

**NARIANE MARSELHE RIBEIRO BERNARDO**



**ANÁLISE DO POTENCIAL DO SENSOR OLI (OPERATIONAL LAND IMAGER) A  
BORDO DO LANDSAT-8 EM ESTIMAR A CONCENTRAÇÃO DE SÓLIDOS TOTAIS  
EM SUSPENSÃO NO RESERVATÓRIO DE BARRA BONITA**

**NARIANE MARSELHE RIBEIRO BERNARDO**

**ANÁLISE DO POTENCIAL DO SENSOR OLI (OPERATIONAL LAND IMAGER) A  
BORDO DO LANDSAT-8 EM ESTIMAR A CONCENTRAÇÃO DE SÓLIDOS  
TOTAIS EM SUSPENSÃO NO RESERVATÓRIO DE BARRA BONITA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Cartográficas da Universidade Estadual Paulista – Faculdade de Ciências e Tecnologia – Campus Presidente Prudente, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Ciências Cartográficas.  
Orientador: Dr. Enner Alcântara.

**PRESIDENTE PRUDENTE**

**2015**

## FICHA CATALOGRÁFICA

Bernardo, Nariane Marselhe Ribeiro.

B444a Análise do potencial do sensor OLI (*Operational Land Imager*) a bordo do Landsat-8 em estimar a concentração de sólidos totais em suspensão no reservatório de Barra Bonita / Nariane Marselhe Ribeiro Bernardo. - Presidente Prudente : [s.n.], 2015

119 f.


Orientador: Enner Herenio de Alcântara

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências e Tecnologia


Inclui bibliografia

1. Modelo bio-óptico. 2. Dados hiperespectrais. 3. Sólidos suspensos. I. Alcântara, Enner Herenio de. II. Universidade Estadual Paulista. Faculdade de Ciências e Tecnologia. III. Título.

**BANCA EXAMINADORA**



**Prof. Dr. ENNER HERENIO DE ALCANTARA**  
(ORIENTADOR)



**Prof. Dr. ARCILAN TREVENZOLI ASSIREU**  
(UNIFEI)



**Profa. Dra. MARIA DE LOURDES BUENO T. GALO**  
(UNESP/FCT)



**NARIANE MARSELHE RIBEIRO BERNARDO**

Presidente Prudente (SP), 30 de outubro de 2015.

Resultado: APROVADA.

*Aos meus pais, Nadir e Mário, e  
minhas avós, Florinda e Hilda,  
por todo o amor e dedicação.*

## AGRADECIMENTOS

Dou início a esta seção agradecendo à Deus por sempre permitir que o livre arbítrio das decisões me conduzissem até aqui. Agradeço à Ele pelas oportunidades criadas, pelas bênçãos recebidas e por toda a providência divina que, em momentos árdios, me mantiveram firme na caminhada.

Agradeço ao meu orientador, professor Dr. Enner Alcântara, pelo exemplo de dedicação, competência, responsabilidade e comprometimento. Obrigada pelo tempo dedicado e por sempre me ajudar a conduzir o desenvolvimento da pesquisa na direção certa.

Ao Dr. Nilton Nobuhiro Imai, e à banca, professora Dra. Maria de Lourdes Bueno Trindade Galo e professor Dr. Arclian Trevenzoli Assireu, pelas contribuições realizadas. Obrigada por colaborarem para o enobrecimento do conteúdo desse trabalho.

À todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Ciências Cartográficas e outros responsáveis pelo Departamento de Cartografia que sempre, de maneira cordial, estiveram presentes e contribuíram para minha formação acadêmica.

Aos meus pais, pelo amor, compreensão, paciência, carinho e amizade. Obrigada pela força, pelas ligações e orações, por todo apoio e cuidado. Obrigada por me ensinar que o trabalho feito com o coração sempre renderá bons frutos. Aproveito ainda este parágrafo para demonstrar gratidão à toda a minha família, em especial ao Vinícius por toda a amizade, compreensão e paciência.

Aos amigos do PPGCC que foram, e ainda serão, uma família para mim: Alisson, André, Bruno, Carlos, Dani, Fer Magri, Fer Watanabe, Luiz, Gabi, Marcos, Mari Chaves, May, Nemer, Stela e Thanan. Todos puderam colaborar em algum momento desta jornada acadêmica e pessoal. Agradeço também às amigas de longa data, Paula, Livia Deliberador, Veronika, Thais Borini e à professora Ligia, que mesmo distantes fisicamente, dedicaram um pouco de seu tempo para conversas construtivas e motivacionais.

À Unesp, pela disponibilidade da estrutura física para desenvolvimento deste trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES, pelo auxílio financeiro por meio da concessão da bolsa de estudo.

À FAPESP, pelo fomento que permitiu realizar as campanhas de campo do presente trabalho.

## RESUMO

Dados de sensoriamento remoto são capazes de prover informações qualitativas e quantitativas sobre sistemas aquáticos. Em vista da disponibilidade dos dados gratuitos do sensor *Operational Land Imager* (OLI) a bordo do satélite Landsat-8, o presente trabalho teve por objetivo analisar o seu potencial para estimar sólidos suspensos totais no reservatório de Barra Bonita, sendo este o primeiro de uma série de reservatórios em cascata do Rio Tietê, no estado de São Paulo. Além de sua produtividade energética, o sistema aquático faz parte da hidrovia Tietê-Paraná, responsável pelo transporte de produtos agrícolas no Brasil. A modelagem de sólidos foi realizada quantitativamente por meio de modelos bio-ópticos, os quais expressam matematicamente a relação entre dados limnológicos e radiométricos. Além dos dados do sensor OLI/L8, os sensores *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) e *Ocean Land Colour Instrument* (OLCI) a bordo dos satélites Aqua e Sentinel-3, respectivamente, também foram analisados. Os resultados obtidos demonstraram que, para alguns modelos bio-ópticos, não há diferenças estatisticamente significativas quanto ao uso dos sensores MODIS, OLCI ou OLI. Em vista da melhor resolução espacial, o sensor OLI foi utilizado para mapear a dinâmica de sólidos em suspensão. A série temporal de imagens do sensor OLI, após ser processada para minimização dos efeitos atmosféricos, permitiu avaliar a dinâmica dos sólidos em suspensão no período de 2013 a 2015 do reservatório. Foi possível observar que, em períodos de seca os Rios Piracicaba e Tietê são os principais responsáveis pelas descargas de sólidos suspensos no sistema aquático, e em períodos de chuva, outros tributários são os principais responsáveis pelo aumento da concentração de sólidos suspensos no canal principal de Barra Bonita. Ainda, foi possível avaliar que, as maiores concentrações de sólidos suspensos ocorreram nos meses de Dezembro e Janeiro. Os resultados obtidos confirmaram a hipótese formulada para o presente trabalho, a qual foi baseada na premissa de que devido à resolução radiométrica e espacial do sensor OLI, as imagens desse sensor são capazes de fornecer informações para mapeamento da dinâmica de sólidos suspensos no reservatório de Barra Bonita.

**Palavras-chave:** Dados hiperespectrais, Modelo bio-óptico, Simulação de Bandas, Sólidos suspensos.

## ABSTRACT

Remote sensing data can provide quantitative and qualitative information about aquatic systems. Regarding on freely availability of Operational Land Imager sensor on board Landsat-8 satellite, this study aiming to analyze its potential to estimate total suspended matter in Barra Bonita hydroelectrical reservoir, which is the first reservoir in Tiete River cascade, in São Paulo State. Besides its energy productivity, this aquatic system is part of Tietê-Paraná hydroway, which is responsible to transport the Brazilian agricultural products. Suspended matter modelling was made based on bio-optical models that are able to use mathematical relationships between radiometric and limnological data. Besides OLI/L8 data, MODIS and OLCI data, sensors on board Aqua and Sentinel-3 satellites, respectively, were also investigated. The results showed that some bio-optical models can estimate suspended matter with MODIS, OLCI and OLI data without significant statistical difference. Based on better spatial resolution, OLI was choose for mapping suspended solid dynamic. OLI time-series, from 2013 to 2015, after being atmospherically corrected, allowed evaluating suspended matter dynamic. The dry periods showed lower suspended matter concentrations than wet periods, considering that in dry periods the main responsible to increase suspended matter levels are Piracicaba and Tiete Rivers, while in wet periods, this increase could be attributed to the others tributaries among the Barra Bonita channel. Furthermore, higher concentrations occurred in January and December months. Obtained results confirmed the initial hypothesis, which was based on the premise that OLI radiometric and spatial resolutions are able to provide data to map suspended matter in Barra Bonita reservoir.

**Key words:** Hyperspectral data, Bio-optical model, Spectral resampling, Suspended matter.



## LISTA DE FIGURAS

		Pág.
Figura 1.	Representação da interação energia-matéria em sistemas aquáticos registrada por sensores aéreos/orbitais. $E_{c\acute{e}u}$ é a irradiância indireta (difusa); $E_d$ é a irradiância direta, $L_{atm}$ é a radiância difusa; $L_s$ é a radiância de superfície; $L_v$ é a radiância volumétrica e $L_b$ é a radiância de fundo.	26
Figura 2.	Efeito de espelhamento sobre superfície aquática em (a) superfície com efeito de espelhamento total (como se a água fosse um espelho); (b) mesma superfície aquática com efeito parcial de espelhamento.	27
Figura 3.	(a) Ângulo zenital solar ( $\theta_0$ ) e; (b) Ângulo zenital do sensor ( $\theta$ ), com ângulos azimutais ( $\varphi$ ) retos ao plano de incidência solar. Fonte: Adaptado de Mobley(1999).	29
Figura 4.	Processos de atenuação e transmitância da energia em volume infinitesimal, no qual $\Phi$ representa o fluxo radiante (incidente – inc.; transmitido – trans); $a(\lambda)$ representa o processo de absorção, $b(\lambda)$ representa o processo de espalhamento; $\Delta V$ é o volume infinitesimal; $\Delta r$ é a camada infinitesimal; $\Delta\Omega$ é o ângulo sólido de um sensor; $\Psi$ representa o ângulo de espalhamento. Fonte: Adaptado de Mobley, 2010.	33
Figura 5.	Curvas espectrais dos coeficientes de absorção da água pura.	35
Figura 6.	(a) Gráfico representativo do espectro de absorção para partículas inorgânicas (ou aNAP) em (1)BUKATA <i>et al.</i> ,(1985); (2)BUKATA <i>et al.</i> ,(1981); (3)GALLIE e MURTHA(1992); (4)MOREL e PRIEUR(1977); (5)PRIEUR e SATHYENDRANATH (1981); (b) tripton (parcela inorgânica do SST)). Fonte: Adaptado de (a) Bukata <i>et al.</i> (1995); (b) Zhang <i>et al.</i> , 2009).	37
Figura 7.	Efeito da composição de material inorgânico na reflectância espectral com medidas <i>in situ</i> de água clara contendo diferentes composições de sólidos suspensos compostos por: (a) solo argiloso; (b) solo siltoso. Fonte: Jensen, 2009.	38
Figura 8.	Coefficientes de absorção de possíveis pigmentos dominantes dos fitoplânctons. Fonte: Adaptado de Kemker (2014).	39
Figura 9.	Corpos com diferentes concentrações de CDOM e seus respectivos $a_{CDOM}$ . Fonte: Adaptado de Kirk (2011).	41
Figura 10.	Problemas de correção atmosférica apresentados no produto de $R_{sup}$ das imagens OLI/L8. (a) Imagem de $R_{sup}$ processamento 0.2; (b) Imagem OLI em novo processamento (0.3). Fonte: USGS, 2015.	52
Figura 11.	Esquema sintetizado da metodologia utilizada neste trabalho. $E_u$ = Irradiância ascendente; $L_u$ = radiância ascendente; $E_{inc}$ = irradiância incidente medida sobre a superfície da água ( $0^+$ ); $L_t$ = radiância total; $L_{c\acute{e}u}$ = radiância proveniente do espalhamento atmosférico (ou $L_{c\acute{e}u}$ ), $E_d$ = irradiância descendente medida embaixo da água ( $0^-$ ). POIs: $a$ = absorção; $b$ = retroespalhamento; $c$ = atenuação; ND = número digital; $\rho_{TOA}$ = reflectância no topo da atmosfera; $L_{TOA}$ = radiância no topo da atmosfera; $R_{sr}$ = Reflectância de sensoriamento remoto ( $sr^{-1}$ ) $R_{sup}$ = reflectância na superfície terrestre (efeitos atmosféricos minimizados); OLI = <i>Operational</i>	

	<i>Land Imager</i> (sensor a bordo do Landsat 8); MODIS (sensor a bordo do satélite Aqua); OLCI (sensor a bordo do satélite Sentinel 3 – S3); SST = sólidos suspensos totais; MAPE = <i>Mean absolute Percentage Error</i> e RMSE = <i>Root Mean Squared Error</i> .	53
Figura 12.	(a) Mapa do Brasil; (b) São Paulo para a bacia hidrográfica do reservatório de Barra Bonita; (c) Reservatório de Barra Bonita com imagem OLI/L8 (2B3GR4 do dia 31/10/2014).	54
Figura 13.	Pontos amostrais para amostras de calibração (em preto) e validação (em vermelho) do (a) primeiro e (b) segundo campo. Imagem OLI do dia 31/10/2014 (2B3G4R) (Escala 1:4000).	56
Figura 14.	Equipamentos utilizados em campo para medidas limnológicas: (a) Turbidímetro; (b) Oxímetro; (c) pHmetro; (d) Disco de Secchi (SD).	57
Figura 15.	Sensores hiperespectrais utilizados no campo. (a) Sensor RAMSES TriOS ARC para medidas de radiância (em $\text{mW m}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{nm}^{-1}$ ) e (b) Sensor RAMSES TRiOS ACC para medidas de irradiância (em $\text{mW m}^{-2} \text{nm}^{-1}$ ).	59
Figura 16.	Diferença entre (a) Geometria de visada conforme Dall’omo e Gitelson (2005) com medidas abaixo da interface ar-água e (b) Mobley (1999) com medidas acima da superfície d’água. Onde: $E_{\text{céu}}$ é a irradiância do céu; $E_d$ é a irradiância direta; $L_{\text{up}}$ é a radiância ascendente dentro do sistema aquático a qual se torna $L_w$ (radiância da água) após a saída do interior do sistema aquático; $L_s$ é a radiância refletida pela superfície da água; $L_{\text{céu}}$ é a radiância difusa; $L_t$ é a radiância total medida por um sensor apontado para o sistema aquático; e $\theta$ é o ângulo zenital do sensor.	60
Figura 17.	Função Resposta do Sensor (a)OLCI/S3; (b)OLI (relativo à radiância) (c)MODIS. Fontes (a) Pelloquin e Nieke (2012); (b) Barsi <i>et al.</i> (2014); (c) Adaptado de MODIS (2012).	62
Figura 18.	Posição das bandas espectrais para os sensores OLI/L8 e ETM+/L7. Ao fundo, transmitância atmosférica calculada pelo MODTRAN (modelo de meia-latidade, visibilidade de 5 km). Fonte: Adaptado de Rochio e Barsi, 2015.	69
Figura 19.	Composição dos SST em cada ponto amostral para (a) Maio e (b) Outubro de 2014.	73
Figura 20.	Proporção da composição orgânica e inorgânica dos SST para os meses do trabalho de campo: (a) Maio e (b) Outubro. SSV: Sólidos Suspensos Voláteis e SSF: Sólidos Suspensos Fixos.	74
Figura 21.	$R_{sr}$ calculada por Dall’omo e Gitelson <i>et al.</i> (2005) para campanha realizada em (a) Maio/2014 e (b) Outubro/2014; e por Mobley (1999) para (c) Maio/2014 e (d) Outubro/2014. Destaque para as curvas espectrais médias.	75
Figura 22.	Comparação das curvas médias de $R_{sr}$ calculadas pelas metodologias de Dall’omo e Gitelson(2005) (em vermelho) e Mobley(1999), em amarelo (a) Maio e (b) Outubro de 2014.	77
Figura 23.	Simulação de bandas para o mês de Maio de 2014 para os sensores (a)OLI/L8 (b)MODIS e (c)OLCI. Destaque para a curva média de cada sensor (linha pontilhada).	79

Figura 24.	Simulação de bandas para o mês de Outubro de 2014 para os sensores (a) OLI/L8, (b) MODIS/Aqua; (c)OLCI/S3. Destaque para a curva média de cada sensor (linha pontilhada).	81
Figura 25.	Correlograma de dados hiperespectrais para estimativas de SST (destaque para os comprimentos de onda da razão de bandas com $R^2 = 0,938$ ).	83
Figura 26.	Coefficiente de determinação entre os dados simulados e as concentrações de SST resultante do ICE.	86
Figura 27.	Distribuição de erros de estimativa de SST. <sup>a</sup> Linear; <sup>b</sup> Exponencial; <sup>c</sup> Quadrático. Onde: * - <i>Outliers</i> ; ♦ - Média e ⊕ Mediana.	89
Figura 28.	Análise da correção atmosférica: (a) Comparação entre as curvas espectrais médias de $R_{sr\_rM}$ (linha cheia) vs. método DOS (linha pontilhada); (b) Análise dos valores de $R_{sr}$ para as bandas espectrais do verde, vermelho e IVP.	91
Figura 29.	Análise da correção atmosférica: (a) Comparação entre as curvas espectrais médias de $R_{sr\_rM}$ (linha cheia) vs. método ELM (linha pontilhada); (b) Análise dos valores de $R_{sr}$ para as bandas espectrais do verde, vermelho e IVP.	92
Figura 30.	Análise da correção atmosférica: (a) Comparação entre as curvas espectrais médias de $R_{sr\_rM}$ (linha cheia) vs. Método FLAASH (linha pontilhada); (b) Análise dos valores de $R_{sr}$ para as bandas espectrais do verde, vermelho e IVP.	93
Figura 31.	Análise da correção atmosférica: (a) Comparação entre as curvas espectrais médias de $R_{sr\_rM}$ (linha cheia) vs. Método ACOLITE (linha pontilhada); (b) Análise dos valores de $R_{sr}$ para as bandas espectrais do verde, vermelho e IVP.	93
Figura 32.	Análise da correção atmosférica: (a) Comparação entre as curvas espectrais médias de $R_{sr\_rM}$ (linha cheia) vs. L8SR (linha pontilhada); (b) Análise dos valores de $R_{sr}$ para as bandas espectrais do verde, vermelho e IVP.	94
Figura 33.	Imagens OLI atmosféricamente corrigidas em diferentes etapas de processamento (a) vs. 0.2.0; (b) vs. 0.3.0.	94
Figura 34.	Erros de estimativa ( <i>Root Mean Squared Error</i> –RMSE) de SST do reservatório de Barra Bonita - (a) modelo linear; (b) modelo exponencial. Onde: QUAC ( <i>Quick atmospheric correction</i> ); ELM ( <i>Empirical line method</i> ); FLAASH ( <i>Fast Line-of-sight Atmospheric of Hypercubes</i> ); ACOLITE ( <i>Atmospheric Correction for OLI 'lite'</i> ) DOS ( <i>Dark Object Subtraction</i> ); e produto de reflectância de sensoriamento remoto (L8SR).	95
Figura 35	(continua). Dinâmica de SST em Barra Bonita em (a) 19/05/2013; (b) 04/06/13.	97
Figura 35	(continua). Dinâmica de SST em Barra Bonita em (c) 04/06; (d) 07/08; (e) 23/08; (f) 08/09 de 2013.	98
Figura 35	inâmica de SST em Barra Bonita em (g) 26/10; (h) 13/12 de 2013.	99
Figura 36	(continua). Dinâmica de SST em Barra Bonita em (a) 30/01; (b) 11/09; (c) 13/10; (d) 29/10 de 2014.	100

Figura 36	(fim). Dinâmica de SST em Barra Bonita em (e) 16/12 de 2014.	101
Figura 37	(continua). Dinâmica de SST em Barra Bonita em (a) 01/01; (b) 02/02; (c) 09/05; (d) 26/06 de 2015.	102
Figura 37	(fim). Dinâmica de SST em Barra Bonita em (e) 28/07 e (f) 13/08 de 2015.	103

## LISTA DE TABELAS

	Pág.
Tabela 1. Bandas espectrais dos sensores remotos MODIS, OLCI e OLI.	63
Tabela 2. Modelos empíricos hiperespectrais para estimar concentrações de SST em sistemas aquáticos.	64
Tabela 3. Modelos empíricos para sensor OLI (ou outros sensores da série Landsat) para estimar concentrações de SST em sistemas aquáticos.	65
Tabela 4. Intervalo das bandas espectrais dos sensores a bordo da série Landsat.	65
Tabela 5. Modelos empíricos para sensor MODIS para estimar concentrações de SST em sistemas aquáticos.	66
Tabela 6. Modelos empíricos para sensor OLCI para estimar concentrações de SST em sistemas aquáticos.	66
Tabela 7. Características do produto OLI/L8.	68
Tabela 8. Estatística descritiva dos dados limnológicos coletados em Maio de 2014.	72
Tabela 9. Estatística descritiva dos dados limnológicos coletados em Outubro de 2014.	72
Tabela 10. Resultados dos testes estatísticos entre curvas espectrais médias calculadas por Mobley (1999) e Dall'omo e Gitelson (2005).	78
Tabela 11. Análise dos modelos hiperespectrais calibrados e validados com dados medidos <i>in situ</i> .	82
Tabela 12. Análise dos modelos hiperespectrais propostos com razão de bandas.	83
Tabela 13. Análise dos modelos empíricos de uma banda do sensor OLI.	84
Tabela 14. Análise dos modelos empíricos com razão de bandas do sensor OLI.	85
Tabela 15. Análise do modelo de razão de bandas B5/B2 do sensor OLI.	86
Tabela 16. Análise de erros dos modelos de estimativa de SST para o sensor MODIS.	87
Tabela 17. Análise de erros dos modelos de estimativa de SST para o sensor OLCI.	88

## LISTA DE SIGLAS E ACRÔNIMOS

- ACOLITE - *Atmospheric Correction for OLI 'lite'*
- ANA – Agência Nacional das Águas
- AVIRIS - *Airborne Visible InfraRed Imaging Spectrometer*
- CDOM - Matéria orgânica dissolvida colorida
- Chl-*a* – Clorofila-*a*
- COAs – Componentes Opticamente Ativos
- CRCC - *Cascading Reservoir Continuum Concept*
- CV – Coeficiente de variação
- CZCS – Costal Zone Color Scanner
- DOS – *Dark Object Subtraction*
- DP – Desvio-padrão
- ELM – *Empirical line method*
- ENVI® – *Environment for Visualizing Images*
- EPA – *Environmental Protection Agency*
- ETM + - *Enhanced Thematic Mapper Plus*
- FLAASH - *Fast Line-of-sight Atmospheric of Hypercubes*
- FWHM – *Full Width Half Minimum*
- LDCM - *Landsat Data Continuity Mission*
- LUT – *Look up table*
- L8SR – Produto Landsat 8 de *Surface Reflectance*
- ICE – *Interactive Correlation Environment*
- IOCCG – *International Ocean Color Coordinating Group*
- IR-MAD - *Interactively Re-weighted modification of the Multivariate Alteration Detection*
- IVP – InfraVermelho Próximo
- OLCI – *Ocean and Land Colour Instrument*
- OLI - *Operational Land Imager*
- POAs – Propriedades Ópticas Aparentes
- POIs – Propriedades Ópticas Inerentes
- MODIS - *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*
- MSS - *Multispectral Scanner*
- MERIS - *Medium Resolution Imaging Spectrometer*
- NASA – *National Aeronautics and Space Administration*

NAP – *Non-algae particle*

ND – Número digital

NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration*

OD – Oxigênio Dissolvido

QUAC - *Quick Atmospheric Correction*

REM – Radiação Eletromagnética

RMSE – *Root Mean Square Error*

MAPE – *Mean Absolute Percentage Error*

SD – *Secchi Depth* (Profundidade de Secchi)

SFR – *Spectral Response Function*

SST – Sólidos Suspensos Totais

SSF – Sólidos Suspensos Fixos

SSV – Sólidos Suspensos Voláteis

TIRS – *Thermal Infrared Sensor*

TM – *Thematic Mapper*

VSF – *Volume Scattering Function*

PSF – *Phase Scattering Function*

## LISTA DE SÍMBOLOS

$a(\lambda)$	Coefficiente de absorção total
$a_w(\lambda)$	Coefficiente de absorção da água
$a_p(\lambda)$	Coefficiente de absorção do particulado total
$a_{NAP}(\lambda)$	Coefficiente de absorção do particulado não-algal (inorgânico)
$a_\varphi(\lambda)$	Coefficiente de absorção do fitoplâncton
$a_{CDOM}(\lambda)$	Coefficiente de absorção do CDOM
$\alpha$	Nível de significância de teste de hipótese
$b(\lambda)$	Coefficiente de espalhamento total
$b_f(\lambda)$	Coefficiente de espalhamento frontal
$b_b(\lambda)$	Coefficiente de retroespalhamento
$b_{bp}(\lambda)$	Coefficiente de retroespalhamento do particulado
$c(\lambda)$	Coefficiente de atenuação total
Chl- <i>a</i>	Clorofila- <i>a</i>
$\theta_0$	Ângulo zenital solar
$\theta_{0i}$	Ângulo zenital do feixe de luz incidente
$\theta_{0r}$	Ângulo zenital do feixe de luz refletido
$\theta$	Ângulo zenital do sensor
$\varphi$	Ângulo azimutal do sensor
$\Phi$	Fluxo radiante
$\Psi$	Ângulo de espalhamento
$\beta(\Psi)$	Função de espalhamento volumétrico
$P(\Psi)$	Função fase de espalhamento volumétrico
$E_i$	Irradiância incidente ( $E_d + E_{céu}$ )
$E_{céu}$	Irradiância difusa
$E_d(z, \lambda)$	Irradiância descendente direta
$E_u(z, \lambda)$	Irradiância ascendente
$F(\lambda)$	Fator de imersão espectral do sensor TriOS
$H_0$	Hipótese nula
$I_s$	Intensidade radiante espalhada do feixe original
$K_d$	Coefficiente de atenuação
$L_{céu}(\theta, \varphi, \lambda, 0^+)$	Radiância difusa do céu na direção $(\theta, \varphi)$
$L_s(\theta, \varphi, \lambda, 0^+)$	Radiância refletida pela superfície da água devido à $L_{céu}(\theta, \varphi, \lambda, 0^+)$
$L_w(\theta, \varphi, \lambda, 0^+)$	Radiância emergente da água medida acima da superfície
$L_v(\theta, \varphi, \lambda, 0^-)$	Radiância volumétrica de subsuperfície
$L_t(\theta, \varphi, \lambda)$	Radiância total medida pelo sensor na direção $(\theta, \varphi)$
$L_{up}(\theta, \varphi, \lambda, 0^+)$	Radiância ascendente da água medida abaixo da superfície.
$L_{TOA}(\theta, \varphi, \lambda, 0^+)$	Radiância no topo da atmosfera
$n$	Índice de refração da água
$N_{inc}$	Fluxo de fótons incidente
$N_{trans}$	Fluxo de fótons transmitido
$P_0$	Peso do filtro após calcinação
$P_1$	Peso do filtro contendo material orgânico seco
$P_2$	Peso do filtro com material fixo (inorgânico)
$Q$	Fator geométrico
$R_{TOA}(\theta, \varphi, \lambda, 0^+)$	Reflectância no topo da atmosfera
$R_{sup}$	Reflectância de irradiância na superfície
$r$	Coefficiente de correlação



$R^2$	Coefficiente de determinação
$y$	Reflectância de Fresnel
$R$	Reflectância de irradiâncias ou razão de irradiâncias
$r_{rs}$	Reflectância de sensoriamento remoto de subsuperfície ( $z = 0^-$ )
$R_{rs}$	Reflectância de sensoriamento remoto de superfície ( $z = 0^+$ )
$R_{rs\_r}$	Reflectância de sensoriamento remoto de superfície simulada
$R_{rs\_r}M$	Reflectância de sensoriamento remoto de superfície calculada pelo método proposto em Mobley(1999) e simulada
$R_{rs\_r}D$	Reflectância de sensoriamento remoto de superfície calculada pelo método proposto em Dall'omo e Gitelson(2005) e simulada
SST	Sólidos Suspensos Totais
S3	Sentinel-3
$t_0$	Transmissividade do Sol para ao sistema aquático
$t_v$	Transmissividade do sistema aquático para o sensor
$t$	Transmissividade da água
$\delta$	Viés ou Bias
$\Delta r$	Espessura de um corpo absorvedor
$\Delta V$	Unidade de volume infinitesimal
$\Delta\Omega$	Ângulo Sólido
$\omega_b$	Albedo retroespalhado
$z$	Profundidade da coluna d'água
6S	Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum

## SUMÁRIO

	Pág.
<b>1 INTRODUÇÃO</b>	<b>19</b>
1.1 HIPÓTESE	20
1.2 OBJETIVOS	22
1.3 JUSTIFICATIVA.	23
<b>2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b>	<b>25</b>
2.1 ÓPTICA HIDROLÓGICA EM AMBIENTES AQUÁTICOS	25
2.1.1 Propriedades Ópticas Aparentes (POAs)	29
2.1.2 Propriedades Ópticas Inerentes (POIs)	31
2.2 COMPOSIÇÃO DE ÁGUAS NATURAIS	34
2.2.1 Propriedades ópticas da água pura	35
2.2.2 Propriedades ópticas dos sedimentos em suspensão	36
2.2.2.1 <i>Propriedades ópticas de material inorgânico em suspensão</i>	37
2.2.2.2 <i>Propriedades ópticas dos fitoplânctons</i>	39
2.2.3 Propriedades ópticas do material orgânico dissolvido	40
2.2.4 Variáveis limnológicas	42
2.2.4.1 <i>Sólidos suspensos totais</i>	42
2.2.4.2 <i>Algas, fitoplânctons e clorofila</i>	43
2.2.4.3 <i>COD (CDOM)</i>	44
2.3 MODELOS BIO-ÓPTICOS	45
2.3.1 Modelos empíricos	46
2.4 CORREÇÃO ATMOSFÉRICA	48
<b>3 MATERIAIS E MÉTODOS</b>	<b>53</b>
3.1 ÁREA DE ESTUDO	53
3.2 COLETA DE DADOS	55
3.2.1 Coleta e processamento de dados limnológicos	56
3.2.2 Coleta e processamento de dados radiométricos	59
3.2.2.1 <i>Coleta e Processamento de POAs</i>	59
3.2.2.2 <i>Simulação de bandas</i>	61
3.3 SELEÇÃO DE MODELOS BIO-ÓPTICOS	64
3.3.1 Calibração e Validação de modelos	66
3.4 IMAGENS MULTIESPECTRAIS	68
3.4.1 Aquisição de imagens	68
3.4.2 Aplicação da correção atmosférica	70
3.5 SÉRIE TEMPORAL DE SÓLIDOS SUSPENSOS TOTAIS	71
<b>4 RESULTADOS</b>	<b>72</b>
4.1 CARACTERIZAÇÃO LIMNOLÓGICA	72
4.2 COMPORTAMENTO DAS CURVAS ESPECTRAIS	75
4.2.1 Reflectâncias de Sensoriamento Remoto	75
4.2.2 Reamostragem espectral	79
4.3 MODELOS BIO-ÓPTICOS	82
4.3.1 Modelos hiperespectrais.	82
4.3.2 Modelos multiespectrais	84
4.3.2.1 <i>Estimativas de SST para dados do sensor OLI</i>	84
4.3.2.2 <i>Estimativas de SST para dados do sensor MODIS</i>	87
4.3.2.3 <i>Estimativas de SST para dados do sensor OLCI</i>	88
4.3.2.4 <i>Comparação dos sensores multiespectrais OLI, OLCI e MODIS para estimativas de SST</i>	88
4.4 CORREÇÃO ATMOSFÉRICA	90
4.4.1 DOS	90
4.4.2 ELM	91

4.4.3 FLAASH	92
4.4.4 ACOLITE	93
4.4.5 L8SR.	93
4.4.6 Efeitos da correção atmosférica nas estimativas de SST no reservatório de Barra Bonita	95
4.5 DINÂMICA DE SST NO RESERVATÓRIO DE BARRA BONITA	96
<b>5 CONCLUSÕES</b>	<b>104</b>
<b>REFERÊNCIAS</b>	<b>106</b>

## 1 INTRODUÇÃO

O atendimento das demandas de uso de recursos aquáticos, atuais e futuros, está intrinsecamente relacionado à qualidade da gestão hídrica. Ações de caráter preditivo ou corretivo devem ser tecnicamente subsidiadas pela análise de parâmetros da qualidade da água.

Técnicas tradicionais de monitoramento, com medidas *in situ*, provêm estes parâmetros, mas não apresentam cobertura espacial e frequência temporal adequada para avaliação de sistemas aquáticos dinâmicos e, quando esse monitoramento é realizado periodicamente, acarretam em elevados custos operacionais (MATTHEWS, 2011; PALMER *et al.*, 2015).

Alternativamente, dados de sensores remotos podem ser utilizados como uma abordagem quantitativa para estimar parâmetros da qualidade da água, uma vez que a interação energia-matéria possibilita a aquisição de informações radiométricas referentes aos alvos terrestres. Esses dados garantem informações espaciais e temporais que permitem a realização de uma avaliação qualitativa, quantitativa e sinótica de sistemas aquáticos (MILLER e MCKEE, 2004; CHEN *et al.*, 2015).

O lançamento do CZCS (*Costal Zone Color Scanner*) em 1978, a bordo do satélite Nimbus-7, foi o marco inicial do uso do sensoriamento remoto em sistemas aquáticos (NASA-*National Aeronautics and Space Administration*, 2015). Com uma resolução espacial de 850 metros, os produtos CZCS permitiram identificar as características ópticas relevantes dos oceanos, sistemas aquáticos de maior extensão e menor complexidade. O desenvolvimento de novas tecnologias promoveu a melhora da resolução espacial de sensores mais modernos, como o MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) e o MERIS/ENVISAT (*Medium Resolution Imaging Spectrometer*), o que permitiu avaliar de forma mais detalhada a dinâmica de sistemas oceânicos (CUI *et al.*, 2014; DOXARAN *et al.*, 2014).

Sistemas aquáticos de menor dimensão, como os sistemas de águas interiores, ao serem avaliados por meio de produtos dos sensores CZCS, MODIS e MERIS, não tinham uma variabilidade espacial devidamente representada, decorrente da reduzida cobertura de pixels na imagem (GERACE *et al.*, 2013). Além disso, a mistura espectral de alvos adjacentes se tornou um problema relevante, uma vez que a média das respostas espectrais dos alvos presentes em um pixel de 850 metros (CZCS) ou de 250 metros (MODIS) não representava o comportamento espectral de um único alvo de interesse (água) (TARRANT *et al.*, 2010).

O detalhamento espacial das características dos sistemas aquáticos interiores pôde ser parcialmente aprimorado pelo desenvolvimento tecnológico e consequente melhorias na resolução espacial dos sensores remotos, principalmente em meados da década de 1980 (RITCHIE *et al.*, 1990). O uso de sensores espectrais desenvolvidos para ambientes terrestres, como o MSS/L1 (*Multispectral Scanner* do Landsat-1) com 60 metros de resolução espacial (NASA, 2015b) permitiu avaliar sistemas aquáticos interiores (ROUSE e COLEMAN, 1976).

Devido a importante característica espacial, e o posicionamento das bandas, os dados da série Landsat foram utilizados por diversos estudos como fonte espectral de dados (RITCHIE e COOPER, 1990; DEKKER *et al.*, 2001; ISLAM *et al.*, 2003; MA e DAI, 2005; ONDERKA e PEROKOVÁ, 2008; WU *et al.*, 2015). O conjunto de bandas nas regiões espectrais do visível e infravermelho próximo (IVP) possibilita o registro de características ópticas relevantes dos sistemas aquáticos.

Apesar da qualidade espacial e localização das bandas nas regiões espectrais de interesse, o sensor *Enhanced Thematic Mapper Plus* a bordo do Landsat-7 (ETM+/L7), por exemplo, apresentava baixa razão sinal-ruído em decorrência da arquitetura do sensor (*whiskbroom*) e tal característica implicava no prejuízo do registro de grandezas radiométricas provenientes dos sistemas aquáticos (PAHLEVAN *et al.*, 2014). Além disso, a resolução espectral de apenas 8 bit, a presença de ruídos nos registros das imagens devido a degradação do sensor (efeito “*banding*”) e problemas de transmissão de dados devido ao tempo de operação do satélite também resultavam na degradação da qualidade dos dados remotos (NASA, 2013).

Em vista das dificuldades de operação dos sensores a bordo da série Landsat, porém visando dar continuidade ao registro de dados, o programa LDCM (*Landsat Data Continuity Mission*) da NASA, lançou em fevereiro de 2013 o Landsat 8, com o sensor OLI (*Operational Land Imager*). As principais melhorias do sensor OLI/L8 foram o aumento da razão sinal-ruído (mudança para a arquitetura *pushbroom* de aquisição dos dados) e o incremento da resolução radiométrica (12 bit, porém os produtos são disponibilizados em 16 bit) (GERACE *et al.*, 2013). Além disso, duas bandas espectrais foram adicionadas ao sensor OLI/L8: “Azul costal” e “Cirrus” na região espectral do azul e do IVP, respectivamente. O posicionamento das bandas na região do visível e infravermelho visou o aumento da aplicabilidade do sensor na avaliação de sistemas aquáticos e incremento de etapas de processamento de correção atmosférica (ROY *et al.*, 2014).

Apesar do uso dos dados do OLI/L8 no monitoramento de sistemas aquáticos não ter sido amplamente explorado devido ao seu recente lançamento, resultados apresentados na literatura relatam sua potencialidade para estimativas quantitativas de componentes aquáticos

e consequente monitoramento de sistemas aquáticos interiores (GERACE *et al.*, 2013; BREZONIK *et al.*, 2014; DANBARA, 2014; GIARDINO *et al.*, 2014; LOBO *et al.*, 2014; VANHELLEMONT e RUDDICK, 2015; WU *et al.*, 2015).

Dentre os componentes aquáticos que podem ser avaliados por dados do OLI/L8, estão os sólidos suspensos totais (SST). A avaliação desse componente é importante, pois o SST pode atuar como agente adsorvedor de poluentes químicos e outros compostos nocivos à biota. Em acréscimo, elevados níveis de SST ocasionam a diminuição da zona eufótica, redução da atividade primária e danos a organismos bentônicos (BILOTTA e BRAZIER, 2008).

Em reservatórios de usinas hidrelétricas, elevadas concentrações de SST ainda podem acelerar o processo de sedimentação e proporcionar uma redução da cota desses sistemas. Consequentemente, poderá ocorrer redução da energia potencial utilizada para geração de energia (MOREIRA, 2012). Em decorrência do processo de sedimentação acelerado, medidas corretivas, como a dragagem, visam remover parte dos sedimentos depositados no leito do rio; entretanto, além dos sedimentos, também são removidos nutrientes e outros organismos que se encontravam na zona bentônica.

Alvo de obras de dragagem, o reservatório de Barra Bonita se caracteriza como um ambiente eutrófico com elevados níveis de SST (PRADO, *et al.* 2004, TUNDISI *et al.*, 2008; SMITH *et al.*, 2014). O acúmulo de sedimentos no reservatório é prejudicial ao ecossistema, à produção de energia elétrica e ao transporte de mais de 80% da produção agrícola do país, uma vez que o reservatório de Barra Bonita é parte da hidrovia Tietê-Paraná. Problemas relatados nesse reservatório implicaram no financiamento de mais de 134 milhões de Reais para desassoreamento de 17 km da rota de navegação localizada no reservatório de Barra Bonita (Governo do Estado de São Paulo, 2013).

Portanto, avaliar a distribuição espacial de SST no reservatório de Barra Bonita é imprescindível para cobrir a lacuna de informações temporais e espaciais decorrentes de técnicas de monitoramento tradicionais, de forma que as forças responsáveis pelas elevadas concentrações de SST sejam identificadas e, dessa forma, subsidiem as ações necessárias para diminuição das descargas de sedimentos no reservatório.

