Para reservatórios em ambientes tropicais, a turbulência é a componente com maior impacto e pode ser dividida de duas formas: mistura vertical da coluna d'água e tempo de retenção da água (residência hidráulica). Enquanto a mistura vertical é controlada pela perturbação produzida pelo vento em subsuperfície, o tempo de retenção é controlado pela abertura e pelo fechamento das comportas, seja devido à demanda energética ou devido à precipitação.

Entre os anos de 2012 e 2015, o sudeste do Brasil passou por um período prolongado de seca, diminuindo significativamente o volume de água disponível, causando uma crise na disponibilidade hídrica para uso da população. Durante esse período, os reservatórios foram obrigados a diminuir o

fluxo de água, aumentando o tempo de retenção da água e, por conta da baixa precipitação, o nível da água foi aumentando progressivamente.

A eutrofização é um processo que pode ocorrer na água e consiste em um grande aumento da biomassa fitoplanctônica. Em reservatórios, esse processo ocorre em locais com alta disponibilidade de luz e nutrientes e baixa turbulência. Seu impacto varia de acordo com as espécies presentes e sua abundância, mas, em geral, pode acarretar a morte da fauna aquática e tornar a água imprópria para consumo e banho, acarretando em grande aumento no custo para o seu tratamento.

Watanabe et al. (2015) investigaram o processo de eutrofização no reservatório de Barra Bonita durante esse evento de seca, com a coleta de dados *in situ* e utilização de imagens do sensor OLI (Figura 7.6). Os autores realizaram duas campanhas: maio de 2014 e outubro de 2014. Eles observaram valores de chl-a *in situ* extremamente altos para os dois períodos (média de 122,5 e 428,7 ug/L, respectivamente), o que é um forte indício de eutrofização. Segundo a tabela de classificação de estado eutrófico da CETESB, valores acima de 11,03 são classificados como eutrofizados, e valores acima de 69,05 ug/L como hipereutrofizados.

A segunda etapa foi analisar as imagens do sensor OLI disponíveis para o período e calibrar um algoritmo empírico a partir dos dados coletados *in situ*. Como resultado, os autores conseguiram gerar imagens de chl-a para o sensor OLI/Landsat-8. O esquema dessa etapa pode ser visto na Figura 7.6.

O modelo calibrado pelos autores permitiu gerar mapas com a distribuição do nível de eutrofização do reservatório de Barra Bonita (Figura 7.7). A análise desses mapas torna evidente que grande parte do reservatório pode ser classificada como eutrofizada e que a intensidade do período seco pode ter potencializado esse processo.

É importante destacar que esse processo pode impactar tanto a população humana quanto a fauna e a flora locais. Em geral, pode-se notar a proliferação de macrófitas e um aumento na produção pesqueira. Entretanto, a perda de habitat devido ao acúmulo de sedimentos, diminuição da disponibilidade de oxigênio, proliferação descontrolada das macrófitas e simplificação da cadeia alimentar causa uma mudança na diversidade dos peixes, com aumento da população de espécies mais adaptadas às novas condições.

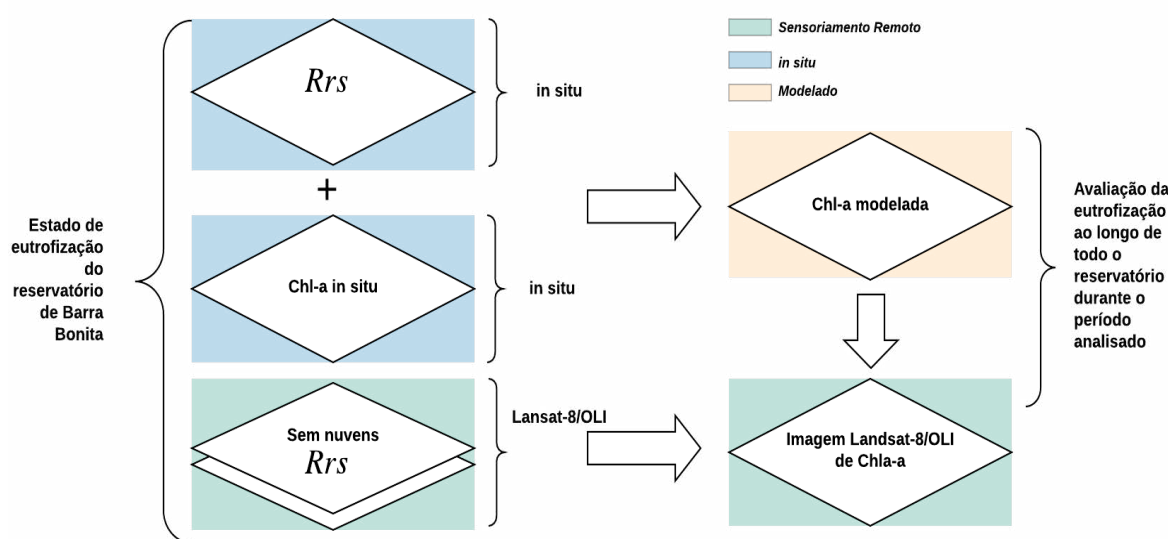
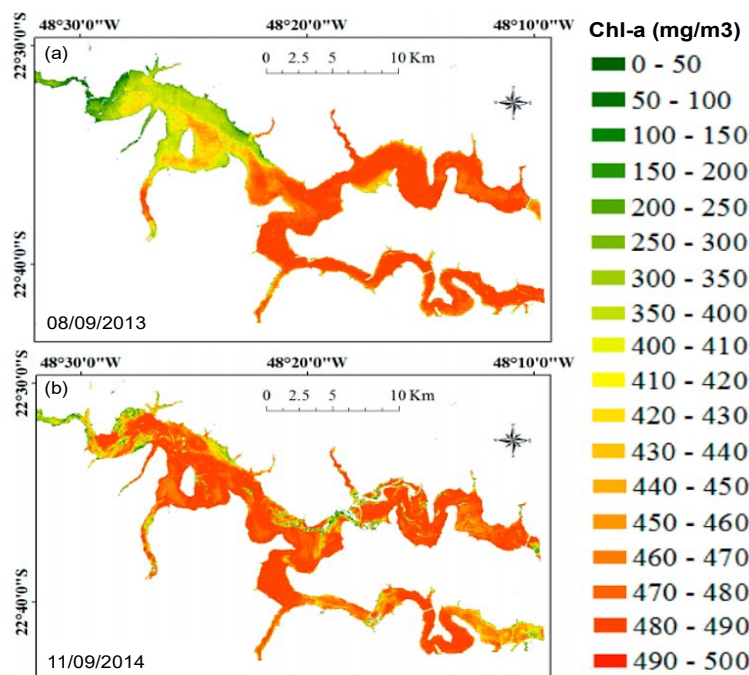


Figura 7.6. Fluxograma da metodologia adotada por Watanabe et al. (2015) para a estimativa da concentração de chl-a a partir de dados *in situ* e de imagens orbitais do sensor Landsat-8/OLI.





**Figura 7.7.** Mapeamento da concentração de chl-a para duas imagens Landsat-8/OLI (Adaptado de Watanabe et al. 2015)

Considerando-se que esses eventos alteram o ecossistema local de forma significativa, pode-se levar um tempo prolongado para seu retorno às condições iniciais. Sob a perspectiva humana, esse processo pode causar danos a barcos e a estruturas devido ao crescimento das algas, perda de apelo estético, principalmente para áreas com grande apelo turístico, diminuição na acessibilidade dos banhistas e barcos devido às macrófitas, aumento no custo para tratamento da água voltado ao consumo e potencialização da produção de metano.

Uma vez que esses ambientes devem ser monitorados de forma contínua tanto no tempo quanto no espaço, o sensoriamento remoto pode atuar como uma ferramenta para programas voltados à análise da qualidade de água, identificando a ocorrência e quantificando o impacto. Assim, esses programas diminuiriam o custo relacionado à aquisição de medidas *in situ*, uma vez que estas seriam utilizadas para confirmar a informação proveniente das imagens e permitiriam um melhor planejamento para os órgãos públicos.

#### 7.4. MONITORAMENTO DE FLORAÇÃO DE ALGAS

As recentes pesquisas indicam que a eutrofização de águas interiores, bem como as mudanças climáticas são fatores que têm promovido a proliferação de florações de algas (fitoplâncton), em especial, de cianobactérias (Yunes et al. 2000; Smith, 2003; Heisler et al. 2008; Pearl, 2008, 2009). O sucesso das florações cianobactérias se explica pela grande versatilidade bioquímica desse grupo fitoplanctônico, com capacidade de flutuação, variedade de pigmentos e produção de toxinas, que aumentam sua capacidade de competição ecológica quando comparadas a outros grupos, tais como algas verdes e diatomáceas que não apresentam essas características.

Vários estudos têm relatado o aumento de frequência das florações de algas, principalmente as chamadas algas nocivas (*harmfull algal blooms*) em decorrência das mudanças de uso e de cobertura da terra

e das mudanças climáticas com a intensificação de eventos extremos (Pearl et al. 2008; Gilbert e Budford, 2017). Com isso, têm crescido o interesse e a aplicação de imagens de satélite para o estudo e o monitoramento das florações de alga em sistemas aquáticos continentais, costeiros e marinhos (Kutzer et al. 2006; Kutzer, 2009; Matthews et al. 2010; Kudela et al. 2011; Binding et al. 2011).

Os primeiros relatos da aplicação de sensoriamento remoto ao estudo de florações de algas datam da década de 1970. Eles já indicavam o enorme potencial dessas imagens para identificar a extensão dessas florações (Strong, 1974) e os padrões de intrincados de distribuição de escumas observáveis de fotografias aéreas, prevendo o grande potencial de séries temporais como ferramenta para aumentar a compreensão dos processos de formação e sucessão das florações e para a compreensão de sua fenologia (Wrigley e Horne, 1974). Com a crescente disponibilidade de séries históricas de imagens de diversos sensores, a literatura recente apresenta inúmeros exemplos de aplicação de sensoriamento remoto no estudo das florações de algas, em particular das florações de algas nocivas, que representam riscos à saúde pública e que impactam negativamente os processos de tratamento de água para consumo humano. Bilding et al. (2018), por exemplo, relatam o uso de séries temporais de imagens do sensor MERIS, a bordo do satélite europeu ENVISAT, para estudar e compreender os processos que controlam a grande expansão de florações de algas no Lago Winnipeg (Canadá) em decorrência do aumento de nutrientes, com uma mudança na estrutura da comunidade fitoplanctônica que passou a ser dominada por cianobactérias.