## 1.1 HIPÓTESE

Dados de sensoriamento remoto permitem avaliar quantitativamente as características de sistemas aquáticos por meio de modelos bio-ópticos, cujo princípio é expressar matematicamente a variabilidade dos componentes presentes na água em função de propriedades ópticas hidrológicas adquiridas remotamente (GORDON *et al.*, 1988).

A razão sinal-ruído e as resoluções espacial e radiométrica dos sensores remotos são características fundamentais para discriminação dos sinais registrados, principalmente para alvos de menor reflectância, como os sistemas aquáticos. Considerando as melhorias radiométricas do sensor OLI/L8 e sua moderada resolução espacial de 30 metros, este sensor se apresenta como uma potencial ferramenta para monitoramento de sistemas aquáticos interiores de menor dimensão espacial e complexa composição.

Visto que o Reservatório de Barra Bonita apresenta níveis significativos de compostos aquáticos, incluindo elevada concentração de SST proveniente de fontes não-pontuais (tributários), é necessário o uso de técnicas de monitoramento espacial capazes de estimar a distribuição da concentrações de SST no reservatório e nos tributários.

Portanto, o uso dos dados espectrais provenientes do sensor OLI/L8 permitirá avaliar a variabilidade nas concentrações de SST no reservatório de Barra Bonita por meio da calibração e validação de um modelo bio-óptico e sua aplicação em imagens do referido sensor, uma vez que esse apresenta características radiométricas e espaciais favoráveis à discriminação de sinais radiométricos dos componentes presentes neste sistema aquático.

## 1.2 OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho foi avaliar o potencial do sensor OLI/L8 em estimar a concentração de SST no reservatório hidrelétrico de Barra Bonita (SP). Para tanto, alguns objetivos específicos foram estabelecidos:

- Ajustar um modelo bio-óptico para estimar as concentrações de SST via imagens OLI/L8;
- Avaliar os modelos de correção atmosférica para identificar o melhor modelo de correção disponível para as imagens OLI/L8 na área de estudo;
- Avaliar a variabilidade espacial das concentrações de SST em escala multi-temporal da série de imagens OLI/L8 no período de 2013 a 2015;

- Comparar os resultados das estimativas das concentrações de SST via OLI/L8 com outros sensores remotos como MODIS e OLCI (a bordo do Sentinel-3).

### 1.3 JUSTIFICATIVA

O uso de dados de sensores remotos para o monitoramento quantitativo de sistemas aquáticos apresenta-se como uma abordagem vantajosa, uma vez que permite obter uma visão sinótica da área de estudo com custo operacional reduzido quando comparado aos métodos tradicionais de amostragem realizadas *in situ*, que normalmente subestimam a variação espacial e temporal das variáveis em estudo. A informação remota obtida confere à análise a relação entre o sistema aquático e o contexto local, além de permitir a elaboração de mapas que contribuam para ações gestoras e de planejamento.

No caso de sistemas aquáticos interiores, sua composição complexa e sua menor dimensão motiva a avaliação de diferentes sensores remotos para o monitoramento quantitativo, a fim de identificar qual desses sensores apresentam características espacial, temporal e radiométrica adequadas ao objeto e objetivo do estudo.

Pahvelan *et al.* (2014) avaliaram a sensibilidade das bandas do sensor OLI para estimar as concentrações de SST, concentrações de clorofila-*a* (Chl-*a*) e coeficiente de absorção de matéria orgânica dissolvida colorida (CDOM), i.e.,  $a_{\text{CDOM}}$ . A partir de simulações realizadas pelo programa *HydroLight* (MOBLEY, 2000), incluindo os efeitos atmosféricos e a função resposta espectral do sensor, foi possível concluir que as bandas do sensor OLI/L8 foram sensíveis às variações de concentrações de SST de  $0,1 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ .

Gerace *et al.* (2013) também averiguaram o potencial do sensor OLI/L8 em estimar as concentrações de COAs para sistemas aquáticos complexos (Baía de Rochester no Lago Ontario, e algumas outras baías e lagoas da região costeira de Nova York), por meio de uma comparação do sensor OLI/L8 com outros sensores remotos: ETM+/L7; *Airborne Visible InfraRed Imaging Spectrometer* (AVIRIS) e MERIS/ENVISAT. Devido à importância das características dos sensores nas estimativas de concentração, o estudo foi desenvolvido em três etapas: simulação dos dados espectrais pelo *HydroLight* (MOBLEY, 2000), processo de quantização dos sinais simulados conforme as resoluções radiométricas dos sensores considerados; e acréscimo do ruído calculado para cada sistema sensor. Os resultados foram favoráveis ao uso do sensor OLI/L8, quando comparado ao sensor ETM+/L7, uma vez que os erros de estimativas de concentrações de SST, concentração de Chl-*a* e  $a_{\text{CDOM}}$  foram menores em todas as etapas investigadas.



Ao comparar as mesmas resoluções espaciais, 300 metros para o MERIS/ENVISAT e uma janela de 10x10 pixels do sensor OLI/L8, os erros de estimativa dos dados OLI/L8 foram aproximadamente 2% menores que os erros decorrentes dos dados do MERIS/ENVISAT. Quanto à sensibilidade do sensor OLI/L8, os resultados mostraram que o sensor OLI/L8 pode atingir similar sensibilidade do sensor MERIS/ENVISAT em uma janela de 3x3 pixels sem perda significativa de resolução espacial.

No Brasil, Lobo *et al.* (2014) realizaram estimativas de concentrações de SST a partir de uma série de dados Landsat, a partir do processamento de imagens OLI, com o objetivo de identificar a relação entre a atividade extrativista de ouro no Rio Tapajós (Amazônia), e os picos de concentrações de SST. O estudo demonstrou que as maiores concentrações de SST ocorreram principalmente na década de 1990, onde a atividade mineradora foi intensiva.

Estudos similares para caracterização de diferentes sistemas aquáticos foram realizados no Brasil utilizando diferentes sensores espectrais: MERIS/ENVISAT para avaliação da qualidade da água no Reservatório de Itumbiara (NASCIMENTO *et al.*, 2011); MODIS para análise de turbidez na Planície de Curuai (ALCÂNTARA, 2006) e o próprio sensor OLI/L8 para análise quantitativa de CDOM para o reservatório de Três Marias (FERREIRA, 2014). Porém estimativas das concentrações de SST em reservatórios brasileiros utilizando dados OLI/L8 ainda não foram reportados na literatura, tornando relevante e oportuno o desenvolvimento do trabalho proposto.

## 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1 ÓPTICA HIDROLÓGICA EM AMBIENTES AQUÁTICOS

A composição dos sistemas aquáticos influencia nas medidas espectrais realizadas por sistemas sensores, uma vez que a energia, ao interagir com a matéria, pode ser refletida, absorvida ou transmitida por esses componentes. Os componentes presentes na água que são responsáveis pela variação da Radiação Eletromagnética (REM) refletida são denominados de componentes opticamente ativos (COAs); os principais COAs são: material inorgânico em suspensão, fitoplâncton, e carbono orgânico dissolvido (IOCCG, 2000).

Devido à presença de diferentes COAs, ou ao predomínio de apenas um deles, os sistemas aquáticos podem ser classificados como do Caso 1 e do Caso 2. Sistemas do Caso 1, como os oceanos, são compostos predominantemente por fitoplâncton e substâncias associadas. Sistemas do Caso 2, como sistemas aquáticos interiores, são compostos por fitoplânctons e outros COAs (material inorgânico e CDOM), sendo portanto, sistemas mais complexos (MOREL e PRIEUR, 1977).

Os sinais radiométricos dos sistemas aquáticos, registrados pelos sensores remotos aéreos ou orbitais, incorporam as propriedades ópticas dos COAs, o comportamento espectral da água pura e possíveis interferências atmosféricas. No caso de sensores remotos de campo (radiômetros de campo), a interferência atmosférica pode ser desconsiderada devido à proximidade do sensor remoto com a superfície do alvo de interesse.

Abordagens quantitativas utilizando dados de sensoriamento remoto visam identificar feições espectrais específicas dos COAs e, por meio dessas, estimar suas concentrações. Portanto, é necessário conhecer a interação entre a energia e sistema aquático, bem como as propriedades ópticas da água pura e de cada um dos COAs no domínio espectral. Além disto, as características do sensor (multiespectral ou hiperespectral), geometria de iluminação e de visada interferem diretamente na qualidade das medidas realizadas (NOVO *et al.*, 1989; BABIN *et al.*, 2003).

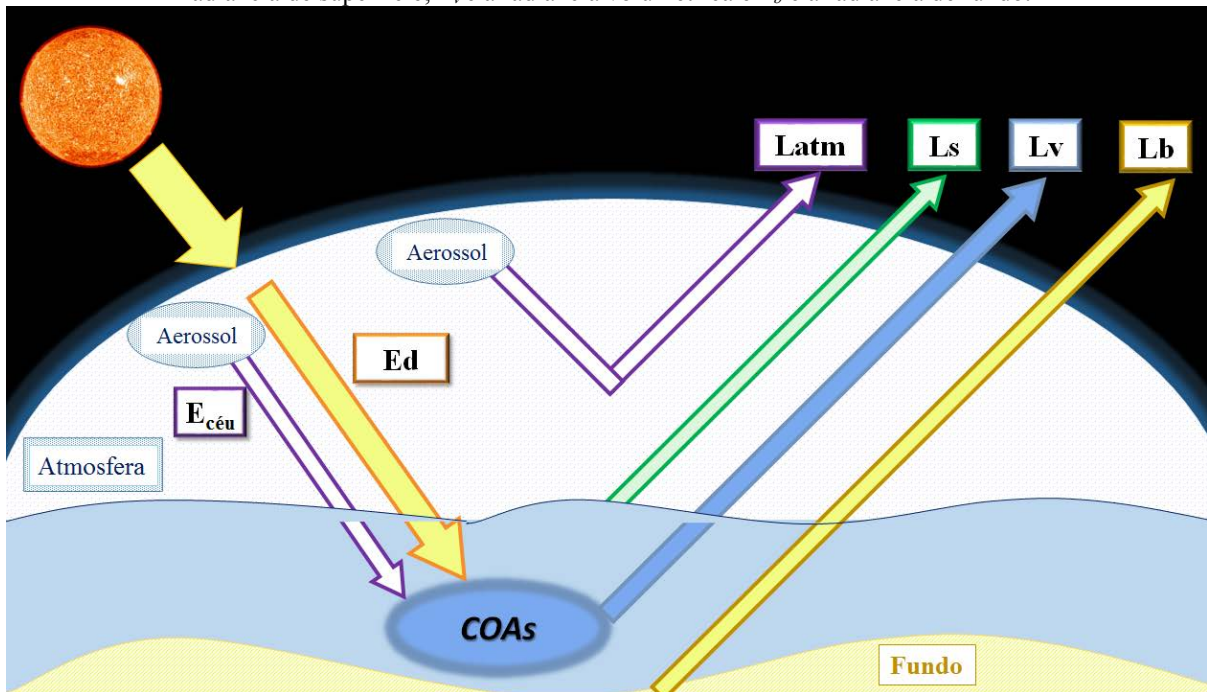
A medida realizada por um sensor remoto (radiância total -  $L_t$ ) consiste no somatório da energia solar que sofreu influência dos componentes atmosféricos ( $L_{atm}$ ); da energia refletida pela interface ar-água ( $L_s$ ); da energia que interagiu com a subsuperfície da água (ou coluna da água -  $L_v$ ) e retornou ao sensor e, em alguns casos, da energia que atingiu o fundo do sistema aquático ( $L_b$ ) e alvos adjacentes (JENSEN, 2009).

Matematicamente, a interação energia-matéria para sistemas aquáticos imageados por sensores orbitais pode ser descrita como o somatório de todas as componentes referentes ao alvo e à atmosfera (Eq. 1) (BUKATA *et al.*, 1995).

$$L_t = L_{atm} + L_s + L_v + L_b \quad \text{Eq. 1}$$

Todas as radiâncias descritas na Eq. 1 são grandezas espectrais ( $\lambda$ ) e dependem da geometria de aquisição (ângulo zenital,  $\theta$ , e azimutal,  $\varphi$ ), entretanto o termo  $(\theta, \varphi, \lambda)$  foi omitido para simplificar a equação. Para melhor compreensão das componentes radiométricas, um esquema ilustrativo é apresentado na Figura 1.

Figura 1. Representação da interação energia-matéria em sistemas aquáticos registrada por sensores aéreos/orbitais.  $E_{céu}$  é a irradiância indireta (difusa);  $E_d$  é a irradiância direta,  $L_{atm}$  é a radiância difusa;  $L_s$  é a radiância de superfície;  $L_v$  é a radiância volumétrica e  $L_b$  é a radiância de fundo.



A radiação incidente em um sistema aquático ocorre na forma direta ( $E_d$ ), quando a radiação solar que interage com o sistema aquático é diretamente emitida pelo Sol; e indireta ( $E_{céu}$ ), quando a radiação solar interage com as partículas atmosféricas e essas partículas são responsáveis por espalhar a radiação em direção ao sistema aquático.

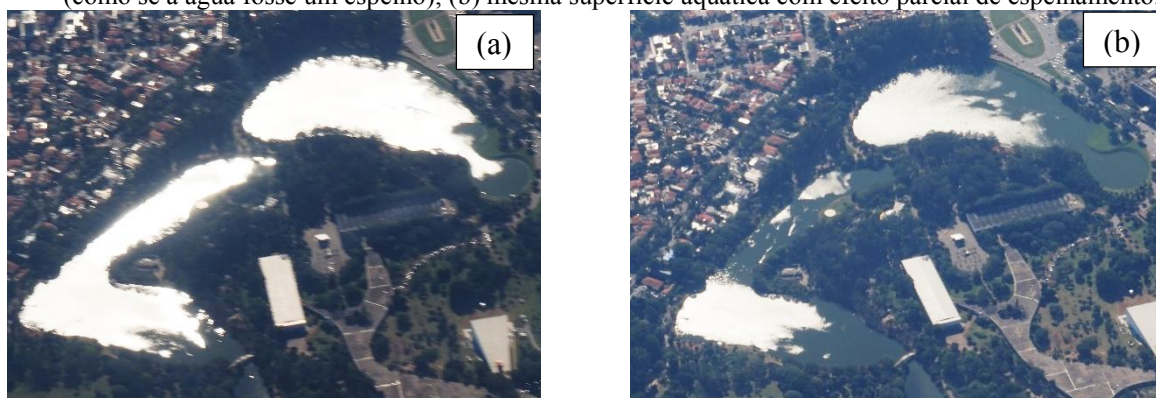
A irradiância incidente,  $E_i$  (a qual representa a soma  $E_d + E_{céu}$ ) muitas vezes não atinge o sistema aquático, uma vez que os componentes atmosféricos (partículas e moléculas gasosas) interferem no fluxo da radiação. A parcela da radiação que não interage com o alvo pode ser espalhada diretamente (espalhamento de Rayleigh) para o sensor e ocasionar um “ruído

atmosférico” no sinal registrado pelo sensor,  $L_{atm}$  (JENSEN, 2009), muitas vezes representando mais de 80% da radiância registrada pelo sensor (PAHVELAN, 2015). Em algumas situações, a radiância de alvos vizinhos também é registrada pelo sensor, e conjuntamente com a  $L_{atm}$ , forma a radiância de trajetória ( $L_p$ ), acrescentando valores não desejáveis ao sinal espectral registrado pelo sensor (JENSEN, 2009).

A componente  $L_s$  representa a radiância de superfície livre ou camada limite. Essa fração da radiância é a porção resultante da  $E_i$  que atinge a superfície do sistema aquático (aproximadamente 1mm de profundidade) e sofre reflexão, não penetrando a interface ar-água. A componente  $L_s$  pode ser utilizada para identificação de componentes superficiais do sistema aquático, mas não é útil para estimar concentrações de COAs que se encontram ao longo da coluna da água.

Uma consideração relevante é que a  $L_s$  é responsável pela reflexão especular da água em casos onde o sensor é posicionado em um ângulo zenital do feixe refletido ( $\theta_{0r}$ ) igual ao ângulo zenital solar incidente ( $\theta_{0i}$ ) (JENSEN, 2009). Assim, a reflexão especular da camada superior do sistema aquático não varia espectralmente, mas sim conforme o ângulo de visada do sensor. Este efeito é conhecido como *sunlint*, *glint*, *solar glitter*, *mirror-image effect*, reflexão especular ou efeito de espelhamento devido ao brilho da água, similar a um espelho (Figura 2) (BUKATA *et al.*, 1995).

Figura 2. Efeito de espelhamento sobre superfície aquática em (a) superfície com efeito de espelhamento total (como se a água fosse um espelho); (b) mesma superfície aquática com efeito parcial de espelhamento.



Para minimização da reflexão especular, é recomendável que a geometria de visada das medidas radiométricas tenha ângulo azimutal igual (ou bem próximos) à  $90^\circ$ . Além disso, adotar essa geometria também reduz interferências da sombra das plataformas aquáticas (barcos, balsas, navios) nas medidas realizadas *in situ* (MOBLEY, 1999).

A radiação incidente ( $E_d + E_{céu}$ ) que ultrapassa a interface ar-água e atinge o interior do sistema aquático é denominada de  $L_v$  (radiância volumétrica de subsuperfície). Essa radiação interage com os COAs no interior da água e emergem da coluna d'água sem interagir com o fundo. É a  $L_v$  que fornece informações sobre a composição do sistema aquático (ao longo da coluna d'água) e normalmente é utilizada para estimar quantitativamente seus componentes (JENSEN, 2009).

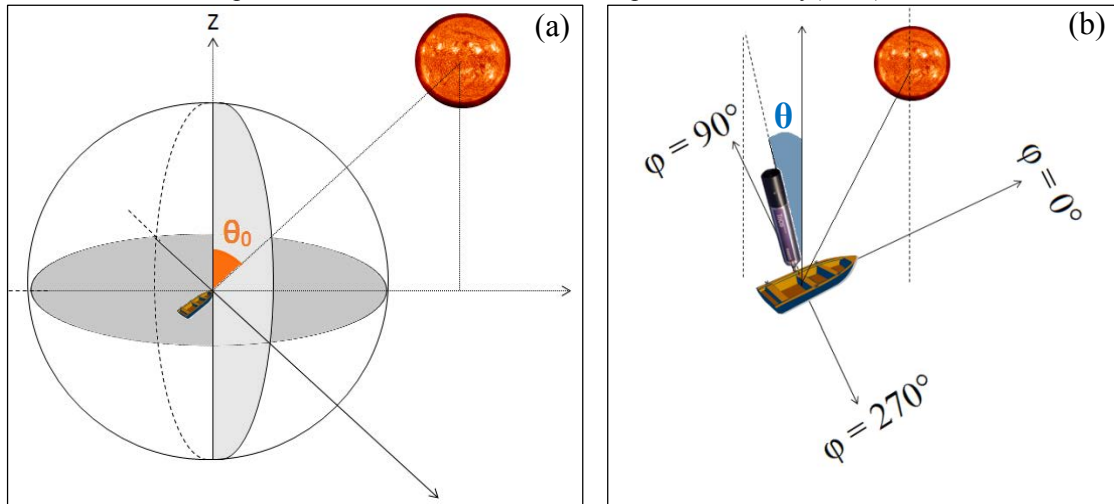
Em sistemas aquáticos profundos ou complexos, a REM sofre atenuação (ocasionada pelos COAs e água pura) logo nos primeiros metros de profundidade. Nesses casos, a radiância não alcança o leito do sistema aquático e a radiância de fundo ( $L_b$ ) pode ser desconsiderada. Para sistemas aquáticos rasos e transparentes, essa radiância é resultado de ( $E_i + E_{céu}$ ) que passa pela interface ar-água, atinge o leito (fundo) do sistema aquático, interage com o mesmo, e se propagada ao longo da coluna d'água (sentido ascendente), retorna ao sensor. A  $L_b$  normalmente é utilizada para levantamentos batimétricos (JENSEN, 2009), mas interfere na determinação da composição da água uma vez que  $L_b$  e  $L_v$  não são facilmente dissociáveis.

A partir das considerações sobre a radiância total medida por um sensor remoto ( $L_t$ ), a fração mais importante de  $L_t$  para determinar a composição do sistema aquático é a  $L_v$ , enquanto que as outras componentes medidas pelo sensor devem ser “removidas” ou ao menos minimizadas. Em casos onde o corpo d'água é profundo, a  $L_b$  pode ser considerada nula. A influência da  $L_{atm}$  pode ser melhor caracterizada e minimizada por meio de processos de correção atmosférica, enquanto que a componente  $L_s$  pode ser evitada por meio da geometria de visada ou correção do efeito *glitter* (BUKATA *et al.*, 1995; KUTSER *et al.*, 2005).

A geometria de aquisição dos dados de sensoriamento remoto, além de evitar a  $L_s$ , também interfere diretamente em algumas medidas espectrais que dependem da geometria do campo de luz incidente. As medidas que dependem do campo de iluminação e visada resultam nas propriedades denominadas propriedades ópticas aparentes (POAs). Os principais ângulos de visada e iluminação são: o ângulo zenital solar ( $\theta_0$ ) relacionado à elevação solar (representado por  $90^\circ - (\theta_0)$ ); e a posição do sensor em relação à geometria de iluminação (ângulos azimutal –  $\phi$ ; e zenital do sensor -  $\theta$ ) (MOBLEY, 1999), representados na Figura 3.

Outros sensores remotos são capazes de medir propriedades ópticas que são independentes do campo de luz, as quais são denominadas como propriedades ópticas inerentes (POIs). As POIs são dependentes apenas do tipo e concentração dos COAs presentes na água (MOBLEY, 2010).

Figura 3. (a) Ângulo zenital solar ( $\theta_0$ ) e; (b) Ângulo zenital do sensor ( $\theta$ ), com ângulos azimutais ( $\varphi$ ) retos ao plano de incidência solar. Fonte: Adaptado de Mobley(1999).



### 2.1.1 Propriedades ópticas aparentes (POAs)

As medidas de radiância, reflectância, fator de reflectância e coeficiente de atenuação difusa ( $K_d$ ) são POAs e dependem das características da composição aquática e das variações existentes no campo de luz incidente, uma vez que estão em função da quantidade de energia descendente e ascendente do corpo d'água (KIRK, 2011).

Os valores de  $K_d$  podem ser utilizados para caracterizar a quantidade de energia disponível para processos fotossintetizantes ocorridos no interior do sistema aquático, uma vez que mede a quantidade de irradiância descendente presente em determinada profundidade da coluna d'água (KIRK, 2011).

Dentre as reflectâncias, é possível citar a Reflectância de Sensoriamento Remoto ( $R_{sr}$ ) e a reflectância de Irradiância (Eq. 2), também denominada como razão de irradiâncias ( $R(z,\lambda)$ ), esta última consiste na razão entre a irradiância ascendente  $E_u(z,\lambda)$ , que emerge da coluna d'água e medida acima da superfície ( $z = 0^+$ ), e a irradiância descendente  $E_d(z,\lambda)$ , imergente na coluna d'água e medida logo abaixo da interface ar-água ( $z = 0^-$ ). Ambas estão em função da profundidade ( $z$ ) e comprimento de onda ( $\lambda$ ).

$$R(z,\lambda) = \frac{E_u(z,\lambda)}{E_d(z,\lambda)} \quad \text{Eq. 2}$$

A reflectância de sensoriamento remoto, em esferorradianos ( $\text{sr}^{-1}$ ), pode ser calculada por diferentes métodos. A Eq. 3 determina a reflectância de sensoriamento remoto na

subsuperfície ( $r_{sr}$ ), ou seja, logo abaixo da interface ar-água ( $z = 0^-$ ). Os valores de  $r_{sr}$  são calculados pela razão entre a radiância ascendente da subsuperfície ( $L_u(\theta, \varphi)$ ) e a irradiância descendente ( $E_d$ ).

$$r_{sr} = \frac{L_u(\theta, \varphi, \lambda, 0^-)}{E_d(\lambda, 0^-)} \quad \text{Eq. 3}$$

Apesar de  $r_{sr}$  expressar características importantes do sistema aquático, medidas realizadas na superfície são adequadas para realizar a comparação com os dados de sensores orbitais (MOBLEY, 1999), devido ao nível de aquisição das informações ( $z > 0$ ). Desta forma, a reflectância de sensoriamento remoto de superfície ( $R_{sr}$ ) pode ser obtida por meio da Eq. 4.

$$R_{sr}(\theta, \varphi, \lambda, 0^+) = \frac{L_w(\theta, \varphi, \lambda)}{L_s(\lambda, 0^+)} \quad \text{Eq. 4}$$

Onde  $L_w$  é a radiância referente ao sistema aquático. Segundo Mobley (1999), as medidas realizadas no exterior do sistema aquático são acrescidas da influência da radiação proveniente da superfície da água ( $L_s$ ). Portanto, o valor real medido por um sensor remoto apontado para a água é melhor representado pela  $L_t(\theta, \varphi, \lambda)$  (Eq. 5).

$$L_t(\theta, \varphi, \lambda) = L_w(\theta, \varphi, \lambda) + L_s(\theta, \varphi, \lambda) \quad \text{Eq. 5}$$

Considerando que as medidas com sensores espectrais de campo fornecem  $L_t(\theta, \varphi, \lambda)$ , os valores de  $L_s(\theta, \varphi, \lambda)$  podem ser estimados pela relação apresentada na Eq. 6 (MOBLEY, 1999), sendo  $\rho$  um fator de proporcionalidade (aproximadamente 0,028) e  $L_{c\acute{e}u}(\theta', \varphi', \lambda)$  é a radiância difusa na atmosfera, indicada pelos ângulos opostos ( $\theta', \varphi'$ ) aqueles utilizados para medir  $L_w(\theta, \varphi, \lambda)$ .

$$L_s(\theta, \varphi, \lambda) = \rho \times L_{c\acute{e}u}(\theta', \varphi', \lambda) \quad \text{Eq. 6}$$

Ao rearranjar as equações anteriores, é possível calcular as  $R_{sr}$  por meio da Eq. 7.

$$R_{sr} = \frac{L_t(\theta, \varphi, \lambda, 0^+) - 0,028 \times L_{c\acute{e}u}(\theta, \varphi, \lambda, 0^+)}{E_d(0^+)} \quad \text{Eq. 7}$$

Dall'omo e Gitelson (2005) propõem que a  $R_{sr}$  pode ser calculada também pela razão entre a radiância ascendente que deixa a coluna d'água -  $L_{up}(\theta, \varphi)$ , medida logo abaixo da água ( $z = 0^-$ ); e a Irradiância incidente ( $E_{inc.}$ ) medida logo acima da superfície da água ( $z = 0^+$ ) (Eq.

8). As medidas realizadas logo abaixo da interface ar-água tendem a minimizar os possíveis efeitos de espelhamento.

$$R_{sr}(\lambda) = \frac{t \times F(\lambda) \times L_{up}(\lambda)}{n^2 \times \pi \times E_{inc}(\lambda)} \quad \text{Eq. 8}$$

Onde  $F(\lambda)$  é o fator de imersão espectral (descrito em OHDE e SIEGEL, 2003),  $n$  ( $=1,33$ ) é o índice de refração da água e  $t$  ( $=0,98$ ) é transmissividade da água. A conversão de  $R_{sr}$  (em  $z = 0^+$ ) para  $r_{sr}$  (em  $z = 0^-$ ), é feita por meio da Eq. 9.

$$r_{rs}(\lambda) = \frac{R_{sr}(\lambda)}{0.52 + 1.7 \times R_{sr}(\lambda)} \quad \text{Eq. 9}$$

A conversão entre a  $R_{sr}$  para  $R$  (reflectância de Irradiância abaixo da superfície) pode ser realizada por meio da Eq. 10, sendo  $y$  ( $=0.02$ ) é a reflectância de Fresnel e  $Q$  ( $=3.38$ ) é um fator de conversão dependente da geometria (DALL'OMO e GITELSON, 2005; GONS, 1999).

$$R(0^-) = R_{rs} \times \frac{n^2}{t} \times Q \times (1-y) \quad \text{Eq. 10}$$

### 2.1.2 Propriedades ópticas inerentes (POIs)

As propriedades ópticas inerentes são dependentes apenas das magnitudes dos COAs presentes nos sistemas aquáticos (CAMPBELL *et al.*, 2011) e não da variação do campo de luz incidente. Dentre as POIs, pode-se citar o coeficiente de absorção ( $a(\lambda)$ ), o coeficiente de espalhamento ( $b(\lambda)$ ) e função volumétrica de espalhamento ( $VSF$ ).

Assim que fótons de luz se propagam no sistema aquático, esses estão sujeitos aos efeitos da presença dos COAs (processos de espalhamento e absorção). Esses processos, ao serem combinados, provocam a atenuação da luz ( $c(\lambda) = a(\lambda) + b(\lambda)$ ), a qual representa a fração da energia radiante removida do feixe de luz incidente por unidade de distância do meio (considerando uma dimensão infinitesimal -  $\delta r$ ) que a luz atravessa (MOBLEY, 1994).

Ao considerar um fluxo de energia (de fótons) incidente ( $N_{inc}$ ) em um volume de espessura  $\Delta r$  de um meio absorvedor, tem-se que a saída dessa camada será equivalente ao fluxo transmitido ( $N_{trans}$ ). A diferença entre esses dois fluxos (Eq. 11) será proporcional à espessura da camada ( $\Delta r$ ) e ao processo de absorção ( $a$ ) do fluxo incidente que ocorreu neste volume considerado (BUKATA *et al.*, 1995)



$$N_{\text{trans}} - N_{\text{inc}} = -a \times N_{\text{inc}} \times \Delta r \quad \text{Eq. 11}$$

De forma análoga, é possível modelar o fluxo radiante ( $\Phi$ ) (BUKATA *et al.*, 1995) e a perda de energia de um feixe de luz apenas por absorção (sem considerar o espalhamento) por meio da Eq. 12.

$$\Phi_{\text{trans}} - \Phi_{\text{inc}} = -a \times \Phi_{\text{inc}} \times \Delta r \quad \text{Eq. 12}$$

Logo, a absorção ( $a(\lambda)$ ) é a fração da energia radiante absorvida de um fluxo radiante ( $\partial\Phi(r, \lambda)$ ) que atravessa uma distância infinitesimal  $\delta r$ , dividido por  $\delta r$ , em função do comprimento de onda (Eq. 13).

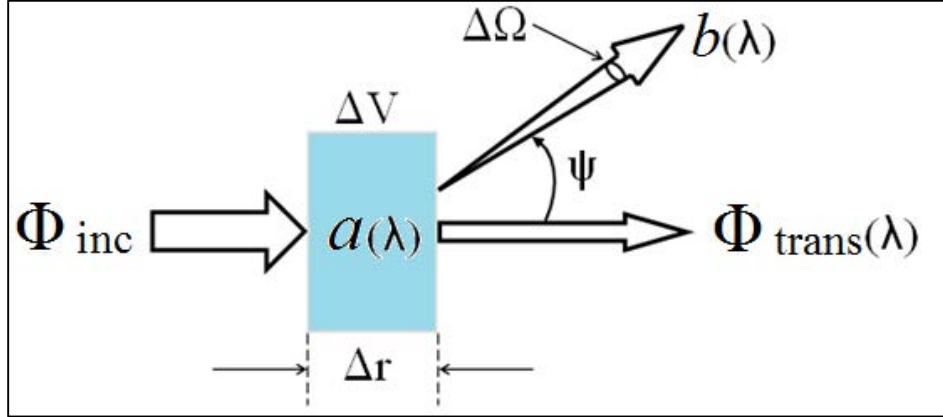
$$a(\lambda, r) = \frac{[\partial\Phi(r, \lambda)]_{\text{absorvido}}}{\Phi(r, \lambda) \delta r} \quad \text{Eq. 13}$$

Da mesma forma, a atenuação também ocorre devido ao processo de espalhamento do feixe de luz (sem considerar o processo de absorção), o qual pode ser definido como a fração da energia radiante espalhada de um fluxo radiante por unidade de distância que a luz atravessa ( $\delta r$ ), em dado ângulo de espalhamento ( $\Psi$ ). Assim, o espalhamento do feixe de luz pode ser descrito pela Eq. 14.

$$b(\lambda, r) = \frac{[\partial\Phi(r, \lambda)]_{\text{espalhado}}}{\Phi(r, \lambda) \delta r} \quad \text{Eq. 14}$$

A absorção diminui a intensidade da distribuição de radiância no meio, enquanto que o processo de espalhamento modifica a direção do feixe de luz (BUKATA *et al.*, 1995). A propagação dos fótons ao longo da coluna d'água persiste até que o fluxo de fótons chegue próximo à zero devido aos processos de atenuação. Os processos de absorção ( $a(\lambda)$ ), espalhamento ( $b(\lambda)$ ) e o fluxo radiante ( $\Phi$ ) estão representados na Figura 4.

Figura 4. Processos de atenuação e transmitância da energia em volume infinitesimal, no qual  $\Phi$  representa o fluxo radiante (incidente – inc.; transmitido – trans);  $a(\lambda)$  representa o processo de absorção,  $b(\lambda)$  representa o processo de espalhamento;  $\Delta V$  é o volume infinitesimal;  $\Delta r$  é a camada infinitesimal;  $\Delta\Omega$  é o ângulo sólido de um sensor;  $\Psi$  representa o ângulo de espalhamento. Fonte: Adaptado de Mobley, 2010.



Durante o processo de espalhamento os fótons são redirecionados, mudando a sua trajetória conforme um ângulo de espalhamento ( $\Psi$ ). A distribuição angular do fluxo espalhado é especificada em função de espalhamento volumétrico (VSF), representada por  $\beta(\Psi)$  (BUKATA *et al.*, 1995) e consiste na intensidade radiante espalhada ( $I_s$ ) numa dada direção ( $\Psi$ ), por unidade infinitesimal de um volume ( $\Delta V$ ), normalizado pelo valor da irradiância incidente ( $E_{inc}$ ) (Eq. 15).

$$\beta(\Psi) = \lim_{\Delta V \rightarrow 0} \frac{I_s(\theta)}{E_{inc} * \Delta V} \quad \text{Eq. 15}$$

$\beta(\Psi)$  varia em função dos ângulos e depende da natureza das partículas no meio (BUKATA *et al.*, 1995). A integração da função  $\beta(\Psi)$  em todas as direções do campo de luz espalhado resulta no coeficiente de espalhamento  $b(\lambda)$  - Eq. 16, onde o valor de  $2\pi$  se refere à todas as direções do ângulo azimutal que o feixe de luz pode ser espalhado (MOBLEY, 1994; NEUKERMANS, 2012).

$$b(\lambda) = 2\pi \int_0^\pi \beta(\Psi) \times \text{sen}(\Psi) d\Psi \quad \text{Eq. 16}$$

Para um meio isotrópico (uniformemente distribuído), os valores da VSF são constantes e não dependentes de ( $\Psi$ ). Portanto, a Eq. 16 pode ser reescrita (Eq. 17).

$$b(\lambda) = 2\pi \beta \int_0^\pi \text{sen}(\Psi) \cdot d\Psi \quad \text{Eq. 17}$$

Além disso, é possível normalizar  $\beta(\Psi)$  pelo próprio coeficiente de espalhamento ( $b$ ), definindo a Função fase de espalhamento (PSF), representada por  $P(\Psi)$  (Eq. 18).

$$P(\Psi) = \frac{4\pi\beta(\Psi)}{b} \quad \text{Eq. 18}$$

O espalhamento total ocorrido em um volume infinitesimal é particularizado em duas componentes: espalhamento frontal -  $b_f$  (ocorre na mesma direção que o fluxo incidente) e retroespalhamento -  $b_b$  (ocorre no sentido contrário da incidência da origem da luz incidente (BOSS, 2013)). Assim, o coeficiente de espalhamento total ( $b$ ), pode ser calculado pela Eq. 19. A dependência espectral ( $\lambda$ ) de  $b$  (Eq. 19),  $b_f$  (Eq. 20) e  $b_b$  (Eq. 21) foi omitida para simplificação das equações.

$$b = b_f + b_b \quad \text{Eq. 19}$$

Onde:

$$b_f = 2\pi \int_0^{\frac{\pi}{2}} \beta(\Psi) \sin(\Psi) \cdot d\Psi \quad \text{Eq. 20}$$

$$b_b = 2\pi \int_{\frac{\pi}{2}}^{\pi} \beta(\Psi) \sin(\Psi) \cdot d\Psi \quad \text{Eq. 21}$$

Medidas da função de espalhamento volumétrico ( $\beta(\Psi)$ ), com valores de  $\Psi = 120^\circ$  ou  $\Psi = 140^\circ$  são bons indicadores de  $b_b$  (OISHI, 1990; MAFFIONE e DANA, 1997), e representam uma importante variável para determinação quantitativa de COAs, uma vez que  $b_b$  retorna (devido ao seu sentido de propagação) informações referentes aos COAs presentes na água.

O conjunto das características ópticas inerentes ( $a(\lambda) + b(\lambda) = c(\lambda)$ ) e aparentes ( $R_{sr}$ ) é responsável pela caracterização do sinal eletromagnético registrado por sensores remotos, o qual possibilita identificar e estimar os COAs presentes nos sistemas aquáticos.

## 2.2 COMPOSIÇÃO DE ÁGUAS NATURAIS

Os COAs são representados por organismos fitoplancctônicos (conhecido também como material orgânico suspenso – índice “ $\varphi$ ”), material inorgânico em suspensão (índice “ $NAP$ ”), material orgânico dissolvido colorido (caracterizado pelo índice “ $CDOM$ ”). Esses componentes possuem propriedades de absorção e espalhamento que, ao serem associadas às propriedades das moléculas da água pura (índice “ $w$ ”), caracterizam os valores dos coeficientes  $a(\lambda)$  e  $b(\lambda)$  totais do sistema aquático, representados nas Eq. 22 e Eq. 23, respectivamente.

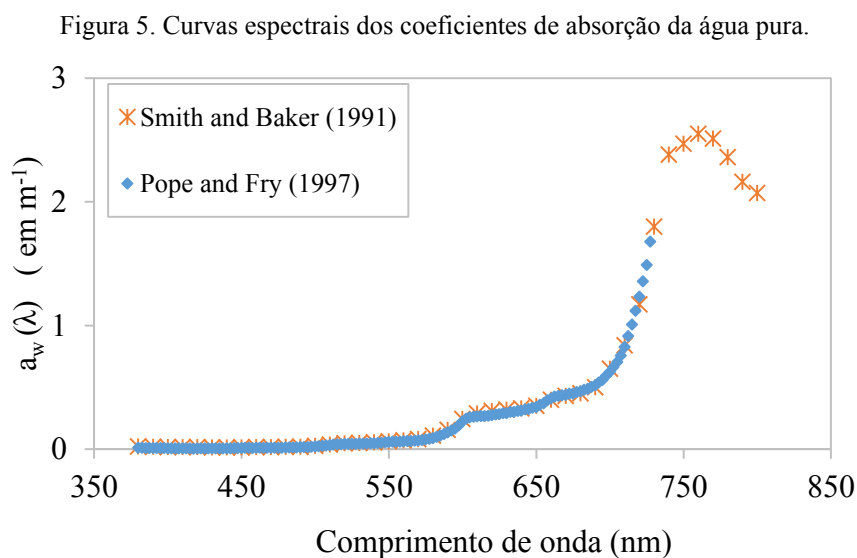
$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_\phi(\lambda) + a_{NAP}(\lambda) + a_{CDOM}(\lambda) \quad \text{Eq. 22}$$

$$b(\lambda) = b_w(\lambda) + b_\phi(\lambda) + b_{NAP}(\lambda) \quad \text{Eq. 23}$$

Cada um dos COAs interage com a REM, dependendo da sua concentração e do comprimento de onda considerado. Dessa forma, as características espectrais dos COAs (absorção e espalhamento) são inferidas sobre o sinal radiométrico que retorna à superfície, formando as curvas espectrais de reflectância (RUDORFF, 2006).

### 2.2.1 Propriedades ópticas da água pura

A água está presente na natureza em diversos estados físicos – neve, granizo, água líquida ou vapor. O coeficiente de absorção da água ( $a_w(\lambda)$ ) é naturalmente baixo na região espectral do ultravioleta (<400 nm) decorrente dos níveis moleculares eletrônicos (JENSEN, 2009). Além disso, a ocorrência de maior espalhamento Rayleigh (espalhamento ocorrido na atmosfera devido à presença de aerossóis) para menores comprimentos de onda interfere na quantidade de energia disponível para ser absorvida pela água. Para comprimentos de onda maiores que 580 nm, a alta absorção molecular da água é responsável pela atenuação da energia, como pode ser visualizado na Figura 5.



A região espectral do verde e do amarelo (entre 500 e 600 nm) apresenta um acréscimo no processo de absorção quando comparado à região espectral azul, enquanto que as regiões

em comprimentos de onda próximas ao vermelho e infravermelho próximo (IVP) apresentam um aumento exponencial da absorção (NOVO, 2008). Devido à característica de alta absorção na região do IVP, bandas espectrais compreendidas nessa região apresentam sistemas aquáticos como alvos escuros (JENSEN, 2009).

Quanto ao espalhamento, a água pura possui elevado espalhamento pelas moléculas de água no intervalo espectral entre 400 e 520 nm (BUKATA *et al.*, 1995). Em decorrência desse fenômeno, as águas puras apresentam cor azul nas imagens de sensoriamento remoto em composição colorida denominada verdadeira (JENSEN, 2009). Segundo Mobley (1994), de 20 a 25% da atenuação total da água é devido ao espalhamento molecular entre 370 nm e 450 nm; sendo que a maior parte da energia espalhada pela água não sofre mudança em seu comprimento de onda (espalhamento elástico).

O coeficiente de espalhamento diminui de forma exponencial na direção dos maiores comprimentos de onda (região do vermelho e IVP) (JENSEN, 2009) e, portanto, o efeito de atenuação para águas puras em maiores comprimentos de onda pode ser atribuído apenas ao coeficiente de absorção (BUKATA *et al.*, 1995).

As características espectrais da água pura podem ser alteradas devido a presença de sais ou temperatura. Em sistemas aquáticos interiores, o efeito da salinidade na absorção da água é pequeno e pode ser considerado desprezível. Entretanto, a alteração devido à temperatura (SULLIVAN *et al.*, 2006) deve ser considerada durante a realização de medidas do coeficientes de absorção com equipamentos sensores, como por exemplo o AC-S (ROESLER *et al.*, 2013).

Substâncias orgânicas dissolvidas (CDOM) e sedimentos suspensos (inorgânicos ou orgânicos) também alteram as propriedades de absorção da água pura (CAMPBELL *et al.*, 2011). A concentração desses componentes influencia diretamente nas magnitudes e posições das feições espectrais (MOBLEY, 2013) e, conseqüentemente, alteram a cor da água (JENSEN, 2009).

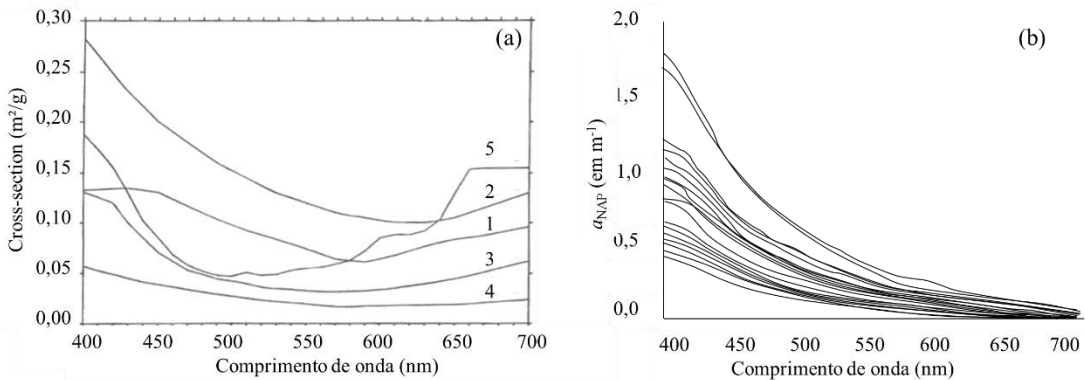
### 2.2.2 Propriedades ópticas dos sedimentos em suspensão

Sedimentos em suspensão consistem nos sólidos de caráter orgânico e inorgânico suspensos na água. Sedimentos orgânicos são fundamentalmente organismos clorofilados e seus derivados, enquanto que sedimentos inorgânicos estão relacionados a minerais (silte, argila, areia) (KEMKER, 2014). As propriedades ópticas de SST variam ao longo do espectro conforme sua natureza qualitativa (fração inorgânica e orgânica).

### 2.2.2.1 Propriedades ópticas de material inorgânico em suspensão

A composição predominantemente inorgânica de SST infere um espectro de absorção elevado nas regiões do ultravioleta e azul, decaindo exponencialmente na região espectral do vermelho (ROESLER, 2013; JENSEN, 2009) (Figura 6). Diferentes curvas de absorção para material inorgânico estão dispostas na Figura 6(a), sendo que as curvas 1,2 e 3 podem ser diretamente comparadas considerando que o menor valor de absorção se encontra entre 590 e 630 nm, enquanto que os valores máximos de absorção ocorrem em comprimentos de onda menores. Já a curva 4 representa uma mistura de material inorgânico suspenso com material dissolvido, separados da influência da presença de algas, enquanto que a curva 5 representa uma curva de absorção para materiais não clorofilados e, portanto, ambas apresentam influências de outros compostos que não sejam aqueles exclusivamente inorgânicos.

Figura 6. (a) Gráfico representativo do espectro de absorção para partículas inorgânicas (ou  $a_{NAP}$ ) em (1) BUKATA *et al.*, (1985); (2) BUKATA *et al.*, (1981); (3) GALLIE e MURTHA (1992); (4) MOREL e PRIEUR (1977); (5) PRIEUR e SATHYENDRANATH (1981); (b) tripton (parcela inorgânica do SST)).  
Fonte: Adaptado de (a) Bukata *et al.* (1995); (b) Zhang *et al.* (2009).



O cálculo da absorção das partículas inorgânicas diminui exponencialmente com o aumento do comprimento de onda, podendo ser obtido pela Eq. 24 (ROESLER *et al.*, 1989):

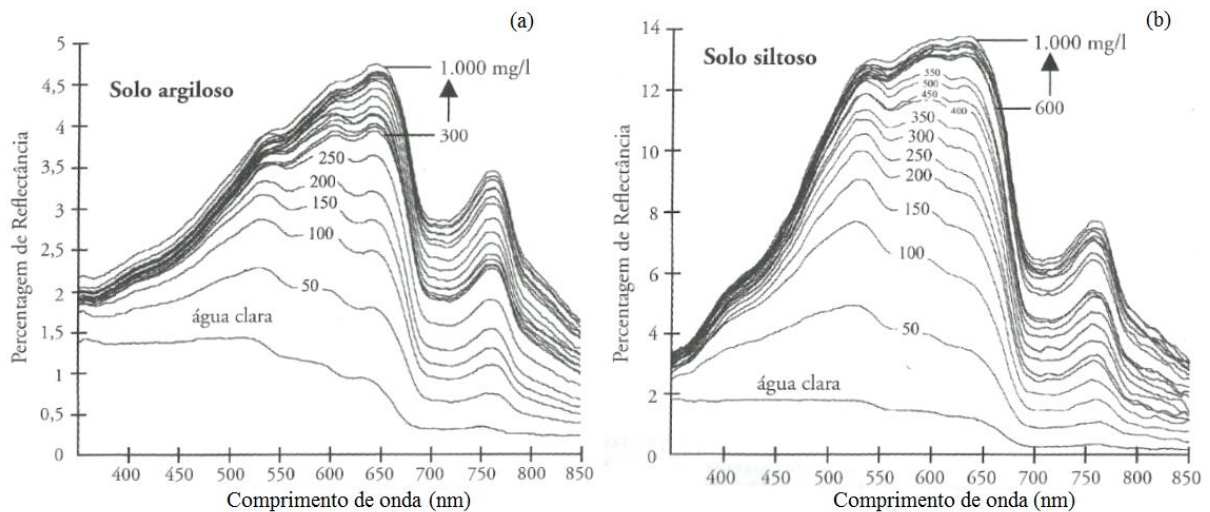
$$a_{NAP}(\lambda) = \hat{a}_{NAP}(\lambda_0) \exp(-S_{NAP}(\lambda - \lambda_0)) \quad \text{Eq. 24}$$

Sendo  $\hat{a}_{NAP}(\lambda_0)$  é o coeficiente de absorção de partículas não algais, determinado em um comprimento de onda de referência obtido por meio de valores de absorbância medidos em laboratório com o material filtrado e,  $S_{NAP}$  é a constante (*slope*) que define o decréscimo da absorção considerando o aumento do comprimento de onda. Esse valor é variável conforme a composição do ambiente avaliado (ZHANG *et al.*, 2009; CAMPBELL *et al.*, 2011; OREK *et al.*, 2013).

A presença de sólidos inorgânicos na água é responsável pelo aumento do efeito de espalhamento da luz (BOSS, 2013), o que implica em maiores valores de reflectância em todo o espectro com o aumento da concentração de SST na água, principalmente nos comprimentos de onda da região do vermelho e do IVP (LODHI *et al.*, 1998). Em casos onde as águas são turbidas, o espalhamento ocasionado pelo material inorgânico pode superar a absorção molecular da água em comprimentos de onda do IVP (BINDING *et al.*, 2005).

Os processos de absorção e espalhamento são influenciados pelas dimensões das partículas suspensas e tipologia da partícula (areia, silte ou argila). Uma composição mineral siltosa resulta em maiores valores de reflectância do que uma composição predominantemente argilosa (JENSEN, 2009) (Figura 7), devido à composição orgânica do solo argiloso que tornou esse solo mais escuro que o solo siltoso. O aumento das concentrações, seja de silte ou de argila, ocasiona o aumento dos valores de reflectância em todos os comprimentos de onda (como observado nas Figuras 7 – a e b), além de proporcionar um deslocamento do pico de reflectância para região de maiores comprimentos de onda.

Figura 7. Efeito da composição de material inorgânico na reflectância espectral com medidas *in situ* de água clara contendo diferentes composições de sólidos suspensos compostos por: (a) solo argiloso; (b) solo siltoso. Fonte: Jensen, 2009.



Além das características dos sedimentos em suspensão, a geometria de visada para a aquisição dos dados também influencia nas informações espectrais registradas pelo sensor em ambientes turbidos. Novo *et al.* (1989) realizaram um experimento em laboratório para analisar a dependência entre reflectância e geometria de visada. Os resultados demonstraram que a melhor condição de visada, ou seja, mais sensível às variações das concentrações de SST, foi

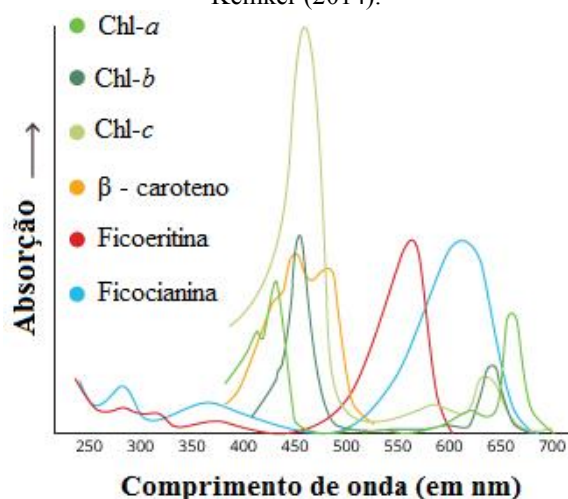
no nadir, enquanto que as melhores regiões espectrais para estimar as concentrações de SST foram os intervalos do vermelho e IVP.

### 2.2.2.2 Propriedades ópticas dos fitoplânctons

O espectro de absorção dos fitoplânctons pode ser representado pela absorção do pigmento predominante – Clorofila-*a* ( $a_{\phi}$ ), apresentando elevada variação ao longo do espectro eletromagnético. Feições de absorção específicas da Chl-*a* podem ser encontradas na região do azul e vermelho (DEKKER, 1995). Se há aumento da concentração desse pigmento, os picos de absorção podem se deslocar para 715 nm (GITELSON *et al.*, 1993).

Entretanto, os espectros de absorção de fitoplânctons podem representar o conjunto de feições de absorções de pigmentos auxiliares, como as clorofilas *b* e *c*, ficobilinas e carotenoides. Os carotenoides normalmente são responsáveis por um pico de absorção na região espectral do azul e do verde, enquanto que as ficobilinas, pigmentos presentes em cianobactérias, apresentam picos de reflectância na região espectral amarela/laranja (aproximadamente em 560-570 nm) (DEKKER, 1993). Outras feições espectrais específicas referentes à absorção das clorofilas *b* (Chl-*b*) e *c* (Chl-*c*) podem ser observadas na Figura 8.

Figura 8. Coeficientes de absorção de possíveis pigmentos dominantes dos fitoplânctons. Fonte: Adaptado de Kemker (2014).



Os maiores valores de reflectância dos organismos fitoplânctônicos normalmente ocorrem no intervalo espectral do verde, sendo que sua magnitude depende das paredes celulares do fitoplâncton (GITELSON *et al.*, 2000). Por essa razão, ambientes com elevada concentração de fitoplânctons apresentam uma coloração esverdeada. Além disso, elevados valores de reflectância também ocorrem nos comprimentos de onda do IVP (entre 700-900 nm).



A explicação para esse fenômeno é atribuída ao espalhamento interno das células do fitoplâncton (NOVO, 2008). Sabe-se ainda que o espalhamento frontal de organismos fitoplanctônicos é maior que o retroespalhamento (CETINIC, 2010).

Parte da radiação absorvida pela célula do fitoplâncton pode ser emitida em maiores comprimentos de onda, fenômeno que define o efeito de fluorescência (GITELSON *et al.*, 1993; KIRK, 2011). Segundo Babin (2008), dentre todos os pigmentos, a Chl-*a* tem maior contribuição pra esse fenômeno que ocasiona picos de reflectância ocorrem entre 685 nm e 715 nm.

Apesar das feições características do fitoplâncton, a presença concomitante de Chl-*a* e material inorgânico suspenso na água, que apresentam similares respostas espectrais, dificulta a análise dos espectros e a separação de feições espectrais específicas de cada COA (DEKKER, 1995, GITELSON, 1992; RUNDQUIST *et al.*, 1996).

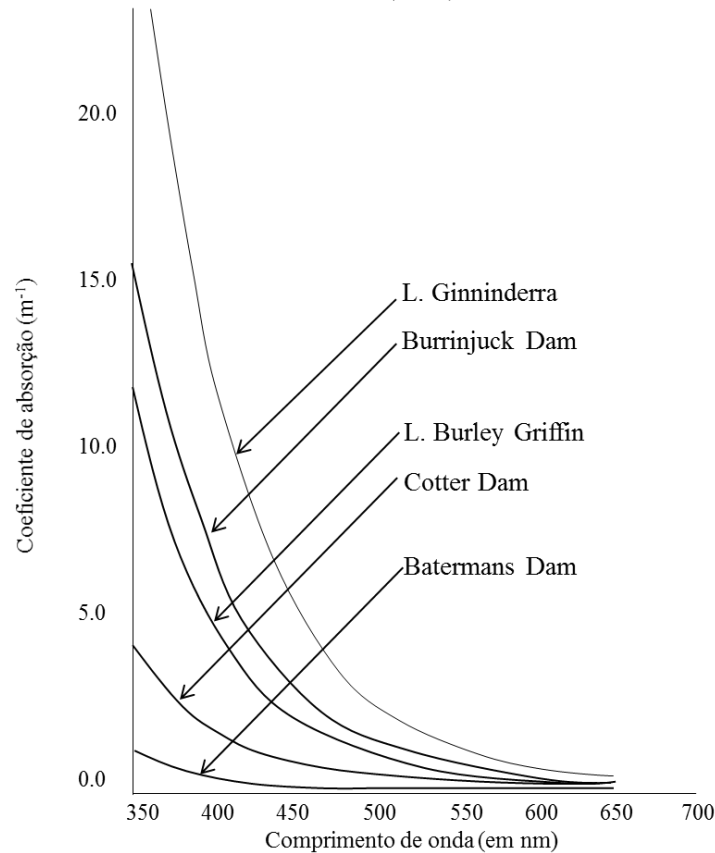
Para ambientes túrbidos, a discriminação dos sinais de absorção do particulado inorgânico e orgânico pode ser feita pela etapa de filtração, onde o filtro contendo a amostra (SST retido no filtro) é despigmentado com o uso de metanol (KISHINO *et al.*, 1985). A despigmentação remove os pigmentos Chl-*a* e carotenóides e as medidas realizadas após esse processo é referente apenas à parcela inorgânica dos SST. Os valores de  $a_{\phi}$  podem ser estimados pela subtração dos coeficientes antes e após a despigmentação. Entretanto, é válido ressaltar que o uso de metanol pode implicar na permanência de pigmentos de cianobactérias e criptófitas, subestimando os valores dos coeficientes de absorção.

Tassan e Ferrari (1995,1998, 2002) utilizam solução de hipoclorito de sódio (NaClO) na despigmentação a fim de minimizar os efeitos dos pigmentos de cianobactérias e criptófitas. Dessa forma, valores de  $a_{\phi}$  podem ser estimados, com menor erro, devido à oxidação dos pigmentos do fitoplâncton ocasionado pela solução de NaClO.

### 2.2.3 Propriedades ópticas do material orgânico dissolvido

A presença de material orgânico dissolvido na água influencia a absorção de energia principalmente na região do azul, como é o caso de sistemas aquáticos localizados na Austrália representados na Figura 9. O coeficiente de absorção da matéria orgânica se reduz de forma exponencial para maiores comprimentos de onda (NOVO, 2008), portanto,  $a_{CDOM}$  é máximo para menores comprimento de ondas. A variação encontrada entre as curvas é representada pela variação do *slope*  $S_{CDOM}$  e está diretamente relacionada com a concentração de CDOM encontrada nos sistemas aquáticos (Kirk, 1994).

Figura 9. Corpos com diferentes concentrações de CDOM e seus respectivos  $a_{\text{CDOM}}$ . Fonte: Adaptado de Kirk (2011).



Os elevados valores de  $a_{\text{CDOM}}$  para menores comprimentos de onda auxiliam na manutenção da biota dos sistemas aquáticos, uma vez que a radiação ultravioleta é nociva a praticamente todos os organismos (KUTSER *et al.*, 2005). Entretanto, se menores comprimentos de onda forem utilizados para estimar concentrações de COAs, a elevada absorção do CDOM nessa região espectral poderá inserir erros nas estimativas.

O comportamento exponencial é similar entre os coeficientes  $a_{\text{CDOM}}$  (Figura 9) e  $a_{\text{NAP}}$  (Figura 6), porém os valores de  $a_{\text{CDOM}}$  normalmente são maiores que da matéria inorgânica e podem ser matematicamente expressos (Eq. 25) pelo método descrito em Bricaud *et al.* (1981).

$$a_{\text{CDOM}} = \hat{a}_{\text{CDOM}}(\lambda_0) \exp(-S_{\text{CDOM}}(\lambda - \lambda_0)) \quad \text{Eq. 25}$$

Onde  $\hat{a}_{\text{CDOM}}$  é o coeficiente de absorção no comprimento de onda de referência ( $\lambda_0 = 440 \text{ nm}$ ). O coeficiente de decaimento da absorção do CDOM ( $S_{\text{CDOM}}$ ) depende da quantidade relativa de material orgânico dissolvido presente no sistema, incluindo a taxa entre material fúlvico e húmico e peso molecular (HELMS *et al.*, 2008).

## 2.2.4 Variáveis limnológicas

### 2.2.4.1 Sólidos suspensos totais

Os sólidos suspensos totais, ou *seston*, compreendem as partículas suspensas com diâmetro maiores que 0,2  $\mu\text{m}$ . Partículas que tenham diâmetros menores que 0,2  $\mu\text{m}$  são consideradas partículas dissolvidas (KEMKER, 2014; KIRK, 2011; BUKATA *et al.*, 1995).

Alguns autores caracterizam os sólidos suspensos conforme a natureza da partícula: o material orgânico denomina-se como material algal, e o material inorgânico como partículas não algais, *tripton* ou ainda material detrital (MOBLEY, 2014; IOGCC, 2000).

Os sólidos suspensos podem ser de natureza orgânica, como algas, bactérias autótrofas e zooplânctons; ou inorgânicas (NAP), como silte, areia, argila, minerais do solo, partículas vulcânicas, precipitados ou outros componentes químicos de origem antropogênica (*Environmental Protection Agency - EPA*, 2012; BUKATA *et al.*, 1995).

As principais fontes de SST nos sistemas aquáticos interiores são as descargas dos tributários, erosão de áreas agrícolas no entorno de reservatórios e lagos, descongelamento de geleiras, intemperismo de terrenos montanhosos, re-suspensão de sedimentos do leito devido à turbulência do sistema aquático e *boom* de algas (GITELSON *et al.*, 1993; JENSEN, 2009).

Uma vez que as partículas estão suspensas nos sistemas aquáticos, essas podem adsorver e transportar pesticidas, fósforo, nitrogênio e outros compostos orgânicos. Devido à essa característica, níveis de SST podem ser utilizados como indicadores de poluição (LODHI *et al.*, 1998; BILOTTA e BRAZIER, 2008). Além disso, elevadas concentrações de SST também podem ocasionar alterações na potabilidade da água, aumento do risco de inundações, prejuízo da navegabilidade e elevação no leito dos rios (JENSEN, 2009).

Apesar do processo de sedimentação resultar no aumento da zona eufótica, o depósito do material suspenso pode ocasionar danos à comunidade bentônica, como ovos de peixes e microrganismos zooplancônicos e fitoplancônicos. Dependendo da magnitude do processo de sedimentação, além do impacto, tornam-se expressivos os impactos econômicos para mitigação do efeito ambiental, como é o caso dos gastos em dragagem em regiões de reservatórios de usinas hidrelétricas (LODHI *et al.*, 1998; BILOTTA; BRAZIER, 2008)

As variáveis limnológicas, como a turbidez, temperatura, Oxigênio Dissolvido (OD) e salinidade também são afetadas diretamente pelos níveis de SST. A turbidez é uma medida óptica para determinar a claridade da água (EPA, 2012), a qual tende a ser mais elevada para

ambientes com maiores concentrações de SST. Entretanto, é oportuno destacar que a turbidez também depende da interação da luz com material orgânico dissolvido, como o CDOM.

Os níveis de temperatura dos sistemas aquáticos também aumentam devido a quantidade de partículas suspensas. Quanto maior o nível de partículas, maior absorção do calor no sistema aquático (KEMKER, 2014). Esse calor é transferido para a água por meio de condução que, quando aquecida, diminui a solubilidade de oxigênio dissolvido na água, reduzindo a sua disponibilidade para execução de processos aeróbios (SILVA *et al.*, 2008).

O aumento da temperatura pode proporcionar a ocorrência da estratificação térmica no sistema. Portanto, organismos que habitam as camadas de água inferiores podem ser prejudicados com a redução da temperatura (fator determinante para a ocorrência de reações químicas) aliada à diminuição da disponibilidade de OD (hipoxia no sistema).

A quantidade de sólidos em suspensão também está relacionada à salinidade do sistema aquático. Ambientes oceânicos apresentam menores concentrações de SST pois o sal atua como um agente coagulante dos sólidos suspensos. As partículas coaguladas, aumentam sua densidade e se sedimentam. Por esse mecanismo, oceanos e estuários apresentam maior claridade (menor turbidez e menor concentrações de SST) que os sistemas de águas interiores (HAKANSON, 2006).

#### 2.2.4.2 Algas, fitoplâncton e clorofila

As algas são tipos de plantas aquáticas, desde organismos de estruturas simples (unicelulares) até fitoplânctons e grandes algas (macroalgas) (*National Oceanic and Atmospheric Administration - NOAA*, 2014). Apesar da semelhança com as plantas em termos de pigmentação, as algas não possuem estruturas específicas como raízes, folhas e xilema (KEMKER, 2014).

As algas unicelulares são também denominadas como fitoplânctons. Apesar de serem considerados sedimentos suspensos orgânicos em ecossistemas aquáticos, suas características limnológicas serão apresentadas nesta seção. Em geral, os fitoplânctons são organismos unicelulares capazes de crescer em colônias e se tornarem visíveis a olho nu.

Com diferentes estruturas físicas, todos os fitoplânctons possuem ao menos um pigmento da clorofila (KEMKER, 2014). A presença da Chl-*a* nesses organismos é capaz de absorver energia para realização do processo fotossintético, o qual compreende converter matéria orgânica em energia (autotrofia). A renovação de fitoplânctons em um sistema aquático

está associada ao tempo de retenção do ecossistema e sua turbulência (TUNDISI e MATSUMURA-TUNDISI, 2005).

Apesar de não ser exatamente uma alga e sim uma bactéria, a cianobactéria também é denominada de *blue-green algae*, pois contém Chl-*a*, ficocianina e ficoeritrina - pigmentos que dão a coloração azulada (GITELSON *et al.*, 1993). As cianobactérias podem gerar, como produto de seu metabolismo, substâncias tóxicas como as cianotoxinas hepatóxicas (AZEVEDO *et al.*, 2003).

Além da Chl-*a*, existem outros tipos de clorofilas, como Chl-*b*, Chl-*c*, Chl-*d*, Chl-*e*, e Chl-*f* (recém-descoberta e divulgada em Behrendt *et al.*, 2015). Tais pigmentos desenvolvem a função de pigmentos acessórios, os quais também realizam a absorção de energia, mas em menor quantidade.

#### 2.2.4.3 COD (CDOM)

A matéria orgânica colorida dissolvida é conhecida também como *gelbstoff*, matéria húmica, ou ainda matéria amarela - nomenclatura adotada em decorrência do efeito colorido amarelo (mais próximo ao tom de chá) nas águas que contenham elevadas concentrações de CDOM (RUDORFF, 2006). Segundo Bricaud *et al.* (1981), tais substâncias se caracterizam pelo reduzido tamanho (menores que 0,2 µm), estão dissolvidas em água e interferem na turbidez do sistema aquático (KEMKER, 2014).

O CDOM é originado pela decomposição das folhas de árvores e plantas (o tipo de planta determina se a coloração será mais amarela, vermelha ou marrom). Essas fontes, por serem externas e por não estarem localizadas no interior do sistema aquático, são denominadas de alóctones. Outras fontes de matéria orgânica dissolvida são a decomposição de organismos vivos por meio de fotólise e a hidrólise e a decomposição bacteriana das células fitoplanctônicas (BUKATA *et al.*, 1995) no interior do sistema aquático e, portanto, essas são denominadas de fontes autóctones. Normalmente, a contribuição alóctone é maior que a contribuição autóctone, sendo que essa relação se inverte apenas em áreas onde há muitas macrófitas aquáticas no interior do sistema (ESTEVES, 1998).

## 2.3 MODELOS BIO-ÓPTICOS

O conceito de bio-óptica, introduzido por Smith e Baker (1978), não se refere apenas à matéria viva presente nos sistemas aquáticos, mas expressa o efeito do processo biológico nas propriedades ópticas, ou seja, representa as medidas de toda a interação dos COAs com a luz, alterando a resposta espectral da água pura. São as variações espectrais que permitem o desenvolvimento de modelos bio-ópticos, que relacionam matematicamente as propriedades ópticas e a concentração dos COAs.

Em geral, os modelos bio-ópticos podem ser diferenciados em quatro grupos: empíricos, semi-empíricos, semi-analíticos e analíticos. Os empíricos, ou regionais, relacionam as POAs e concentrações de COAs por meio de técnicas estatísticas, ou seja, correlação e regressões lineares e não-lineares. Os modelos semi-empíricos não são totalmente baseados na teoria da transferência radiativa da água, mas a consideram para escolher os melhores comprimentos de onda de reflectância para estimar os COAs (LINQIN, 2014; OGASHAWARA, 2014). Os modelos semi-analíticos são aqueles que relacionam as POIs com dados de refletância de subsuperfície ( $r_{rs}$ ) obtida por sensores imersos na coluna d'água. Modelos analíticos são baseados na simplificação da equação de transferência radiativa e estimam as POIs por meio da reflectância de subsuperfície (BRANDO e DEKKER, 2003; LINQIN, 2014). Por não estarem relacionados aos POAs e não dependerem das variações do campo de luz, os modelos analíticos são válidos para diferentes momentos e locais de coleta (KIRK, 2011).

A vantagem de modelos empíricos está na sua facilidade e rapidez de processamento, mas devido à sua natureza estatística normalmente é restrito aos dados de calibração locais. Uma abordagem semi-empírica, por utilizar conceitos de transferência radiativa, pode apresentar melhores resultados, mas ainda assim apresentam empirismo durante o desenvolvimento de suas etapas (LINQIN, 2014).

Modelos analíticos são os mais vantajosos, pois, uma vez calibrados, estes normalmente podem ser aplicados aos diferentes tipos de sistemas aquáticos, porém a aquisição de POIs requer o uso de instrumentos caros e análise *a posteriori* de dados coletados *in situ*, como por exemplo, medidas de absorbância em espectrofotômetros. Estes modelos são estabelecidos estritamente na teoria de transferência radiativa para extrair informações sobre as propriedades ópticas de cada um dos COAs (GORDON *et al.*, 1988).

Os modelos de maior aplicabilidade são os modelos empíricos, devido às vantagens anteriormente mencionadas e modelos semi-analíticos, os quais não dependem totalmente do modelo de transferência radiativa.

### 2.3.1 Modelos empíricos

Modelos empíricos são modelos bio-ópticos baseados apenas em relações estatísticas entre o componente radiométrico ( $L_u$ ,  $L_w$ ,  $R_{sr}$  ou outra grandeza radiométricas) e a concentração de COAs. Miller e Mckee (2004), por meio de modelos empíricos, utilizaram dados MODIS para modelar sólidos suspensos ao norte do Golfo do México. Dados de radiância no topo da atmosfera foram utilizados, e o resultado obtido na comparação entre as medidas *in situ* de SST e as medidas da banda 1 do MODIS gerou um ajuste de  $R^2=0,89$  ( $n=52$ ).

Doxaran *et al.* (2009) utilizaram dados medidos *in situ* de turbidez para estimar as concentrações de SST. Os dados de concentrações estimados foram obtidos por meio da razão de bandas do sensor MODIS Banda 1/Banda 2, localizadas na região espectral do vermelho e do IVP (foi utilizado o produto de reflectância de superfície - MOD09). O modelo, com  $R^2=0,82$ , permitiu avaliar as variações de SST na zona de maior turbidez (TM) do estuário de Gironde (França). O algoritmo utilizado nesse estudo havia sido proposto por Doxaran *et al.* (2002) e a calibração do modelo foi feita com 10 anos de observação ( $n=204$ ).

Os resultados obtidos por Doxaran *et al.* (2009) permitiram identificar alguns padrões de SST durante as estações do ano. Ainda foi observado que durante o período de cheia dos rios, quanto maior o fluxo, menores eram os valores de concentrações de SST nos tributários e maior no centro do estuário, devido ao deslocamento da massa de água e consequente re-suspensão dos sólidos. Modelos empíricos utilizando dados do sensor MODIS também podem ser encontrados em Petus *et al.* (2010), Tarrant *et al.* (2010), Wang *et al.* (2010), Wu *et al.* (2014), Cui *et al.* (2013), Feng *et al.* (2014) e Doxaran *et al.* (2014).

Portanto, dados do sensor MODIS apresentam boa aplicabilidade para sistemas aquáticos interiores. A sua resolução espacial média (250 metros) é relatada em Gerace *et al.* (2013) como um problema para aplicação das imagens em pequenas lagoas devido ao nível de detalhamento das informações na imagem com média resolução. Além disso, o efeito de adjacência interfere na aplicabilidade dos dados MODIS, e de outras imagens de média resolução, em sistemas aquáticos interiores de menores dimensões (VERMOTE *et al.*, 1997; TARRANT *et al.*, 2010).

Com melhor resolução espacial, os sensores instalados nos satélites da série Landsat foram utilizados como fonte de dados para desenvolvimento de modelos empíricos: o sensor *Thematic Mapper* (TM) a bordo do Landsat 5 foi avaliado por Lahtrop Jr e Lillesand (1986); Härra *et al.* (2001); Islam *et al.* (2003); Tyler *et al.* (2006) e Wang *et al.* (2006); o sensor *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) a bordo do Landsat 7 (L7) também foi investigado por Ma e Dai (2005), enquanto que dados do sensor OLI/L8 foram explorados por Wu *et al.* (2015).

Härra *et al.* (2001) avaliaram os dados TM por meio de simulação com dados AISA. A coleta de campo realizada entre 1997 e 1998 permitiu estabelecer um modelo de estimativa de SST ( $R^2 = 0,73$ ) baseado na razão entre  $(TM1 - TM4)/(TM3 - TM4)$  para ambientes lacustres, com uma variação de SST entre  $0,7 \text{ mg.L}^{-1}$  e  $23 \text{ mg.L}^{-1}$ . A metodologia de subtração de bandas foi realizada para diminuir os efeitos da atmosfera e da superfície nas medidas realizadas pelo sensor aerotransportado AISA.

Lahtrop Jr e Lillesand (1986) utilizaram dados TM para avaliar o Lago Michigan (Estados Unidos) devido a melhor resolução espacial, aumento do número de bandas e melhor resolução radiométrica do sensor em relação ao sensor *Multispectral Scanner* (MSS) a bordo do Landsat 1. Pelo método de regressão passo à frente (*stepwise linear regression*), os dados limnológicos de Chl-*a* ( $1,0 \text{ } \mu\text{g.L}^{-1}$  -  $4,9 \text{ } \mu\text{g.L}^{-1}$ ), profundidade de Secchi (1,3 m- 9,0 m) e Turbidez (0,57 NTU-7,9 NTU) foram amostrados no Lago Michigan próximos a data de passagem do satélite. Os modelos obtidos com valores de Disco de Secchi (banda 2), Chl-*a* (banda 2) e Turbidez (banda 3) obtiveram um  $R^2 = 0,91$ ,  $0,98$  e  $0,96$ , respectivamente.

Islam *et al.* (2003) avaliaram os dados TM para a *Moreton Bay* na Austrália, em águas rasas. Os dados de SST ( $n = 34$ ,  $0,22 \text{ mg.L}^{-1} < \text{SST} < 4,18 \text{ mg.L}^{-1}$ ) foram adquiridos nos mesmos dias de passagem do satélite (entre os anos 1991 e 1994). Vários modelos foram testados, sendo que o melhor resultado para estimar as concentrações de SST foi a razão de bandas entre B1/B2 ( $R^2 = 0,83$ ).

Wang *et al.* (2006) analisaram o Lago Reelfoot, no Tennessee, utilizando dados de SST ( $11,5 \text{ mg.L}^{-1} < \text{SST} < 33,5 \text{ mg.L}^{-1}$ ) e um modelo empírico multivariado. O modelo constituído das bandas 2,3 e 4 estimou as concentrações de SST com  $R^2 = 0,52$ . Enquanto que Tyler *et al.* (2006) utilizaram a banda 3 dos sensores ETM+ e TM para estimar as concentrações de SST ( $3 - 300 \text{ mg.L}^{-1}$ ) no Lago Balaton. Os modelos atingiram  $R^2 > 0,80$  para ambos os sensores.

Sváb *et al.* (2005) avaliaram as características do mesmo Lago Balaton por meio das imagens do sensor ETM+/L7, utilizando medidas radiométricas *in situ* e em tanques



controlados (com características similares as variações das concentrações de SST identificadas no Lago Balaton). As concentrações de SST variaram entre 2,0 mg.L<sup>-1</sup> e 40,5 mg.L<sup>-1</sup>, enquanto que as concentrações de Chl-*a* ficaram entre 2,3 e 15,9 µg.L<sup>-1</sup>. Os sólidos suspensos puderam ser estimados empiricamente por meio da razão de bandas B2/B3 (R<sup>2</sup>=0,94) ou apenas a B3 (R<sup>2</sup>= 0,898), coincidindo com os bons resultados encontrados por Tyler *et al.* (2006). Ma e Dai (2005) também avaliaram o potencial das estimativas do satélite ETM+ para o Lago Taihu (China), sendo que o melhor resultado para estimativas de SST foi obtido com a banda 4 (R<sup>2</sup> > 0,9 e RMSE < 15%).

Em face à disponibilidade dos dados do Landsat 8, bandas espectrais do sensor OLI/L8 foram avaliadas por Wu *et al.* (2015). Considerando as concentrações de SST ( $n= 53$ ) no lago Dongting, na China. Foram desenvolvidos modelos de uma banda e combinação dessas por meio de ajustes linear, quadrático, cúbico, exponencial e de potência. A análise de R<sup>2</sup> e determinação dos erros das estimativas mostraram que o melhor modelo foi exponencial utilizando a banda do vermelho (R<sup>2</sup>= 0,67).

## 2.4 CORREÇÃO ATMOSFÉRICA

Dados limnológicos e hiperespectrais medidos *in situ* fornecem informações sobre a composição dos sistemas aquáticos. A espacialização dessas informações, e conseqüente visão sinótica dos ambientes, pode ser realizada por meio de modelos bio-ópticos aplicados em imagens de sensores remotos aéreos ou orbitais. Esses sensores podem ser classificados como multiespectrais ou hiperespectrais, sendo que a diferença elementar é a quantidade de bandas (maior para sensores hiperespectrais) e o intervalo de amostragem espectral (maior para sensores multiespectrais).

O grande desafio de utilizar imagens de sensores remotos, hiperespectral ou multiespectral, é a grande interferência da atmosfera no sinal radiométrico - 80% do sinal registrado por um sensor pode ser atribuído à interferência de absorção e espalhamento atmosféricos, devendo ser eliminada por métodos de correção atmosférica (PAHVELAN, 2015).

O uso de dados remotos para estimativas quantitativas de COAs é influenciado diretamente pelo aumento ou decréscimo do valor radiométrico (PAHVELAN, 2015; PALMER *et al.*, 2015), principalmente pelo fato de que a radiância que chega ao sensor inclui informações relativas à atmosfera e não só ao sistema aquático. Como a composição da atmosfera não é uniforme (heterogeneidade das dimensões e concentrações das partículas)

torna-se difícil o desenvolvimento de um modelo global capaz de estimar os efeitos atmosféricos sobre as medidas radiométricas.

A transmitância da irradiância solar incidente sofre efeitos de espalhamento Rayleigh, principalmente nos menores comprimentos de onda (JENSEN, 2009). Em maiores comprimentos de onda, é a absorção de vapor d'água a grande responsável por interferências do sinal radiométrico. Deve-se considerar ainda que a transmitância se modifica em dois momentos: antes de alcançar os alvos (trajetória fonte-alvo) e após terem interagido com esses (alvo-sensor).

Modelos de correção atmosférica tem por objetivo modelar matematicamente as interferências atmosféricas e minimizar as atenuações da radiação. Ao ser aplicado nas imagens, os modelos de correção atmosférica minimizam os efeitos da atmosfera por meio da transformação da radiância ou reflectância do topo da atmosfera ( $L_{TOA}$  ou  $R_{TOA}$ ) em Reflectância de superfície ( $R_{sup}$ ).

Os modelos de correção atmosférica podem ser divididos em dois tipos: modelos físicos e modelos empíricos. Os modelos empíricos são aqueles que corrigem ou tentam minimizar os efeitos da atenuação atmosférica a partir de informações extraídas da própria imagem, enquanto que os modelos físicos são baseados na teoria de transferência radiativa.

Dentre os métodos de correção atmosférica de caráter empírico estão o *Dark Object Subtraction* (DOS) (CHAVEZ, 1988), *Quick Atmospheric Correction* (QUAC – Bernstein *et al.*, 2005) e método da linha empírica (*Empirical Line method* – ELM – Smith e Milton, 1999). Os métodos que se baseiam em modelos físicos são o *Fast Line-of-sight Atmospheric of Hypercubes* (FLAASH – Adler-Golden *et al.*, 1999) e o *Atmospheric Correction for OLI 'lite'* (ACOLITE – Vanhellemont e Ruddick, 2015).