Para isso, os autores integraram informações sobre a concentração de clorofila e criaram, a partir da análise das imagens, índices de intensidade, extensão, severidade e duração das florações para uma série de imagens obtidas entre 2002 e 2011. Os resultados das análises permitiram verificar que a variabilidade diária das florações estava associada ao efeito intermitente do vento sobre os processos de mistura na coluna de água acompanhados de períodos de calmaria durante o qual se formavam densas florações na superfície da água. A variação sazonal das florações era controlada pela disponibilidade de luz e pela circulação da água no lago (hidrodinâmica). A variabilidade interanual da severidade das florações e de sua extensão, contudo, foram associadas à carga de fósforo total recebida pelo lago e pela temperatura média do lago durante o verão.

Outra aplicação interessante de sensoriamento remoto orbital ao estudo de florações de algas é relatada por Sayers et al. (2019). O estudo foi realizado no lago Eire, que tem estado sujeito a florações de algas tóxicas anualmente, principalmente em sua margem oeste, por mais de uma década. Nesse estudo, os autores usaram uma série histórica de imagens MODIS para desenvolver um algoritmo para discriminar florações de subsuperfície e florações superficiais (escumas). O algoritmo classificava como florações submersas as regiões caracterizadas por concentrações de clorofila inferiores a  $18 \text{ mg/m}^3$  e temperatura inferior a  $20^\circ \text{ C}$ , enquanto as florações superficiais de algas (escumas) eram mapeadas usando a faixa do infravermelho próximo. Esse algoritmo foi adaptado a imagens do sensor SeaWiFS e com isso os autores puderam complementar a série histórica de dados MODIS para um período de 20 anos de observações (1998-2017).

Os mapas resultantes foram validados com dados *in situ* históricos e apresentaram acurácia final de 81 %, indicando que poderiam ser usados para análise dos padrões temporais e espaciais da ocorrência de florações no lago e para análise de seus fatores controladores. Os resultados indicaram um aumento da intensidade de área de ocorrência das florações entre 1998 e 2017. Eles também relataram um aumento de 76 % na variabilidade interanual da extensão das florações entre o período compreendido entre 1998 e 2010 e o período de 2011 e 2017. As séries temporais de dados extraídos das imagens foram utilizadas para desenvolver modelos preditivos que relacionassem a descarga de nutrientes e a área de ocorrência de florações nocivas.

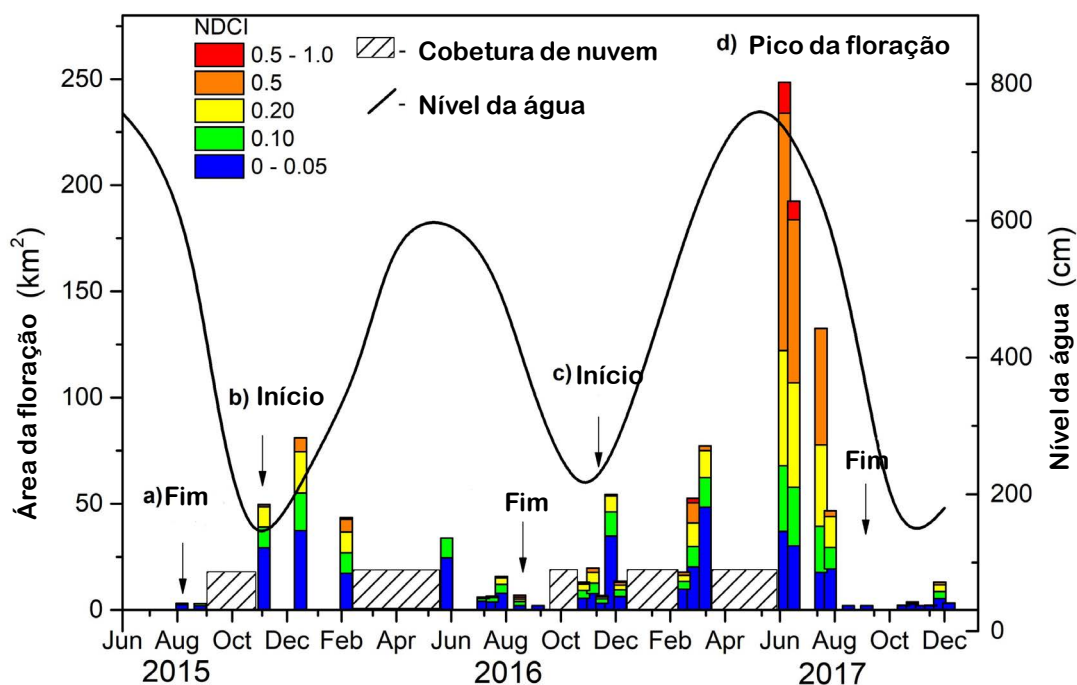
Na Amazônia, as florações de cianobactérias são mais frequentemente observadas nos lagos de várzea (Affonso et al., 2011). Nesses lagos, a água apresenta alta concentração de conteúdo inorgânico do rio



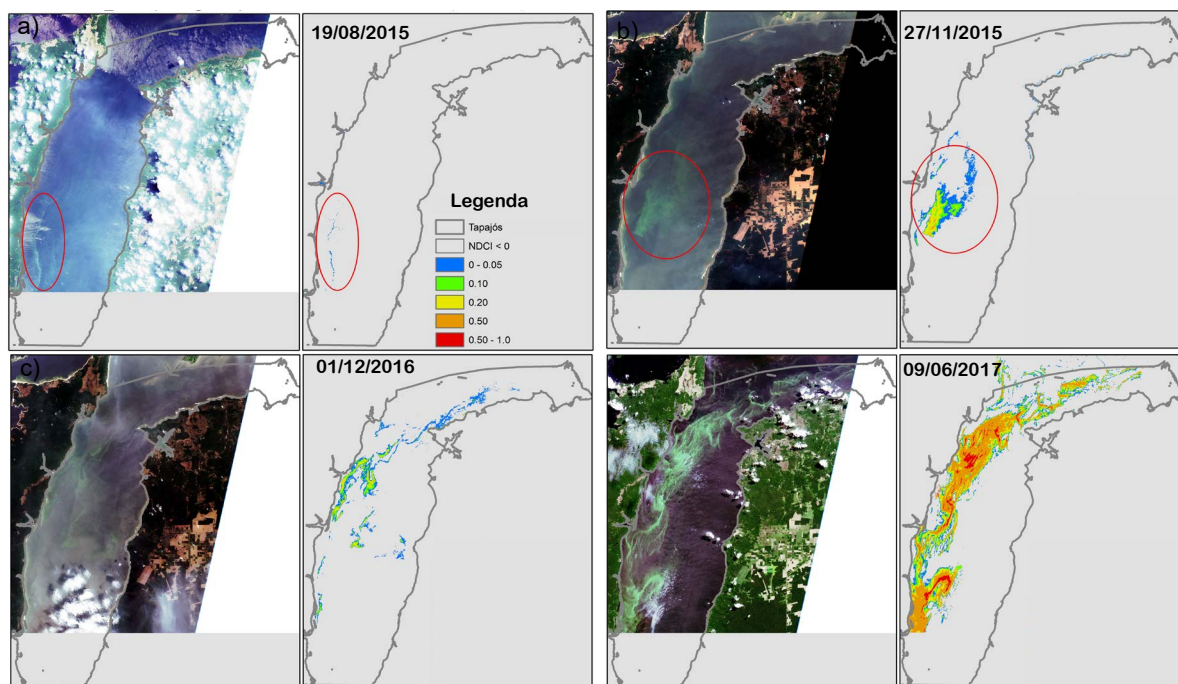
Amazonas e, associada à baixa dinâmica da água e nutrientes das inundações de excesso de água da floresta, cria a condição ideal para a proliferação de cianobactérias naturais.

Para águas claras da Amazônia, isto é, caracterizada pelo baixo teor de TSS, a ocorrência de florações é menos frequente (Casali et al., 2011). No entanto, investigações recentes indicam que o rio Tapajós (Clearwater) apresenta grandes escórias de cianobactérias. Os fenômenos da floração ocorreram nessa região distante dos centros urbanos com baixa industrialização (Brasil / IBGE, 2011). Por outro lado, têm sido objeto de alta expansão do agronegócio, principalmente soja (Viana e Fonseca, 2009), bem como intensa atividade de mineração de ouro na bacia alta (Lobo et al, 2015, 2016 e 2017).

Dado que o rio Tapajós é amplamente utilizado para pesca e turismo, as florações de cianobactérias levantaram a preocupação das comunidades locais e regionais. Diversos estudos relataram a ocorrência de florações nesse rio ao longo das margens próximas à cidade de Santarém (Sá et al. 2010, Ferreira 2011, Silva 2012), bem como na margem esquerda (Ferreira, 2011). Nesse contexto, um estudo científico está sendo desenvolvido para o rio Tapajós utilizando imagens MSI/Sentinel-2 para a construção de uma série histórica (Lobo et al in prep.). A metodologia pode ser dividida em quatro etapas: 1) Campanhas de campo foram realizadas entre julho de 2015 e agosto de 2017 para medidas de dados radiométricos e estimativa da concentração de clorofila-a (indicador da concentração de fitoplâncton); 2) Calibração e validação do algoritmo empírico NDCI (ver Capítulo 5) utilizando os dados radiométricos e chl-a; 3) Processamento de imagens MSI/Sentinel-2, incluindo correção atmosférica e correção de reflexão especular (*sun glint*), para gerar o NDCI nas imagens; 4) Análise espaço-temporal das florações identificadas nas imagens. Para efeito prático, foram consideradas florações de algas os pixels das imagens com NDCI positivo. Como resultado, se obteve uma série temporal com a ocorrência e a extensão de cianobactéria no rio Tapajós a partir de 32 imagens MSI/Sentinel-2, ilustradas na Figura 7.8 e 7.9.



**Figura 7.8.** Série temporal com a ocorrência e extensão de cianobactéria no rio Tapajós a partir de 32 imagens do MSI/Sentinel-2.



**Figura 7.9.** Gráfico de dispersão da área de cianobactérias para as imagens de 32 S2A de agosto de 2015 a dezembro de 2017, incluindo nível de água (cm) e indicação do processo de floração do início ao fim. a) Fim de um florescimento registrado em 19 de agosto de 2015. b) Início de um novo florescimento em 27 de novembro de 2015. No ano seguinte, a primeira evidência de florescimento foi observada em 1º de dezembro de 2016 (c), levando a um florescimento extenso em junho de 2017 (d).

## 7.5. MONITORAMENTO DE PROPRIEDADES ÓPTICAS DA MATÉRIA ORGÂNICA DISSOLVIDA COLORIDA: PERSPECTIVAS

Existe um crescente interesse em conhecer a distribuição espacial da matéria orgânica dissolvida porque o principal elemento em sua composição é o Carbono (C) e, com isso, ela representa grande parcela do meio aquático. Existem estudos recentes que indicam que as águas continentais são responsáveis pelo processamento, transporte e sequestro do equivalente a 2,7 Pg C por ano (Battin et al., 2009; Tranvik et al., 2009). Além disso, a MOD também controla a atenuação e a disponibilidade de luz na água (Coble, 2007; Kirk, 2011), desempenhando um papel vital na produtividade primária e, conseqüentemente, na pesca e em outras redes alimentares (Volpato et al., 2004; Maia e Volpato, 2013).