O método DOS consiste na escolha de um pixel, ou conjunto deles, que apresente uma cor escura na imagem (ou seja, uma sombra de árvore ou do relevo). Desta forma, o alvo contido no pixel teoricamente teria sido responsável pela absorção de toda a energia incidente (por isso o valor do pixel esperado seria nulo ou baixo), porém isto não ocorre de fato pois há um valor registrado no pixel. Qualquer que seja o valor associado ao pixel escuro, portanto, não é resultado da propriedade do alvo mas do espalhamento atmosférico que adicionou um valor àquele pixel. Assumindo que esse efeito seja homogêneo em toda a cena e que não há uma dependência espectral do fenômeno (não varia entre os comprimentos de onda), esse valor é subtraído de todos os pixels de uma cena, “removendo” o efeito do espalhamento atmosférico.

A vantagem do método DOS é a simplicidade de execução, pois a identificação do objeto mais escuro em uma cena pode ser feito visualmente ou por meio de histogramas de

frequência dos dados da imagem, porém a ideia do método está relacionada apenas aos efeitos de espalhamento (efeito aditivo) e não de absorção e, portanto, efeitos de absorção não são devidamente modelados por essa metodologia. Além disso, a escolha do alvo para representação do pixel escuro deve ser muito bem executada, de forma que não haja superestimativas da correção devido a escolha errada do pixel.

O método da linha empírica consiste em uma regressão linear entre valores radiométricos medidos em campo e valores da imagem (supõe-se que os efeitos atmosféricos podem ser modelados linearmente). Para a aplicação do modelo linear às imagens de  $R_{TOA}$  e assim obter a reflectância dos objetos ( $R_{sup}$ ), é necessário encontrar os coeficientes do modelo linear (CONCHA *et al.*, 2014). Entende-se que o uso de dados de campo removem os efeitos de variação da irradiância solar e da interferência atmosférica.

As vantagens do método da linha empírica são a sua rápida aplicabilidade, principalmente em águas de Caso II ou águas rasas (onde contribuição da radiância de fundo dificulta o processo a correção atmosférica). Além disso, não é necessário conhecimento prévio das condições atmosféricas para aplicação do método. Contudo, existem algumas desvantagens, como a necessidade dos dados de campo (dados medidos *in situ* também contêm erros sistemáticos e aleatórios) e a validade da regressão linear aplicada (válida apenas para a data de aquisição da imagem) (MOBLEY, 2013)

O método QUAC é um módulo de correção atmosférica do ENVI (*Environment for Visualizing Images*) e se torna efetivo desde que existam na cena 10 alvos diferentes e pixels escuros, de forma que seja determinada uma *baseline* utilizada para definir e minimizar o efeito do espalhamento. Esse método não é recomendável para cenas que contenham sistemas aquáticos de grandes dimensões, como grandes lagos ou oceanos. Nesses casos, outros métodos de correção atmosférica são mais indicados, como é o caso do FLAASH.

O método FLAASH também se apresenta como um módulo de correção atmosférica do programa ENVI e é baseado no modelo de transferência radiativa. Portanto, o FLAASH considera que a modelagem da radiância registrada pelo sensor é em função da reflectância do pixel e do seu entorno, do albedo hemisférico descendente, da radiância de trajetória (a qual inclui os efeitos dos aerossóis e de Rayleigh), transmitância e da geometria de aquisição (ENVI, 2009). O FLAASH deriva diretamente os parâmetros da teoria da transferência radiativa que são necessários ao processo de correção atmosférica com base no código MODTRAN4 (*MODerate resolution atmosphere TRANsmittance*).

O código MODTRAN4 necessita *a priori* da definição do modelo de aerossóis, especificação da localização geográfica, elevação, altitude do satélite, data do voo e horário de

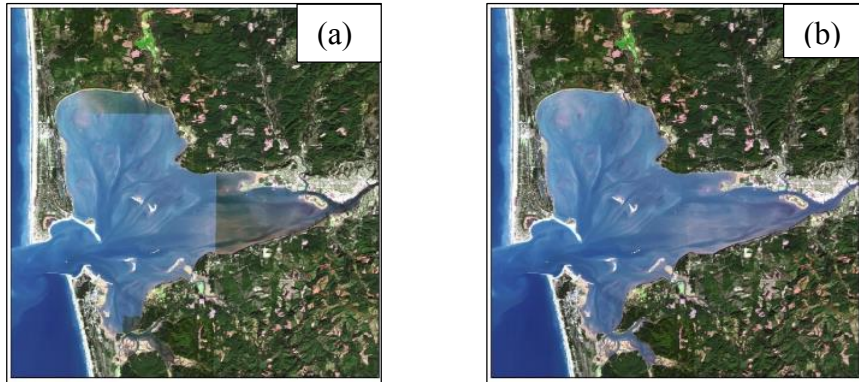
passagem do sistema, além de outros parâmetros (como dados de concentração de CO<sub>2</sub>). Se medidas referentes à composição atmosférica não estão disponíveis, é possível configurar alguns dados de entrada conforme recomendações do próprio software (baseados na localização geográfica da área de estudo e época do ano) (ENVI, 2009).

Específico para imagens do sensor OLI/L8, o ACOLITE é um programa simples e rápido de processamento das imagens. As correções do espalhamento de Rayleigh (devido às moléculas presentes na atmosfera) e aerossóis, resultam em imagens de  $R_{sup}$ . O modelo de aerossóis do ACOLITE considera que as transmitâncias atmosféricas ( $t_0$  - transmissividade do sol para o sistema aquático e  $t_v$  - do sistema aquático para o sensor) são espectrais, e portanto, definidas para cada banda (VANHELLEMONT e RUDDICK, 2015).

No processo de correção do ACOLITE, o espalhamento é considerado durante os cálculos mas os impactos de absorção da água sobre as transmitâncias atmosféricas são adicionados ao final do processo por meio de um índice de incerteza. A reflectância devido ao espalhamento de Rayleigh é estimada por *LUT* (Look-Up-Table) para as bandas OLI, considerando o código de transferência radiativa 6S descrito em Vermote *et al.* (2006) (VANHELLEMONT e RUDDICK, 2015). Os efeitos de aerossóis também são computados: pixels escuros são assumidos como pixels de valores nulos e todo o sinal registrado pelo sensor é devido a presença de aerossóis (espalhamento). Para estimar a influência dos aerossóis, as bandas do IVP ou do infravermelho médio (1609 nm e 2201 nm) podem ser utilizadas (VANHELLEMONT e RUDDICK, 2015).

Além disso, o USGS (United States Geological Survey) está desenvolvendo um algoritmo de correção atmosférica para os dados do OLI/L8 para obtenção da  $R_{sup}$ . O método de correção aplicada às imagens OLI ainda está sobre processo de validação (Figura 10), principalmente para áreas que contenham elevada cobertura de nuvens, sejam áreas muito claras (desertos ou elevada cobertura de neve) ou regiões onde o ângulo de incidência solar é baixo (USGS, 2015). A primeira etapa de processamento, identificada como versão 0.2 encontra-se na Figura 10 (a), enquanto que uma etapa sequencial de processamento mais atualizada, identificada como versão 0.3, diminuiu a influência da supercorreção atmosférica nas áreas mais rasas, como visualizado na Figura 10 (b).

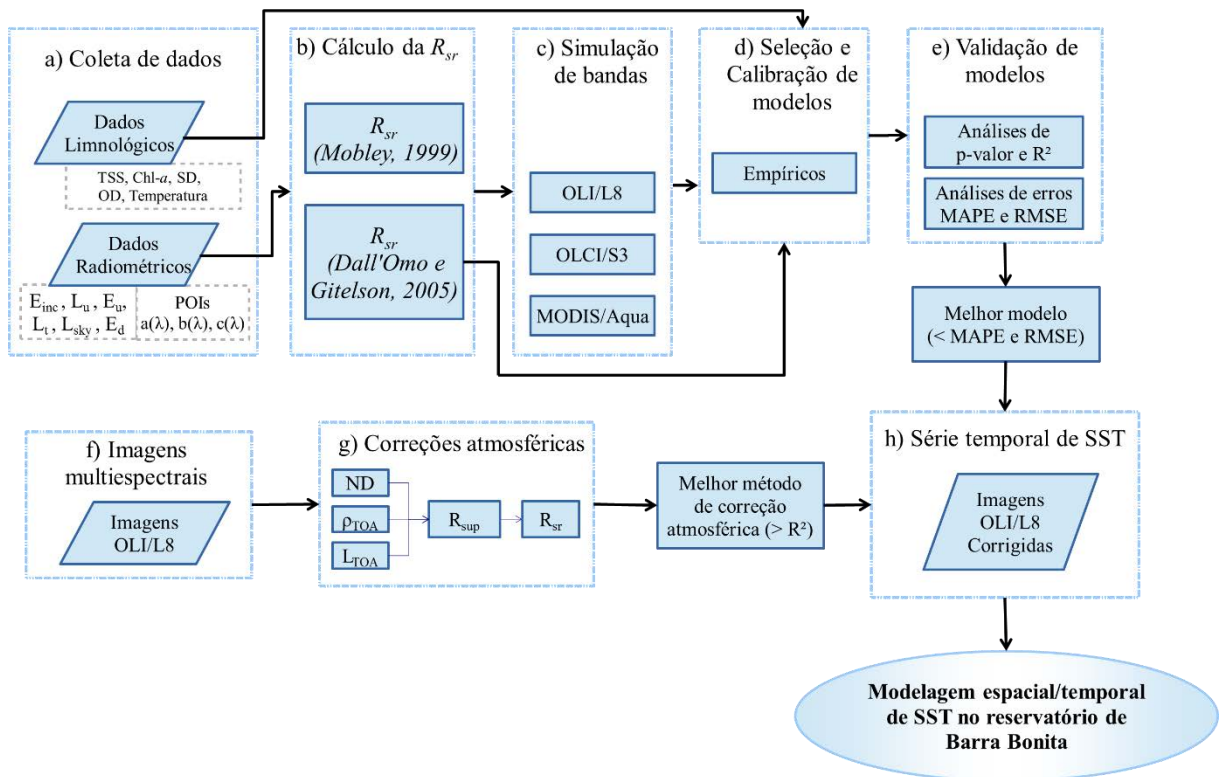
Figura 10. Problemas de correção atmosférica apresentados no produto de  $R_{sup}$  das imagens OLI/L8. (a) Imagem de  $R_{sup}$  processamento 0.2; (b) Imagem OLI em novo processamento (0.3). Fonte: USGS, 2015.



### 3 MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento deste trabalho foi realizado conforme as etapas descritas na Figura 11.

Figura 11. Esquema sintetizado da metodologia utilizada neste trabalho.  $E_u$  = Irradiância ascendente;  $L_u$  = radiância ascendente;  $E_{inc}$  = irradiância incidente medida sobre a superfície da água ( $0^+$ );  $L_t$  = radiância total;  $L_{c\acute{e}u}$  = radiância proveniente do espalhamento atmosférico (ou  $L_{c\acute{e}u}$ ),  $E_d$  = irradiância descendente medida embaixo da água ( $0^-$ ). POIs:  $a$  = absorção;  $b$  = retroespalhamento;  $c$  = atenuação; ND = número digital;  $\rho_{TOA}$  = reflectância no topo da atmosfera;  $L_{TOA}$  = radiância no topo da atmosfera;  $R_{sr}$  = Reflectância de sensoriamento remoto ( $sr^{-1}$ )  $R_{sup}$  = reflectância na superfície terrestre (efeitos atmosféricos minimizados); OLI = *Operational Land Imager* (sensor a bordo do Landsat 8); MODIS (sensor a bordo do satélite Aqua); OLCI (sensor a bordo do satélite Sentinel 3 – S3); SST = sólidos suspensos totais; MAPE = *Mean absolute Percentage Error* e RMSE = *Root Mean Squared Error*.

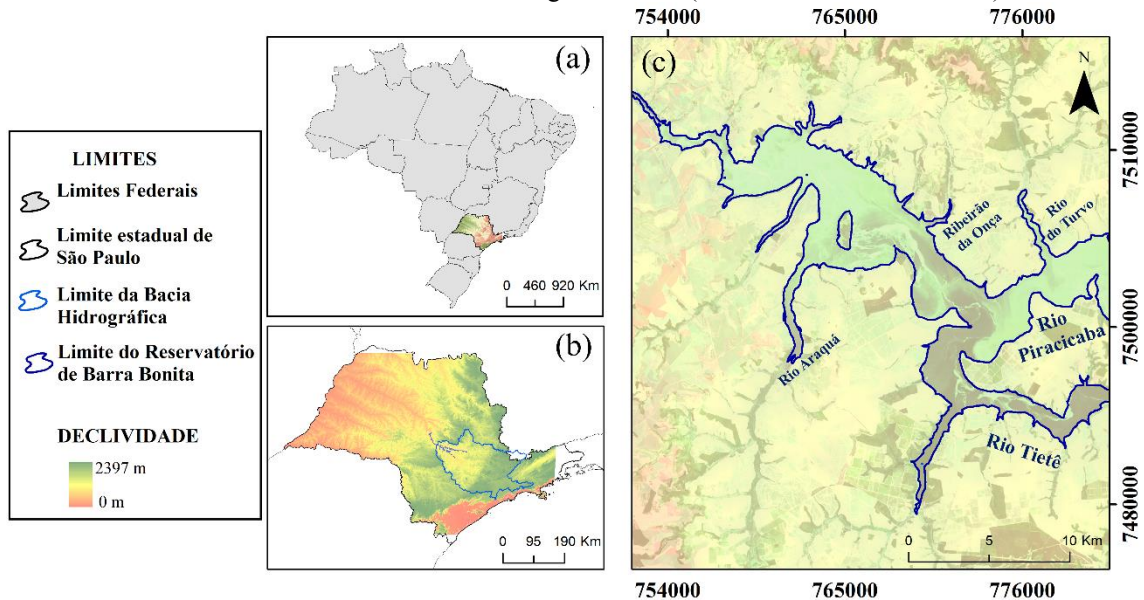


#### 3.1 ÁREA DE ESTUDO

O Reservatório de Barra Bonita ( $22^{\circ}36'50,12''S$ ;  $48^{\circ}20'54,57''W$ ), localizado no Estado de São Paulo (Figura 12- a e b), foi construído em 1963, resultado do represamento dos rios Tietê e Piracicaba (Figura 12-c), sendo um reservatório de acumulação. Com  $324,84 \text{ km}^2$  de área inundada e uma altitude média de 450 metros, o reservatório está localizado em uma zona de transição entre as regiões climáticas tropical e subtropical, o qual se caracteriza por um

período seco (de Maio a Outubro) e um período úmido (de Novembro a Abril) (TUNDISI E MATSUMURA-TUNDISI, 2005). Conforme a classificação de Köppen, o clima regional é considerado como CW - caracterizado por um clima mesotérmico, com inverno seco e verão quente (MAIA *et al.*, 2008).

Figura 12. (a) Mapa do Brasil; (b) São Paulo para a bacia hidrográfica do reservatório de Barra Bonita; (c) Reservatório de Barra Bonita com imagem OLI/L8 (2B3GR4 do dia 31/10/2014).



Além da produção de energia elétrica, os recursos hídricos do reservatório também são utilizados para lazer, pesca, e turismo (PRADO e NOVO, 2015). Destaca-se a importância do reservatório quanto a sua navegabilidade, uma vez que este faz parte da hidrovia Tietê-Paraná, responsável pelo transporte de aproximadamente 80% da produção agrícola do país (MOREIRA, 2012; TUNDISI *et al.*, 2008).

O reservatório é caracterizado como de armazenamento e é o primeiro reservatório de uma série de reservatórios em cascata (Barra Bonita, Bariri, Ibitinga, Promissão, Nova Avanhandava e Três Irmãos) (TUNDISI *et al.*, 2008). Devido à sua localização, tende a apresentar maiores níveis de concentração de sólidos suspensos e nutrientes quando comparados aos outros reservatórios localizados no mesmo rio, devido aos efeitos de cascata (CRCC - *Cascading Reservoir Continuum Concept*) que reduz a carga de sedimentos por processos de retenção e diluição (BARBOSA *et al.*, 1999).

Durante mais de 50 anos de existência, o reservatório de Barra Bonita foi avaliado em diversos estudos a fim de compreender melhor suas características físicas e limnológicas (BUZELLI E CUNHA-SANTINO, 2013; MOREIRA, 2012; TUNDISI e MATSUMURA-

TUNDISI, 2005; PRADO, 2004; CALIJURI, 2001) apresentando, muitas vezes, características de ambiente hipereutrófico.

A elevada carga de nutrientes pode estar relacionada com forçantes naturais e antropogênicas, tais como despejos irregulares de esgoto industrial e doméstico, herbicidas, pesticidas e outros nutrientes (fósforo e nitrogênio) de monoculturas agrícolas existentes nas suas adjacências aliado ao relevo acentuado da região; além de descargas de aproximadamente 114 tributários presentes na sub-bacia do reservatório, principalmente em períodos chuvosos (TUNDISI *et al.* 2008; SMITH *et al.* 2014; BUZELLI e CUNHA-SANTINHO, 2013; PETESSE e PETRERE, 2007).

Elevadas cargas de nutrientes e outros sólidos em suspensão podem ocasionar fenômenos como o crescimento de cianobactérias e processos de eutrofização, redução da zona fótica e impactos na produtividade primária. Além disto, as elevadas concentrações de SST podem prejudicar outras atividades econômicas, como a geração de energia devido à redução de cota do reservatório decorrente do processo de sedimentação de SST; a navegabilidade no reservatório de Barra Bonita e a atividade pesqueira, prejudicada devido à redução da diversidade de peixes em mais de 50% desde a década de 1980 (PETESSE e PETRERE Jr., 2012).

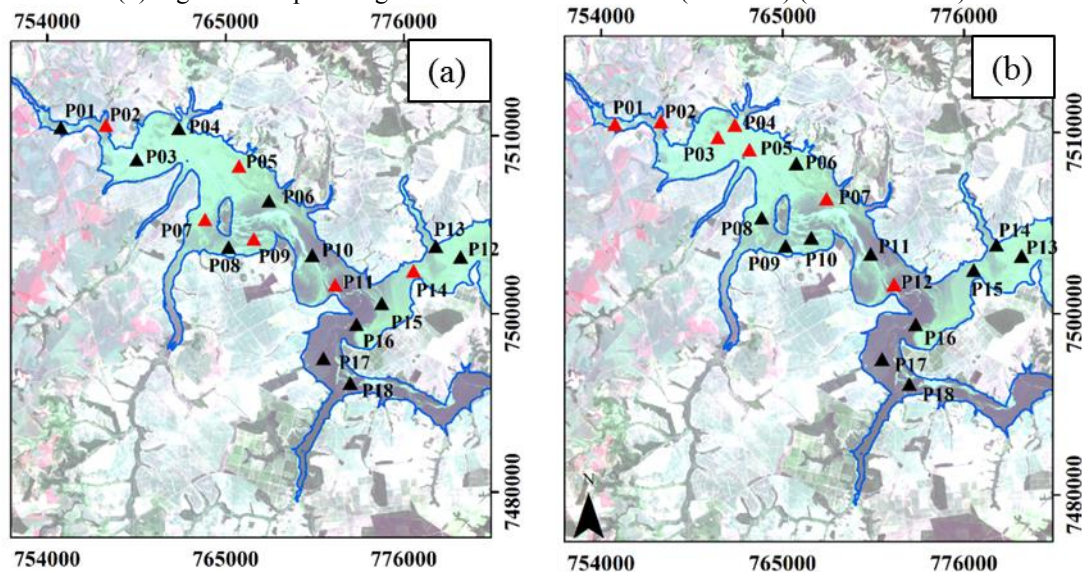
Portanto, o estudo da variabilidade das concentrações de SST no reservatório é de fundamental relevância para prover informações consistentes da dinâmica de SST no reservatório de Barra Bonita, de forma a suportar tecnicamente o desenvolvimento de políticas públicas que visam o uso sustentável dos recursos hídricos do ambiente de estudo.

### 3.2 COLETA DE DADOS

Os dados limnológicos e espectrais foram coletados em duas campanhas de campo realizadas entre os dias 05 a 08 de Maio de 2014 (Figura 13- a) e dias 13 a 16 de Outubro de 2014 (Figura 13-b), ambos com 18 pontos amostrais georreferenciados (Datum WGS84). A coleta foi realizada entre 10:00 e 15:00 do horário local (GMT-3), conforme protocolo descrito em Mobley (1999).



Figura 13. Pontos amostrais para amostras de calibração (em preto) e validação (em vermelho) do (a) primeiro e (b) segundo campo. Imagem OLI do dia 31/10/2014 (2B3G4R) (Escala 1:4000).



A escolha do período para realização do campo foi definida com base na passagem do satélite Landsat 8 sobre a área de estudo (órbita 220, ponto 76). Além disso, a série temporal (2008-2013) de dados pluviométricos da estação de São Carlos (estação ativa mais próxima à área de estudo) também foi avaliada. Como os dados limnológicos e radiométricos adquiridos em campo são diretamente influenciados pelas condições climáticas, principalmente pluviosidade, a análise pluviométrica foi realizada para identificar e selecionar possíveis datas das campanhas de campo sem histórico de ocorrência de chuvas.

A definição do esquema amostral foi baseada na análise de variância de uma série temporal de imagens (em radiância) do sensor OLI/L8 do ciclo anual de 2013. Locais que apresentaram maior variância radiométrica foram escolhidos como pontos amostrais, uma vez que esses pontos seriam responsáveis por melhor expressar a variabilidade radiométrica resultante da variação dos componentes opticamente ativos presentes no reservatório.

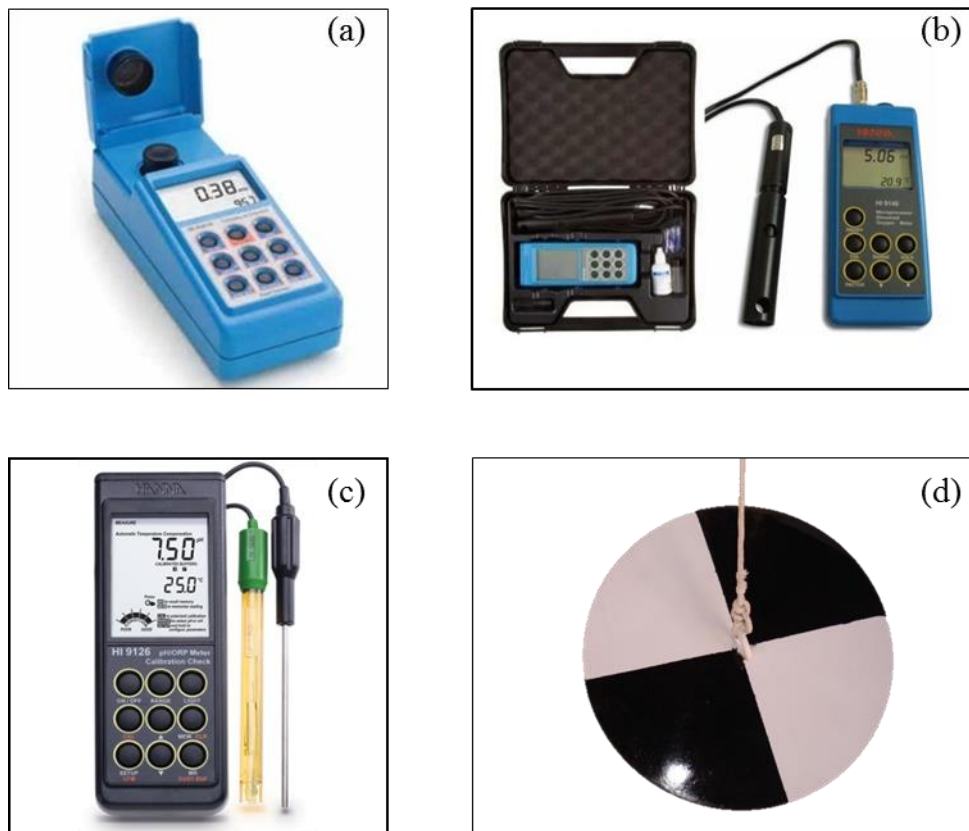
### 3.2.1 Coleta e Processamento dos dados limnológicos

Os dados limnológicos medidos em cada ponto amostral georreferenciado por meio de receptor GNSS, nas duas campanhas de campo, foram turbidez (NTU – unidade nefelométrica), potencial hidrogeniônico (pH - adimensional), condutividade elétrica ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), Oxigênio Dissolvido ( $\text{OD} - \text{mg.L}^{-1}$ ), temperatura da água ( $^{\circ}\text{C}$ ), profundidade (m), velocidade do vento ( $\text{m.s}^{-1}$ ) e profundidade do disco de Secchi (DS - m).

As medidas das variáveis limnológicas foram realizadas em triplicata para minimização dos efeitos de erros aleatórios. Essas foram obtidas utilizando equipamentos portáteis, como turbidímetro (modelo Hanna HI 93414), pHmetro, condutivímetro, oxímetro (modelo Hanna 9146-04), sendo que esse equipamento também realizou medidas de temperatura. Outros equipamentos usados foram o anemômetro e o disco de Secchi (Figura 14).

As medidas de DS foram realizadas por apenas um operador para minimizar efeitos de variabilidade da acuidade visual. O disco estava preso a uma corda graduada (intervalos de 0,5 metros). O protocolo de medida foi o mesmo nos dois campos: a DS era equivalente à profundidade onde o disco já não podia ser visualizado após estar inserido no sistema aquático.

Figura 14. Equipamentos utilizados em campo para medidas limnológicas: (a) Turbidímetro; (b) Oxímetro; (c) pHmetro; (d) Disco de Secchi (SD).



Para determinação das concentrações de Chl-*a*, de SST, de carbono orgânico e inorgânico dissolvidos (COD e CID, respectivamente), amostras de água de cada ponto amostral foram coletadas em garrafas de polietileno previamente rinsadas. As coletas de água foram feitas aproximadamente a 0,20 m abaixo da superfície d'água. A filtragem das amostras de água foi realizada todos os dias após a coleta em campo, sendo que o total de volume de

água coletado foi homogeneizado antes da realização da filtração, que se procedeu com 0,25 L da amostra.

Os filtros e outras amostras de água para determinação de as concentrações de COD e CID foram mantidos em baixas temperaturas até a realização das análises em laboratório. A conservação em baixas temperaturas teve por finalidade conservar as propriedades das amostras sem que houvesse perda pelo metabolismo dos microrganismos.

A determinação das concentrações de Chl-*a* foi realizada por meio da metodologia disponível em Golterman *et al.* (1978). Os filtros de fibra de vidro com porosidade de 0,7  $\mu\text{m}$  foram utilizados para filtração de amostras de água e esses foram macerados em uma solução de acetona (10%) para extração de pigmentos. A solução foi então submetida às leituras em espectrofotômetro, permitindo o cálculo da concentração de Chl-*a*.

As concentrações de SST foram analisadas conforme protocolo disponível em APHA (*American Public Health Association*) (1998), o método mais acurado de determinação de SST (*Washington State Department of Ecology*, 1991). Para determinação das concentrações de SST, os filtros foram calcinados na mufla (470°C) e posteriormente foram colocados em um dessecador para atingir a temperatura ambiente. Os filtros calcinados foram pesados ( $P_0$ ), identificados conforme o ponto amostral e armazenados em papel alumínio. Após cada dia de campanha de campo, os filtros calcinados foram utilizados para filtrar as amostras de água adquiridas *in situ*, ficando armazenados em baixas temperaturas, em refrigeradores e caixas com gelo, até a realização da análise laboratorial.

Em laboratório, os filtros foram colocados na estufa por 12 horas (temperatura entre 103°C e 105°C). Após ficarem em repouso no dessecador, os filtros alcançaram a temperatura ambiente e foram pesados em balança semi-analítica de alta precisão ( $P_1$ ). Assim, a água retida dos poros dos filtros foi evaporada e o peso obtido representou a quantidade de SST na água. A diferença entre  $P_1$  e  $P_0$ , dividida pelo volume d'água filtrada (0,25 L), determinou a concentração de SST em  $\text{mg.L}^{-1}$ .

Para identificação dos sólidos fixos (também considerados como inorgânicos), os filtros foram novamente colocados na mufla a uma temperatura de 550°C (pré-aquecida entre 15 e 20 minutos). Após alcançarem a temperatura ambiente, os filtros foram pesados em balança analítica ( $P_2$ ) e estes valores permitiram calcular a concentração do material inorgânico pela diferença entre  $P_1 - P_2$ , dividido pelo volume de água filtrada (0,25 L).

A análise descritiva de dados limnológicos foi realizada e permitiu compreender melhor o comportamento estatístico das variáveis por meio da média, Desvio-padrão (DP),

variância e Coeficiente de Variação (CV). O uso de uma análise descritiva é capaz de sintetizar as informações limnológicas obtidas, possibilitando avaliar o comportamento do sistema.

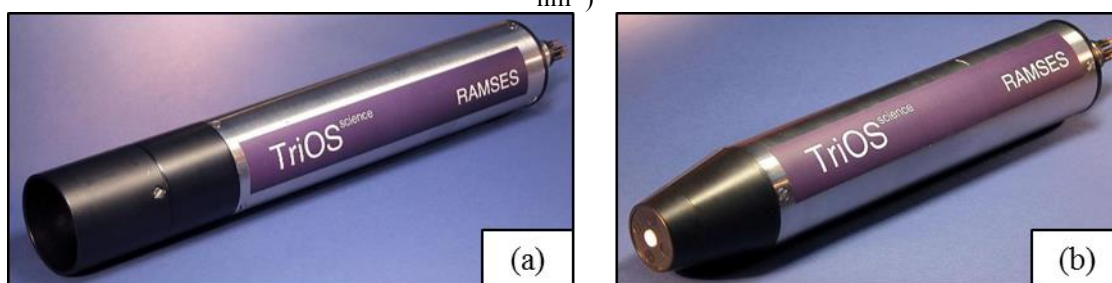
### 3.2.2 Coleta e Processamento de dados radiométricos

As coletas de POAs foram realizadas conforme os protocolos de geometria de visada descritos por Mobley (1999) e Mueller (2000), para minimização de possíveis interferências da sombra do barco e efeitos do espelhamento da água. O horário de coleta entre 10:00 e 15:00 horas foi assim definido devido à proximidade com a hora solar, uma vez que durante esse período ocorrem maiores valores de incidência solar e menor variação da geometria de iluminação (MOBLEY, 1999). Medidas foram realizadas na superfície e subsuperfície da água (logo abaixo da interface ar-água).

#### 3.2.2.1 Coleta e Processamento de POAs

As POAs foram obtidas por meio do conjunto de sensores hiperespectrais RAMSES TriOS (Figura 15). Os sensores possuem campo de visada de  $7^\circ$ , com resolução espacial de 5,4 cm (área imageada pelo campo de visada do sensor quando este foi apontado para o sistema aquático). Com uma resolução espectral de 3,3 nm, os sensores realizaram medidas radiométricas no intervalo entre 320 a 950 nm (TriOS, 2010). Os sensores foram alocados em plataformas fixas no barco, sendo conectados a um coletor de dados (IPS) configurado e controlado por meio do software MSDA\_XE (software do equipamento – TriOS, 2010).

Figura 15. Sensores hiperespectrais utilizados no campo. (a) Sensor RAMSES TriOS ARC para medidas de radiância (em  $\text{mW m}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{nm}^{-1}$ ) e (b) Sensor RAMSES TriOS ACC para medidas de irradiância (em  $\text{mW m}^{-2} \text{nm}^{-1}$ )



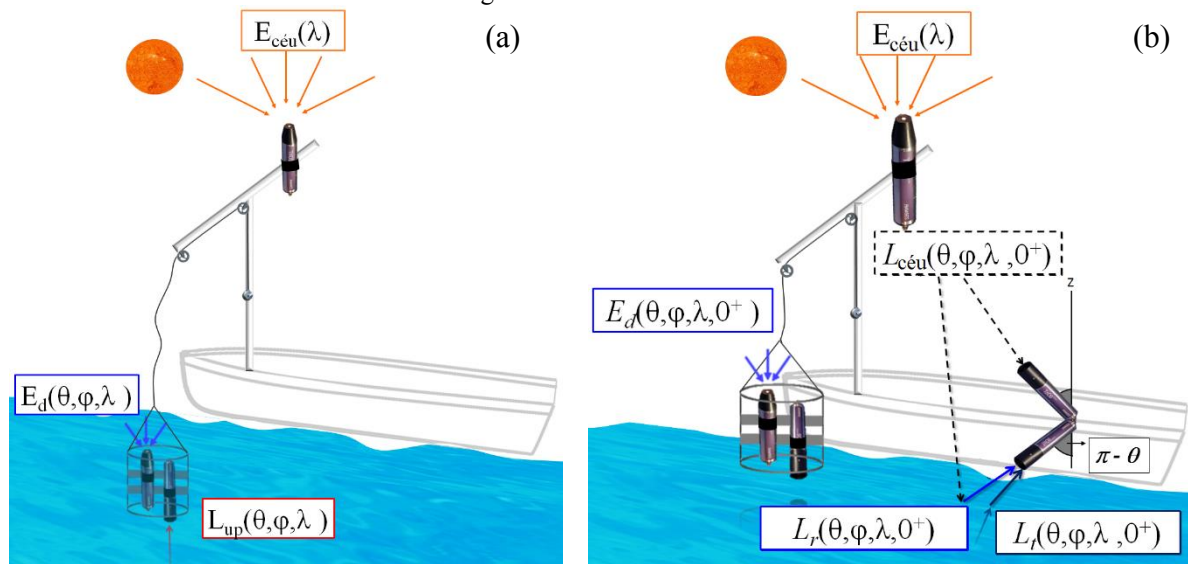
As medidas de  $L_{up}(\lambda, 0^-)$  (Radiância ascendente logo abaixo da superfície) e  $E_d(\lambda, 0^+)$  (Irradiância descendente medida acima da superfície – representada na Figura 16- a) foram

realizadas no nadir e com um ângulo azimutal de aproximadamente  $90^\circ$  como descrito por Mobley (1999), permitindo o cálculo de  $R_{sr}$  conforme metodologia descrita por Dall'omo e Gitelson (2005) (Eq. 8).

Cálculos de  $R_{sr}$  pela metodologia proposta por Mobley (1999) (Eq. 4) também foram realizados e comparados aos resultados de  $R_{sr}$  obtida por Dall'omo e Gitelson (2005). Para avaliação das metodologias utilizadas, foram utilizadas as informações de  $R_{sr}$  das imagens atmosféricamente corrigidas.

Outra medida em campo realizada pelo sensor de radiância apontado para a água, foi da  $L_t(\theta, \varphi, \lambda)$ , que compreende  $L_w(\theta, \varphi, \lambda) + L_s(\theta, \varphi, \lambda)$ . Os valores de  $L_s(\theta, \varphi, \lambda)$  (Eq. 6) podem ser definidos como uma parcela de toda a  $L_{céu}(\theta', \varphi', \lambda)$ , e para estimar  $L_{céu}$  medidas foram realizadas com o sensor apontados para o céu, com  $\theta = 45^\circ$  (MOBLEY, 1999). A configuração das medidas realizadas em campo se encontra esquematizada na Figura 16.

Figura 16. Diferença entre (a) Geometria de visada conforme Dall'omo e Gitelson (2005) com medidas abaixo da interface ar-água e (b) Mobley (1999) com medidas acima da superfície d'água. Onde:  $E_{céu}$  é a irradiância do céu;  $E_d$  é a irradiância direta;  $L_{up}$  é a radiância ascendente dentro do sistema aquático a qual se torna  $L_w$  (radiância da água) após a saída do interior do sistema aquático;  $L_s$  é a radiância refletida pela superfície da água;  $L_{céu}$  é a radiância difusa;  $L_t$  é a radiância total medida por um sensor apontado para o sistema aquático; e  $\theta$  é o ângulo zenital do sensor.



Para redução de alguns efeitos indesejáveis nas medidas, como efeito de espelhamento, sombra do barco e influência da variação do ângulo zenital solar, as medidas foram realizadas em ângulos azimutais retos ( $\varphi = 90^\circ$  ou  $\varphi = 270^\circ$ ), ou seja, no plano vertical perpendicular ao plano solar, como demonstrado na Figura 16- b. Portanto, a geometria de visada foi estabelecida em campo com  $\varphi = 270^\circ$  ou  $90^\circ$  (iniciando a contagem angular a partir da proa do apontada para o sol) e  $\theta = 45^\circ$  para medidas de  $L_t(\theta, \varphi, \lambda)$  e  $L_{céu}(\theta, \varphi, \lambda)$  (MOBLEY, 1999).

Algumas outras medidas ( $E_d$  e  $L_{up}$ ) foram realizadas com sensores apontados para o nadir. As medidas realizadas no nadir tendem a minimizar a influência angular sobre os dados radiométricos (efeito da Lei dos cossenos) e auxilia na captura de variações de radiância devido às variações de SST e outros COAs (NOVO *et al.*, 1989).

A taxa de aquisição dos sensores RAMSES TriOS foi de 15 leituras a cada 2 minutos para cada profundidade do ponto amostral (recomendações do fabricante). As medidas foram realizadas ao longo da coluna d'água até atingir o limite da zona eufótica (1% da  $E_d$  na região espectral próxima a 550 nm – KIRK, 2011). A coleta de múltiplos espectros permitiu reduzir os efeitos das ondas sobre as medidas radiométricas, uma vez que estas modificam a posição dos sensores e podem introduzir ruídos nas curvas.

Todos os dados foram inicialmente processados pelo software do próprio equipamento MSDA\_XE. Considerando 15 curvas espectrais amostradas para cada ponto de coleta e em cada profundidade (superfície, subsuperfície e perfilagem da coluna d'água), o método de escolha da curva mais representativa foi o método da mediana (FERREIRA, 2014).

Além disso, os sensores de radiância e irradiância apresentam intervalos espectrais de aquisição diferentes. Para utilizar os dados foi realizada a interpolação linear em intervalos espectrais de 1 nm. O estabelecimento de um intervalo comum dessas medidas (350 a 950 nm) foi estabelecido para calcular  $R_{rs}$

### 3.2.2.2 Simulação de Bandas

Dados hiperespectrais permitem realizar a simulação de bandas de sensores multiespectrais. Para isso, deve ser considerada a função resposta do sensor para cada banda espectral, caso a função resposta do sensor (SFR) esteja disponível. Em casos onde não há conhecimento da SFR, essa pode ser estimada por meio de função Gaussiana a partir dos valores de *full-width-half-minimum* (FWHM) (KIDDER, 1995; STEIN *et al.*, 2002) entretanto, a suposição imposta pela simulação da função resposta pode adicionar erros nas estimativas do sinal radiométrico.

Alguns sensores disponibilizam a função resposta de cada banda, uma vez que os detectores apresentam variações de sensibilidade na sua resolução espectral (largura de cada canal espectral), como é o caso dos sensores OLCI (*Ocean and Land Colour Instrument* a bordo do Satélite Sentinel 3) (Figura 17 -a), MODIS (Figura 17 -b) e OLI (Figura 17-c) (MODIS, 2012; BARSÍ *et al.*, 2014; PELLOQUIN e NIEKE, 2012). A Tabela 1 traz a localização da região espectral das bandas dos sensores MODIS, OLI e OLCI.

Figura 17. Função Resposta do Sensor (a)OLCI/S3; (b)OLI (relativo à radiância) (c)MODIS. Fontes (a) Pelloquin e Nieke (2012); (b) Barsi *et al.* (2014); (c) Adaptado de MODIS (2012).