Historicamente, a absorção de matéria orgânica dissolvida colorida tem sido usada como indicador da abundância de matéria orgânica nos ambientes aquáticos, uma vez que ela é um dos componentes opticamente ativos do sistema aquático, conforme apresentado no Capítulo 3. A medida de absorção mais comum é o Coeficiente de Absorção da Matéria Orgânica Dissolvida Colorida (Absorption Coefficient of the Colored Dissolved Organic Matter, conhecido na literatura como aCDOM) que pode ser analisada espectralmente ao longo da região do ultravioleta e visível. Existem outros índices derivados do espectro de absorção da matéria orgânica dissolvida colorida, dentre os quais a inclinação espectral (do inglês, spectral slope - S) tem se destacado (Helms et al., 2013).

Um dos grandes desafios desta década tem sido o de desenvolver aplicações de sensoriamento remoto orbital ao estudo da origem e do processamento da matéria orgânica dissolvida nos sistemas

aquáticos continentais para que se possa analisar a variabilidade e a origem da matéria orgânica dissolvida em uma escala mais ampla. Os esforços têm se concentrado em desenvolver modelos empíricos ou semianalíticos que relacionem a aCDOM (Zhu et al., 2014) a medidas de Rrs extraídas de imagens. Entretanto, há um crescente esforço em tentar estimar outros parâmetros espectrais, tais como o S275-295 (Fichot et al., 2014; Vantrepotte et al., 2015).

Silva (2018) realizou uma pesquisa voltada para avaliar o potencial dessas técnicas para estudar padrões de distribuição de matéria orgânica visando diferenciar sua origem e seu peso molecular a partir de medidas ópticas. Nesse estudo, avaliou-se também a viabilidade de utilizar modelos aplicáveis a imagens orbitais que permitissem identificar padrões espaciais e temporais de distribuição da matéria orgânica em lagos da planície amazônica. Segundo Silva (2018), seu estudo teve como objetivo compreender a dinâmica da MOD utilizando índices ópticos disponíveis na literatura, derivados de dados *in situ* e modelos de sensoriamento remoto. A autora trabalhou com lagos da planície do amazônica, nas proximidades de Tefé (AM), em que a floresta inundável encontra-se amplamente preservada, e com lagos da planície de inundação do baixo Amazonas, localizados entre as cidades de Parintins (AM) e Monte Alegre (PA), em que a floresta inundável se encontra amplamente fragmentada.

Para desenvolver seu estudo, foram utilizados dados *in situ* de aCDOM, concentração de Carbono Orgânico Dissolvido (COD) e Reflectância de Sensoriamento Remoto (RSR) adquiridos em campanhas de campo realizadas entre 2015 e 2016 pelo Laboratório de Instrumentação de Sistemas Aquáticos (LabISA). A forma e a amplitude dos espectros de aCDOM foram utilizadas para inferir sobre as fontes e os processos de degradação da MOD.

Os resultados do estudo indicaram que o uso desses índices, a partir de dados *in situ*, permite distinguir os lagos segundo as propriedades da matéria orgânica entre lagos caracterizados entre elevada absorção por aCDOM durante o período de enchente e lagos de baixa absorção, e que essa distinção está associada à localização próxima às fontes de matéria orgânica. Permitiu também distinguir os lagos da várzea do Solimões em relação aos lagos do Baixo Amazonas em função da absorção de aCDOM. Essa distinção também está relacionada à maior disponibilidade de fontes de matéria orgânica no alto Solimões. Em relação ao potencial dos modelos de estimativa de aCDOM, baseados na simulação das bandas do sensor OLI/ Landsat-8 e MSI/ Sentinel-2A a partir de Rrs *in situ* se mostraram promissores com a utilização de mais bandas, demonstrando potencial de aplicação.

## 7.6. CONCLUSÃO

Uma etapa fundamental no estudo voltado ao sensoriamento remoto em sistemas aquáticos é entender como essa ferramenta pode ser aplicada. Este capítulo permitiu ao leitor ter uma visão geral de como essa aplicação tem sido realizada por diversos grupos de pesquisa. Assim, foram introduzidos estudos voltados à classificação e à caracterização óptica de ambientes aquáticos, avaliação do impacto antrópico em corpos d'água devido a mineração de ouro, monitoramento de desastres como o rompimento das barragens de Mariana e Brumadinho, processos naturais de eutrofização devido a eventos de seca, monitoramento de floração de algas e por fim, monitoramento da variabilidade natural da matéria orgânica dissolvida colorida.

## REFERÊNCIAS

Affonso, A. G., Barbosa, C. C. F., Novo, E. M. L. M. (2011). Water quality changes in floodplain lakes due to the Amazon River flood pulse: Lago Grande de Curuaí (Pará). *Brazilian Journal of Biology*, 71(3).

Battin T.J., S. Luysaert S, L.A. Kaplan, A.K. Aufdenkampe, A. Richter A, L.J. Tranvik. 2009. The boundless carbon cycle. *Nat Geosci* 2:598–600

Binding, C. E., Greenberg, T. A., Watson, S. B., Rastin, S., & Gould, J. (2015). Long term water clarity changes in North America's Great Lakes from multi-sensor satellite observations. *Limnology and Oceanography*, 60(6), 1976-1995.

Binding, C. E., Greenberg, T. A., McCullough, G., Watson, S. B., & Page, E. (2018). An analysis of satellite-derived chlorophyll and algal bloom indices on Lake Winnipeg. *Journal of Great Lakes Research*, 44(3), 436-446.

Casali, S., Calijuri, M. D. C., Barbarisi, B., Renó, V. F., Affonso, A. G., Barbosa, C., Silva, T.S.F., & Novo, E. M. L. D. M. (2011). Impact of the 2009 extreme water level variation on phytoplankton community structure in Lower Amazon floodplain lakes. *Acta limnológica brasiliensia*, 23(3), 260-270.

Coble, P.G. (2007) Marine optical biogeochemistry: the chemistry of ocean color. *Chemical Reviews*, v. 107, p. 402–418.

Doron, M., Babin, M., Hembise, O., Mangin, A., & Garnesson, P. (2011). Ocean transparency from space: Validation of algorithms estimating Secchi depth using MERIS, MODIS and SeaWiFS data. *Remote Sensing of Environment*, 115(12), 2986-3001.

Espinoza-Villar, R. E., Martinez, J. M., Le Texier, M., Guyot, J. L., Fraizy, P., Meneses, P. R., & de Oliveira, E. (2013). A study of sediment transport in the Madeira River, Brazil, using MODIS remote-sensing images. *Journal of South American Earth Sciences*, 44, 45-54.

Espinoza-Villar, R., Martinez, J. M., Armijos, E., Espinoza, J. C., Filizola, N., Dos Santos, A., ... & Vauchel, P. (2018). Spatio-temporal monitoring of suspended sediments in the Solimões River (2000–2014). *Comptes Rendus Geoscience*, 350(1-2), 4-12.

Fassoni-Andrade, A. C., & de Paiva, R. C. D. (2019). Mapping spatial-temporal sediment dynamics of river-floodplains in the Amazon. *Remote sensing of environment*, 221, 94-107.

Fichot, C. G.; Lohrenz, S. E.; Benner, R. (2014) Pulsed, cross-shelf export of terrigenous dissolved organic carbon to the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 119, n. 2, p. 1176-1194.

Glibert, P. M., & Burford, M. A. (2017). Globally changing nutrient loads and harmful algal blooms: recent advances, new paradigms, and continuing challenges. *Oceanography*, 30(1), 58-69.

Heisler, J., Glibert, P. M., Burkholder, J. M., Anderson, D. M., Cochlan, W., Dennison, W. C., ... & Lewitus, A. (2008). Eutrophication and harmful algal blooms: a scientific consensus. *Harmful algae*, 8(1), 3-13.

Helms, J. R.; Stubbins, A.; Ritchie, J. D.; Minor, E. C.; Kieber, D. J.; Mopper, K. (2008) Absorption spectral slopes and slope ratios as indicators of molecular weight, source, and photobleaching of chromophoric dissolved organic matter. *Limnology and Oceanography*, v. 53, n. 3, p. 955–969.

Huang, C.; Li, Y.; Yang, H.; et al. Assessment of water constituents in highly turbid productive water by optimization bio-optical retrieval model after optical classification. *Journal of Hydrology*, v. 519, n. PB, p. 1572–1583, 2014.

Kloiber, S. M., Brezonik, P. L., Olmanson, L. G., & Bauer, M. E. (2002). A procedure for regional lake water clarity assessment using Landsat multispectral data. *Remote sensing of Environment*, 82(1), 38-47.

Kudela, R. M., Palacios, S. L., Austerberry, D. C., Accorsi, E. K., Guild, L. S., & Torres-Perez, J. (2015). Application of hyperspectral remote sensing to cyanobacterial blooms in inland waters. *Remote Sensing of Environment*, 167, 196-205.

Kutser, T., Metsamaa, L., Strömbeck, N., & Vahtmäe, E. (2006). Monitoring cyanobacterial blooms by satellite remote sensing. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 67(1-2), 303-312.

Kutser, T. (2009). Passive optical remote sensing of cyanobacteria and other intense phytoplankton blooms in coastal and inland waters. *International Journal of Remote Sensing*, 30(17), 4401-4425.

Lobo, F. de L.; Novo, E. M. L. de M.; Barbosa, C. C. F.; Galvão, L. S. Reference spectra to classify Amazon water types. *International Journal of Remote Sensing*, v. 33, n. 11, p. 3422–3442, 2012

Lobo, F. L., Costa, M. P., & Novo, E. M. (2015). Time-series analysis of Landsat-MSS/TM/OLI images over Amazonian waters impacted by gold mining activities. *Remote Sensing of Environment*, 157, 170-184.

Lobo, F. L., Novo, E. M. L. Barbosa, C. C. F., & Galvão, L. S. (2012). Reference spectra to classify Amazon water types. *International journal of remote sensing*, 33(11), 3422-3442.

Lobo, F., Costa, M., Novo, E., & Telmer, K. (2017). Effects of small-scale gold mining tailings on the underwater light field in the Tapajós River Basin, Brazilian Amazon. *Remote Sensing*, 9(8), 861-878.

Maia, C. M.; Volpato, G. L. (2013) Environmental light color affects the stress response of Nile tilapia. *Zoology*, v. 116, n. 1, p. 64-66.

Matthews, M. W., Bernard, S., & Winter, K. (2010). Remote sensing of cyanobacteria-dominant algal blooms and water quality parameters in Zeekoovlei, a small hypertrophic lake, using MERIS. *Remote Sensing of Environment*, 114(9), 2070-2087.