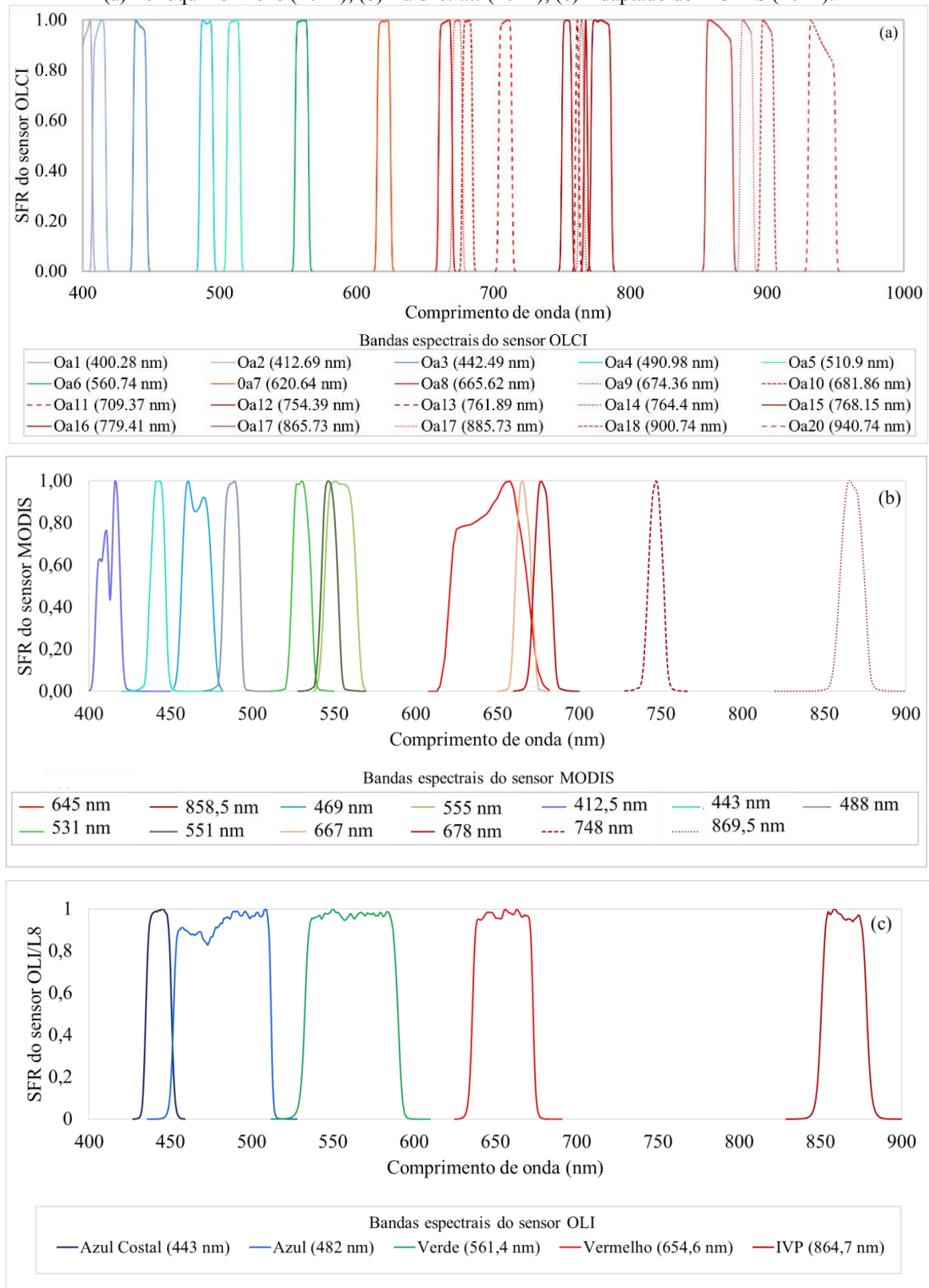


Tabela 1. Bandas espectrais dos sensores remotos MODIS, OLCI e OLI.

Intervalo espectral (em nanômetros)						
Banda Espectral	MODIS		OLCI		OLI	
	$\lambda_i$	$\lambda_f$	$\lambda_i$	$\lambda_f$	$\lambda_i$	$\lambda_f$
1	620	670	392,5 <sup>a</sup>	407,5 <sup>a</sup>	430	450
2	841	876	408	418	450	510
3	459	479	437,5	447,5	530	590
4	545	565	485	495	640	670
5	1230	1250	505	515	850	880
6	1628	1652	555	565	-	-
7	2105	2155	615	625	-	-
8	405	420	660	670	-	-
9	438	448	670,5	678	-	-
10	483	493	677,5	685	-	-
11	526	536	703,75	713,75	-	-
12	546	556	750	757,5	-	-
13	662	672	760	762,5	-	-
14	673	683	762,5	766,25	-	-
15	743	753	766,25	768,75	-	-
16	862	877	771,25	786,25	-	-
17	890 <sup>a</sup>	920 <sup>a</sup>	855	875	-	-
18	-	-	880	890	-	-
19	-	-	895 <sup>a</sup>	905 <sup>a</sup>	-	-
20	-	-	930	950	-	-

<sup>a</sup>intervalos que não estão totalmente inseridos entre 400 nm e 900 nm.

O processo de simulação de bandas, também conhecido como reamostragem espectral, consiste no processo de criar um dado de menor resolução espectral a partir de dados de maior resolução espectral (maior taxa de amostragem em dado intervalo).

Os dados hiperespectrais amostrados em campo, permitiram calcular os valores de  $R_{sr}$ , que serviram como dados de entrada para serem ponderados pela função resposta de cada canal simulado, bem como integrado para cada intervalo espectral referente ao intervalo da banda. A simulação do canal pode ser realizada pela Eq. 26.

$$R_{sr\_r} = \frac{\int_{x_{min}}^{x_{max}} R_{sr} * SFR * dx}{\int_{x_{min}}^{x_{max}} SFR * dx} \quad \text{Eq. 26}$$

Sendo  $R_{sr}$  representa a reflectância de sensoriamento remoto calculada pelas medidas hiperespectrais de campo; SFR é a função resposta do sensor a ser simulado;  $x_{min}$  e  $x_{max}$  corresponde aos valores que definem o intervalo da banda espectral; e  $R_{sr\_r}$  é o sinal resultante



da simulação. Os termos que indicam dependência espectral foram retirados para melhor compreensão da equação.

Considerando a SFR do sensor OLI (disponibilizada em Barsi *et al.* 2014) e os dados radiométricos medidos no campo, foram realizadas as simulações das bandas espectrais do OLI/L8 para as duas campanhas de campo. A simulação de outros sensores, como do MODIS (MODIS, 2012) e do OLCI (PELLOQUIN e NIEKE, 2012), também foi realizada para comparação dos resultados obtidos.

### 3.3 SELEÇÃO DE MODELOS BIO-ÓPTICOS

Em vista da quantidade de modelos empíricos descritos na literatura, foram selecionados aqueles cujo intervalo de concentrações de SST fosse similar aos valores encontrados no reservatório de Barra Bonita considerando os sensores hiperespectrais (Tabela 2) e sensores multiespectrais (Tabela 3), tanto para o sensor OLI quanto para outros sensores da série Landsat.

Tabela 2. Modelos empíricos hiperespectrais para estimar concentrações de SST em sistemas aquáticos.

Referência	Sensor	Comprimentos de onda (nm)	Intervalo concentrações de SST (mg.L <sup>-1</sup> )	Local
Kallio <i>et al.</i> (2006)	AISA	$R_{sr(705)} - R_{sr(714)}$	0,7 - 32	Lagos
Gitelson <i>et al.</i> (1993)	Espectrorradiometro de campo	$\frac{R_{sr(560)} - R_{sr(520)}}{R_{sr(560)} + R_{sr(520)}}$	0,1 - 66	Rios, Lagos e Reservatórios
Fan (2014)	Espectrorradiometro de campo	$\frac{R_{sr(650)}}{R_{sr(420)}}$	7,1 - 64	Rios
Dazhao <i>et al.</i> (2012)	Hyperion	$R_{sr(813\text{ nm})} - \frac{R_{sr(742)} + R_{sr(844)}}{2}$	9,1 - 45,7	Estuário
Althuis (1998)	CASI	$R_{sr(630\text{nm})} - R_{sr(750\text{nm})}$	1 - 45	Oceano
Jorgensen e Edolvangis (2000)	CASI	$R_{sr(544\text{nm})}$	1 - 30	Oceano
Este estudo	Ramses TriOS	$\frac{R_{sr(720\text{nm})}}{R_{sr(695)}}$	3,8 - 32,8	Reservatório

Tabela 3. Modelos empíricos para sensor OLI (ou outros sensores da série Landsat) para estimar concentrações de SST em sistemas aquáticos.

Referência	Sensor	Bandas espectrais	Intervalo concentrações de SST (mg.L <sup>-1</sup> )	Local
Härma <i>et al.</i> (2001)	TM	$\frac{TM_1 - TM_4}{TM_3 - TM_4}$	1,1 - 23	Lagos e águas costeiras
Wang <i>et al.</i> (2006)	TM	TM 2, 3 e 4	11,5 - 35,5	Lagos
Lathrop Jr e Lillesand (1986)	TM	$\frac{TM3}{TM1}$	<50	Lagos
Ma e Dai (2005)	ETM	ETM 4	0,12- 37,6	Lagos
Onderka e Peroková (2008)	ETM	ETM 4	19,5 - 57,5	Rios
Wu <i>et al.</i> (2015)	OLI	OLI 4	0 - 62,3	Lago
Este estudo	OLI	$\frac{OLI5}{OLI2}$	3,8 - 32,8	Reservatório

Para poder realizar os testes das bandas dos sensores da série Landsat (TM e ETM+), foi considerado que a banda dos antigos sensores e sua respectiva posição no espectro eletromagnético seria suficiente para compatibilizá-las, como por exemplo, a posição da Banda 2 do sensor ETM + é similar a posição da Banda 3 do sensor OLI e essas, foram consideradas iguais para o teste dos algoritmos. A Tabela 4 dispõe das bandas espectrais dos sensores a bordo da série Landsat.

Tabela 4. Intervalo das bandas espectrais dos sensores a bordo da série Landsat.

Bandas espectrais	Landsat 1/ MSS (em nm)	Landsat 4 e 5/ TM (em nm)	Landsat 7/ ETM+ (em nm)	Landsat 8/ OLI (em nm)
1	500-600	450-520	450-520	430-450
2	600-700	520-600	520-600	450-510
3	700-800	630-690	630-690	530-590
4	800-1100	760-900	770-900	640-670
5	-	1550-1750	1550-1750	850-880
6	-	10400-12500	10400-12500	1570-1650
7	-	2080-2350	2090-2350	2110-2290
8	-	-	520-900	500-680
9	-	-	-	1360-1380
10	-	-	-	10600-11190
11	-	-	-	11500-12510

Fonte: USGS, 2014.

Outros modelos ainda foram testados utilizando as simulações para o sensor MODIS (Tabela 5) e para o sensor OLCI (Tabela 6), sendo que para o sensor OLCI somente novos modelos foram testados neste trabalho – os modelos foram propostos por meio do uso de correlações estatísticas (correlograma e ICE).

Tabela 5. Modelos empíricos para sensor MODIS para estimar concentrações de SST em sistemas aquáticos.

Referência	Sensor	Bandas espectrais	Intervalo concentrações de SST (mg.L <sup>-1</sup> )	Local
Miller e Mckee (2004) e Cui <i>et al.</i> (2013)		B1	0 - < 60	Golfo
Tarrant <i>et al.</i> (2010)	MODIS	B1-B2	0,30 - 20	Lagos e Reservatórios
Este estudo		B15 <u>B15</u> <u>B14</u>	3,8 - 32,8	Reservatório

Tabela 6. Modelos empíricos para sensor OLCI para estimar concentrações de SST em sistemas aquáticos.

Referência	Sensor	Bandas ou Comprimentos de onda (nm)	Intervalo concentrações de SST (mg.L <sup>-1</sup> )	Local
Esse estudo	OLCI	B14	3,8 – 32,8	Reservatório
Esse estudo		<u>B14</u> <u>B10</u>		

### 3.3.1 Calibração e Validação de modelos

A calibração e validação dos modelos bio-ópticos foram realizadas por meio das medidas hiperespectrais realizadas *in situ* (no caso de modelos hiperespectrais), bem como por medidas simuladas para as bandas espectrais do sensor OLI/L8, MODIS/Aqua e OLCI/S3 (no caso de modelos multiespectrais).

A separação do conjunto de dados para calibração e validação foi realizada de forma aleatória considerando as 36 amostras (18 amostras do primeiro campo e 18 amostras do segundo campo). Os locais onde ocorreram as amostragens de calibração/validação estão representados na Figura 13.

A diferença temporal na aquisição dos dados é uma das características importantes para a validação dos resultados, pois, mesmo que ambas as campanhas tenham sido realizadas em um período de estiagem, as características físicas (temperatura, umidade, vento, pressão) no

instante de tomada dos dados *in situ* não foram as mesmas. Assim, a existência dessas diferenças permitiu avaliar se o melhor modelo de estimativa de SST é válido para diferentes condições físicas em diferentes épocas do ano.

A aplicação da correlação em dados espectrais pode ser feita por meio de correlogramas. Neste caso, curvas espectrais (de radiância ou reflectância) são correlacionadas com variáveis independentes (concentração dos COAs, *e.g.*), e o resultado obtido indica qual é o comprimento de onda está mais correlacionado com a concentração de COAs. São relações desse tipo que originam os modelos empíricos.

O uso do coeficiente de correlação indica se duas variáveis podem ser diretamente proporcionais ( $r > 0$ ), inversamente proporcionais ( $r < 0$ ), ou se não há qualquer relação entre elas ( $r = 0$ ). Portanto, é possível dizer que o coeficiente de correlação mede a força entre as variáveis.

Uma outra ferramenta estatística para análise de dados espectrais é a *Interaction Correlation Environment* (ICE). O objetivo do ICE é mostrar quais são os coeficientes de determinação ( $R^2$ ) e correlação ( $r$ ) mais altos entre uma razão de bandas espectrais e parâmetros biogeoquímicos (COAs) (OGASHAWARA *et al.*, 2014). O valor de  $R^2$ , diferente da correlação, consegue indicar a adequabilidade de um modelo em relação ao ajuste de uma regressão (JOHNSON e WICHERN, 2007) e indica o quanto que de uma variável pode ser explicada por outra.

Além dos valores de  $R^2$ , é imprescindível avaliar a acurácia dos modelos de predição, obtida pela análise de erros. Esse processo foi feito por meio de indicadores estatísticos que visam quantificar as incertezas do método utilizado (DANBARA, 2014). Alguns indicadores são o erro percentual quadrático médio (*Root Mean Square Error* – RMSE em %- Eq. 27), o erro percentual absoluto médio (*Mean Percentage Absolute Error* - MAPE em %- Eq. 28) e o Bias ou viés ( $\delta$  em  $\text{mg.L}^{-1}$ - Eq. 29).

$$\text{RMSE (\%)} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - x_{med})^2}{n}} \times \frac{100 * n}{\sum_{i=1}^n x_{med}} \quad \text{Eq. 27}$$

$$\text{MAPE (\%)} = \frac{1}{n} \frac{\sum_{i=1}^n |x_i - x_{med}|}{\sum_{i=1}^n x_{med}} \times 100 \quad \text{Eq. 28}$$

$$\text{Bias} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - x_{med}) \quad \text{Eq. 29}$$

Nas Eq. 27,28 e 29, os valores  $x_i$  e  $x_{med}$  representam o valor estimado e o valor medido *in situ*, respectivamente, enquanto  $n$  representa o número de amostras. O MAPE mede a magnitude média dos erros de estimativa, sem considerar a direção do erro (positiva ou

negativa), uma vez que pondera igualmente todos os erros (DANBARA, 2014). Os valores de RMSE dependem da escala do erro devido ao seu termo quadrático (Eq.28) (HUANG *et al.*, 2014), enquanto que o viés discrimina a tendência do modelo, ou seja, indica se a variável analisada está sendo subestimada ou superestimada pelo modelo.

Os modelos foram avaliados conforme os testes da ANOVA (p-valor) e por meio da análise de erros (RMSE, MAPE e BIAS) para identificação da confiabilidade dos resultados obtidos. O modelo selecionado para modelar a dinâmica espacial dos sólidos suspensos na série temporal de imagens multiespectrais, atmosféricamente corrigidas, foi aquele capaz de estimar as concentrações de SST com menores erros e maior confiabilidade ( $\alpha < 5\%$ ).

### 3.4 IMAGENS MULTIESPECTRAIS

#### 3.4.1 Aquisição das imagens

O sensor OLI/L8 faz parte do programa espacial Landsat, o qual disponibiliza a maior série histórica de dados remotos sobre a superfície terrestre. Desde o primeiro sensor (MSS/L1), lançado em 1972, o programa disponibiliza mais de 40 anos de registros de imagens remotas. O satélite mais recente da série, o Landsat 8, possui dois sensores a bordo: OLI e TIRS (*Thermal Infrared Sensor*). As características relativas ao produto OLI estão descritas na Tabela 7.

Tabela 7. Características do produto OLI/L8.

<b>Produto</b>	<b>NÍVEL 1T</b>
<b>Resolução radiométrica</b>	12 bit (inteiro) – reamostrada para 16 bit
<b>Formato de saída</b>	GeoTIFF
<b>Resolução espacial</b>	15 m (pancromática) e 30 m (multiespectral)
<b>Sistema de projeção:</b>	UTM
<b>Datum</b>	WGS84
<b>Orientação</b>	Norte
<b>Reamostragem</b>	Convolução cúbica
<b>Acurácia</b>	12 metros com nível de confiança de 90%

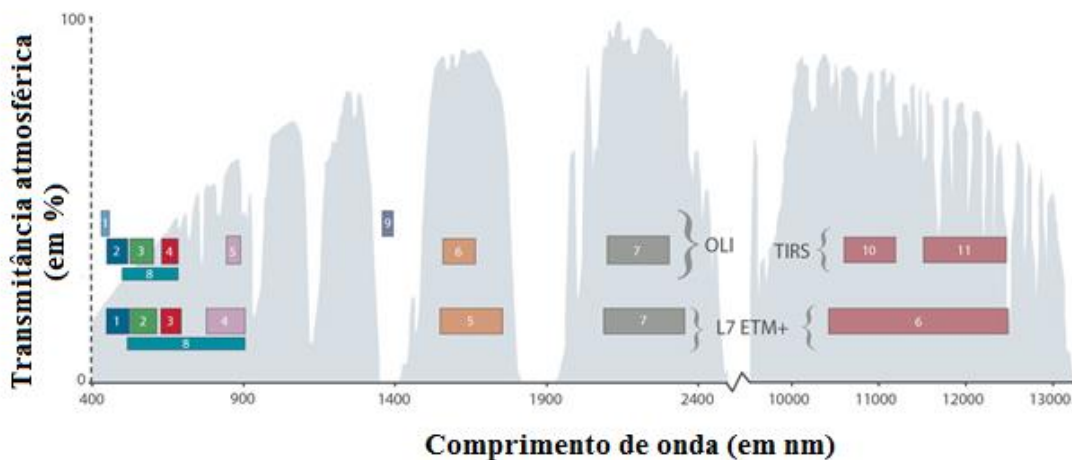
Fonte: Markham, 2013.

A mudança da arquitetura do sensor de varredura mecânica (*whiskbroom*) para varredura eletrônica (*pushbroom*) foi uma das melhorias para aquisição de informações do sensor OLI, que resultou no aumento do tempo de integração (e conseqüente aumento da razão sinal-ruído) (GERACE *et al.*, 2013). Outro ponto relevante foi a melhor quantização do sinal

radiométrico (12 bits para *raw data*), o qual permitiu melhorar a aplicação dos dados OLI nos estudos de sistemas aquáticos (VANHELLEMONT e RUDDICK, 2015; ROY *et al.* 2014).

Ao todo, o sensor OLI apresenta nove bandas, sendo estas: Cirrus (1360-1380 nm), Costal (433-453 nm), Azul (450-515 nm), Verde (525-600 nm), Vermelho (630-680 nm), IVP (845-885 nm), Infravermelho médio 1 (1560-1660 nm), Infravermelho médio 2 (2100-2300 nm) e Pancromática (500-680 nm) (BARSÍ *et al.*, 2014). A Figura 18 traz um esquema ilustrativo da comparação de bandas entre os sensores ETM+/L7 e OLI/L8.

Figura 18. Posição das bandas espectrais para os sensores OLI/L8 e ETM+/L7. Ao fundo, transmitância atmosférica calculada pelo MODTRAN (modelo de meia-latidade, visibilidade de 5 km). Fonte: Adaptado de Rochio e Barsi (2015).



As imagens do sensor OLI/L8 entre 2013 e 2015 que cobrem a área de estudo (órbita 220/ponto 75), foram adquiridas junto ao USGS, no endereço <http://earthexplorer.usgs.gov/>. As imagens processadas no nível 1T, já estavam ortorretificadas e georreferenciadas (USGS, 2015b). Considerando o tempo de revisita de 16 dias, o sensor OLI/L8 adquire em média duas imagens por mês, entretanto, as imagens podem apresentar cobertura de nuvens inviabilizando seu uso (aplicação da correção atmosférica e aplicação do modelo). O Quadro 1 traz informações referentes às imagens OLI/L8 utilizadas para o desenvolvimento do estudo.

Ao considerar três anos do satélite Landsat (Janeiro/2013 – Dezembro/2015) poderiam ser capturadas aproximadamente 70 imagens multiespectrais, porém, para o período de disponibilidade dos dados (a partir do mês de Abril de 2013) até Setembro/2015, estão disponíveis apenas 55 imagens. Ao todo foram 20 imagens com elevado nível de cobertura de nuvens, 15 imagens com média cobertura de nuvens (incluindo nuvens sobre o reservatório) e apenas 20 imagens possuem pouca ou nenhuma cobertura de nuvens no reservatório, sendo que

as últimas foram utilizadas para processamentos de correção atmosférica e aplicação do modelo.

Quadro 1. Imagens do sensor OLI disponíveis para aquisição gratuita, e sua respectiva situação quanto à cobertura de nuvens. Em que: ● Elevada cobertura de nuvens; ● Média cobertura de nuvens (prejuízo potencial da imagem); ● Pouca cobertura de nuvens ou cobertura não existente sobre o reservatório; -Não disponível.

Mês	Ano da coleta da imagem		
	2013	2014	2015
Janeiro	- -	● ●	● ●
Fevereiro	- -	●	● ●
Março	- -	● ●	● ●
Abril	- ●	● ●	● ●
Maiο	● ●	● ●	● ●
Junho	● ●	● ●	● ●
Julho	● ●	● ●	● ●
Agosto	● ●	● ●	● -
Setembro	● ●	● ●	- -
Outubro	● ●	● ●	- -
Novembro	● ●	● ●	- -
Dezembro	● ●	●	- -

### 3.4.2 Aplicação da Correção Atmosférica

Em decorrência da análise temporal, foi necessário realizar a correção atmosférica das imagens OLI/L8 (MODIS apresenta um produto de reflectância – MOD09, e OLCI não disponibilizou as imagens ainda). Ao considerar os diversos métodos de correção atmosférica e sua significativa influência nos valores de  $R_{sup}$ , alguns modelos de correção foram testados (DOS, ELM, FLAASH, ACOLITE), bem como foi analisado o produto de reflectância das imagens OLI/L8 (L8SR). As correções foram aplicadas à imagem coincidente com um dos dias de realização do segundo campo (tomada no dia 13/10/2015). Exceto o ACOLITE (software próprio), todos os outros modelos foram desenvolvidos com o uso do ENVI.

Para validação dos resultados, a curva espectral média das imagens atmosféricamente corrigidas (considerando 5 amostras realizadas no mesmo dia da passagem do satélite) foram

comparadas com as curvas simuladas ( $R_{sr_r}$ ) para as bandas OLI por meio das medidas hiperespectrais realizadas *in situ*. Além disso, ainda foram realizadas estimativas de concentração de SST a partir dos dados das imagens atmosféricamente corrigidas e os resultados foram comparados com os valores medidos *in situ* para análise de erros. O modelo de correção atmosférica que apresentou menor erro de estimativa de SST utilizando a imagem corrigida foi considerado o melhor modelo a ser aplicado na série temporal de imagens.

### 3.5 SÉRIE TEMPORAL DE SÓLIDOS SUSPENSOS TOTAIS

Durante a avaliação das imagens, abordagens qualitativas permitiram regiões de elevadas concentrações de SST. Análises quantitativas, por meio de histogramas de frequência, também foram realizadas para obtenção da distribuição temporal das concentrações de SST no reservatório. Os valores máximo e mínimo de toda a série temporal foram utilizados para definir as classes do histograma, sendo os intervalos igualmente distribuídos para que as variações de SST no reservatório fossem visualizadas.

As distribuições de SST permitem verificar se há periodicidade das elevadas concentrações no reservatório e se esse fenômeno pode estar associado à efeitos climáticos (decorrentes das variações sazonais da estação), já que parâmetros físicos interferem na mistura da água e conseqüentemente, re-suspensão dos sólidos presentes na água.



## 4 RESULTADOS

### 4.1 CARACTERIZAÇÃO LIMNOLÓGICA

As estatísticas descritivas das variáveis limnológicas, como valores máximos e mínimos, média, desvio-padrão (DP) e coeficiente de variação (CV) das duas campanhas de campo se encontram nas Tabelas 8 e 9, para Maio e Outubro, respectivamente.

Tabela 8. Estatística descritiva dos dados limnológicos coletados em Maio de 2014.

	<b>SD</b> (m)	<b>Prof.</b> (m)	<b>Turbidez</b> (NTU)	<b>OD</b> (mg.L <sup>-1</sup> )	<b>Temp.</b> (°C)	<b>pH</b>	<b>Vento</b> (m/s)	<b>Chl-<i>a</i></b> (mg.m <sup>-3</sup> )	<b>[SST]</b> (mg/L)
<b>Mínimo</b>	0,80	10,0	1,66	3,80	24,5	7,2	0,6	19,1	3,6
<b>Máximo</b>	2,30	30,0	12,50	12,90	26,9	9,3	4,9	293,2	16,3
<b>Média</b>	1,49	15,4	5,17	8,20	25,6	8,4	1,8	124,7	7,2
<b>DP</b>	0,43	4,2	2,43	2,34	0,70	0,7	1,1	71,0	3,3
<b>CV</b>	0,29	0,3	0,47	0,29	0,03	0,1	0,6	0,6	0,5

Tabela 9. Estatística descritiva dos dados limnológicos coletados em Outubro de 2014.

	<b>SD</b> (m)	<b>Prof.</b> (m)	<b>Turbidez</b> (NTU)	<b>OD</b> (mg.L <sup>-1</sup> )	<b>Temp.</b> (°C)	<b>pH</b>	<b>Vento</b> (m/s)	<b>Chl-<i>a</i></b> (mg.m <sup>-3</sup> )	<b>[SST]</b> (mg/L)
<b>Mínimo</b>	0,4	8,0	11,6	5,6	24,5	7,1	0,0	263,2	10,8
<b>Máximo</b>	0,8	18,5	33,2	15,7	32,1	10,1	5,0	797,8	32,8
<b>Média</b>	0,6	13,0	18,6	11,5	28,1	9,3	1,5	428,7	20,8
<b>DP</b>	0,1	2,7	5,3	3,0	2,2	0,9	1,5	154,5	4,9
<b>CV</b>	0,2	0,2	0,3	0,3	0,1	0,1	0,9	0,4	0,2

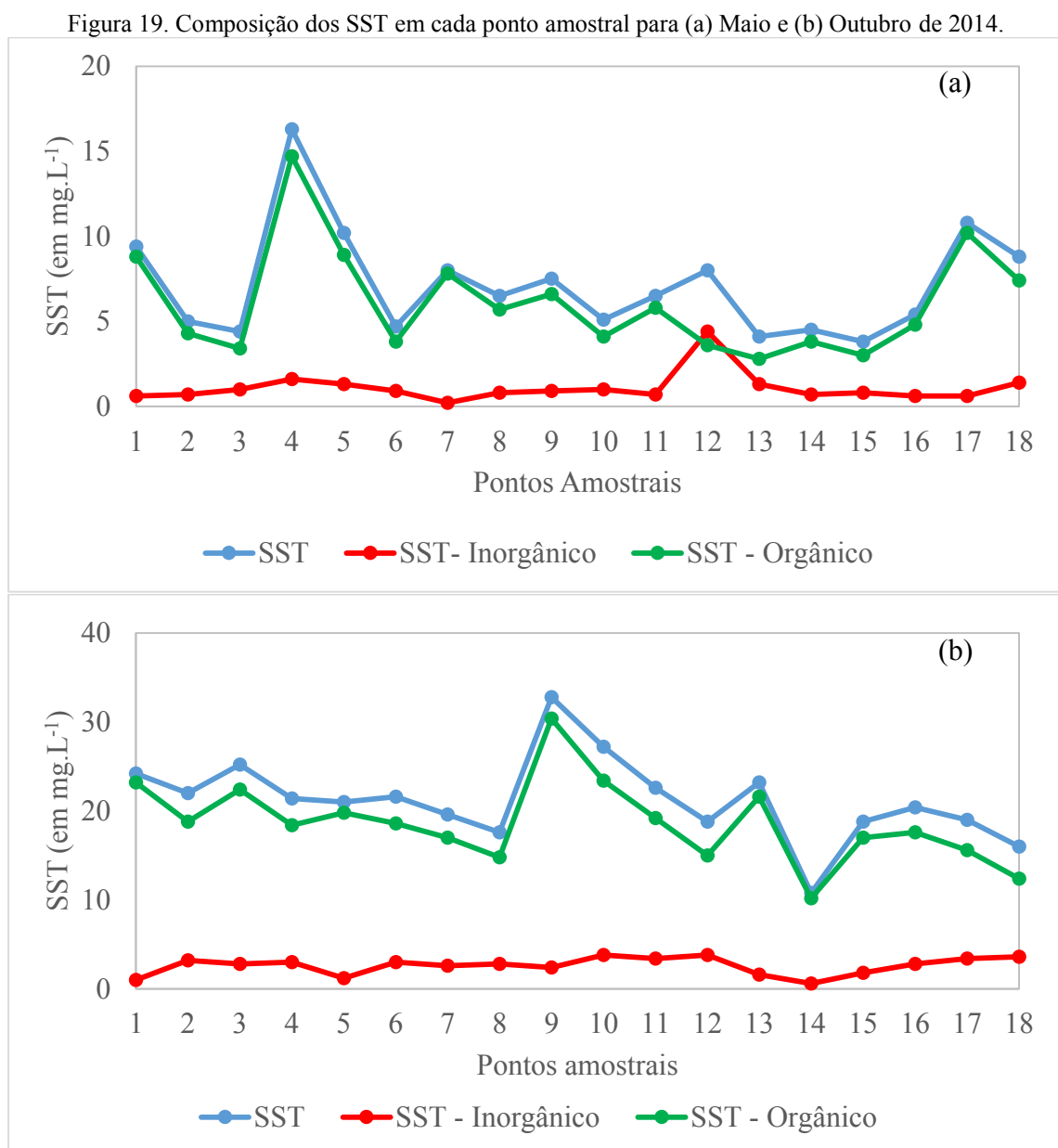
As concentrações de Chl-*a* e velocidade do vento apresentaram a maior variabilidade dentre as variáveis analisadas para o primeiro e segundo campo. Apesar da maior variação de Chl-*a* ocorrer em Maio (60% vs. 40% no segundo campo), as maiores concentrações foram encontradas para o mês de Outubro.

Maiores profundidades de disco de Secchi (SD) foram registradas no primeiro campo, dados que podem ser justificados pelos valores de turbidez: a turbidez média em Outubro foi quase o triplo que a registrada no mês de Maio. Assim, a maior turbidez pode ter implicado na perda de visibilidade do disco de Secchi em menores profundidades em Outubro.

Valores de temperatura (mínimo/máximo) variaram aproximadamente 2,5°C entre as duas campanhas, o que pode ser atribuído à época do ano que foram executados os trabalhos de campo (Maio – Inverno e temperaturas menores; Outubro – Primavera e temperaturas mais altas).

O valor médio de pH também sofreu acréscimo da primeira para a segunda campanha, sendo que o sistema aquático, em geral, pode ser caracterizado como neutro tendendo à básico (pH>7). Valores das concentrações de OD também aumentaram - acréscimo médio de aproximadamente  $3 \text{ mg.L}^{-1}$ , o que indica maior produtividade de algas e fitoplânctons.

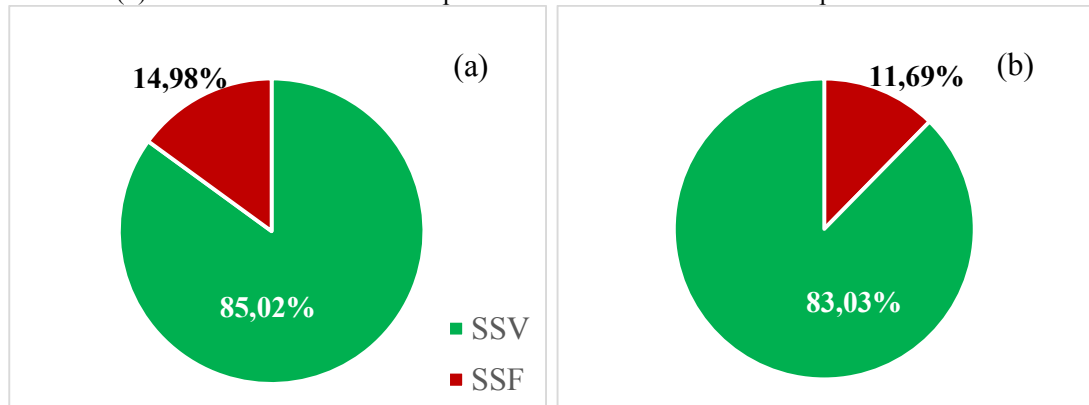
As frações orgânicas e inorgânicas das concentrações de SST dos 36 pontos amostrais foram avaliadas em laboratório (Figura 19). Apesar de serem 18 pontos de coleta em cada campanha, os pontos da primeira e segunda campanha não possuem mesma localização (Figura 19) e por isso não pode ser realizada uma comparação direta entre os valores obtidos.



É possível observar na Figura 20 que a maioria da composição de SST é orgânica (aproximadamente 85%) para as duas campanhas realizadas, entretanto, os valores de

concentração de SST são bem maiores no mês de Outubro (aproximadamente o dobro da concentração).

Figura 20. Proporção da composição orgânica e inorgânica dos SST para os meses do trabalho de campo: (a) Maio e (b) Outubro. SSV: Sólidos Suspensos Voláteis e SSF: Sólidos Suspensos Fixos.



A dinâmica de reservatórios é influenciada por algumas variáveis ambientais, como o ciclo hidrológico e as características de armazenamento do volume de água. A variação das descargas e acumulação no canal principal mostram um padrão sazonal: maior acumulação durante o inverno e maiores descargas durante o verão (TUNDISI, 2008). Devido a maior quantidade de descargas no verão (maior fluxo no sistema aquático), maiores valores de SST para o mês de Outubro são esperados, o que justifica a obtenção de maiores valores de SST para esse mês.

Ventos mais rápidos que 6km/h (aproximadamente 2 m/s) ocasionam turbulência na coluna de água para sistemas aquáticos rasos e conseqüentemente, há mistura da distribuição vertical de oxigênio dissolvido, turbidez e temperatura (TUNDISI *et al.*, 2008). A maioria dos pontos amostrados nas campanhas se encontraram à velocidades superiores à 6 km/h, porém a profundidade dos pontos não possibilita a mistura vertical da coluna da água.

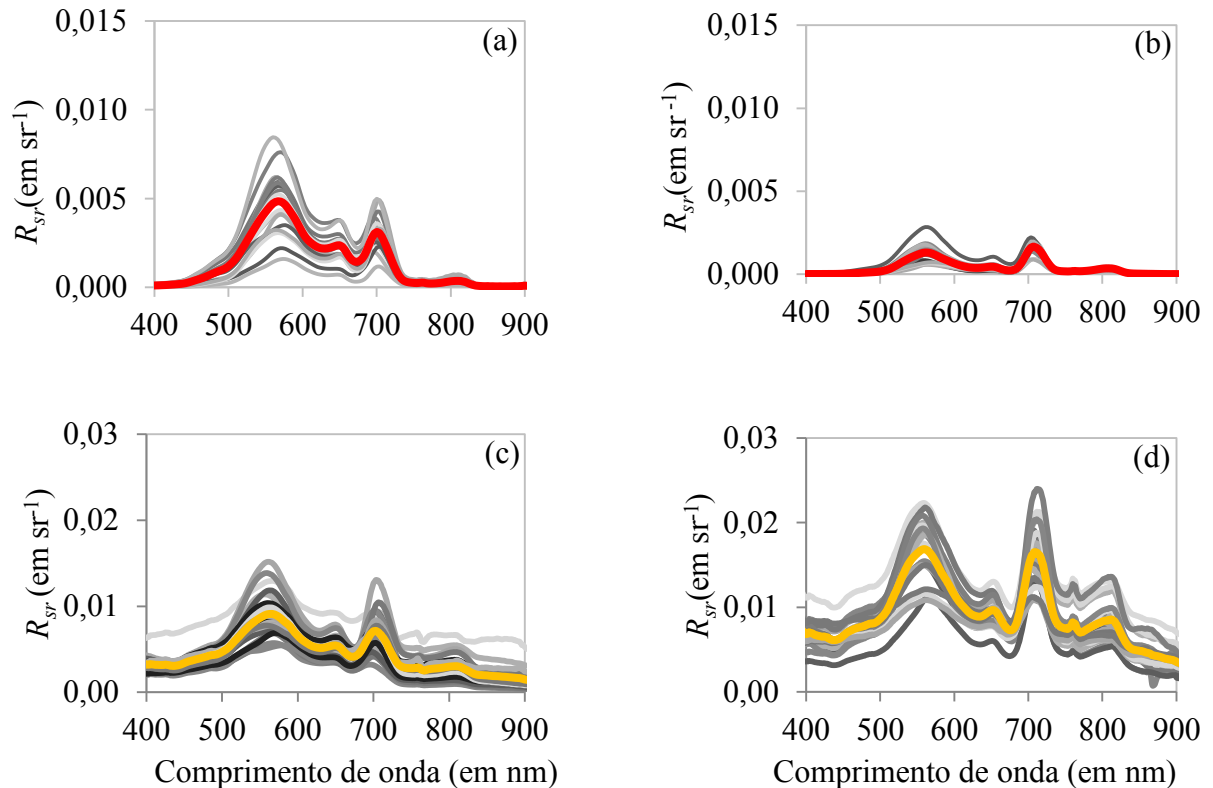
Devido à escassez hídrica no ano de 2014 ocorrida no estado de São Paulo, o nível dos reservatórios foi reduzido principalmente no sistema Cantareira. Apesar de não fazer parte desse sistema, o reservatório de Barra Bonita refletiu a condição da seca, uma vez que houve redução da profundidade média de Maio para Outubro em aproximadamente 2,4 m.

## 4.2 COMPORTAMENTO DAS CURVAS ESPECTRAIS

### 4.2.1 Reflectâncias de Sensoriamento Remoto

As medidas radiométricas realizadas *in situ* possibilitaram o cálculo das curvas espectrais de  $R_{sr}$ . As curvas de  $R_{sr}$  obtidas pelo uso das metodologias propostas por Dall'omo e Gitelson (2005) e Mobley (1999) estão dispostas na Figura 21.

Figura 21.  $R_{sr}$  calculada por Dall'omo e Gitelson *et al.* (2005) para campanha realizada em (a) Maio/2014 e (b) Outubro/2014; e por Mobley (1999) para (c) Maio/2014 e (d) Outubro/2014. Destaque para as curvas espectrais médias.



As curvas de  $R_{sr}$  de Maio e Outubro, calculadas por Dall'omo e Gitelson (2005), apresentaram diferenças em termos de magnitude entre os meses de Maio e Outubro. Os maiores valores de  $R_{sr}$  em Maio foram em aproximadamente  $0,008 \text{ sr}^{-1}$ , enquanto que os valores de Outubro foram abaixo de  $0,004 \text{ sr}^{-1}$ . Apesar dessa diferença, as curvas apresentam algumas feições espectrais bem definidas: um pico maior de  $R_{sr}$  na região do verde (aproximadamente 560 nm) atribuído à presença de Chl-*a* e SST; uma feição de absorção em torno de 680 nm (indicativo da presença de cianobactérias); um pequeno pico de  $R_{sr}$  na região do IVP (maior

magnitude para o mês de Maio), normalmente associado às águas mais turbidas com a presença de SST superando a feição de absorção da água em 810 nm (LODHI *et al.* 1998).

Além disso, é possível observar que as feições de maior reflectância nas curvas representadas na Figura 21, a e b, na região do verde e próximo ao infravermelho, apresentam magnitudes diferentes no mês de Maio: maior o na região do verde e menor na região do IVP. Em Outubro essa característica não é tão distinguível: o pico de reflectância na região do IVP e da região do verde são aproximadamente iguais, o que pode ser decorrente do aumento dos níveis de concentração de Chl-*a* e conseqüentemente, maiores reflectâncias na região do verde.

O comportamento das curvas espectrais pela metodologia de Mobley (1999) (Figura 21 – c e d) também apresenta as feições existentes nas curvas espectrais calculadas por Dall’omo e Gitelson (2005): os picos de  $R_{rs}$  na região do Verde e do IVP e a feição de absorção próximo à 700 nm (Figura 21).

Outra relevante observação é que os valores de  $R_{sr}$  calculados por Mobley (1999) são maiores do que os valores calculados por Dall’omo e Gitelson (2005). A diferença pode ser atribuída à geometria de aquisição dos dados. Dall’omo e Gitelson (2005) realizam as medidas no interior da água para evitar o efeito de espelhamento da água, entretanto, medidas realizadas dentro da água podem ser feitas em alturas variadas na coluna d’água. As medidas de radiância pelo método de Mobley (1999) são feitas acima da superfície aquática. Apesar dessas medidas estarem sujeitas à influência do efeito do espelhamento, elas também podem capturar uma maior quantidade de informações referente a toda coluna d’água, pois o sensor está acima da superfície da água.

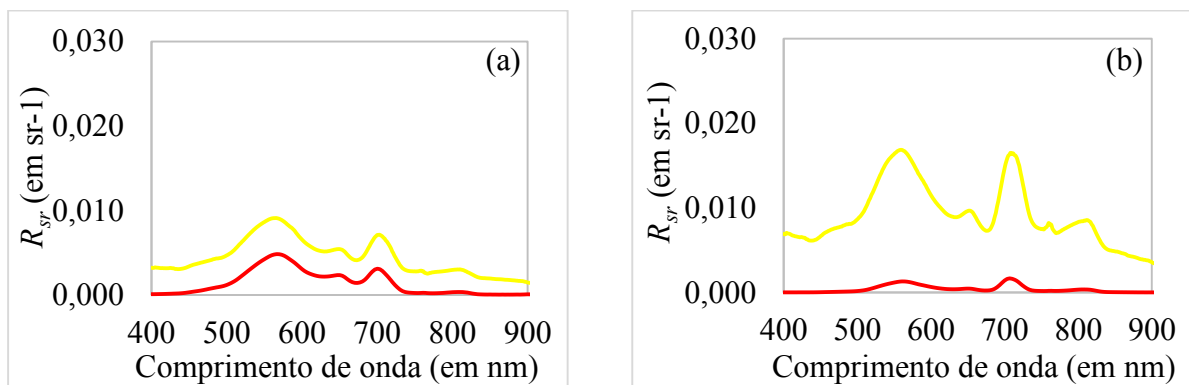
Ao observar a Figura 21– c e d, uma curva apresenta valores mais altos de  $R_{sr}$  na região espectral do azul (400-500 nm), o que pode ser um indicativo de efeito de espelhamento. Para reduzir esse efeito, métodos de correção dispostos em Kutser *et al.*(2009) e Keith *et al.*(2014) foram testados, mas as curvas corrigidas não apresentaram melhoras significativas, ou seja, não demonstraram similaridade com as outras curvas. Portanto, essa curva não foi utilizada durante a análise e restringiu os dados hiperespectrais àqueles apresentados na Figura 13.

Referente aos valores da  $R_{sr}$  da Figura 21 - c e d, calculadas por Mobley (1999), é possível observar outras feições espectrais além das mencionadas, como um pico de reflectância, pequeno e bem definido próximo à 765 nm (em algumas curvas do mês de Maio como observado na Figura 21 – c, e para todas as curvas do mês de Outubro, Figura 21 – d). Há também um pico de reflectância na região IVP (aproximadamente 820 nm) e uma feição de maior absorção em aproximadamente 440 nm (Figura 21 – d). Em termos gerais, a curva média de reflectância foi maior no mês de Outubro do que no mês de Maio. Isto pode ser justificado

pelo aumento da concentração de SST, que ocasiona aumento dos valores de  $R_{sr}$ , bem como o aumento de Chl-*a*, o qual influencia na magnitude das feições de absorção (se feições de absorção são mais significativas, picos de reflectância também se destacam).

Para realizar uma comparação de caráter qualitativo, as curvas médias de cada conjunto de curvas espectrais foram plotadas em um único gráfico para os meses de Maio (Figura 22 - a) e Outubro (Figura 22 - b).

Figura 22. Comparação das curvas médias de  $R_{sr}$ , calculadas pelas metodologias de Dall'omo e Gitelson(2005) (em vermelho) e Mobley(1999), em amarelo (a) Maio e (b) Outubro de 2014.



Picos de  $R_{sr}$  na região do verde e do vermelho podem ser observadas para os dois meses da campanha (em ambas metodologias), sendo que a metodologia proposta por Mobley (1999) ressaltou o pico na região próxima à 800 nm (Figura 22- b). O pico da região de 820 nm não é bem definido nas curvas espectrais calculadas pelo método de Dall'omo e Gitelson (2005), enquanto que nesta mesma região, os picos estão destacados na curva espectral calculada por Mobley (1999), principalmente no mês de Outubro (Figura 22 - b).

Ruídos estão presentes na região espectral do azul para as curvas médias do Mobley (1999), enquanto que este mesmo efeito não é visto nas curvas de Dall'omo e Gitelson (2005). Esta diferença é ocasionada pelo efeito de espelhamento em menores comprimentos de onda, a qual a metodologia de aquisição de Dall'omo e Gilteson (2005) visa evitar quando se realiza medidas de radiância logo abaixo da superfície da água.

Como as curvas médias apresentaram diferenças visuais significativas, estas foram avaliadas por meio de testes estatísticos. Foram utilizados os testes T-pareado (avaliação da diferença entre as performances de tratamento dos dados) e de Levene (avaliação das variâncias do conjunto de dados sem necessidade que este conjunto seja normalmente distribuído) para mostrar que as curvas espectrais são estatisticamente diferentes. Os resultados estão descritos na Tabela 10.

Tabela 10. Resultados dos testes estatísticos entre curvas espectrais médias calculadas por Mobley (1999) e Dall'omo e Gitelson (2005).

Regiões Espectrais	Teste T-pareado (Estatística T)		Teste de Levene (p-valor)	
	Maio 2014	Outubro 2014	Maio 2014	Outubro 2014
Azul	176,02	107,98	<0,01	<0,01
Verde	136,98	60,28	0,12	<0,01
Vermelho	107,75	73,75	0,001	<0,01
IVP	49,29	34,15	<0,01	<0,01

A análise dos testes de hipótese foi realizada por intervalo espectral: azul (400-500), verde (500-600), vermelho (600-700) e IVP (700-900). Os resultados do teste T-pareado (para cada intervalo espectral) falharam em aceitar a hipótese nula ( $H_0$ ), a qual assume que  $\mu_0 = 0$ . Portanto, os resultados demonstram que há diferença estatística (95 % de confiança) quando diferentes tratamentos são aplicados (nesse caso os diferentes tratamentos consistem nas duas metodologias utilizadas para calcular as curvas de  $R_{rs}$  as quais resultam em diferentes curvas espectrais).

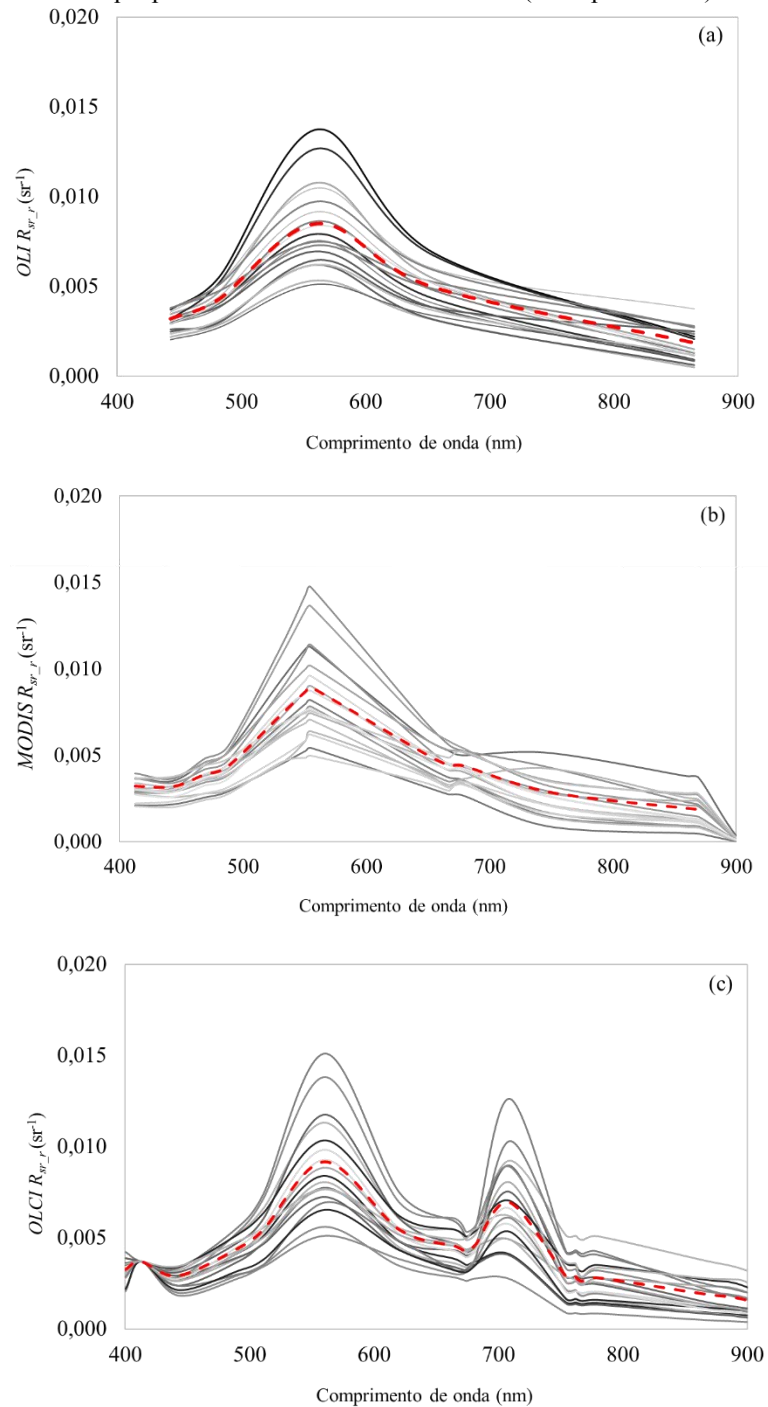
Para o Teste de Levene os resultados foram similares, exceto para o intervalo espectral verde do mês de Maio, sendo que o resultado obtido para a estatística foi 0,12 e o nível de significância para rejeição da hipótese nula ( $H_0: \sigma_1/\sigma_2 = 1$ ) foi estabelecido como 0,05. Esses resultados podem ser justificados pelos maiores valores de  $R_{rs}$  encontrados na região espectral do verde tanto em Maio quanto em Outubro. Para todos os outros comprimentos de onda, o teste não foi capaz de aceitar a hipótese nula, ou seja, aceitou a hipótese alternativa que assume que as variâncias para as duas metodologias são diferentes entre si. Neste caso, os resultados comprovam que de fato há diferenças estatísticas entre as curvas espectrais calculadas pelo método de Mobley (1999) e de Dall'omo e Gitelson (2005), em um nível de significância de 5% (exceto para o intervalo espectral verde do mês de Outubro).

Ao avaliar as metodologias utilizadas para cálculo da  $R_{sr}$  é possível visualizar a perda de informações espectrais quando o método de Dall'omo e Gitelson (2005) é utilizado, enquanto que as feições espectrais da água se tornaram mais evidentes quando a reflectância é calculada pelo método de Mobley (1999). Essa melhoria se deve principalmente à diferença de magnitude das curvas, uma vez que Dall'omo e Gitelson (2005) apresentaram valores de  $R_{sr}$  bem abaixo das curvas espectrais de sistemas aquáticos encontradas na literatura. Portanto, o uso da  $R_{sr}$  calculada por Mobley (1999) foi adotada para desenvolvimento das etapas seguintes do trabalho.

#### 4.2.2 Reamostragem espectral

As curvas de  $R_{sr\_r}$  (Reflectância de sensoriamento remoto simulada) para os meses de Maio e Outubro de 2014 estão dispostas nas Figuras 23 e 24, respectivamente, considerando os sensores OLI/L8, MODIS/Aqua e OLCI/S3.

Figura 23. Simulação de bandas para o mês de Maio de 2014 para os sensores (a)OLI/L8 (b)MODIS e (c)OLCI. Destaque para a curva média de cada sensor (linha pontilhada).



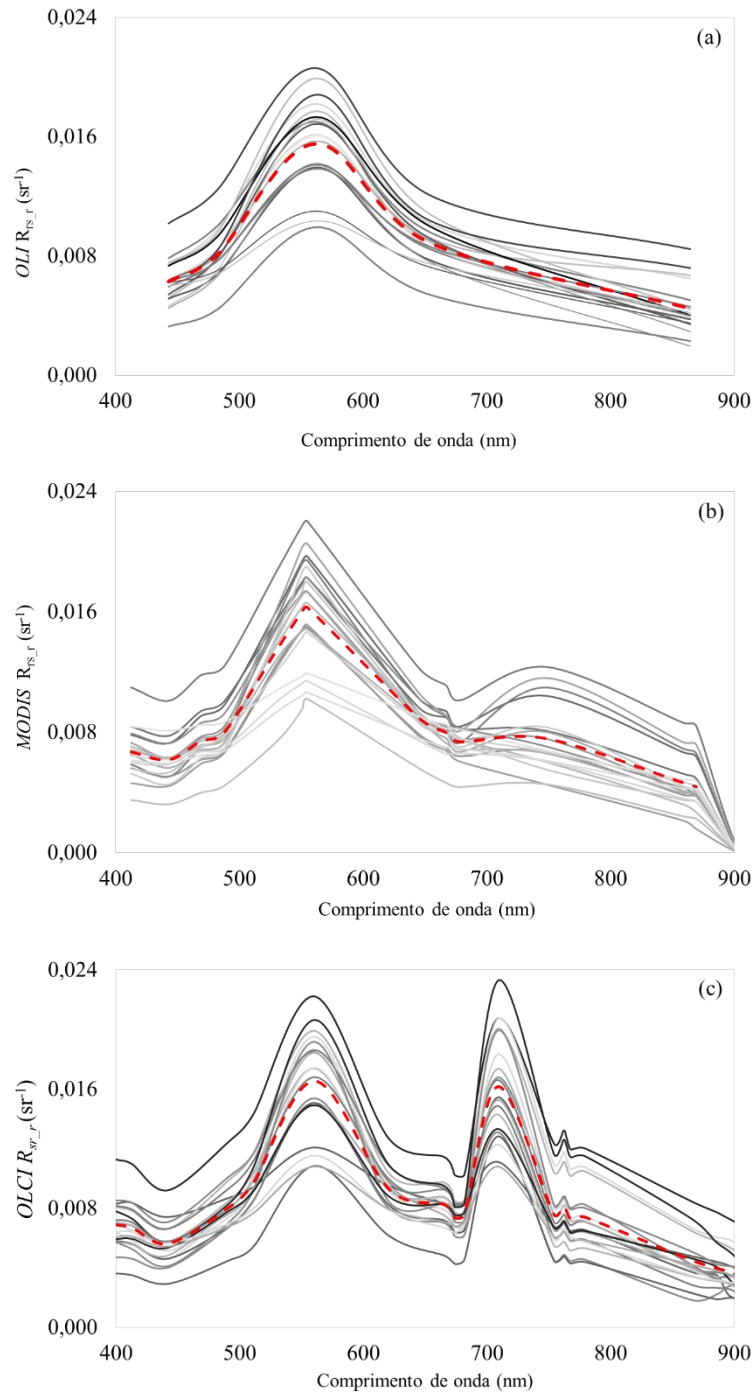


Comparando as curvas espectrais simuladas para o mês de Maio com os dados hiperespectrais medidos *in situ*, o sensor OLCI foi capaz de reproduzir a maior quantidade de feições espectrais, devido à maior quantidade de bandas (20 bandas) existentes no intervalo de 400nm a 900 nm. Feições espectrais de alta reflectância, localizadas em 570 nm e 720 nm, foram observadas no sensor OLCI. No sensor MODIS, a feição de 720 nm foi suavizada e no sensor OLI não pode ser observada. A feição espectral visualizada em 440-480 nm em algumas curvas do sensor MODIS não puderam ser identificadas nas curvas do sensor OLCI e OLI, enquanto que o pico na região do IVP (próximo à 810 nm) foi suavemente representada no sensor OLCI, e bem suavizada no sensor OLI. Todas as curvas simuladas representaram nitidamente o maior pico de  $R_{sr}$  dos dados hiperespectrais, localizado na região do verde (região de uma banda espectral do sensor OLI – 520-600 nm). No sensor OLI, a maioria das feições espectrais foi suavizada, como a elevada absorção para menores comprimentos de onda (região das bandas 1 – Azul Costal e banda 2 - Azul) e os picos identificados na região do IVP, devido à existência de cinco bandas na região espectral de interesse.

As curvas do mês de Outubro, dispostas Figura 24, apresentam feições espectrais bem representadas na região do verde (540 nm) para todos os sensores. Quando se compara a magnitude das curvas simuladas no mês de Outubro com as curvas do mês de Maio, é possível verificar um aumento de aproximadamente  $0,009 \text{ sr}^{-1}$  para todos os sensores. Os maiores valores de reflectância podem ser atribuídos ao aumento médio das concentrações de Chl- *a* (em torno de 300% - Tabela 8). O pico em 720 nm foi bem representado nos sensores MODIS (Figura 24– b) e OLCI (Figura 24– a). Para o sensor OLI (Figura 24– c), esse aumento da reflectância aumentou o valor da curva espectral de Outubro quando comparada à curva de Maio (Figura 23– a).

Feições de alta absorção em 440 nm são facilmente observadas nas curvas espectrais dos sensores MODIS e OLCI para o mês de Outubro. Outras feições com o pequeno pico apresentado na região de 650 nm (representado também nas medidas hiperespectrais) apareceram nas curvas dos sensores MODIS e OLCI. O sensor OLCI apresentou um pico de reflectância próximo à 760 nm, entretanto os dados do sensor MODIS suavizaram essa feição devido à posição de suas bandas, enquanto que o sensor OLI com apenas uma banda espectral em 850-880 nm (banda do IVP) não pode representar esta feição.

Figura 24. Simulação de bandas para o mês de Outubro de 2014 para os sensores (a) OLI/L8, (b) MODIS/Aqua; (c) OLCI/S3. Destaque para a curva média de cada sensor (linha pontilhada).



Como os dados de concentração de Chl-*a* tiveram aumento significativo entre os meses de Maio e Outubro era esperado que maiores valores de  $R_{sr}$  fossem encontrados na segunda campanha de campo. Efeitos de suavização ou até mesmo desaparecimento de feições espectrais estão relacionados com o posicionamento e largura das bandas espectrais de cada sensor, os quais podem minimizar (suavizar) ou não representar as feições espectrais. Esse problema é intrínseco ao processo de simulação de bandas.

Ao considerar que os dados radiométricos são fonte de dados para calibração dos modelos bio-ópticos, os quais podem ser aplicados em séries temporais de imagens, os resultados das simulações dos sensores foram utilizados como dados de entrada para calibração e validação de modelos bio-ópticos, selecionados da literatura ou estabelecidos estatisticamente.

### 4.3 MODELOS BIO-ÓPTICOS

#### 4.3.1 MODELOS HIPERESPECTRAIS

Modelos empíricos hiperespectrais foram recalibrados com as medidas hiperespectrais coletadas em campo (sem efeito atmosférico) que permitiram calcular  $R_{sr}$  apenas por Mobley (1999). Os resultados destes modelos, como os valores de  $R^2$  para calibração, p-valor do modelo, e análise de erros (RMSE, MAPE e Bias -  $\delta$ ) estão dispostos na Tabela 11.

Tabela 11. Análise dos modelos hiperespectrais calibrados e validados com dados medidos *in situ*.

Referência	Modelo	$R^2$ (calibração)	p- valor	RMSE (%)	MAPE (%)	$\delta$ (mg.L <sup>-1</sup> )
Althuis(1998)	Linear	0,39	0,001	63,48	74,19	-0,63
	Exponencial	0,41	0,001	63,57	66,46	-1,09
	2° grau	0,28	0,016	60,92	71,56	0,68
Dazhao <i>et al.</i> (2012)	Linear	0,77	<0,001	20,78	24,98	1,60
	Exponencial	0,81	<0,001	27,00	24,93	0,98
	2° grau	0,66	<0,001	31,11	30,81	3,55
Fan(2014)	Linear	0,04	0,343	46,64	61,38	-1,11
	Exponencial	0,04	0,340	52,76	53,26	-3,56
	2° grau	0,03	0,505	47,06	63,70	-1,00
Gitelson <i>et al.</i> (1993)	Linear	0,41	<0,001	29,09	38,59	1,35
	Exponencial	0,43	0,0015	28,32	32,61	-0,12
	2° grau	0,39	0,013	30,51	37,22	1,56
Jorgensen e Edelvangis (2000)	Linear	0,60	<0,001	24,15	24,50	2,22
	Exponencial	0,59	<0,001	34,57	22,12	3,38
	2° grau	0,60	<0,001	24,39	30,44	1,65
Kallio <i>et al.</i> (2006)	Linear	0,70	<0,001	36,86	47,11	-1,04
	Exponencial	0,53	<0,001	41,29	41,63	-2,01
	2° grau	0,72	<0,001	37,39	43,58	-0,81

O intervalo do MAPE foi entre 22,12% e 74,19%, enquanto que os valores de RMSE ficaram entre 20,78 a 63,57%, e o  $\delta$  ficou entre -0,12 a 3,55 mg.L<sup>-1</sup>. A grande diferença dos erros de estimativa pode ser justificado pelo comprimento de onda utilizado em cada modelo. Mesmo que o intervalo das concentrações de SST do modelo original sejam similares ao do

reservatório de Barra Bonita, a sua composição pode ser diferente e conseqüentemente a posição/dimensão das feições espectrais características dos COAs também serão diferentes.

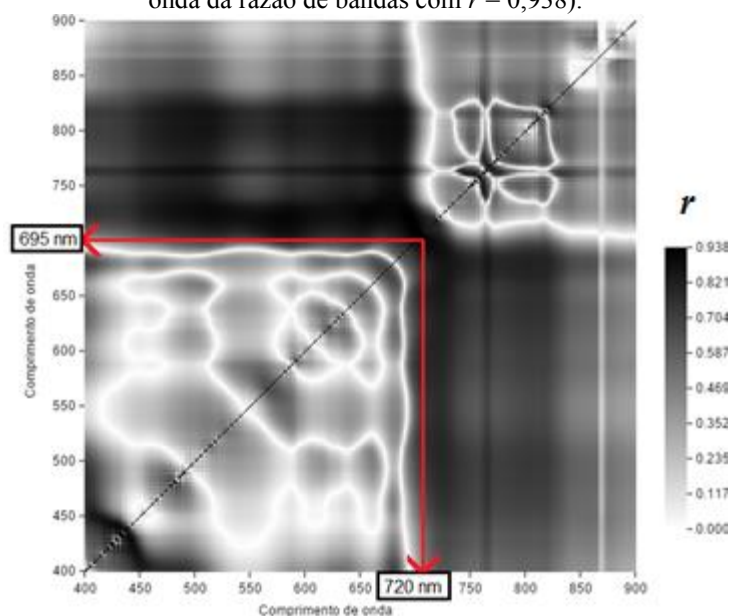
Por meio dos resultados da análise de erros é possível observar que o modelo hiperespectral que apresentou menor erro foi o desenvolvido por Dazhao *et al.*(2012), uma vez que este teve RMSE = 20,78% e MAPE =24,98%. Esse modelo, ajustado linearmente, considera um pico existente na região espectral do IVP normalmente atribuído à presença de sólidos em suspensão. Esse pico de reflectância se encontra nas curvas hiperespectrais de Barra Bonita e, portanto, o modelo foi bem ajustado.

Ainda com relação aos dados hiperespectrais, outro modelo foi estabelecido com o uso da ferramenta ICE (Figura 25). Pelo correlograma, a identificação da melhor razão de bandas (720 nm/695 nm) permitiu estimar as concentrações de SST. Os comprimentos de onda utilizados na razão compreendem o pico de reflectância em 720 nm e a feição de absorção em 695 nm. Os resultados das estimativas (Tabela 12) indicam que a melhor razão de bandas é capaz de estimar as concentrações de SST com um RMSE de aproximadamente 26% e MAPE de 30%.

Tabela 12. Análise dos modelos hiperespectrais propostos com razão de bandas.

Dados hiperespectrais	Modelo	R <sup>2</sup> (calibração)	p-valor	RMSE (%)	MAPE (%)	δ (mg.L <sup>-1</sup> )
$\frac{720 \text{ nm}}{695 \text{ nm}}$	Linear	0,88	<0,001	26,37	32,46	0,18
	Exponencial	0,84	<0,001	26,35	30,51	0,13
	2° grau	0,89	<0,001	29,54	31,09	-0,18

Figura 25. Correlograma de dados hiperespectrais para estimativas de SST (destaque para os comprimentos de onda da razão de bandas com  $r = 0,938$ ).



Apesar do elevado valor de  $R^2$  resultante para a razão de bandas, o modelo hiperespectral resultou em erros de aproximadamente 26% para RMSE e 31% para MAPE. Ao comparar o modelo de razão de bandas com o modelo de uma banda, os erros foram menores para o modelo com uma banda em 720 nm (RMSE = 21% e MAPE = 25% aproximadamente).

#### 4.3.2 MODELOS MULTIESPECTRAIS

Os modelos bio-ópticos descritos nas Tabelas 3, 5 e 6 foram testados apenas para as curvas simuladas de  $R_{sr,r}$  (sem efeitos atmosféricos). O conjunto de dados do primeiro e do segundo campo foram selecionados aleatoriamente para calibrar e validar os modelos, sendo a calibração realizada com 23 observações. A validação dos modelos foi realizada com o restante dos dados amostrados ( $n = 13$ ). Foram avaliadas as estimativas de SST para os sensores OLI, MODIS e OLCI.

##### 4.3.2.1 Estimativas de SST para dados do sensor OLI

Os valores de RMSE ficaram entre 22,08% e 30,25%, enquanto que os valores de MAPE ficaram entre 20,96% e 37,17%, e os valores de  $\delta$  ficaram entre 0,86  $\text{mg.L}^{-1}$  e 2,50  $\text{mg.L}^{-1}$  (Tabela 13). Em média, os modelos conseguiram explicar aproximadamente 60% da variabilidade de SST em função da reflectância simulada e apresentaram um nível de confiabilidade maior que 1%. Os modelos de uma banda são equivalentes ao modelo proposto por Onderka e Peraková (2008), o qual fez uso da banda do IVP do sensor ETM (equivalente à Banda 5 do sensor OLI); e os modelos testados por Wu *et al.* (2015). Portanto, as bandas do sensor OLI encontradas no verde, vermelho e IVP foram avaliadas para estimar SST.

Tabela 13. Análise dos modelos empíricos de uma banda do sensor OLI.

<b>Banda OLI/L8</b>	<b>Modelo</b>	<b><math>R^2</math> (calibração)</b>	<b>p-valor</b>	<b>RMSE (%)</b>	<b>MAPE (%)</b>	<b><math>\delta</math> (<math>\text{mg.L}^{-1}</math>)</b>
Banda 3 (verde)	Linear	0,60	<0,001	24,02	24,09	1,90
	Exponencial	0,62	<0,001	22,08	26,19	2,50
	2° grau	0,66	<0,001	28,82	37,17	1,08
Banda 4 (vermelho)	Linear	0,62	<0,001	22,62	23,34	1,18
	Exponencial	0,64	<0,001	24,94	20,96	2,34
	2° grau	0,62	<0,001	22,62	22,87	1,23
Banda 5 (IVP)	Linear	0,56	<0,001	23,62	24,90	0,86
	Exponencial	0,48	<0,001	30,25	35,07	1,33
	2° grau	0,56	0,002	24,73	25,08	0,95

O modelo empírico que resultou em menor erro foi o desenvolvido com a banda 3 (RMSE = 22,08%). Apesar do valor de RMSE do modelo exponencial resultar em 2% abaixo do modelo linear, essa não é uma diferença significativa. Utilizando a banda 4, do vermelho, os modelos linear e quadrático apresentaram o mesmo valor de RMSE, sendo o valor de MAPE menor para o modelo quadrático (aproximadamente 0,47% menor que o valor encontrado para o modelo linear). O melhor modelo da região espectral do IVP (banda 5) foi o linear. Com um RMSE de aproximadamente 24% e um MAPE menor que 25%, o modelo conseguiu realizar estimativas com um  $\delta = 0,86$ , valor bem baixo quando comparado ao viés obtido pelo uso de outras bandas.

É possível verificar que as variações dos erros calculados entre os modelos multiespectrais com as bandas 3,4 e 5 foram próximas, uma vez que as diferenças entre 22% e 30% dos valores de RMSE representam cerca de 8%. Foi possível identificar que houve superestimativa de todas as concentrações de SST para todas as bandas espectrais ( $\delta > 0$ ), sendo que os maiores bias encontrados foram para as bandas 3 e 4. Modelos com razões de bandas (Tabela 14) foram testados e apresentaram resultados piores que os modelos de apenas uma banda, tornando inviável a escolha da razão de bandas para o desenvolvimento do modelo e sua respectiva aplicação na série temporal.

Tabela 14. Análise dos modelos empíricos com razão de bandas do sensor OLI.

<b>Banda OLI/L8</b>	<b>ID</b>	<b>Modelo</b>	<b>R<sup>2</sup> (calibração)</b>	<b>p-valor</b>	<b>RMSE (%)</b>	<b>MAPE (%)</b>	<b><math>\delta</math> (mg.L<sup>-1</sup>)</b>
$\frac{B_2 - B_5}{B_4 - B_5}$	HA01	Linear	0,40	0,04	86,24	53,61	-9,74
		Exponencial	0,45	1,00	83,76	51,17	-9,27
$\frac{B_4}{B_3}$	RC91	2° grau	0,40	0,08	86,59	54,03	-9,81
		Linear	0,02	0,44	50,00	69,08	-0,08
$\frac{B_4}{B_2}$	LA86	Exponencial	0,10	1,00	52,76	70,01	-0,53
		2° grau	0,02	0,31	55,74	61,21	-2,73
$\frac{B_4}{B_2}$	LA86	Linear	0,11	0,41	75,34	92,73	-2,20
		Exponencial	0,14	0,41	75,93	91,90	-2,39
		2° grau	0,11	1,00	77,58	79,65	-4,18

O modelo de razão de bandas representado pelo índice (ID) HA01, é o modelo utilizado por Härrma *et al.* (2001) para as bandas do sensor TM. Nota-se que os valores de RMSE foram maiores que 80% em todos os ajustes realizados (linear, exponencial e quadrático), bem como os valores de MAPE foram próximos à 50%. Todos os modelos subestimaram as estimativas de concentração de SST, em aproximadamente 10 mg.L<sup>-1</sup>.

Quanto ao modelo RC91, de Ritchie e Cooper (1991), os valores de R<sup>2</sup> mostram que nenhum modelo conseguiu explicar uma variabilidade de SST maior que 10%. Os valores de

RMSE são mais baixos que o modelo HA01, porém os valores de MAPE foram mais altos que os valores encontrados pelos modelos de HA01. Assim como o HA01, as concentrações de SST foram subestimadas ( $\delta < 0$ ).

O modelo LA86, definido inicialmente para o sensor ETM+ por Lahtrop e Lillesand (1986), mostra que nenhum dos ajustes permitiu explicar a variação de SST encontrada no reservatório ( $R^2 < 0,2$  ou 20%). Os erros obtidos foram elevados,  $RMSE > 70\%$  e  $MAPE > 90\%$  e os modelos subestimaram as concentrações de SST (viés negativo), demonstrando que a razão não foi capaz de gerar um modelo para estimar SST no reservatório de Barra Bonita.

Além dos modelos previamente divulgados na literatura, outro modelo empírico utilizando razão de bandas com dados multiespectrais foi proposto a partir do uso da ferramenta ICE (Figura 26). Os dados de calibração e validação do novo modelo proposto foram os mesmos que aqueles utilizados para calibração e validação dos modelos multiespectrais anteriormente avaliados. Pelo uso da ferramenta estatística ICE, a melhor razão de bandas do sensor OLI/L8 encontrada para estimar SST ( $R^2 = 0,55$ ) foi B5/B2, ou seja, a banda do IVP e do azul, respectivamente. Os resultados da análise de erros se encontram na Tabela 15.

Figura 26. Coeficiente de correlação ( $r$ ) entre os dados simulados e as concentrações de SST resultante do ICE.

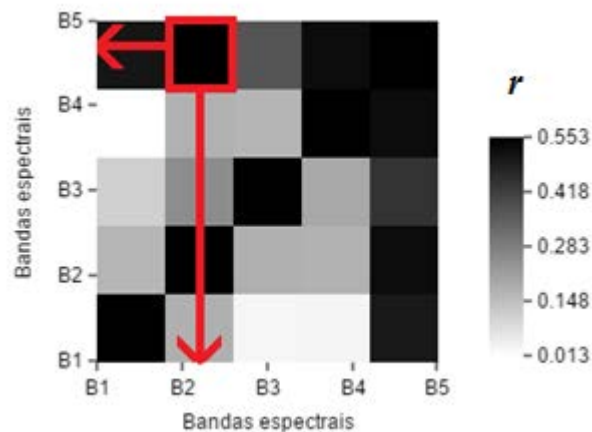


Tabela 15. Análise do modelo de razão de bandas B5/B2 do sensor OLI.

Banda OLI/L8	ID	Modelo	$R^2$ (calibração)	p-valor	RMSE (%)	MAPE (%)	$\delta$ (mg.L <sup>-1</sup> )
$\frac{B_5}{B_2}$		Linear	0,31	0,006	48,87	57,54	-0,81
	ICE	Exponencial	0,31	0,006	50,12	59,07	-0,74
$B_2$		2° grau	0,24	0,048	54,57	56,82	-2,46

Como observado na Tabela 15, a razão de bandas utilizada não apresentou bons resultados. Os valores de RMSE e MAPE foram maiores que o modelo com apenas uma banda,

e, portanto, esse modelo não será considerado para aplicações na série temporal das imagens OLI/L8. Os resultados da análise de erros pôde demonstrar que as estimativas de SST podem ser feitas com as bandas 3,4 e 5, sem que haja o incremento significativo de erros de estimativa.

#### 4.3.2.2 Estimativas de SST para dados do sensor MODIS

A análise de erros dos modelos do sensor MODIS se encontra na Tabela 16. Os valores de RMSE ficaram entre 16,64% e 66%, enquanto os valores de MAPE ficaram entre 16,91% e 52%. O melhor modelo para estimar SST no reservatório de Barra Bonita foi o desenvolvido por Tarrant *et al.* (2010), identificado como TA10. Nesse caso, o ajuste quadrático apresentou os menores erros. Este modelo faz uso da diferença de bandas entre 654 nm e 859 nm (bandas 1 e 2 com 250 metros de resolução). Além do modelo TA10, o modelo MC14 (de Miller e Mckee, 2004) foi encontrado na literatura, enquanto que os modelos MC15 e MICE15 foram obtidos por meio de ferramentas estatísticas – correlograma e ICE, respectivamente. A maioria dos modelos apresentaram níveis de confiança maior que 1%.

O modelo MC15 foi desenvolvido por meio da banda 15 (748 nm) do sensor MODIS, e assim como o modelo de TA10, apresentou erros de aproximadamente 25%. Em contrapartida, a razão de bandas (B15/B14) do modelo MICE15 apresentaram erros superiores à 40%. A obtenção de erros de estimativa possibilita descartar o uso de razão de bandas do sensor MODIS para estimar SST no reservatório de Barra Bonita, sendo que as melhores estimativas foram obtidas por meio dos modelos TA10 e MC15.

Tabela 16. Análise de erros dos modelos de estimativa de SST para o sensor MODIS.

Sensor	ID	Modelo	R <sup>2</sup> (calibração)	p-valor	RMSE (%)	MAPE (%)	δ (mg.L <sup>-1</sup> )
MODIS	MC14	Linear	0,64	<0,001	21,56	24,19	1,21
		Exponencial	0,65	<0,001	28,74	20,00	2,22
		2° grau	0,64	<0,001	21,57	22,86	1,34
	TA10	Linear	0,62	<0,001	20,95	21,96	1,83
		Exponencial	0,52	<0,0001	44,50	26,57	2,39
		2° grau	0,63	<0,001	16,64	16,91	1,46
	MC15	Linear	0,77	<0,001	22,95	25,02	1,61
		Exponencial	0,69	<0,0001	50,15	27,13	2,73
		2° grau	0,77	<0,001	22,22	25,40	1,53
	MICE15	Linear	0,78	<0,001	43,15	46,68	1,06
		Exponencial	0,70	<0,0001	66,00	52,00	1,81
		2° grau	0,78	<0,001	44,17	46,13	1,15



#### 4.3.2.3 Estimativas de SST para dados do sensor OLCI

Os modelos obtidos para o sensor OLCI foram obtidos por meio de ferramentas estatísticas. O uso do correlograma permitiu determinar o modelo de uma banda – SC15 (Oa14 em 764,4 nm) e o ICE permitiu determinar o modelo com razão de bandas –SICE15 (Oa14/Oa15). Os erros de estimativa de SST estão descritos na Tabela 17. Todos os modelos apresentaram um nível de confiança maior que 1%; sendo que os menores erros de estimativa foram encontrados para os modelos linear e quadrático de apenas uma banda (SC15).

Tabela 17. Análise de erros dos modelos de estimativa de SST para o sensor OLCI.

Sensor	ID	Modelo	R <sup>2</sup> (calibração)	p-valor	RMSE (%)	MAPE (%)	δ (mg.L <sup>-1</sup> )
OLCI	SC15	Linear	0,80	<0,001	22,76	23,63	1,63
		Exponencial	0,71	<0,0001	51,39	27,13	2,90
		2° grau	0,80	<0,001	21,45	24,28	1,47
	SICE15	Linear	0,83	<0,001	37,39	39,99	0,93
		Exponencial	0,76	<0,0001	68,31	51,48	2,65
		2° grau	0,83	<0,001	43,72	47,54	1,89

#### 4.3.2.4 Comparação dos sensores multiespectrais OLI, OLCI e MODIS para estimativas de SST

A partir dos resultados obtidos nota-se a relevância da escolha do sensor para determinação de SST no reservatório de Barra Bonita, uma vez que muitos modelos apresentaram erros de estimativa similares. Considerando os valores de SST estimados, a distribuição dos resíduos dos modelos foi analisada por meio de *boxplot* (Figura 27), considerando os modelos que apresentaram RMSE próximos.