Martinez, J. M., Guyot, J. L., Filizola, N., & Sondag, F. (2009). Increase in suspended sediment discharge of the



Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena*, 79(3), 257-264.

Martins, V. S., Kaleita, A., C., Fassoni-Andrade, A. C., de Lucia Lobo, F., & Novo, E. M. (2019). Remote sensing of large reservoir in the drought years: Implications on surface water change and turbidity variability of Sobradinho reservoir (Northeast Brazil). *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 13, 275-288.

Montanher, O. C., Novo, E. M. L. D. M., & Souza Filho, E. E. D. (2018). Temporal trend of the suspended sediment transport of the Amazon River (1984–2016). *Hydrological Sciences Journal*, 63(13-14), 1901-1912.

Montanher, O. C., Novo, E. M., Barbosa, C. C., Rennó, C. D., & Silva, T. S. (2014). Empirical models for estimating the suspended sediment concentration in Amazonian white water rivers using Landsat 5/TM. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 29, 67-77.

Olmanson, L. G., Bauer, M. E., & Brezonik, P. L. (2008). A 20-year Landsat water clarity census of Minnesota's 10,000 lakes. *Remote Sensing of Environment*, 112(11), 4086-4097.

Paerl, H. W., & Huisman, J. (2008). Blooms like it hot. *Science*, 320(5872), 57-58.

Paerl, H. W., & Huisman, J. (2009). Climate change: a catalyst for global expansion of harmful cyanobacterial blooms. *Environmental microbiology reports*, 1(1), 27-37. threatens rivers, lakes, and coastal oceans with eutrophication. *BioScience*, 51(3), 227-234.

Reinart, A.; Hervei, A.; Arst, H.; Sipelgas, L. Preliminary optical classification of lakes and coastal waters in Estonia and south Finland. *Journal of Sea Research*, v. 49, n. 4, p. 357–366, 2003.

Rudorff, N., Rudorff, CKampel, M., & Ortiz, G. (2018). Remote sensing monitoring of the impact of a major mining wastewater disaster on the turbidity of the Doce River plume off the eastern Brazilian coast. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 145, 349-361.

Sawaya, K. E., Olmanson, L. G., Heinert, N. J., Brezonik, P. L., & Bauer, M. E. (2003). Extending satellite remote sensing to local scales: land and water resource monitoring using high-resolution imagery. *Remote sensing of Environment*, 88(1-2), 144-156.

Sayers, M. J., Grimm, A. G., Shuchman, R. A., Bosse, K. R., Fahnenstiel, G. L., Ruberg, S. A., & Leshkevich, G. A. Satellite monitoring of harmful algal blooms in the Western Basin of Lake Erie: A 20-year time-series. *Journal of Great Lakes Research*.

Smith, V. H. (2003). Eutrophication of freshwater and coastal marine ecosystems a global problem. *Environmental Science and Pollution Research*, 10(2), 126-139.

Shi, K.; Li, Y.; Li, L.; Lu, H.; et al. Remote chlorophyll-a estimates for inland waters based on a cluster-based classification. *Science of the Total Environment*, v. 444, p. 1–15, 2013

Sioli, H. (1984). The Amazon and its main affluents: hydrography, morphology of the river courses, and river types. In *The Amazon* (pp. 127-165). Springer, Dordrecht.

Spyralos, E.; Hunter, P. D.; Miller, C.; et al. Optical types of inland and coastal waters. *Limnology and Oceanography*, v. 63, p. 846–870, 2018.

Strong, A. E. (1974). Remote sensing of algal blooms by aircraft and satellite in Lake Erie and Utah Lake. *Remote sensing of Environment*, 3(2), 99-107

Telmer, Kevin, et al. "The source and fate of sediment and mercury in the Tapajós River, Pará, Brazilian Amazon: Ground-and space-based

Tranvik, L. J., J.A. Downing, J.B. Cotner, S.A. Loiselle, R.G. Striegl, T.J. Ballatore, P. Dillon, K. Finlay, K. Fortino, L.B. Knoll, P.L. Kortelainen, T. Kutser, S. Larsen, I. Laurion, D.M. Leech, S.L. McCallister, D.M. McKnight, J.M. Melack, E. Overholt, J.A. Porter, Y. Prairie, W.H. Renwick, F. Roland, B.S. Sherman, D.W. Schindler, and S. Sobek, S. (2009) Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. *Limnol. Oceanogr.*, 54: 2298–2314.

Vantrepotte, A, V.; Loisel, H.; Dessailly, D.; Mériaux, X. Optical classification of contrasted coastal waters. *Remote Sensing of Environment*, v. 123, p. 306–323, 2012.

Vantrepotte, V.; Danhiez, F.-P.; Loisel, H.; Ouillion, S.; Mérieux, X.; Cauvin, A.; Dessayili, D. CDOM-DOC relationship in contrasted coastal waters: implication for doc retrieval from ocean color remote sensing observation. *Optics Express*, v. 23, n. 1, p. 33, 2015.

Volpato, G. L.; Duarte, C. R. A.; Luchiari, A. C. (2004) Environmental color affects Nile tilapia reproduction. *Brazilian Journal of Medical and Biological Research*, v. 37, p. 479-483.

Wrigley, R. C., & Horne, A. J. (1974). Remote sensing and lake eutrophication. *Nature*, 250(5463), 213.

Yunes, J. S., Cunha, N. T. D., Conte, S. M., Giordani, Á. T., Rabelo, I. M. M., Bendati, M. M., ... & Hein, R. P. (2000). Programa AGUAAN-Agilização do Gerenciamento e Utilização de Águas Com Algas Nocivas.

Zhu, W.; Yu, Q.; Tian, Y. Q.; Becker, B. L.; Zheng, T.; Carrick, H. J. (2014) An assessment of remote sensing algorithms for colored dissolved organic matter in complex freshwater environments. *Remote Sensing of Environment*, v. 140, p. 766–778.





## 8 CONSIDERAÇÕES FINAIS E OPORTUNIDADES

---

8.1	Introdução	153
8.2	Medições <i>in situ</i>	153
8.3	Sensores hiperspectrais orbitais	154
8.4	Nanossatélites	155
8.5	Satélites geoestacionários	156
8.6	Computação em nuvem	157
8.7	Algoritmos semianalíticos	158

---

### 8.1. INTRODUÇÃO

O sensoriamento remoto orbital está em constante evolução e as aplicações são influenciadas pela i) disponibilidade de novos sensores orbitais, ii) pelo desenvolvimento de algoritmos bio-ópticos e iii) de técnicas para o processamento das imagens e dados *in situ*. Enquanto a comunidade de águas interiores vem se fortalecendo com os novos estudos, existem oportunidades que poderão impulsionar ainda mais as aplicações do sensoriamento remoto nesses ambientes. Este capítulo apresenta uma síntese dos tópicos mais relevantes para o futuro desse campo de estudo. Evidentemente, essa síntese não abrange todas as possíveis oportunidades, mas é capaz de expor alguns tópicos que possuem grande potencial para crescer como temas de pesquisa. Diante dessa breve exposição, os tópicos serão apresentados a seguir em seções individuais e caracterizam as considerações finais desse livro.

### 8.2. MEDIÇÕES *IN SITU*

Como vimos nos capítulos anteriores, o sensoriamento remoto tem um enorme potencial de ampliar o conhecimento sobre os processos biogeoquímicos que ocorrem na superfície de sistemas aquáticos continentais em escalas espaciais (20 metros) e temporais (dias) não alcançadas por medidas *in situ*. As aplicações do sensoriamento remoto, contudo, apresentam limitações, uma vez que

as medidas obtidas são derivadas de modelos que dependem da disponibilidade de dados *in situ*. Esses dados são úteis no desenvolvimento e validação dos algoritmos para estimativa das concentrações dos COAs e das propriedades ópticas dos sistemas aquáticos continentais (IOCCG, 2011).

A comunidade de oceanografia enfrentou o desafio de melhorar a qualidade da informação extraída por satélite por meio da operacionalização das aquisições de dados *in situ* concomitantes à passagem de satélites. O primeiro passo nessa direção foi aproveitar a tecnologia desenvolvida no âmbito da rede Argo de perfiladores flutuantes (Dikey, 1991, Davis et al. 2001) e utilizá-la como ponto de partida para criar uma verdadeira frota de flutuadores. Esses flutuadores permitem a instalação de sensores ópticos autônomos para a medição de propriedades ópticas inerentes e aparentes da água, além de outras propriedades relevantes para a calibração de imagens de satélite (IOCCG, 2011).

Desde então várias redes de flutuantes estão em operação e o desempenho já começa a ser avaliado (Leymarie et al., 2018). Por exemplo, a rede ProVal desenvolveu uma plataforma autônoma e de baixo custo para a coleta de medidas radiométricas *in situ* para a validação de imagens de satélite (*co-occean colour validation float*). Para atender aos requisitos da comunidade científica, essa plataforma precisa coletar os dados radiométricos sem intervenção humana e com uma estabilidade semelhante a de radiômetros operados manualmente. Além disso, o sistema teria que transmitir, em tempo real, os produtos radiométricos para a calibração das imagens.

As várias redes de sensores autônomos ainda estão sendo testadas e avaliadas pela comunidade científica de oceanografia (Organelli et al., 2016; Wojtasiewicz et al., 2018; Leymarie et al., 2018). Embora haja muitas barreiras científicas e tecnológicas a serem superadas antes que se tornem ferramentas operacionais para calibração e validação de algoritmos, o esforço de estabelecer essas redes em águas continentais deve ser o foco de grupos de pesquisa, como o LabISA.

### 8.3. SENSORES HIPERESPECTRAIS ORBITAIS

O sensoriamento remoto hiperespectral orbital baseia-se em sensores capazes de adquirir dados espectrais em dezenas de bandas estreitas e contínuas. A riqueza espectral oferece uma grande vantagem em relação aos dados multiespectrais, pois as feições de absorção e de espalhamento dos COAs são relativamente estreitas e exigem medições em faixas específicas do espectro solar para serem detectadas. Um exemplo é a detecção de cianobactérias (*phycocyanin pigments*) usando as feições de absorção em torno de 620 nm (615–630 nm) (Kudela et al., 2015). Nesse sentido, uma série de estudos estão demonstrando como os dados hiperespectrais são úteis para a estimativa de constituintes (Giardino et al., 2007; Ogashawara et al., 2013; Sun et al., 2013; Kudela et al., 2015; Turpie et al., 2015). Gitelson et al. (2011) e Moses et al. (2014) estudaram o potencial do sensor Hyperspectral Imager for the Coastal Ocean (HICO) a bordo da Estação Espacial Internacional na estimativa da concentração de clorofila utilizando um modelo de três bandas (vermelho-NIR) em águas costeiras e turbidas. Embora existam limitações, esses exemplos ilustram os benefícios desses dados para a modelagem bio-óptica de constituintes na água.

O Conselho Nacional de Pesquisa Americana (National Research Council, 2007) identificou as principais questões científicas em seu relatório decenal, e menciona os sensores hiperespectrais orbitais como uma das grandes oportunidades para o estudo dos ecossistemas. Até o momento, os principais sensores hiperespectrais em nível orbital foram projetados como prova de conceito. Por exemplo, o Hyperion EO-1 (NASA) foi lançado em 2000 como o primeiro sensor hiperespectral orbital, com 220 bandas espectrais contíguas e resolução espacial de 34 m. Rudorff et al. (2009) avaliaram a aplicação

do Hyperion em águas amazônicas, e ressaltam a limitação desses dados para estudos aquáticos devido à baixa razão sinal/ruído. Na sequência, a Agência Espacial Europeia (ESA) lançou o Compact High Resolution Imaging Spectrometer (CHRIS) a bordo do Proba-1, em outubro de 2001, mas poucos estudos demonstraram as aplicações desse sensor em águas interiores (Guanter et al., 2005). Como mencionado, esses sensores foram projetos “experimentais” e não oferecem uma coleta periódica em escala global.

No entanto, como parte de um esforço internacional, vários sensores hiperspectrais estão sendo desenvolvidos para lançamento em breve, como Hyperspectral Imager SUite (HISUI, missão japonesa), PRecursoRE IperSpettrale della Missione Applicativa (PRISMA, missão italiana), Hyperspectral InfraRed Imager (HypSIRI, missão americana) e Environmental Mapping and Analysis Program (EnMap, missão alemã). Dentre esses sensores, a missão HypSIRI é uma proposta de sensor orbital para imageamento da superfície terrestre no visível e infravermelho de ondas curtas (VSWIR, 380 nm a 2500 nm) com alta resolução espectral, revisita de 19 dias e resolução espacial de 30 m. Essa missão é bastante promissora para estudos aquáticos (Devred et al., 2013), e as campanhas preparatórias entre 2012 e 2015 já indicavam a qualidade radiométrica e espectral desse sensor hiperspectral para a modelagem de constituintes na água (Palacios et al., 2015). Hestir et al. (2012) reforçaram a importância do SR hiperspectral para os estudos aquáticos, mas enfatizam que esses sensores precisam ter uma alta relação sinal-ruído e sensibilidade o suficiente para a detecção de pequenas variações na radiação da água. Por fim, o sensoriamento remoto hiperspectral começa a ser vislumbrado em escala global nos futuros programas, o que abrirá uma nova fronteira de estudos na detecção de COAs em ambientes continentais e costeiros (Hestir et al., 2015).

#### 8.4. NANOSSATÉLITES

Os nanossatélites são satélites com peso inferior a 10 kg e dimensões inferiores aos satélites tradicionais (ex.: Aalto-1, 10 × 10 × 34 cm). Esses satélites são conhecidos como satélites cúbicos (cubesat) quando sua forma é cúbica. Com base em estatísticas sobre a operação de nanossatélites (<https://www.nanosats.eu/>), existem mais de 2000 nanossatélites em órbita atualmente, com uma previsão de lançamento de mais 3000 até 2025. E qual é a importância desses nanossatélites para a comunidade de águas interiores? Sua importância é que existem missões já em operação com nanossatélites projetados para aplicações em sensoriamento remoto de sistemas aquáticos. Esses satélites operam com o conceito de constelação e permitem a cobertura diária da superfície terrestre com altíssima resolução espacial (mas com limitada baixa resolução espectral).

A primeira missão foi lançada pela empresa PlanetScope (PS), em 2013, e esta já conta com uma constelação de mais de 120 nanossatélites que permitem a cobertura global diária de 150 milhões de km<sup>2</sup> da superfície terrestre em quatro faixas espectrais (azul, verde, vermelho e infravermelho) e resolução espacial de 3 m x 3 m. Cada nanossatélite da PlanetScope consiste em um cubo (10 cm x 10 cm x 30 cm) colocado em uma órbita quase polar com inclinação de 98°, Sol-síncrona, altitude de 475 km e horário de passagem no Equador entre 9h30min e 11h30min. As especificações desses satélites, e seus produtos são encontrados no site da empresa Planet (<https://www.planet.com/products/>). Outras missões de observação da Terra baseadas em nanossatélites foram desenvolvidas pela Astro Digital (<https://astrodigital.com/>), Karten space (<http://kartenspace.com>), e outras lançadas nos últimos cinco anos.

Existem vários desafios na utilização dessas imagens em estudos aquáticos tais como i) diferentes horários de passagem pelo Equador entre órbitas distintas, impondo variabilidade nas condições atmosféricas e de observação para uma dada cena; ii) sensor com limitada resolução espectral (entre 60



e 80 nm a depender da banda); iii) número limitado de bandas espectrais; iv) calibração radiométrica desses sensores. Apesar disso, os nano-satélites já estão sendo utilizados com resultados satisfatórios. Cooley et al. (2017) utilizaram imagens PlanetScope para mapear a variabilidade sazonal dos lagos numa área alagável da planície do rio Yukon, e relatam que apesar das inconsistências radiométricas identificadas entre as cenas adquiridas pelas múltiplas plataformas, foi possível delimitar automaticamente a variabilidade da dimensão de mais de 200 lagos dessa região. Recentemente, Cooley et al. (2019) relataram que o uso de 76.000 imagens permitiu obter mais de 2 milhões de observações sobre mudanças da superfície de 85.358 lagos com área maior que 0,01 km<sup>2</sup> localizados do norte do Canadá e Alasca entre maio e outubro de 2017. O sucesso dessa aplicação indica que esses dados são um outro campo fértil de pesquisa, uma vez que a resolução espacial e temporal permitem a avaliação de outros temas, como o monitoramento de lagoas de tratamento de esgoto, cisternas para armazenamento de água pluviais em regiões áridas (Vanthof et al, 2018), sistemas aquáticos em bacias de primeira e segunda ordem caracterizadas por rios estreitos e lagos de dimensões não compatíveis com o tamanho de pixel de sensores de média resolução.

### 8.5. SATÉLITES GEOESTACIONÁRIOS

Como discutido ao longo do livro, os avanços do sensoriamento remoto de sistemas aquáticos continentais devem muito ao desenvolvimento científico e tecnológico alcançado pela comunidade de oceanografia. Assim sendo, temos que olhar com atenção para o interesse crescente que essa comunidade tem tido pelo desenvolvimento de sensores da cor da água a bordo de satélites geoestacionários. Esse potencial foi avaliado com um artigo pioneiro que relatou a capacidade do sensor SEVERI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager) a bordo do Meteosat (Neukermans et al., 2009). Nesse artigo, os autores demonstram o potencial desse sensor em capturar a variabilidade diária da maré e dos sedimentos em suspensão a elas associados. Em meados da década passada, o grupo internacional de coordenação de pesquisas relativas à cor da água (International Ocean-Colour Coordinating Group - IOCCG) estabeleceu os requisitos e as necessidades relativas ao desenvolvimento de missões baseadas em satélites geoestacionários. As vantagens de sensores a bordo dos satélites geoestacionários são evidentes para aplicações oceanográficas, dada às dimensões planetárias do ambiente e a amplitude das escalas temporais e espaciais de ocorrência de fenômenos oceanográficos. Dentre essas vantagens, a alta resolução temporal permitiria, em tese, acompanhar os fenômenos que evoluem em escalas horárias, aumentando a sincronia entre a escala temporal dos dados de satélite e aquela dos fenômenos, considerando que o sensor tenha as demais resoluções adequadas (espacial, espectral e radiométrica). Para os sistemas aquáticos continentais, essas vantagens não parecem tão óbvias, mas precisam ser investigadas.

O GOCI (Geostationary Ocean Color Imager) foi o primeiro sistema geoestacionário projetado para aquisição de medidas radiométricas de ambientes marinhos. O GOCI foi desenvolvido pela agência espacial coreana, e possui um período de revisita de uma hora, oito bandas espectrais (400 - 865 nm), resolução espectral entre 10 e 40 nm e resolução espacial de 500 m (nadir) com uma faixa de imageamento de 2500 km (Choi et al., 2012). Para dar uma dimensão da capacidade de cobertura desse sensor, essa largura de faixa permitirá obter novas imagens de todo o Brasil a cada hora, aumentando, também, a probabilidade de cenas livres de nuvens ao longo do dia.

No entanto, existem vários desafios científicos e tecnológicos para a aplicação dos dados geoestacionários, como as correções i) atmosféricas; ii) dos efeitos especulares; iii) da curvatura da terra; iv) da geometria de iluminação variável ao longo da longitude e latitude. Apesar desses desafios, os

primeiros estudos com esses sensores indicaram que os resultados são promissores para a estimativa da concentração de sedimentos e da turbidez da água. Essa nova oportunidade é mais promissora ainda porque serão lançamentos mais dois satélites geostacionários até 2022, o GOCI-II (KIOST) com 13 canais espectrais, largura de faixa de 1200 km e resolução espacial de 250 metros, e o GEOCAPE (NASA) com resolução espectral de 10 nm (hiperespectral) e 300 m de resolução espacial. Como as plataformas geostacionárias estão localizadas em longitudes específicas conforme o interesse do país que financia o experimento, a disponibilidade de dados não é global. No entanto, o conhecimento gerado para processar esses dados e torná-los operacionais será de grande interesse no futuro, sendo fundamental que seja acompanhado de perto pelos que se interessam pelo futuro do sensoriamento remoto de sistemas aquáticos continentais.

## 8.6. COMPUTAÇÃO EM NUVEM

A computação em nuvem (*cloud-based computing*) refere-se à utilização de serviços e recursos computacionais, como servidores para armazenamento e processamento de dados, por meio da internet. Os serviços em nuvem tornaram-se essenciais para a manipulação de grande volume de dados digitais, e são usados no armazenamento e na distribuição de imagens de satélite (Wang et al., 2018). Existem várias plataformas nesse mercado digital, como o Google Earth Engine; Amazon Web Services; Microsoft Azure; DigitalGlobe Geospatial Big Data Platform; Nebula Cloud Computing Platform; ESRI Cloud; e NASA Earth Exchange. Dentre esses serviços, o Google Earth Engine (GEE) (<https://earthengine.google.com/>) vem se destacando como plataforma eficiente no processamento de imagens de satélite utilizando computação em nuvem (Gorelick et al., 2017; Kumar et al., 2018). O GEE oferece um serviço computacional de alto desempenho com um amplo catálogo de imagens em escala global. O usuário, por exemplo, possui acesso a dados históricos dos programas de observação da Terra como Landsat, EOS, e Sentinel 1, 2, e 3. Em termos de rotinas operacionais, a plataforma possui recursos para que os usuários possam desenvolver algoritmos e enviar comandos pela interface de programação usando JavaScript ou Python. Portanto, esse exemplo demonstra que existe uma forte tendência na forma de processarmos as imagens de satélite, principalmente em larga escala.