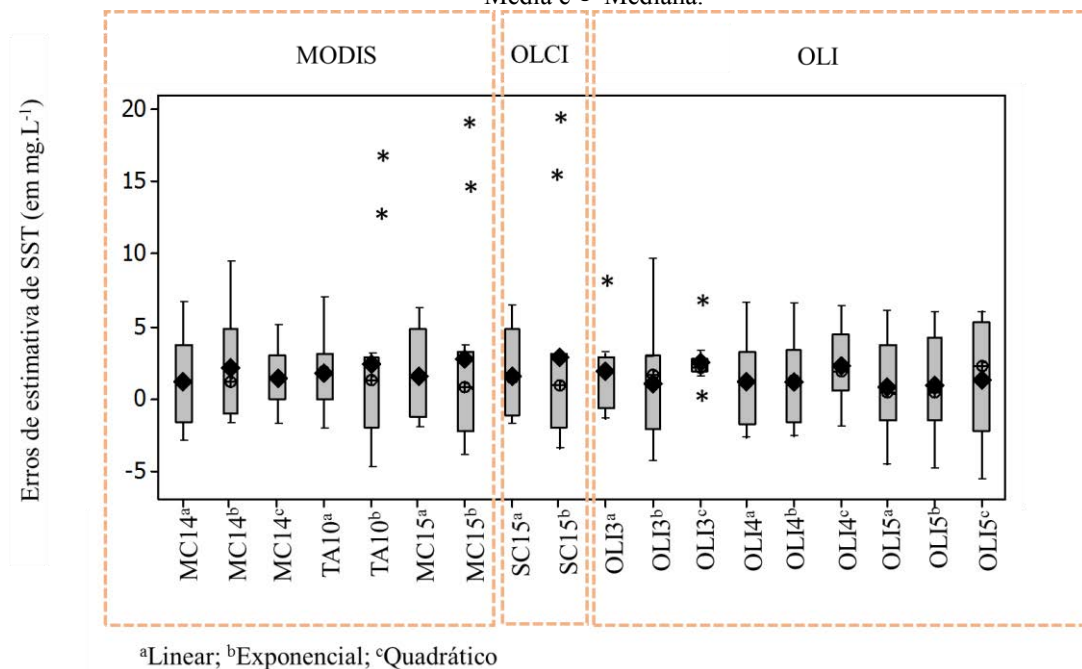
Ao avaliar os erros, é possível perceber a presença de *outliers* para os dados de validação de todos os sensores, ou seja, erros de estimativas maiores que os valores entre quartis. Os modelos que apresentaram menores erros para o sensor OLCI (SC15 e SICE15) apresentaram distribuição de erros relativamente alta. Além disso, as menores barras de erros (menor variação de erros de estimativa) foram obtidas para os modelos TA10<sup>a</sup>, OLI3<sup>a</sup> e OLI3<sup>b</sup>.

Apesar do modelo TA10<sup>a</sup> não apresentar nenhum *Outlier* e possuir um RMSE de aproximadamente 17%, os modelos OLI3<sup>a</sup> e OLI3<sup>b</sup>, com RMSE em torno de 22% e 24% respectivamente, também conseguem estimar valores com baixo erro de estimativa (apenas 5% e 7% a mais que os dados do sensor MODIS). Os *Outliers* encontrados no modelo OLI3<sup>b</sup> estão

relacionados com o P09 do primeiro campo, cuja concentração é de  $8 \text{ mg.L}^{-1}$ , e com o P04 do segundo campo, cuja concentração é de  $25 \text{ mg.L}^{-1}$ . O modelo exponencial não foi capaz de estimar o P04, que representa a maior concentração do conjunto de validação, mesmo que o intervalo de calibração do modelo esteja entre  $3,8$  e  $32,8 \text{ mg.L}^{-1}$ .

A partir destas considerações e ao considerar a resolução espacial dos produtos dos sensores MODIS e OLI, é possível afirmar que os modelos do sensor OLI poderão fornecer maior detalhamento sobre a dinâmica do reservatório de Barra Bonita, devido à maior cobertura de pixels na imagem, e portanto, foram escolhidos como os melhores modelos sem prejuízo significativo das estimativas de SST no reservatório de Barra Bonita quando comparado aos sensores MODIS e OLCI.

Figura 27. Distribuição de erros de estimativa de SST. <sup>a</sup>Linear; <sup>b</sup>Exponencial; <sup>c</sup>Quadrático. Onde: \* - *Outliers*;  $\blacklozenge$  - Média e  $\oplus$  Mediana.



Uma vez que o modelo de estimativa de SST foi estabelecido, esse foi aplicado à uma série temporal atmosféricamente corrigida. Diante dos diferentes métodos de correção atmosférica, foram analisados os efeitos desses métodos nas imagens OLI/L8. A etapa da correção atmosférica se caracteriza como um fator de grande influência no sinal radiométrico de sistemas aquáticos e, conseqüentemente, interfere no uso desses dados para estimar componentes opticamente ativos.

#### 4.4 CORREÇÃO ATMOSFÉRICA

Diferentes métodos de correção atmosférica foram testados para a cena do sensor OLI/L8 do dia 13/10/2014, uma vez que essa data corresponde a um dos dias da campanha de campo realizado em Outubro, no qual foram amostrados quatro pontos de coleta. Como somente a imagem de Outubro estava livre de cobertura de nuvens (o que não ocorreu para a imagem de Maio), essa foi a única fonte de dados para análise dos métodos de correções atmosféricas. Os métodos avaliados foram: DOS, ELM, FLAASH, ACOLITE e o produto de reflectância do Landsat 8 (denominado como L8SR – Landsat 8 *Surface Reflectance*).

Para avaliar o melhor método de correção atmosférica, inicialmente foi verificado se os resultados da correção apresentaram valores negativos nas regiões de sistemas aquáticos. É sabido que regiões aquáticas em uma cena se apresentam mais sensíveis à correção atmosférica devido ao baixo valor de radiância desses alvos e, portanto, severas correções atmosféricas poderiam acarretar em valores negativos na imagem (VANHELLEMONT e RUDDICK, 2015).

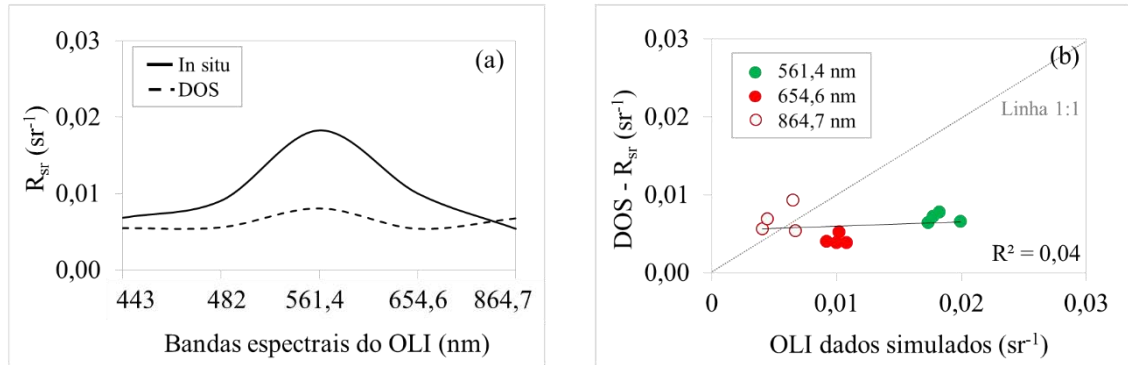
Uma vez que não foram encontrados valores negativos, os métodos foram comparados com as medidas simuladas (Figura 24). A comparação dos resultados foi realizada de forma qualitativa entre a curva média dos quatro pontos obtidos na imagem atmosféricamente corrigida e a curva média da simulação de bandas realizada com dados hiperespectrais *in situ*. A avaliação quantitativa foi feita por meio da aplicação dos modelos linear e exponencial OLI3, às imagens atmosféricamente corrigidas. Dessa forma foi possível comparar os valores estimados de SST via imagem atmosféricamente corrigidas com as medidas *in situ*.

##### 4.4.1 DOS

A comparação entre os dados simulados (a partir de medidas *in situ*) e dados referentes à correção atmosférica foi feita para as cinco bandas espectrais do sensor OLI/L8, considerando os quatro pontos amostrados no mesmo dia de aquisição da imagem. A comparação entre as curvas simuladas e atmosféricamente corrigida pelo método DOS se encontram na Figura 28. Ao observar os resultados, é possível verificar que a curva média resultante da imagem com correção atmosférica apresenta uma maior magnitude que os valores simulados. Além disso, a forma das curvas espectrais foi mantida, exceto para a banda espectral do IVP ( $\lambda_{\text{central}} = 864,7 \text{ nm}$ ), a qual sofre maior efeito da absorção d'água presente na atmosfera. A falta de correção deste efeito já era esperada uma vez que o método DOS visa minimizar os efeitos

aditivos do espalhamento atmosférico (mais efetivo em menores comprimentos de onda) e não corrigir os efeitos de absorção dos componentes atmosféricos.

Figura 28. Análise da correção atmosférica: (a) Comparação entre as curvas espectrais médias de  $R_{sr,rM}$  (linha cheia) vs. método DOS (linha pontilhada); (b) Análise dos valores de  $R_{sr}$  para as bandas espectrais do verde, vermelho e IVP.

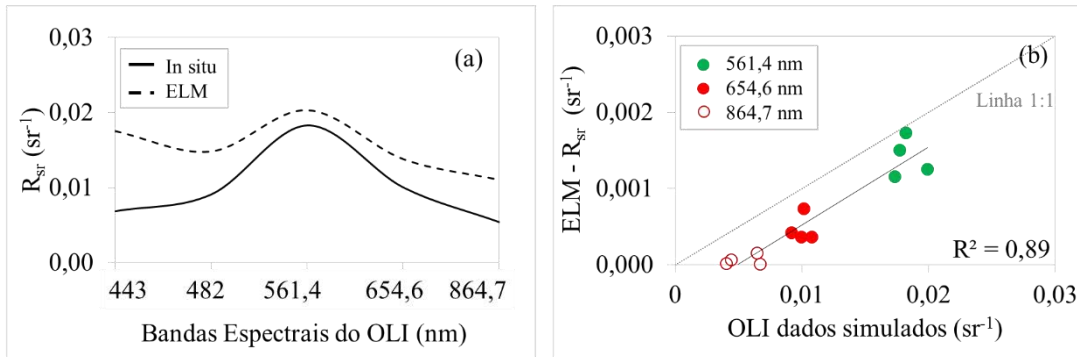


Os valores obtidos pelo método DOS nas bandas espectrais do verde, vermelho e IVP também foram comparados aos valores simulados com medidas *in situ*. O valor de  $R^2$  de 4% também demonstra que o método DOS não foi efetivo durante as correções dos efeitos atmosféricos. É possível observar a dispersão dos dados na banda do IVP no gráfico apresentado na Figura 28– b, ressaltando a influência da absorção atmosférica nessa banda .

#### 4.4.2 ELM

A comparação entre os resultados do método ELM e as curvas simuladas com dados *in situ* se encontra na Figura 29- a. O mesmo problema da magnitude das curvas apresentada no método DOS se fez presente no método ELM. A feição espectral de maior semelhança em termos de magnitude foi a feição de Chl-*a* na banda 3 (do verde) (aumento da reflectância nesse comprimento de onda). Os valores de reflectância obtidos para os quatro pontos amostrais na banda do verde, vermelho e IVP demonstram um melhor ajustamento ( $R^2 = 0,89$ ) entre dados da correção atmosférica e simulados (Figura 29– b). Esse resultado pode ser justificado pelo uso de dados radiométricos medidos *in situ*, premissa do método ELM.

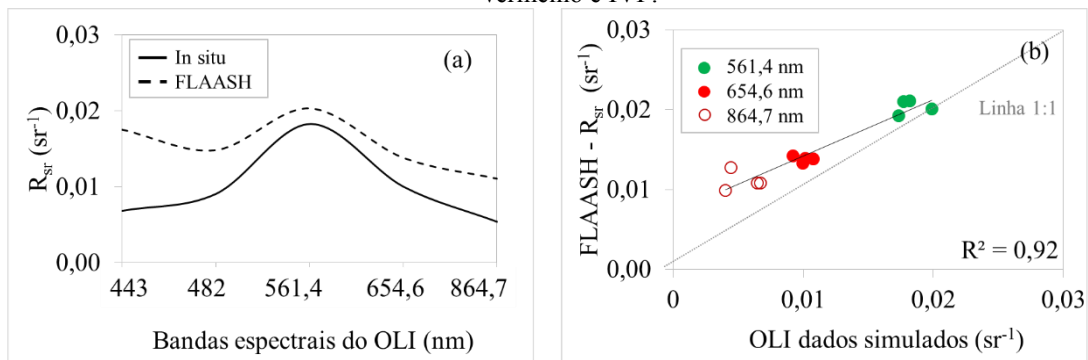
Figura 29. Análise da correção atmosférica: (a) Comparação entre as curvas espectrais médias de  $R_{sr,PM}$  (linha cheia) vs. método ELM (linha pontilhada); (b) Análise dos valores de  $R_{sr}$  para as bandas espectrais do verde, vermelho e IVP.



#### 4.4.3 FLAASH

Os resultados obtidos pela aplicação do método FLAASH estão dispostos na Figura 30. Efeitos de espalhamento atmosférico (em 443 nm) e de absorção (em 864,7 m) não foram bem corrigidos (Figura 30 - a). Apesar das diferenças de magnitudes, as feições espectrais de absorção e espalhamento se mantiveram para as bandas localizadas na região do azul, verde, vermelho e IVP. Ao considerar apenas os resultados da correção atmosférica para as bandas do verde, do vermelho e do IVP, os dados ficaram próximos ao resultado obtido *in situ*, resultando em um valor de  $R^2 = 0,92$ .

Figura 30. Análise da correção atmosférica: (a) Comparação entre as curvas espectrais médias de  $R_{sr,PM}$  (linha cheia) vs. Método FLAASH (linha pontilhada); (b) Análise dos valores de  $R_{sr}$  para as bandas espectrais do verde, vermelho e IVP.



A ocorrência da falha da correção do efeito de espalhamento em 443 nm pode ser consequência dos dados de entrada do modelo (modelo de aerossóis, escolha de parâmetros para estimativa da concentração de partículas, concentração de vapor d'água), os quais foram

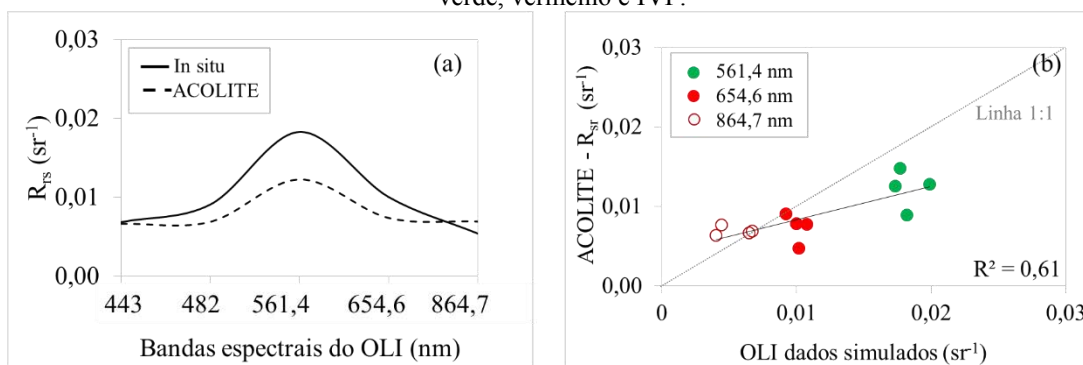
inseridos conforme proposição do manual do ENVI, uma vez que medidas referentes à composição atmosférica não foram realizadas *in situ* durante a realização do campo.

#### 4.4.4 ACOLITE

O método de correção atmosférica utilizado no ACOLITE assumiu os comprimentos de onda do SWIR para cálculo do espalhamento atmosférico, uma vez que o sistema aquático de Barra Bonita possui elevadas concentrações de SST e isso poderia implicar na existência de sinais radiométricos na região do IVP (este sinal na região do IVP poderia gerar uma supercorreção da imagem, implicando em valores negativos na imagem atmosféricamente corrigida).

O método de correção ACOLITE apresentou a menor discrepância para a banda do costal (em 443 nm), o que demonstra uma boa correção para o efeito de espalhamento. Os efeitos de absorção para a banda localizada na região do IVP apresentaram valores diferentes dos valores medidos *in situ*, demonstrando que os efeitos não foram bem corrigidos (Figura 31). Ao comparar os valores de reflectância (Figura 31– b), o valor de  $R^2 = 0,61$ , a redução do valor de  $R^2$  se deve principalmente ao fato dos valores na banda do verde, que não apresentaram mesma magnitude do que as medidas simuladas.

Figura 31. Análise da correção atmosférica: (a) Comparação entre as curvas espectrais médias de  $R_{sr\_rM}$  (linha cheia) vs. Método ACOLITE (linha pontilhada); (b) Análise dos valores de  $R_{sr}$  para as bandas espectrais do verde, vermelho e IVP.



#### 4.4.5 L8SR

A comparação entre os produtos de reflectância disponibilizados pela USGS também foi feita com as curvas espectrais de  $R_{sr\_rM}$  (Figura 32). Destaca-se, neste caso, que a correção

atmosférica não foi realizada, mas sim, os dados de reflectância já foram disponibilizados na imagem obtida junto à USGS. Detalhes dessa correção atmosférica ainda não foram ainda publicados.

Ao avaliar os resultados, a curva espectral média obtida foi similar aos valores encontrados na simulação, o que demonstra a boa qualidade da correção realizada no produto L8SR. Apesar da boa aproximação das curvas espectrais e do valor de  $R^2(=0,87)$  ter sido elevado, a imagem L8SR apresenta problemas de correção atmosférica (super e subcorreções atmosféricas) no reservatório de Barra Bonita, como observado na Figura 33, o que poderia implicar em erros de estimativa de SST no reservatório de Barra Bonita. As imagens atmosféricamente corrigidas foram disponibilizadas em duas versões (vs. 0.2.0 e vs.0.3.0 - USGS, 2015), entretanto, o problema ainda persiste na imagem.

Figura 32. Análise da correção atmosférica: (a) Comparação entre as curvas espectrais médias de  $R_{SR\_rM}$  (linha cheia) vs. L8SR (linha pontilhada); (b) Análise dos valores de  $R_{SR}$  para as bandas espectrais do verde, vermelho e IVP.

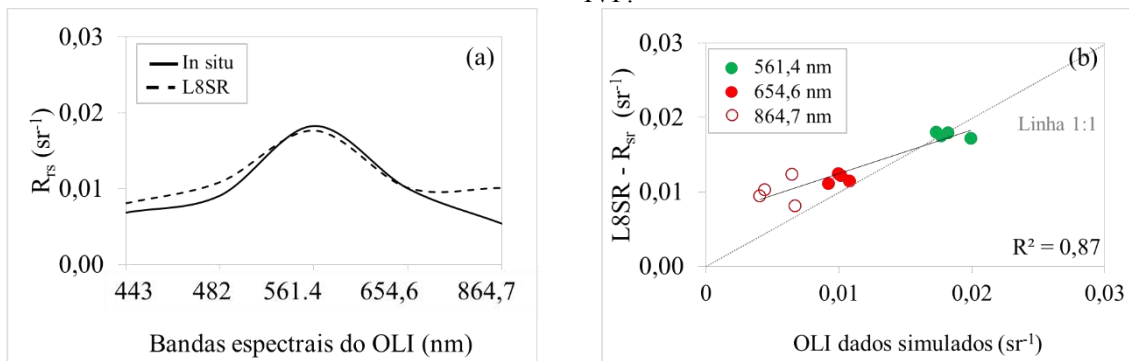
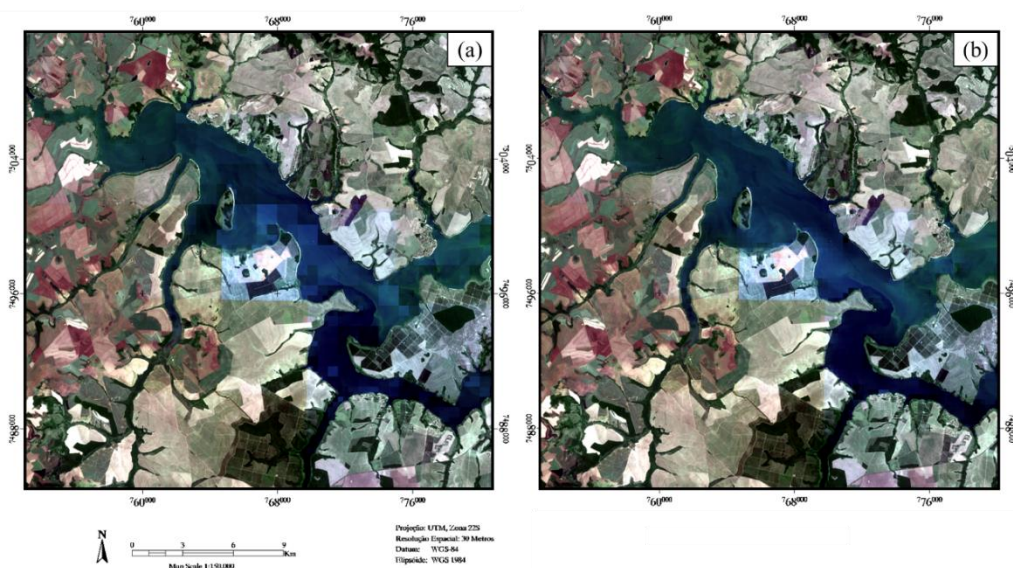


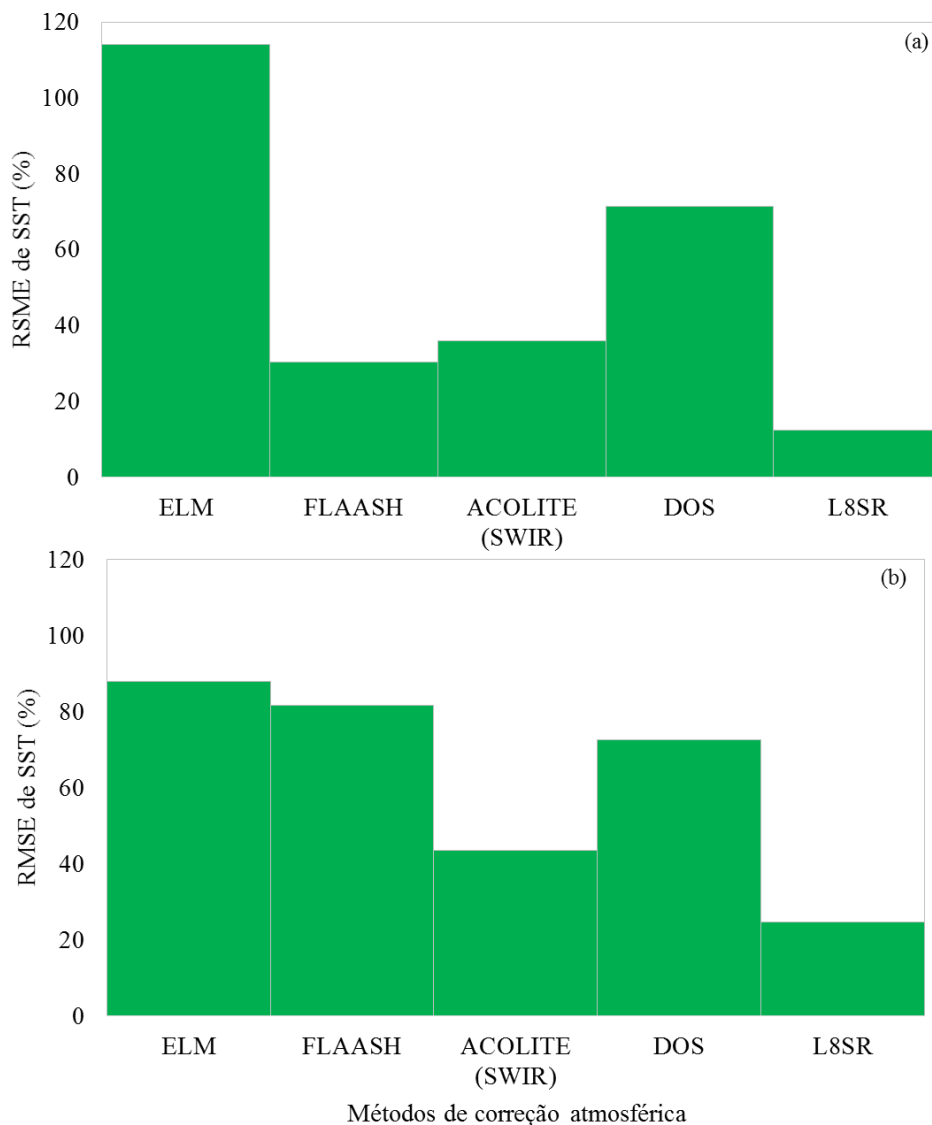
Figura 33. Imagens OLI atmosféricamente corrigidas em diferentes etapas de processamento (a) vs. 0.2.0; (b) vs. 0.3.0 .



#### 4.4.6 Efeitos da correção atmosférica nas estimativas de SST do reservatório de Barra Bonita

Os modelos linear e exponencial para a banda 3 (OLI3<sup>a</sup> e OLI3<sup>b</sup>) foram aplicados às imagens atmosféricamente corrigidas com o propósito de quantificar os erros de estimativa de SST decorrentes dos efeitos atmosféricos. A análise das estimativas foi realizada considerando os quatro pontos amostrados no mesmo dia de passagem do satélite. Os erros das estimativas estão dispostos na Figura 34.

Figura 34. Erros de estimativa (*Root Mean Squared Error* –RMSE) de SST do reservatório de Barra Bonita - (a) modelo linear; (b) modelo exponencial. Onde: QUAC (*Quick atmospheric correction*); ELM (*Empirical line method*); FLAASH (*Fast Line-of-sight Atmospheric of Hypercubes*); ACOLITE (*Atmospheric Correction for OLI 'lite'*) DOS (*Dark Object Subtraction*); e produto de reflectância de sensoriamento remoto (L8SR).



É possível observar que o modelo linear (Figura 34 -a) obteve menores erros que o modelo exponencial (Figura 34 -b) para todos os métodos de correção atmosférica, exceto o



método ELM. O menor RMSE para as estimativas foi obtido pelo uso do modelo linear no produto de L8SR, apresentando um erro de aproximadamente 12%. Entretanto, como a imagem de refletância apresentou problemas de correção atmosférica, os dados ainda não podem ser utilizados.

Ao avaliar os resultados obtidos, o melhor método de correção atmosférica, ou seja, o menor RMSE obtido pelas estimativas de SST na imagem, foi obtido pela aplicação do modelo linear (Equação 30) na imagem atmosféricamente corrigida pelo método FLAASH. Dessa forma, o modelo linear para a banda verde do OLI (OLI3), corrigida atmosféricamente pelo método FLAASH, foi utilizada para modelagem da dinâmica de SST no reservatório de Barra Bonita considerando a série temporal de imagens OLI/L8.

$$SST = 1742,7 \times (OLI3) - 5,64 \quad \text{Eq.30}$$

#### 4.5 DINÂMICA DE SST NO RESERVATÓRIO DE BARRA BONITA

A dinâmica do reservatório de SST em Barra Bonita foi obtida a partir da aplicação do modelo linear utilizando a banda espectral do verde (atmosféricamente corrigida) ao longo da série temporal de 2013 a 2015. Para melhor interpretação dos dados, o reservatório será dividido em três zonas – fluvial, de transição e lacustre, conforme disposto por Petesse (2006).

A Figura 35 representa a dinâmica de SST para o ano 2013 para os meses com imagens disponíveis sem cobertura de nuvens. A Figura 36 é referente à distribuição de SST no reservatório durante o ano de 2014, enquanto que a Figura 37 apresenta a distribuição de SST no reservatório no ano de 2015. Ao todo foram oito imagens em 2013, cinco imagens em 2014, e sete imagens em 2015. Algumas imagens apresentaram baixos valores de refletância, o que não permitiu que o modelo linear estimasse as concentrações de SST no reservatório, como pode ser visualizado nas regiões mais escuras das Figuras 35 (a), (b) e Figura 37(d).

Ao avaliar as imagens do ano de 2013, é possível perceber que ao comparar o mês de Maio com o mês de Dezembro, há um aumento na frequência das maiores concentrações de SST. Os valores mais baixos de SST acontecem nos meses de Maio à Agosto – período de seca do reservatório (TUNDISI *et al.*, 2008). Uma vez que não há descarga pluvial nos tributários, esses corpos d'água também não irão contribuir para o incremento de sólidos suspensos no reservatório.

Na maioria dos meses do ano de 2013, o Rio Piracicaba apresentou maior concentrações de sólidos suspensos, o que originou uma pluma de SST lançada no canal

principal do reservatório. Ao avaliar os maiores tributários, é possível verificar, por meio da aplicação do modelo na imagem que o Ribeirão da Onça e o Rio do Turvo são responsáveis por significativo aporte de SST no reservatório.

A zona de confluência do reservatório, entre os Rios Piracicaba e Tietê, se inicia na zona fluvial, e se estende à zona de transição do reservatório. Sendo que a maior ocorrência de mistura ocorre principalmente na região lateral do reservatório. A existência de zonas fluvial, de transição e lacustre podem ser bem identificadas no reservatório em todos os meses, uma vez que há um decréscimo do gradiente de SST de montante à jusante.

Em termos quantitativos, os meses no período de seca, Maio à Agosto, as maiores frequências são encontradas em concentrações de SST de até 12 mg.L<sup>-1</sup>, enquanto que nos meses de Outubro e de Dezembro, as maiores frequências ocorrem entre 5 e 16 mg.L<sup>-1</sup> e os máximos valores de SST foram 34.27 mg.L<sup>-1</sup> e 36.78 mg.L<sup>-1</sup>, respectivamente.

Figura 35 (continua). Dinâmica de SST em Barra Bonita em (a) 19/05/2013; (b) 04/06/13.

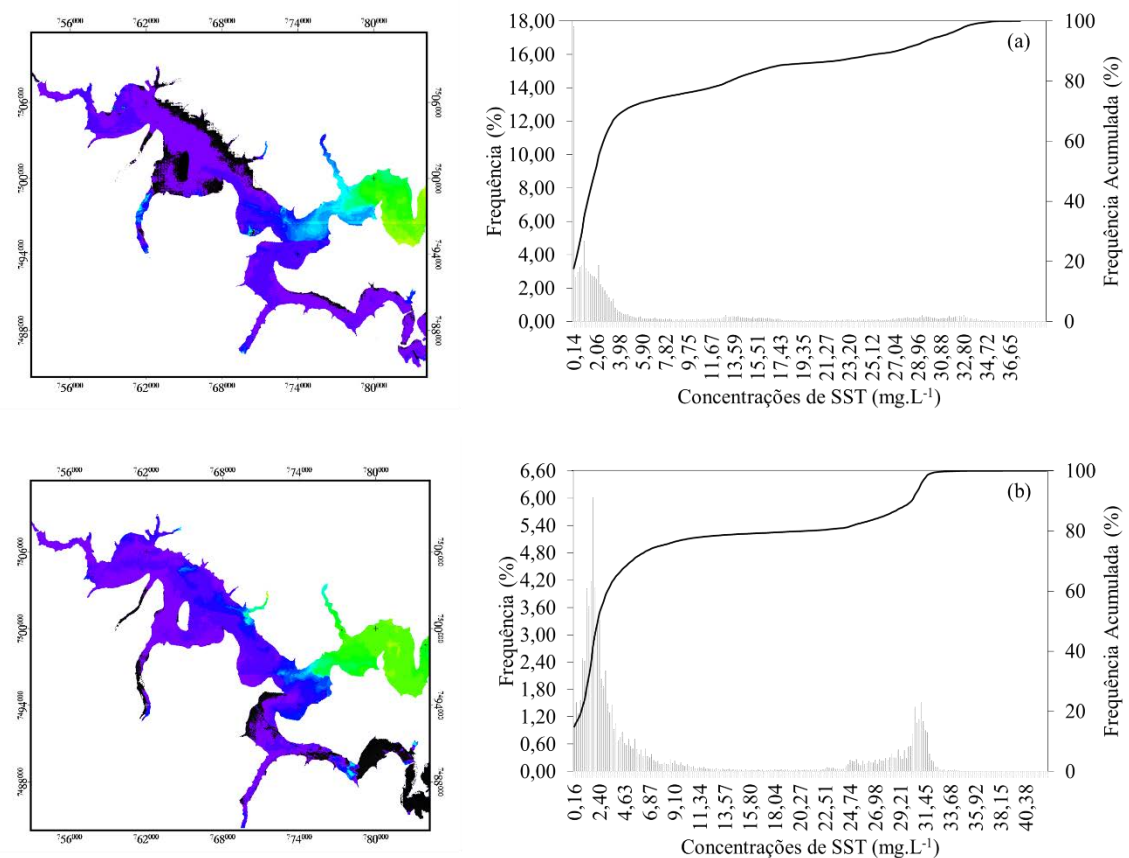


Figura 35 (continua). Dinâmica de SST em Barra Bonita em (c) 06/07; (d) 07/08; (e) 23/08; (f) 08/09 de 2013.

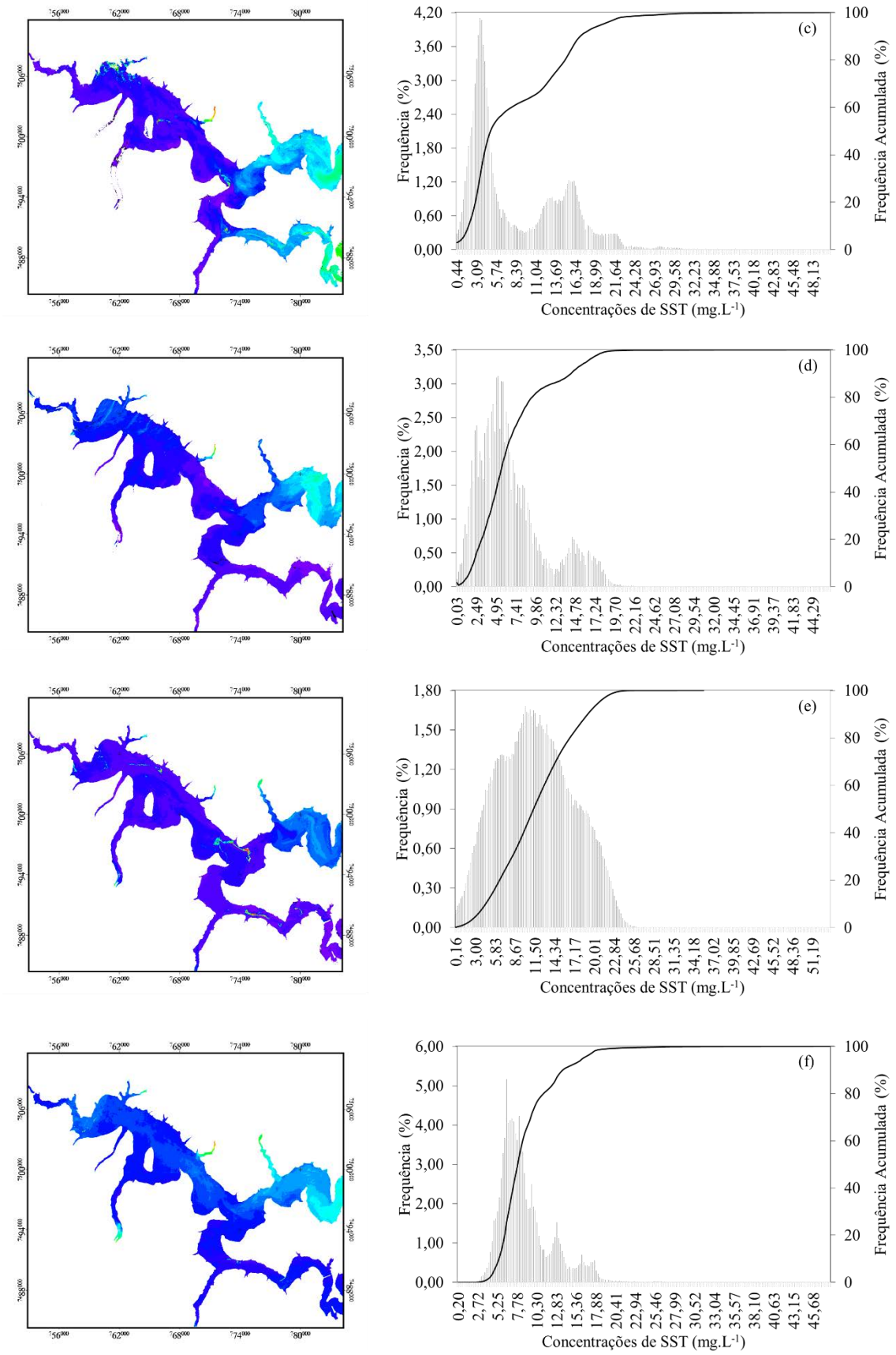
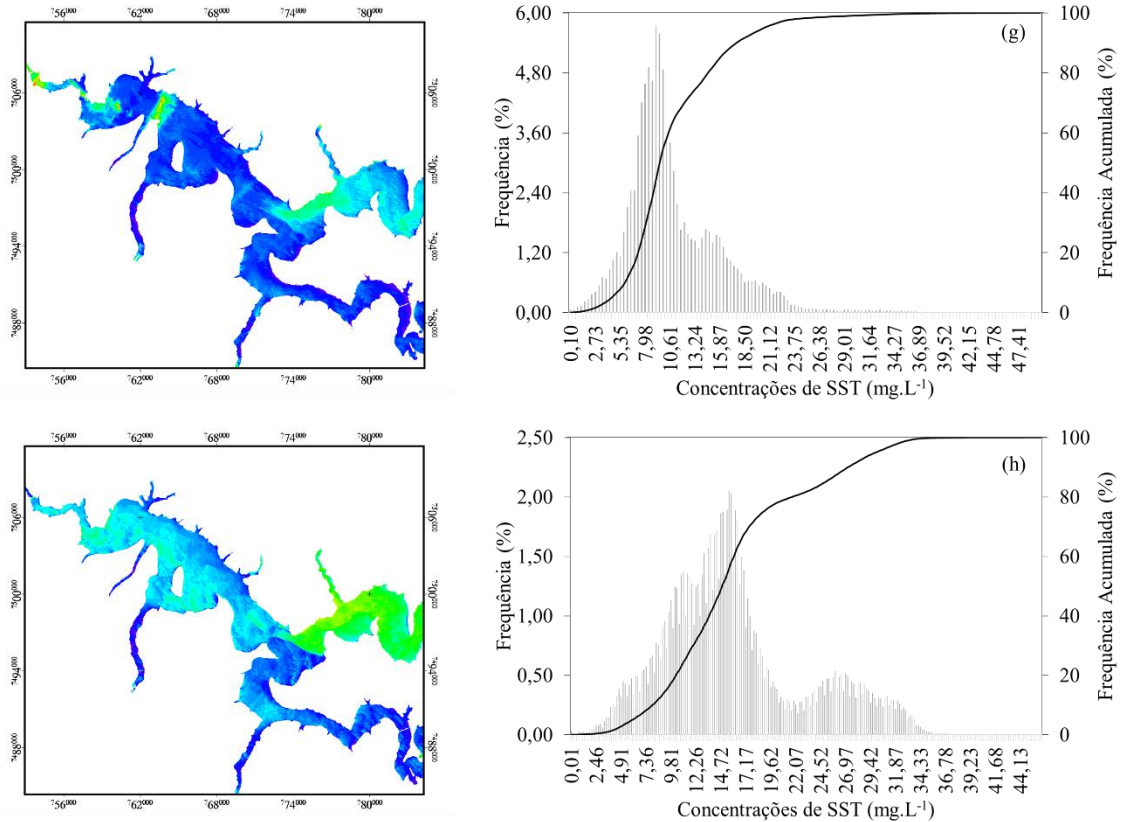


Figura 35 (fim). Dinâmica de SST em Barra Bonita em (g) 26/10; (h) 13/12 de 2013.



Ao analisar a distribuição de SST no ano de 2014 (Figura 36), foi possível verificar elevada concentração de SST no mês de Janeiro (Figura 36– a), principalmente na região após o Rio Araquá. O mês de Setembro apresentou maior frequência em aproximadamente 8.57 mg.L<sup>-1</sup>, enquanto que os valores para o mês de Outubro foram mais elevados (alta frequência entre 18,95 mg.L<sup>-1</sup> e 31,81 mg.L<sup>-1</sup>). Durante o mês de Outubro, duas imagens estavam disponíveis (dos dias 13/10 e 29/10 de 2014). É possível observar a grande mudança após o tempo de revisita do sensor OLI (16 dias), onde a primeira imagem do mês de Outubro (Figura 36– c) apresenta uma homogeneidade das concentrações de SST ao longo do curso do reservatório, enquanto que a segunda imagem (Figura 36– d) há uma maior contribuição dos tributários, com elevadas concentrações de SST. Em Dezembro (Figura 36– a) há uma maior distribuição das concentrações ao longo do reservatório, sendo que os valores de SST variam em todo o canal principal. Os valores mais frequentes no mês de Dezembro estavam entre 12,05 e 23,24 mg.L<sup>-1</sup>, porém a amplitude total do intervalo de SST do reservatório nesse mês é de 0,85 a 38,16 mg.L<sup>-1</sup>.