Como mencionado, as plataformas em nuvem são relativamente recentes, mas já estão norteando o futuro do processamento digital de imagens (Casu et al., 2017). Em particular, para águas interiores, Pekel et al. (2016) utilizaram 3 milhões de imagens do programa Landsat durante 32 anos (1984 – 2015) para mapear a frequência de corpos d'água em média resolução espacial (30 m) e em escala global (<https://global-surface-water.appspot.com/>). Nesse estudo, o processamento das imagens foi realizado em 45 dias usando esse tipo de plataforma, o que demoraria 1.212 anos para ser realizado em um computador comum. O estudo de Pekel et al. (2016) demonstrou o potencial do processamento em nuvem para o mapeamento dos recursos hídricos em escala global, e é uma referência nesse tipo de aplicação. Enquanto outros trabalhos também enfatizam a classificação de corpos d'água nessas plataformas (Donchyts et al. 2016; Isikdogan, et al., 2017; Jones et al., 2017; Khandelwal et al., 2017), o estudo da dinâmica dos constituintes na água é ainda pouco explorado. De fato, um dos motivos é a própria limitação da modelagem dos constituintes em larga escala; os modelos são tipicamente locais ou regionais. Nesse momento percebemos que as aplicações em nuvem são uma alternativa para o processamento das imagens, mas ainda existem os desafios na modelagem bio-óptica dos constituintes. Portanto, em um cenário ideal, o desenvolvimento de modelos genéricos tornará possível a integração dessas plataformas em sistemas de monitoramento e tal recurso será muito importante para os estudos em ambientes aquático.



## 8.7. ALGORITMOS SEMIANALÍTICOS

Algoritmos empíricos utilizando dados de sensoriamento vêm sendo aplicados a algumas décadas na estimativa de parâmetros de qualidade de água (Matthews, 2011; Montanher, 2013). Entretanto, essas estimativas são válidas somente para o conjunto de dados (imagem e dados in situ) a partir dos quais os algoritmos foram calibrados. Essa restrição impede o desenvolvimento de ferramentas, a partir desses algoritmos, para o monitoramento sistemático por sensoriamento remoto orbital (Giardino et al., 2007), que é uma demanda dos órgãos de gerenciamento de recursos hídricos. Dessa forma, os estudos recentes começam a investigar a aplicação de modelos semianalíticos.

Na última década, com o avanço tecnológico e a demanda crescente por informações que auxiliem o uso racional da água doce, equipamentos de medidas ópticas subaquáticas em oceano, passaram e ser utilizados em águas interiores. A disponibilidade dessas medidas (propriedades ópticas inerentes e aparentes) tem viabilizado o desenvolvimento e a parametrização de algoritmos bio-ópticos semianalíticos para águas interiores (Boss et al. 2007; Binding et al., 2008; Brando et al. 2009; Chang et al. 2010; Zhang et al. 2011; Campbell et al. 2011; Brando et al. 2012; Gleason et al. 2012; Mouw et al. 2013). Estes algoritmos quando bem calibrados e validados, com base na variabilidade das propriedades físicas do ecossistema aquático, têm abrangência temporal e são aplicáveis a todas as imagens orbitais adquiridas sobre o ecossistema em análise, dando oportunidade de avaliar a qualidade da água independentemente de novas medidas in situ. Além da redução dos custos de coleta e da possibilidade de desenvolvimento de ferramentas para monitoramento sistemático, esses algoritmos também viabilizam uma análise retrospectiva (Dekker et al 2002), com a geração de séries temporais. Alguns exemplos desses algoritmos semianalíticos foram apresentados no capítulo 5.

A utilização de equipamentos de medidas subaquáticas e a parametrização de algoritmos semianalíticos em águas interiores brasileiras é recente, o que torna esta linha de pesquisa um campo extremamente fértil, dado que tem toda uma linha de revisão de métodos e melhoramento de protocolos de correção dos dados e avaliação dos algoritmos semianalíticos disponíveis na literatura. Dois grupos de pesquisas vem empreendendo esforços, com resultados relevantes, nesta linha de pesquisa: o grupo do INPE, formado principalmente pela equipe do LabISA-<http://www.dpi.inpe.br/labisa/> (Cairo, 2013; Ferreira, 2014; Augusto-Silva, 2014; Carvalho, 2016, Martins, 2017; Silvia, 2018; Jorge, 2018; Maciel 2019; Flores júnior, 2019) e o grupo da UNESP-PP SERTIE- <http://sertie.fct.unesp.br/> (Rotta, 2015; Watanabe, 2016; Rodrigues 2017). Os resultados alcançados por estes grupos até o momento mostram que, em um futuro próximo, as imagens orbitais poderão ser usadas rotineiramente nas atividades de monitoramento sistemático do estado dos sistemas aquáticos brasileiros.

## REFERÊNCIAS

Barnsley, M.J.; Settle, J.J.; Cutter, M.; Lobb, D.; Teston, F. The PROBA/CHRIS mission: A low-cost smallsat for hyperspectral, multi-angle, observations of the Earth surface and atmosphere. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2004, 42, 1512–1520.

Casu, F., Manunta, M., Agram, P. S., & Crippen, R. E. (2017). Big Remotely Sensed Data: tools, applications and experiences. *Remote Sensing of Environment*, 202, 1-2.

Choi, J. K., Park, Y. J., Ahn, J. H., Lim, H. S., Eom, J., & Ryu, J. H. (2012). GOCI, the world's first geostationary ocean color observation satellite, for the monitoring of temporal variability in coastal water turbidity. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C9).

Choi, Jong-Kuk, Young Je Park, Bo Ram Lee, Jinah Eom, Jeong-Eon Moon, and Joo-Hyung Ryu. "Application of the Geostationary Ocean Color Imager (GOCI) to mapping the temporal dynamics of coastal water turbidity." *Remote Sensing of Environment* 146 (2014): 24-35.

Cooley, S. W., Smith, L. C., Ryan, J. C., Pitcher, L. H., & Pavelsky, T. M. (2019). Arctic-Boreal lake dynamics revealed using CubeSat imagery. *Geophysical Research Letters*.

Cooley, S. W., Smith, L. C., Stepan, L., & Mascaro, J. (2017). Tracking Dynamic Northern Surface Water Changes with High-Frequency Planet CubeSat Imagery. *Remote Sensing*, 9(12), 1306.

Davis, R. E., J. T. Sherman, and J. Dufor, (2001). Profiling ALACEs and other advances in autonomous subsurface floats. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 18, 982–993

Devred, E., Turpie, K. R., Moses, W., Klemas, V. V., Moisan, T., Babin, M., ... & Jo, Y. H. (2013). Future retrievals of water column bio-optical properties using the Hyperspectral Infrared Imager (HyspIRI). *Remote Sensing*, 5(12), 6812-6837.

Dickey, T. D. (1991). The emergence of concurrent high-resolution physical and bio-optical measurements in the upper ocean and their applications. *Reviews of Geophysics*, 29(3), 383-413.

Donchyts, G., Baart, F., Winsemius, H., Gorelick, N., Kwadijk, J., & Van De Giesen, N. (2016). Earth's surface water change over the past 30 years. *Nature Climate Change*, 6(9), 810.

Flores júnior, R. Parametrização de algoritmos empíricos e algoritmo quasi-analítico qaa para estimativa de clorofila-a em lagos da várzea do rio Amazonas. versão: 2019-03-22. IBI: <8JMKD3MGP3W34R/3SUQ3U2>. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2019.

Giardino, C., Brando, V. E., Dekker, A. G., Strömbeck, N., & Candiani, G. (2007). Assessment of water quality in Lake Garda (Italy) using Hyperion. *Remote Sensing of Environment*, 109(2), 183-195.

Gitelson, A. A., Gao, B. C., Li, R. R., Berdnikov, S., & Saprygin, V. (2011). Estimation of chlorophyll-a concentration in productive turbid waters using a Hyperspectral Imager for the Coastal Ocean—the Azov Sea case study. *Environmental Research Letters*, 6(2), 024023.

Gorelick, N., Hancher, M., Dixon, M., Ilyushchenko, S., Thau, D., & Moore, R. (2017). Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. *Remote Sensing of Environment*, 202, 18-27.

Guanter, L., Alonso, L., & Moreno, J. (2005). First results from the PROBA/CHRIS hyperspectral/multiangular satellite system over land and water targets. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2(3), 250-254.

Hansen, M. C., Potapov, P. V., Moore, R., Hancher, M., Turubanova, S. A. A., Tyukavina, A., ... & Kommareddy, A. (2013). High-resolution global maps of 21st-century forest cover change. *science*, 342(6160), 850-853.

Hansen, M.; Potapov, P.; Moore, R.; Hancher, M.; Turubanova, S.; Tyukavina, D.; Stehman, S.; Goetz, S.; Loveland, T.; Kommareddy, A. Observing the forest and the trees: The first high resolution global maps of forest cover change. *Science* 2013, 342, 850–853. [CrossRef] [PubMed]

Hestir, E. L., Brando, V. E., Bresciani, M., Giardino, C., Matta, E., Villa, P., & Dekker, A. G. (2015). Measuring freshwater aquatic ecosystems: The need for a hyperspectral global mapping satellite mission. *Remote Sensing of Environment*, 167, 181-195.

Hunter, P. D., Tyler, A. N., Carvalho, L., Codd, G. A., & Maberly, S. C. (2010). Hyperspectral remote sensing of cyanobacterial pigments as indicators for cell populations and toxins in eutrophic lakes. *Remote Sensing of Environment*, 114(11), 2705-2718.

IOCCG (2011). Bio-Optical Sensors on Argo Floats. Claustre, H. (ed.), Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, No. 11, IOCCG, Dartmouth, Canada.

Isikdogan, F., Bovik, A., & Passalacqua, P. (2017). RivaMap: An automated river analysis and mapping engine. *Remote Sensing of Environment*, 202, 88-97.

Jones, S. K., Fremier, A. K., DeClerck, F. A., Smedley, D., Ortega Pieck, A., & Mulligan, M. (2017). Big data and multiple methods for mapping small reservoirs: comparing accuracies for applications in agricultural landscapes. *Remote Sensing*, 9(12), 1307.

Khandelwal, A., Karpatne, A., Marlier, M. E., Kim, J., Lettenmaier, D. P., & Kumar, V. (2017). An approach for global monitoring of surface water extent variations in reservoirs using MODIS data. *Remote sensing of Environment*, 202, 113-128.

Kudela, R. M., Palacios, S. L., Austerberry, D. C., Accorsi, E. K., Guild, L. S., & Torres-Perez, J. (2015). Application of hyperspectral remote sensing to cyanobacterial blooms in inland waters. *Remote Sensing of Environment*, 167, 196-205.

Kumar, L., & Mutanga, O. (2018). Google Earth Engine Applications Since Inception: Usage, Trends, and Potential. *Remote Sensing*, 10(10), 1509.

Kwon, Y. S., Jang, E., Im, J., Baek, S. H., Park, Y., & Cho, K. H. (2018). Developing data-driven models for quantifying *Cochlodinium polykrikoides* using the Geostationary Ocean Color Imager (GOCI). *International Journal of Remote Sensing*, 39(1), 68-83.

Leymarie, E., Penkerch, C., Vellucci, V., Lerebourg, C., Antoine, D., Boss, E., ... & Claustre, H. (2018). ProVal: A new autonomous profiling float for high quality radiometric measurements. *Frontiers in Marine Science*, 5, 437.

Maciel, D. A. Quantificação remota da concentração de sólidos totais e inorgânicos em suspensão em lagos da planície de inundação do baixo amazonas – uma abordagem multi-sensor. versão: 2019-02-11. 186 p. IBI: <8JMKD-3MGP3W34R/3SLFNB5>. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2019. Disponível em: <<http://urlib.net/rep/8JMKD3MGP3W34R/3SLFNB5>>

Matthews, M. A current review of empirical procedures of remote sensing in inland and near-coastal transitional waters. *International Journal of Remote Sensing*, No. 21, Vol. 32, November 2011, 6855–6899

Montanher, O. C. Modelos empíricos para estimativa da concentração de sedimentos em suspensão em rios amazônicos de águas brancas a partir de imagens Landsat 5. (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/02.26.19.52-TDI) Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.

Moses, W. J., Bowles, J. H., Lucke, R. L., & Corson, M. R. (2012). Impact of signal-to-noise ratio in a hyperspectral sensor on the accuracy of biophysical parameter estimation in case II waters. *Optics express*, 20(4), 4309-4330.

Moses, W. J., Gitelson, A. A., Berdnikov, S., Bowles, J. H., Povazhnyi, V., Saprygin, V., ... & Patterson, K. W. (2014). HICO-Based NIR-Red Models for Estimating Chlorophyll-a Concentration in Productive Coastal Waters. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 11(6), 1111-1115.

National Research Council. (2007). *Earth science and applications from space: national imperatives for the next decade and beyond*. National Academies Press.

Neukermans, G., Ruddick, K., Bernard, E., Ramon, D., Nechad, B., & Deschamps, P. Y. (2009). Mapping total suspended matter from geostationary satellites: a feasibility study with SEVIRI in the Southern North Sea. *Optics Express*, 17(16), 14029-14052.

Ogashawara, I., Mishra, D. R., Mishra, S., Curtarelli, M. P., & Stech, J. L. (2013). A performance review of reflectance based algorithms for predicting phycocyanin concentrations in inland waters. *Remote Sensing*, 5(10), 4774-4798.

Organelli, E., Claustre, H., Bricaud, A., Schmechtig, C., Poteau, A., Xing, X., ... & Vellucci, V. (2016). A novel near-real-time quality-control procedure for radiometric profiles measured by Bio-Argo floats: protocols and performances. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 33(5), 937-951

Pekel, J. F., Cottam, A., Gorelick, N., & Belward, A. S. (2016). High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes. *Nature*, 540(7633), 418.

Rodrigues, T. From oligo to eutrophic inland waters: advancements and challenges for bio-optical modeling 2017, Tese na Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, UNESP (<https://repositorio.unesp.br/handle/11449/150315>)

Rotta, L. H. Estimation of Submerged Aquatic Vegetation Height and Distribution in Nova Avanhandava Reservoir (São Paulo State, Brazil) Using Bio-Optical Modeling, 2015 Tese na Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, UNESP ([http://www2.fct.unesp.br/pos/cartografia/docs/teses/t\\_rota\\_lh.pdf](http://www2.fct.unesp.br/pos/cartografia/docs/teses/t_rota_lh.pdf))

Ruddick, K., Neukermans, G., Vanhellemont, Q., & Jolivet, D. (2014). Challenges and opportunities for geostationary ocean colour remote sensing of regional seas: A review of recent results. *Remote Sensing of Environment*, 146, 63-76.

Ruddick, K., Vanhellemont, Q., Yan, J., Neukermans, G., Wei, G., & Shang, S. (2012). Variability of suspended particulate matter in the Bohai Sea from the Geostationary Ocean Color Imager (GOCI). *Ocean Science Journal*, 47(3), 331-345.

Sun, D., Li, Y., Wang, Q., Gao, J., Le, C., Huang, C., & Gong, S. (2013). Hyperspectral remote sensing of the pigment c-phycocyanin in turbid inland waters, based on optical classification. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 51(7), 3871-3884.

Turpie, K. R., Klemas, V. V., Byrd, K., Kelly, M., & Jo, Y. H. (2015). Prospective HypsIRI global observations of tidal wetlands. *Remote Sensing of Environment*, 167, 206-217.

Ungar, S.G.; Pearlman, J.S.; Mendenhall, J.A.; Reuter, D. Overview of the earth observing one (EO-1) mission. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2003, 41, 1149–1159. 33.

Vanthof, V. (2018). *Monitoring Rainwater Harvesting Systems in India Using Satellite Remote Sensing Observations*(Master's thesis, University of Waterloo).

Wang, L., Ma, Y., Yan, J., Chang, V., & Zomaya, A. Y. (2018). pipsCloud: High performance cloud computing for remote sensing big data management and processing. *Future Generation Computer Systems*, 78, 353-368.

Watanabe, Parametrization of bio-optical model for estimating chlorophyll-a concentration in a tropical eutrophic reservoir. 2016, Tese na Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, UNESP (<https://repositorio.unesp.br/handle/11449/138176>)

Wojtasiewicz, B., Walsh, I. D., Antoine, D., Slawinski, D., & Hardman-Mountford, N. J. (2018). Inferring and removing a spurious response in the optical backscattering signal from an autonomous profiling float. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 35(11), 2137-2146.

Wynne, T. T., Stumpf, R. P., Tomlinson, M. C., Warner, R. A., Tester, P. A., Dyble, J., & Fahnenstiel, G. L. (2008).

Relating spectral shape to cyanobacterial blooms in the Laurentian Great Lakes. *International Journal of Remote Sensing*, 29(12), 3665-3672.

Xiong, J.; Thenkabail, P.S.; Gumma, M.K.; Teluguntla, P.; Poehnelt, J.; Congalton, R.G.; Yadav, K.; Thau, D. Automated cropland mapping of continental Africa using Google Earth Engine cloud computing. *ISPRS J. Photogramm. Remote. Sens.* 2017, 126, 225–244.

---

## LISTA DE ABREVIÇÕES

6SV	Sec. Simul. Satellite Signal Solar Spectrum	MSI	MultiSpectral Instrument
ANA	Agência Nacional de Águas	MSS	Multispectral Scanner System
AOPs	Propriedades ópticas aparentes	NAP	Partículas não algais
CDOM	Matéria orgânica dissolvida colorida	NASA	National Aeronautics and Space Adm.
CEOS	Committee on Earth Observing Satellites	NDCI	Normalized Difference Chlorophyll Index
CETESB	Comp. Ambiental do Estado de São Paulo	NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
CHRIS	Compact High Res. Imag. Spectrometer	OCM	Ocean Color Monitor
CIA	Cavidade Integradora de Absorção	OLI	Operational Land Imager
CIAFP	Cavidade Int. de Absorção Fonte Pontual	PRISMA	PRecursore IperSpettrale Miss. Applicativa
COA	Constituinte opticamente ativo	QAA	Quasi-Analytical Algorithm
CPC	Concentração de ciano-ficocianina	REM	Radiação eletromagnética
CZCS	Coastal Zone Color Scanner	RER	Resposta Espectral Relativa
DSR	Divisão de Sensoriamento Remoto	SAM	Mapeamento por ângulo espectral
EE	Energia eletromagnética	SeaWiFS	Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor
EnMap	Environmental Map. and Analysis Program	SEVERI	Spinning Enh. Vis. and InfraRed Imager
EOS	Earth Observing System	SOA	Algoritmo de Otimização Espectral
ERS	European Remote Sensing Satellite	SPOT	Système Probatoire d'observ. de la Terre
ETR	Equação de transferência radiativa	SR	Sensoriamento remoto
FLH	Fluorescence Line Height	STD	Sólidos Totais Dissolvidos
GEE	Google Earth Engine	TM	Thematic Mapper
GOCI	Geostationary Ocean Color Imager	TOA	Topo-da-atmosfera
HICO	Hypersp. Imager for the Coastal Ocean	TTR	Teoria de transferência radiativa
HISUI	Hyperspectral Imager Suite	VIIRS	Visible Infrared Imaging Radiometer Suite
HypIRI	Hyperspectral Infrared Imager	VNIR	Visível e do infravermelho próximo
IET	Índice do Estado Trófico	VSF	Função de espalhamento volumétrico
IFOV	Instantaneous Field of View		
IOCCG	International Ocean-Colour Coord. Group		
IOPs	Propriedades ópticas inerentes		
IRS	Indian Remote Sensing Satellites		
ISRO	Indian Space Research Organization		
ISS	International Space Station		
LabISA	Lab. de Instrumentação de Sist. Aquáticos		
LGC	Lago Grande de Curuai		
LISS	Linear Imaging Self-Scanning Sensor		
MERIS	Medium Resolution Imaging Spectrometer		
MMA	Ministério do Meio Ambiente		
MOD	Matéria orgânica dissolvida		
MODIS	MODerate res. Imaging Spectroradiometer		

---



---

## LISTA DE SÍMBOLOS

$a(\lambda)$	Coefficiente de absorção	$m^{-1}$
$a_t(\lambda)$	Coefficiente de absorção total da água	$m^{-1}$
$a_w(\lambda)$	Coefficiente de absorção da água pura	$m^{-1}$
$a_{cdm}(\lambda)$	Coefficiente de absorção do detrito + CDOM	$m^{-1}$
$a_{dg}(\lambda)$	Coefficiente de absorção do detrito + CDOM	$m^{-1}$
$a_{CDOM}(\lambda)$	Coefficiente de absorção da CDOM	$m^{-1}$
$a_{phy}^*(\lambda)$	Coefficiente de absorção específico do fitoplâncton	$m^{-1} mg^{-1}$
$a_{phy}(\lambda)$	Coefficiente de absorção do fitoplâncton	$m^{-1}$
$a_{det}(\lambda)$	Coefficiente de absorção do detrito	$m^{-1}$
$a_p(\lambda)$	Coefficiente de absorção do material particulado	$m^{-1}$
$a_{NAP}(\lambda)$	Coefficiente de absorção do material particulado	$m^{-1}$
$b$	Coefficiente de espalhamento	$m^{-1}$
$\beta$	Função de espalhamento volume	$m^{-1} sr^{-1}$
$\beta^{\sim}$	Função de fase de espalhamento	$sr^{-1}$
$b_b$	Coefficiente de retroespalhamento	$m^{-1}$
$b_{bp}$	Coefficiente de retroespalhamento do material particulado	$m^{-1}$
$b_{bw}$	Coefficiente de retroespalhamento da água pura	$m^{-1}$
$b_f$	Coefficiente de espalhamento para frente	$m^{-1}$
$b_{NAP}(\lambda)$	Coefficiente de espalhamento de material não-algal	$m^{-1}$
$c(\lambda)$	Coefficiente de atenuação	$m^{-1}$
$\Phi(\lambda)$	Fluxo radiante	$W nm^{-1}$
$\Phi_i(\lambda)$	Fluxo radiante incidente	$W nm^{-1}$
$\Phi_a(\lambda)$	Fluxo radiante absorvido	$W nm^{-1}$
$\Phi_s(\lambda)$	Fluxo radiante espalhado	$W nm^{-1}$
$\Phi_t(\lambda)$	Fluxo radiante transmitido	$W nm^{-1}$
$E(\lambda)$	Irradiância planar	$W m^{-2} nm^{-1}$
$E_0(\lambda)$	Irradiância escalar	$W m^{-2} nm^{-1}$
$E_s(\lambda)$	Irradiância incidente na superfície da água	$W m^{-2} nm^{-1}$
$E_{sky}(\lambda)$	Irradiância difusa do céu	$W m^{-2} nm^{-1}$
$E_d(\lambda)$	Irradiância escalar descendente na coluna d'água	$W m^{-2} nm^{-1}$
$E_u(\lambda)$	Irradiância escalar ascendente na coluna d'água	$W m^{-2} nm^{-1}$
$E_{od}(\lambda)$	Irradiância escalar descendente na coluna d'água	$W m^{-2} nm^{-1}$
$E_{ou}(\lambda)$	Irradiância escalar ascendente na coluna d'água	$W m^{-2} nm^{-1}$
$I(\lambda)$	Intensidade radiante espectral	$W sr^{-1} nm^{-1}$
$L(\lambda)$	Radiância espectral	$W m^{-2} sr^{-1} nm^{-1}$
$L_w(\lambda)$	Radiância espectral deixando a coluna d'água	$W m^{-2} sr^{-1} nm^{-1}$
$L_w(\theta, \phi, \lambda)$	Radiância espectral deixando a coluna d'água na direção $(\theta, \phi)$	$W m^{-2} sr^{-1} nm^{-1}$
$L_{sky}(\lambda)$	Radiância do céu	$W m^{-2} sr^{-1} nm^{-1}$

---

---

$L_r(\lambda)$	Radiância especular refletida pela superfície da água	$W m^{-2} sr^{-1} nm^{-1}$
$L_u(\lambda)$	Radiância ascendente na coluna d'água	$W m^{-2} sr^{-1} nm^{-1}$
$L_d(\lambda)$	Radiância descendente na coluna d'água	$W m^{-2} sr^{-1} nm^{-1}$
$L_t(\lambda)$	Radiância Total proveniente da superfície da água	$W m^{-2} sr^{-1} nm^{-1}$
$L_{TOA}(\lambda)$	Radiância no topo da atmosfera	$W m^{-2} sr^{-1} nm^{-1}$
$K_d$	Coefficiente de atenuação vertical difuso da irradiância planar desc.	$m^{-1}$
$K_{od}$	Coefficiente de atenuação vertical difuso da irradiância escalar desc.	$m^{-1}$
$K_u$	Coefficiente de atenuação vertical difuso da irradiância planar	$m^{-1}$
$K_{ou}$	Coefficiente de atenuação vertical difuso da irradiância escalar	$m^{-1}$
$K_{PAR}$	Coefficiente de atenuação vertical difuso da radiação fotossintéti. ativa	$m^{-1}$
$f$	Fator geométrico de luz	adimensional
$Q$	Energia radiante	Joule
$R_{rs}$	Reflectância de Sensoriamento remoto	$sr^{-1}$
$r_{rs}$	Reflectância de Sensoriamento remoto de subsuperfície	$sr^{-1}$
$R$	Razão de irradiâncias ou reflectâncias de irradiância	adimensional
$S$	Declividade espectral de CDOM ou espalhamento	$nm^{-1}$
$\lambda$	Comprimento de onda	nm
$OD_{sus}$	Absorbância do material em suspensão	adimensional
$OD_{phy}$	Absorbância do fitoplâncton	adimensional
$OD_{total}$	Absorbância corrigida do particulado	adimensional
$OD_{det}$	Absorbância do detrito	adimensional
$\rho_{sky}$	Reflectância do céu	adimensional
$\omega_o(\lambda)$	Albedo espectral de espalhamento simples	adimensional
$\mu_d$	Cosseno médio do campo de luz descendente	adimensional
$\mu_u$	Cosseno médio do campo de luz ascendente	adimensional
$h$	Constante de Plank (6,625 10 <sup>-34</sup> Joules segundo)	J s
$c$	Velocidade da luz no meio $c = 2,998 108$ no vácuo	$m s^{-1}$
$\theta$	Ângulo zenital em medidas radiométricas	Graus, radianos
$\phi$	Ângulo azimutal em medidas radiométricas	Graus, radianos
$\xi(\lambda_i)$	Quantidade de energia do fóton no comprimento de onda ( $\lambda_i$ )	J

---

---

## LISTA ALFABÉTICA

### A

Absorção, 1; 36  
Acervo histórico, 121  
Adveção, 14  
Aerossóis, 129  
Agência Nacional de Águas, 19  
Agrupamento, 89  
Algas, 146  
Algoritmo de otimização espectral, 95  
Algoritmos semi-empíricos, 94  
Altitude de órbita, 113  
Análise derivativa, 87  
Ângulo de aceitação, 70  
Ângulo de Inclinação, 113  
Ângulo sólido, 59  
Atenuação, 25

### B

Bacias hidrográficas, 3

### C

Caminho óptico, 69  
Campo de visada instantânea, 117  
Campo elétrico, 27  
Caracterização biofísica, 1  
Caracterização óptica, 137  
Carbono orgânico dissolvido, 150  
Carga óptica, 126  
Carotenóides, 49  
Cena, 123  
Cianobactéria, 148  
Classificação espectral, 89  
Clorofila, 1; 88  
Coeficiente de absorção, 38; 76  
Coeficiente de atenuação, 39; 76  
Coeficiente de atenuação vertical, 42; 64  
Coeficiente de espalhamento, 75  
Coletores cosseno, 57  
Coletores de irradiância planar, 58  
Comprimento de onda, 87  
Computação em nuvem, 154  
Constituintes atmosféricos, 125  
Constituintes opticamente ativos, 1; 44; 108  
Convecção, 14  
Conversões radiométricas, 123  
Correção atmosférica, 3; 127; 130

Cossenos médios, 43  
Curvas radiométricas, 85

### D

Dados radiométricos, 2  
Derivação sucessiva, 87  
Difrator, 57  
Difusão molecular, 14  
Dinâmica dos sedimentos, 138  
Disco de Secchi, 4

### E

Efeito de adjacência, 124  
Efeito difuso, 125  
Energia radiante, 30  
Escala radiométrica, 128; 129  
Espalhamento, 1; 36  
Espalhamento de albedo único, 130  
Espalhamento especular, 86  
Espalhamento Mie, 37  
Espalhamento Rayleigh, 37  
Espalhamentos atmosférico, 124  
Espectro eletromagnético, 24  
Espectrorradiômetro, 89  
Eutrofização, 1; 144

### F

Faixa de imageamento, 112  
Fitoplâncton, 44; 51; 94; 109  
Fluorescência, 88  
Flutuações aleatórias, 37  
Fluxo incidente, 38  
Fluxo radiante, 30; 57  
Fóton, 27; 36; 51  
Fresnel, 130  
Função de espalhamento, 39; 40; 68  
Função de fase dos aerossóis, 130

### G

Geometria de iluminação, 86  
Geoprocessamento, 123  
Grandeza radiométrica, 27; 83; 112

### H

Hidrodinâmica, 147  
Hidrografa, 15

---

---

Hidrológico, 138

## I

Índice de Qualidade das Águas, 19

Intensidade radiante, 31; 32

Irradiância, 2; 31; 33; 57

Irradiância descendente, 64

Irradiância hemisférica, 58

Irradiância planar, 31

## L

Lentes colimadoras, 68

Lênticos, 13

Lóticos, 13

## M

Macrófitas, 145

Matéria orgânica dissolvida colorida, 1; 44; 110

Medições in situ, 150

Mineração, 139

Modelagem bio-óptica, 92

Modelos empíricos, 3

Modelos matemáticos, 83

## N

Nanossatélites, 152

Nível digital, 139

## O

Observação da Terra, 107

Ondulatória, 27

Óptica hidrológica, 26; 38; 55

Órbita, 121

Organismos clorofilados, 49

## P

Particulado total, 44

Partículas não algais, 48

Perfis radiométricos, 64

Período de rotação, 113

Pigmentos, 146

Pluma de dispersão, 143

Precipitação, 142

Processamento digital, 123

Profundidade Secchi, 136

Propagação da luz, 27

Propriedades ópticas aparentes, 40; 41

Propriedades ópticas inerentes, 27; 38; 67; 92

## R

Radiação eletromagnética, 4; 26; 107

Radiância, 1; 31; 57; 127

Radiância aparente, 128

Radiância ascendente, 64

Radiômetro, 58

Rayleigh, 129; 130

Razão sinal-ruído, 113

Reamostragem, 91

Recursos hídricos, 122

Rede de flutuantes, 151

Reflectância, 41; 138

Reflectância aparente, 127

Reflectância da água, 124

Reflectância de radiância, 41

Reflectância de sensoriamento remoto, 41; 56; 60

Reflectância de superfície, 1; 129

Reflexão difusa, 61

Reflexão especular, 25; 61; 124

Reservatório, 4; 13; 145

Residência hidráulica, 13; 15; 144

Resolução espacial, 114; 117

Resolução espectral, 116; 117

Resolução radiométrica, 117

Resolução temporal, 115; 117

Resposta espectral relativa, 91

Retroespalhamento, 75

Rompimento de barragens, 140

## S

Satélites de observação da Terra, 118

Satélites geoestacionários, 153

Sedimentos, 138

Sensor eletro-óptico, 111

Sensores hiperespectrais, 122; 151

Sensoriamento remoto orbital, 132

Séries temporais, 139

Sistemas orbitais, 111

Sólidos em suspensão, 1; 109

Substâncias amarelas, 45

## T

Topo-da-atmosfera, 128

Transferência radiativa, 26; 29; 51; 92; 129

Transmitância atmosférica, 125

Transmitância difusa, 130

Transmitância direta, 129

Transparência, 136

Tubo não reflexivo, 69

Turbidez, 141

Turbulência, 14; 144

## V

Varredura transversal, 113

Várzea, 150

Vazão, 138

## Z

Zona eufótica, 3

Zooplâncton, 45

---