Figura 36 (continua). Dinâmica de SST em Barra Bonita em (a) 30/01; (b) 11/09; (c) 13/10; (d) 29/10 de 2014.

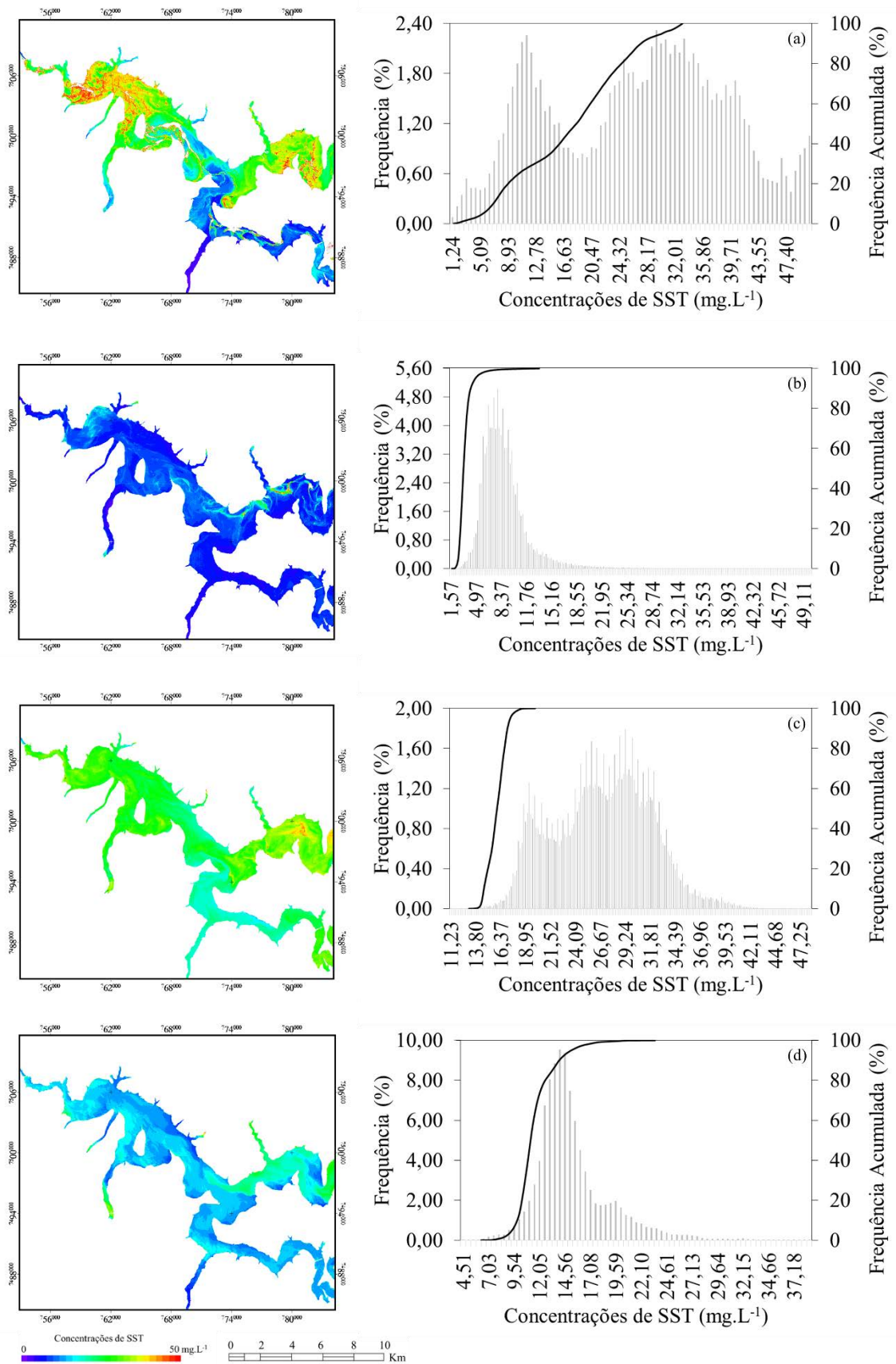
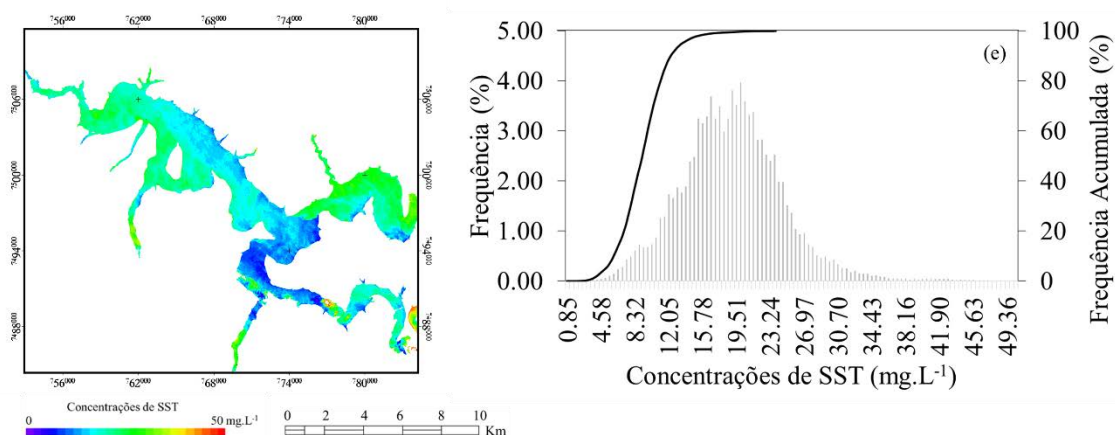


Figura 36 (fim). Dinâmica de SST em Barra Bonita em (e) 16/12 de 2014.



A dinâmica de SST em 2015, conforme o modelo linear aplicado às imagens demonstra que a dinâmica de SST permanece a mesma do ano de 2014. A princípio, maiores valores de SST ocorreram no mês de Janeiro, com o valor de maior frequência na classe 30,02 mg.L<sup>-1</sup>. Algumas nuvens na imagem do mês de Janeiro de 2015 (Figura 37– a) foram removidas por meio de máscara, ocasionando algumas regiões brancas na imagem. É possível perceber que a contribuição do Rio Araquá no mês de Janeiro elevou as concentrações de SST, principalmente na zona lacustre do reservatório.

Em Fevereiro de 2015 (Figura 37– b) há uma redução das concentrações quando comparado ao mês de Janeiro. Ao observar os tributários e afluentes, é possível verificar uma elevada carga de SST do Rio Piracicaba enquanto que, os tributários Rio Araquá e o Rio do Turvo, contribuem para o aumento da carga de sólidos no canal principal.

O mês de Maio (Figura 37- c) apresenta baixas concentrações de sólidos suspensos, sendo que os maiores valores encontrados pelo modelo linear é de 14,20 mg.L<sup>-1</sup>, assim como o meses de Junho (Figura 37- d) e Julho (Figura 37– e), que apresentaram concentrações relativamente baixas (8,65 mg.L<sup>-1</sup> e 10,20 mg.L<sup>-1</sup>, respectivamente). A imagem de Junho também apresentou problemas de correção atmosférica nas regiões laterais do reservatório e em um dos tributários, o que resultou em regiões da imagem com menores valores de reflectância, e consequentemente, falta de estimativa das concentrações de SST nessas áreas.

Na imagem de Agosto de 2015 (Figura 37– f), os valores de SST tornam-se maiores, apesar de que as concentrações máximas foram de 22,84 mg.L<sup>-1</sup>. Nesse mês, a maior contribuição de sólidos é devido ao Rio Tietê e não ao Rio Piracicaba. O padrão das zonas fluvial, de transição e lacustre, permanecem distinguíveis no reservatório, e as imagens permitem analisar que em período chuvoso, as concentrações de SST aumentam.

Figura 37(continua). Dinâmica de SST em Barra Bonita em (a) 01/01; (b) 02/02; (c) 09/05; (d) 26/06 de 2015.

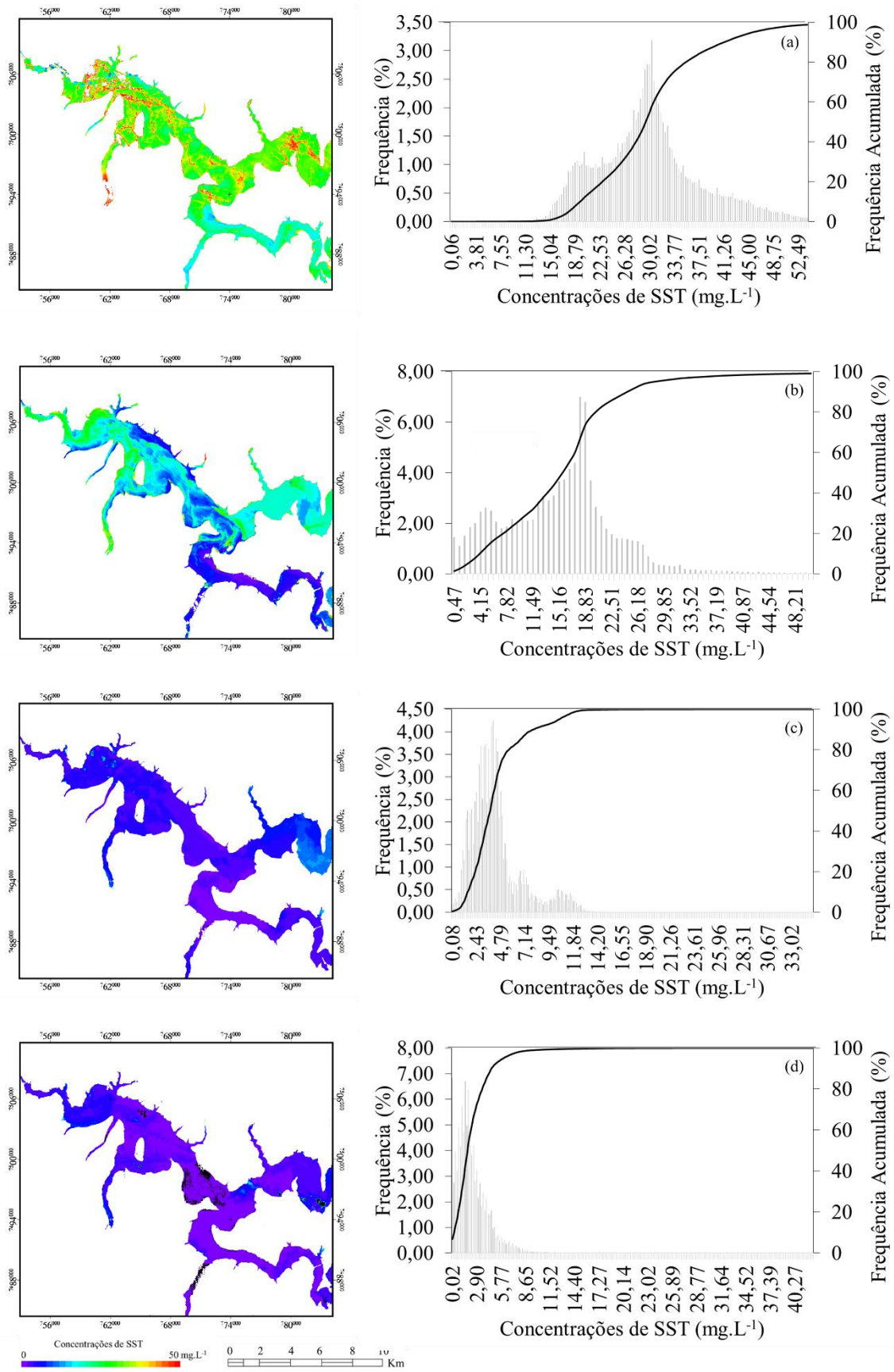
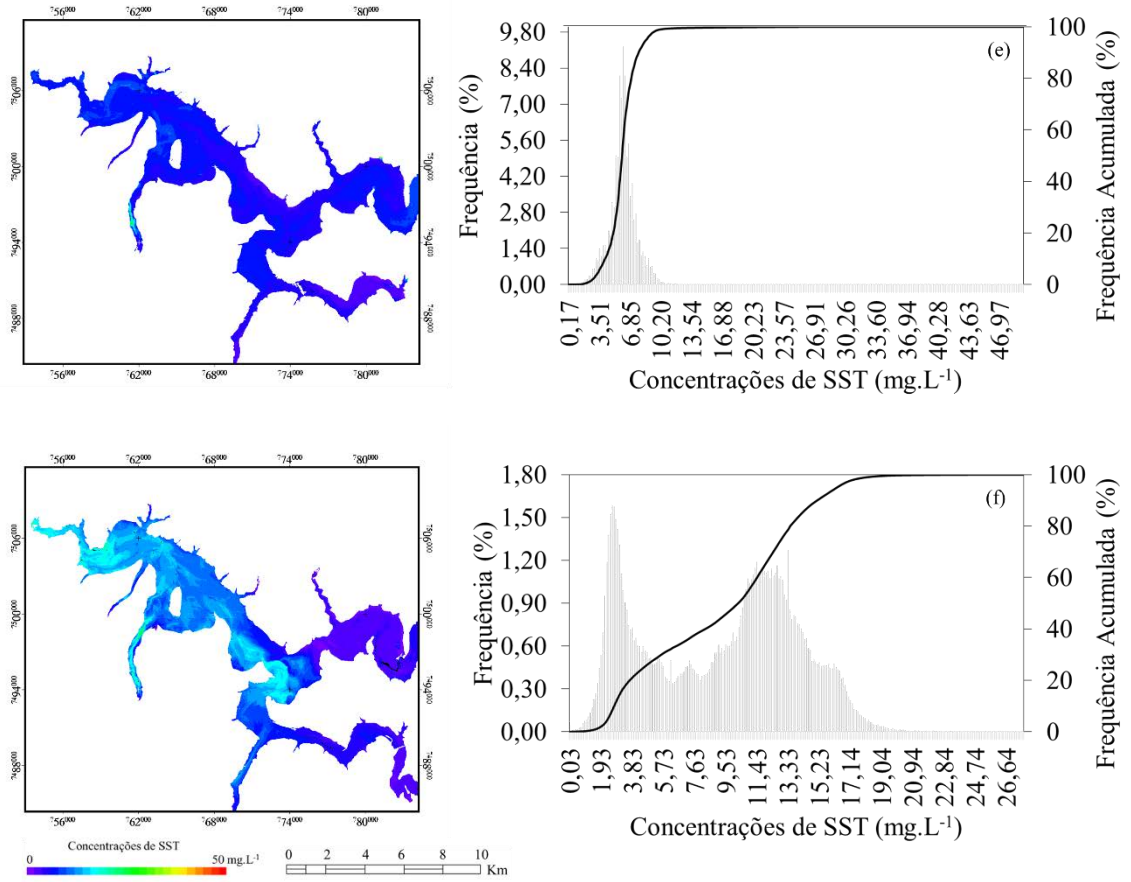


Figura 37 (fim). Dinâmica de SST em Barra Bonita em (e) 28/07 e (f) 13/08 de 2015.





## 5 CONCLUSÕES

Os resultados mostraram que o método de cálculo da  $R_{sr}$  exerce influência direta na magnitude das curvas espectrais e conseqüentemente, nas estimativas de concentrações de SST. Ao avaliar a diferença de magnitude, os resultados demonstraram que os valores de  $R_{rs}$  calculados pelo método de Mobley (1999) são mais adequados para o ajuste de modelos bio-ópticos e sua aplicação em imagens OLI/L8.

A avaliação dos métodos de correção atmosférica indicou que o FLAASH apresentou melhor aderência com as curvas de  $R_{rs}$  obtidas *in situ*, ao utilizar os dados do modelo empírico para a banda verde do OLI (OLI3). Como o modelo tem caráter empírico, o uso de modelos com outras bandas poderia acarretar em um método de correção atmosférica diferente. Os resultados obtidos com o algoritmo ACOLITE também mostraram boa aderência com os dados *in situ* (principalmente para os maiores comprimentos de onda), mas com maior erro se comparado com o FLAASH. Valores de reflectância obtidos a partir do produto L8SR apresentaram resultados similares aos dados simulados, mas esse algoritmo ainda está passando por testes e o seu uso para estimativas de SST ainda não é recomendado.

Os resultados permitiram identificar que os modelos empíricos são uma alternativa viável para estimar as concentrações de SST, porém sua acurácia é influenciada pelo comprimento de onda utilizado durante o processo de calibração. Modelos empíricos hiperespectrais apresentaram resultados similares aos resultados obtidos pelos modelos de apenas uma banda multiespectral, porém, a limitação de modelos hiperespectrais é o uso de bandas estreitas, não sendo possível a sua aplicação em imagens com tanta facilidade quanto os modelos multiespectrais.

Os modelos lineares de uma banda apresentaram os melhores resultados (menor erro), como o modelo observado para a banda do verde (erros de aproximadamente 20%). Modelos com razões de bandas apresentaram erros relativamente altos e não puderam ser utilizados para verificar a dinâmica de SST no reservatório de Barra Bonita.

Os valores estimados de SST por meio de dados simulados para dos sensores OLI, MODIS e OLCI e modelos empíricos indicaram que os erros foram similares, independente do sensor utilizado. Em vista da melhor resolução espacial do sensor OLI, esse sensor é capaz de fornecer maior detalhamento das informações espaciais apresentando erros próximos às estimativas realizadas por meio dos outros sensores, MODIS e OLCI. Portanto, o sensor OLI se apresenta como uma fonte de dados radiométricos para estimar SST no reservatório de Barra

Bonita, aceitando a hipótese inicial do trabalho de que os dados do sensor OLI seriam capazes de estimar a dinâmica de SST do reservatório por meio do uso de modelo bio-óptico.

A dinâmica de sólidos suspensos no reservatório seguiu a tendência de apresentar elevadas concentrações em períodos chuvosos (Novembro à Dezembro), enquanto que em períodos mais secos, como nos meses de Maio, Junho e Julho, os valores de SST foram mais baixos. Outra questão relevante é a contribuição do Rio Piracicaba para o aumento de sólidos suspensos ao longo do reservatório, bem como a contribuição do Rio do Turvo e do Rio Araquá.

A partir dos resultados obtidos, é possível fazer uso das imagens OLI para mapear a dinâmica de SST. Em decorrência do problema de baixas reflectâncias apresentado nas imagens, o uso de métodos de normalização radiométrica podem contribuir para o aprimoramento dos valores obtidos na correção atmosférica.

Algumas limitações intrínsecas ao método empírico são difíceis de ser superadas, como por exemplo o uso de correlações estatísticas podem não ter significado físico para o modelo. Nesse caso, o uso de modelos semi-analíticos se apresentam na literatura como uma alternativa à essa questão, já que fazem uso de coeficientes de absorção e espalhamento. Outra possibilidade é aumentar a frequência de coletas *in situ* para garantir mais robustez ao conjunto de dados.

Uma vez comprovada a eficiência do modelo, seja de caráter empírico ou analítico, a série temporal radiometricamente normalizada, pode ser novamente avaliada por meio de análises qualitativas e quantitativas e dessa forma, aprimorar os resultados obtidos no presente trabalho.

## REFERÊNCIAS

- ALCÂNTARA, E.H. Análise da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA, Brasil) integrando dados telemétricos e imagens MODIS/TERRA. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais -INPE, São José dos Campos, 220 p., 2006.
- ALTHUIS, I. J.A. Suspended Particulate Matter detection in the North Sea by hyperspectral airborne remote sensing. **Aquatic Ecology**, v. 32, p. 93-98, 1998.
- ANA. Agência Nacional das Águas. Lista de termos para o thesaurus de recursos hídricos da agência nacional de águas. 2015. Disponível em: <[http://arquivos.ana.gov.br/imprensa/noticias/20150406034300\\_Portaria\\_149-2015.pdf](http://arquivos.ana.gov.br/imprensa/noticias/20150406034300_Portaria_149-2015.pdf)>. Acesso em: 14 jul. 2015.
- APHA. AMERICAN PUBLIC HEALTH ASSOCIATION. 1998. **Standard methods for the examination of water and wastewater**, v. 20, 1998.
- AZEVEDO, S.M. *et al.* Human intoxication by microcystins during renal dialysis treatment in Caruaru – Brazil. **Toxicology**, 181-182, p. 441-446, 2003.
- BABIN, M. *et al.* Variations in the light absorption coefficients of phytoplankton, nonalgal particles, and dissolved organic matter in coastal waters around Europe. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. 7, p. 3211, 2003.
- BABIN, M. Phytoplankton fluorescence: Theory, current literature and in situ measurement. In: M. Babin, C.S. Roesler and J.J. Cullen [eds.], Real-time coastal observing systems for ecosystem dynamics and harmful algal blooms, **UNESCO**, 2008.
- BARBOSA, F. A. R. *et al.* The cascading reservoir continuum concept (CRCC) and its application to the river Tietê-basin, São Paulo State, Brazil. 1999.
- BARSI, J.A. *et al.* The Spectral Response of the Landsat-8 Operational Land Imager. **Remote Sensing**, v. 6, p. 10232-10251, 2014.
- BEHRENDT, L. *et al.* Chlorophyll f-driven photosynthesis in a cavernous cyanobacterium. **ISME Journal**, 2015. doi: 10.1038/ismej.2015.14.
- BERNSTEIN, L.S. *et al.* A new method for atmospheric correction and aerosol optical property retrieval for VIS-SWIR Multi- and Hyperspectral Imaging Sensors: QUAC(Quick Atmospheric Correction). **Proceedings IEEE Geoscience and Remote Sensing. Symposium**, v. 5, p. 3549-3552. 2005.
- BILOTTA G. S; BRAZIER R.E. Understanding the influence of suspended solids on water quality and aquatic biota. **Water Resource**, v. 42, p. 2849–2861, 2008.
- BINDING,B.E. *et al.* Estimating suspended sediment concentrations from ocean colour measurements in moderately turbid waters; the impact of variable particle scattering properties. **Remote Sensing of Environment**, v. 94, 373–383, 2005.

BOSS, E. **Scattering:** definition. 2013. Disponível em: <<http://www.oceanopticsbook.info/view/scattering/definitions>>. Acesso em: 23 mar. 2015.

BRANDO, V.E.; DEKKER, A.G. Satellite hyperspectral remote sensing for estimating estuarine and coastal water quality. In: **IEEE Transactions on geoscience and remote sensing**, v. 41, n. 6, p.1379- 1387,2003.

BREZONIK;P.K. *et al.*, Factors affecting the measurement of CDOM by remote sensing of optically complex inland waters. **Remote Sensing of Environment**, v. 157, p. 199-215, 2015.

BRICAUD, A. *et al.* Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains. **Limnology and Oceanographic**, v. 26, n. 1, p. 43-53, 1981.

BUKATA, R.P.; BRUTON, J.E.; JEROME, J.H. Application of Direct Measurements of Optical Parameters to the Estimation of Lake Water Quality Indicators. **Environmental Canada Inland Waters Directorate Scientific Series**, n. 140, v. 2, p. 1-35, 1985.

BUKATA, R.P. *et al.* **Optical properties and remote sensing of inland and coastal waters**, Boca Raton: CRC Press, 1995.

BUKATA, R.P.; JEROME, J.H.; BRUTON, J.E.; JAIN, S.C.; ZWICH, H.H. Optical water quality model of Lake Ontario. Determination of the optical cross sections of organic and inorganic particulates in Lake Ontario. **Applied Optics**, v. 20, n. 9, p. 1696-1703, 1981.

BUZELLI, G. M.; CUNHA-SANTINO, M. B. Análise e diagnóstico da qualidade da água e estado trófico do reservatório de Barra Bonita (SP). **Ambi-Agua**, v. 8, n. 1, p. 186-205, 2013.

CALIJURI, M. C; SANTOS, A.C.A. dos. Temporal variations in phytoplankton primary production in a tropical reservoir (Barra Bonita, SP – Brazil). **Hydrobiologia**, v. 445, p. 11–26, 2001.

CAMPBELL, G. *et al.* The specific inherent optical properties of three sub-tropical and tropical water reservoirs in Queensland, Australia. **Hydrobiologia**, v, 658, p. 233-252, 2011.

CETINIC I. Optical Constituents of the Ocean: phytoplankton. In: **Ocean Optics Book**. 2010. Disponível em: <[http://www.oceanopticsbook.info/view/optical\\_constituents\\_of\\_the\\_ocean/\\_optoplankton](http://www.oceanopticsbook.info/view/optical_constituents_of_the_ocean/_optoplankton)>. Acesso em: 15 mai. 2015.

CHAVEZ, P. An Improved Dark-Object Subtraction Technique for Atmospheric Scattering Correction of Multispectral Data. **Remote Sensing of Environment**, v. 24, p. 450-479, 1988.

CHEN, J. *et al.* A semi-analytical total suspended sediment retrieval model in turbid coastal waters: A case study in Changjiang River Estuary. **Optics Express**, v. 21, n. 11, p. 13018-13031, 2013.

CHEN, J. *et al.* A three-band semi-analytical model for deriving total suspended sediment concentration from HJ-1A/CCD data in turbid coastal waters. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 93, p. 1-13, 2014.

CONCHA, J.; SCHOTT, J.R. A model-based ELM for atmospheric correction over Case 2 water with Landsat 8. In: Ocean Sensing and Monitoring. **SPIE Proceedings**. VI SPIE, 2014, v. 9111

CUI, L. *et al.* Using remotely sensed suspended sediment concentration variation to improve management of Poyang Lake, China. **China Lake Reservoir**, v.29, 47-60, 2013.

CUI, T. *et al.* Assessment of satellite ocean color products of MERIS, MODIS and SeaWiFS the East China Coast (in the Yellow Sea and East China Sea). **Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 87, p. 137-151, 2014.

DALL'OMO, G.; GITELSON, A. A. Effect of bio-optical parameter variability on the remote estimation of chlorophyll-a concentration in turbid productive waters: experimental results. **Applied Optics**, v. 44, n. 3, p. 412-422, 2005.

DANBARA, T.T. Deriving water quality indicators of Lake Thana, Ethiopia, from Landsat-8. **Thesis** (Master of Science in Geo-Information Science and Earth Observation), University of Twente, Netherlands, 68 p., 2012.

DAZHAO, L. *et al.* Estimation of total suspended matter in the Zhujiang (Pearl) River estuary from Hyperion imagery. **Chinese Journal of Oceanology and Limnology**, v. 30, n. 1, p. 16-21, 2012.

DEKKER, A. G. Detection of optical water quality parameters for eutrophic waters by high resolution remote sensing. **Ph.D Thesis** - Free University, Amsterdam. 1993.

DEKKER, A.G. Detection of optical water quality parameters for eutrophic waters by high resolution remote sensing. 1995. 222 p. **PhD. Thesis** - Vrije Universiteit. 1995.

DEKKER, A.G. *et al.* Comparison of remote sensing data, model results and *in situ* data for total suspended matter TSM/ in the southern Frisian lakes. **The Science of the Total Environment**, v. 268, p. 197-214, 2001.

DOXARAN, D., *et al.* A reflectance band ratio used to estimate suspended matter concentrations in sediment-dominated coastal waters. **International Journal of Remote Sensing**, v. 23, p. 5079–5085, 2002.

DOXARAN, D. *et al.* Retrieval of the seawater reflectance for suspended solids monitoring in the East China Sea using MODIS, MERIS and GOCI satellite data. **Remote sensing of environment**, v. 146, n. 45, p. 36-48, 2014.

DOXARAN, D. *et al.* Dynamics of the turbidity maximum zone in a macrotidal estuary (the Gironde, France): Observations from field and MODIS satellite data. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v.81, p. 37-57, 2009.

ENVI. **Atmospheric correction module: QUAC and FLAASH User's Guide**. 2009. ITT. Visual Information Solutions.

ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY – EPA. In: **Monitoring and Assessment – Turbidity**, 2012. Disponível em: <http://water.epa.gov/type/rsl/monitoring/vms55.cfm>. Acesso em: 01 abr. 2015.

ESTEVES, F. A. **Fundamentos de Limnologia**. 2ª Edição. Rio de Janeiro: Interciência, 1998.

FAN, .C. Spectral Analysis of Water Reflectance for Hyperspectral Remote Sensing of Water Quality in Estuarine Water. **Journal of Geoscience and Environment Protection**, v. 2, p. 19-27, 2014.

FENG, L. Influence of the Three Gorges Dam on total suspended matters in the Yangtze Estuary and its adjacent coastal waters: Observations from MODIS. **Remote Sensing of Environment**, v. 140, p. 779-788, 2014.

FERREIRA, R. M. P. 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, 128 p., 2014.

GALLIE, E.A.; MURTHA, P.A. Specific absorption and backscattering spectra for suspended minerals and chlorophyll *a* in Chilko Lake, British Columbia, **Remote Sensing of Environment**, v. 39, n. 2, p. 103-118, 1992.

GERACE, A.D. *et al.* Increased potential to monitor water quality in the near-shore environment with Landsat's next-generation satellite. **Journal of Applied Remote Sensing**, v. 7, p. 1-18, 2013.

GIARDINO, C. *et al.* Evaluation of Multi-Resolution Satellite Sensors for Assessing Water Quality and Bottom Depth of Lake Garda. **Sensors**, v. 14, n. 12, p. 24116-24131, 2014.

GITELSON, A. The Peak Near 700 nm on Radiance Spectra of Algae and Water: Relationships of its Magnitude and Position with Chlorophyll Concentration. **International Journal of Remote Sensing**, v. 13, n. 17, p. 3367 – 3373, 1992.

GITELSON, A., *et al.* Quantitative remote sensing methods for real-time monitoring of inland waters quality. **International Journal of Remote Sensing**, v. 14, p. 1269–1295, 1993.

GITELSON, A. A. *et al.* Remote estimation of chlorophyll concentration in productive waters: principals, algorithm development and validation. In: NWQMC National Monitoring Conference, 2000, Austin, USA. **Proceedings...** NWQMC, 2000. Disponível na internet:[http://www.nwqmc.org/2000proceeding/papers/pap\\_gitelson.pdf](http://www.nwqmc.org/2000proceeding/papers/pap_gitelson.pdf). Acesso em: 10 mai. 2015.

GOLTERMAN, H. L. *et al.* **Methods for physical and chemical analysis of fresh water**. Oxford: Blackwell Scientific, 214 p., 1978.

GONS, H.J. Optical teledetection of chlorophyll *a* in turbid inland waters. **Environmental Science and Technology**, v. 33, p. 1127–1132, 1999.

GOVERNO DO ESTADO DE SÃO PAULO. Secretaria de logística e transportes – Departamento Hidroviário. Edital de contratação de empresa de engenharia para execução de

dragagem de manutenção entre os km 72 e 89 da rota de navegação no rio Tietê do reservatório de Barra Bonita. Disponível em: <[http://www.imprensaoficial.com.br/PortalIO/ENegocios/MostraDetalhesLicitacao\\_14\\_3.aspx?IdLicitacao=861370#](http://www.imprensaoficial.com.br/PortalIO/ENegocios/MostraDetalhesLicitacao_14_3.aspx?IdLicitacao=861370#)> . Acesso em: 13 jul. 2014.

GORDON, H. *et al.* Semianalytic Radiance Model of Ocean Color. **Journal of Geophysical Research**, v. 93, p. 10909-10924, 1988.

HAKANSON, L. The relationship between salinity, suspended particulate matter and water clarity in aquatic systems. **Ecological Research**, v. 21, n. 1, p. 75-90, 2006.

HÄRMA, P. *et al.* Detection of water quality using simulated satellite data and semi-empirical algorithms in Finland. **The Science of the Total Environment**, v. 268, p. 107–121, 2001.

HELMS, J. R. *et al.* 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, 2008.

HUANG, C. *et al.* Assessment of NIR-red algorithms for observation of chlorophyll-a in highly turbid inland waters in China. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 93, p. 29-39, 2014.

IOCCG - INTERNATIONAL OCEAN-COLOUR COORDINATING GROUP. Remote sensing of ocean colour in coastal, and other optically-complex, waters. In: Sathyendranath, S.153 (Ed.). **Reports of the international ocean-colour coordinating group**. Dartmouth, Canada: IOCCG, 2000.

ISLAM, M. A. *et al.* Image calibration to like-values in mapping shallow water quality from multitemporal data. **Photogrammetric Engineering and remote sensing**, v. 69, n. 5, p. 567-575, 2003.

JENSEN, J. R. **Sensoriamento Remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres**. 2 ed. São José dos Campos: Parênteses, 2009, 672 p.

JOHNSON, R. A.; WICHERN, D. W. **Applied Multivariate Statistical Analysis**. Prentice Hall, 2007. 773p.

JORGENSEN, P.V. *et al.* CASI data utilized for mapping suspended matter concentrations in sediment plumes and verification of 2-D hydrodynamic modelling. **International Journal of Remote Sensing**, v. 21, n. 11, p. 2247-2258, 2000.

KALLIO, K., *et al.* Retrieval of water quality from airborne imaging spectrometry of various lake types in different seasons. **The Science of the Total Environment**, v. 268, p. 59–77, 2001.

KEITH, D. *et al.* Remote sensing of selected water-quality indicators with the hyperspectral imager for the coastal ocean (HICO) sensor. **International Journal of Remote Sensing**, v. 35, p. 2927-2962, 2014.

KIDDER, S. Q.; HAAR, T. H. V. **Satellite meteorology an introduction**. Academic Press, INC. 1995.

KIRK, J.T.O. **Light and photosynthesis in aquatic ecosystems**. 3<sup>rd</sup> Edition. Melbourne: Cambridge University Press, 2011. , 649 p.

KISHINO, M.; *et al.* Estimation of the spectral absorption coefficients of phytoplankton in the sea. **Bulletin of Marine Science**. v. 37, n. 2, p. 634-642, 1985.

KEMKER, C. Turbidity, Total Suspended Solids and Water Clarity.” Fundamentals of Environmental Measurements. **Fondriest Environmental, Inc.** 2014. Disponível em: <<http://www.fondriest.com/environmental-measurements/parameters/water-quality/turbidity-total-suspended-solids=water-clarity/>>. Acesso em: 31 mar. 2015.

KUTSER, T. *et al.* Mapping lake CDOM by satellite remote sensing. **Remote Sensing of Environment**, v. 94, 535-540, 2005.

KUTSER, T. *et al.* A sun glint correction method for hyperspectral imagery containing areas with non-negligible water leaving NIR signal. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, 2267-2274, 2009.

LATHROP JR., R. C., LILLESAND, T.M. Use of thematic mapper data to assess water quality in Green Bay and Central Lake Michigan. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 52, n. 5, p. 671-680, 1986.

LINQIN, Q. Remote Sensing Suspended Sediment Concentration in the Yellow River. **Doctoral Dissertation** (Doctor of Philosophy), University of Connecticut Graduate School, 125 p. 2014.

LOBO, F.L. *et al.* Time-series analysis of Landsat-MSS/TM/OLI images over Amazonian waters impacted by gold mining activities. **Remote Sensing of Environment**, v. 157, p. 170-184, 2015.

LODHI, M.A. *et al.* Estimation of Suspended Sediment Concentration in Water using Integrated Surface Reflectance. **Geocarto International**, v. 13, n. 2, 11-15, 1998.

MA, R.; J. DAI. Investigation of chlorophyll-a and total suspended matter concentrations using Landsat ETM and field spectral measurement in Taihu Lake, China. **International Journal of Remote Sensing**, v. 26, n. 1, p. 2779–2787, 2005.

MAFFIONE, R. A.; DANA, D. R. Instruments and methods for measuring the backward-scattering coefficient of ocean waters. **Applied Optics**, v. 36, n. 24, p. 6057-6067, 1997.

MAIA, J.L. *et al.* Uso de Geotecnologias para Análise Espacial da Qualidade da Água no Reservatório de Barra Bonita – SP. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 13, n. 2, p. 141-149, 2008.

MARKHAM, B. **Landsat 7 and Landsat 8 Spectral bands**. Disponível em: <<http://landsat.gsfc.nasa.gov/?p=3186>>. Acesso em: 28 nov. 2014.



MATTHEWS, M. W. A current review of empirical procedures of remote sensing in inland and near-coastal transitional waters. **International Journal of Remote Sensing**, v. 32, n. 21, p. 6855–6899, 2011.

MILLER, R. L.; MCKEE, B. A. Using MODIS Terra 250 m imagery to map concentrations of total suspended matter in coastal waters. **Remote Sensing of Environment**, v. 93, p. 259–266, 2004.

MOBLEY, C. D. Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements. **Applied Optics**, v. 38, n. 36, p. 7442-7455, 1999.

MOBLEY, C. D. Atmospheric Correction: Empirical Line Fits. In: **Ocean Optics web book**. 2015. Disponível em: <[http://www.oceanopticsbook.info/view/remote\\_sensing/level\\_2/atmospheric\\_correction\\_empirical\\_line\\_fits](http://www.oceanopticsbook.info/view/remote_sensing/level_2/atmospheric_correction_empirical_line_fits)>. Acesso em: 22 jun. 2015.

MOBLEY, C. D. Overview of Optical Oceanography. In: **Ocean Optics web book**. 2010. Disponível em: <[http://www.oceanopticsbook.info/view/overview\\_of\\_optical\\_oceanography/inherent\\_optical\\_properties](http://www.oceanopticsbook.info/view/overview_of_optical_oceanography/inherent_optical_properties)>. Acesso em: 14 nov. 2014.

MOBLEY, C. D. **Light and water**: radiative transfer in natural waters. San Diego: Academic Press, 1994.

MOBLEY C.D.; SUNDMAN, L.K. Hydrolight 4.1 Users' Guide. Bellevue, WA: **Sequoia Scientific**, 2000.

MODIS **Aqua Spectral Response Function**. Disponível em: <[http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/DOCS/RSR/HMODISA\\_RSRs.txt](http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/DOCS/RSR/HMODISA_RSRs.txt)>. Acesso em: 05 abr. 2015.

MOREIRA, M. C. A. Avaliação da influência da barragem de Barra Bonita – SP na morfodinâmica do rio Tietê e seus impactos à navegação. **Dissertação** (Mestrado em Engenharia Civil). Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil. Universidade Estadual de Campinas – Unicamp, Campinas. 99 p. 2012.

MOREL, A.; PRIEUR, L. Analysis of variations in ocean color. **Limnology and Oceanography**, v. 22, n. 4, p 709-722, 1977.

MUELLER, J. L. **In-water radiometric profile measurements and data analysis protocols**. In: FARGION, G. S., MUELLER, J. L., (Eds.), Ocean Optics Protocols for Satellite Ocean Color Sensor Validation, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, NASA Tech. Memo. v. 2, n. 1, 2000. p. 87–97.

NASA. National Aeronautics and Space Administration. Banding effect, 2013. Disponível em: <[http://landsat.usgs.gov/science\\_an\\_me.php](http://landsat.usgs.gov/science_an_me.php)>. Acesso em: 25 fev. 2015.

\_\_\_\_\_. Ocean Color web. CZCS - The coastal zone color scanner experiment, 2015. Disponível em: <<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/CZCS/>>. Acesso em: 20 fev. 2015.

\_\_\_\_\_. The Multispectral Scanner System. 2015b. Disponível em: <<http://landsat.gsfc.nasa.gov/?p=3227>>. Acesso em: 25 fev. 2015.

NASCIMENTO, R. F. F. Utilização de dados MERIS e *in situ* para a caracterização bio-óptica do reservatório de Itumbiara, GO. **Dissertação** (Mestrado em Sensoriamento Remoto), Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos, 91 p., 2010.

NOAA. (2014, August). Harmful Algal Blooms. In **National Ocean Service**. 2014. Disponível em: <<http://oceanservice.noaa.gov/hazards/hab/>>. Acesso em: 24 mai. 2015.

NOVO, E. M. L. M. **Sensoriamento remoto: princípios e aplicações**. 3 ed. São Paulo: Blucher, 2008.

NOVO, E.M. *et al.* The effect of viewing geometry and wavelength on the relationship between reflectance and suspended sediment concentration. **International Journal of Remote Sensing**, v. 10, p. 1357-1372, 1989.

OGASHAWARA, I. Re-parameterization of a quasi analytical algorithm and phycocyanin estimation in a tropical reservoir. **Dissertação** (Mestrado em Sensoriamento Remoto), Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos, 123 p., 2014.

OGASHAWARA, I. *et al.* Interactive Correlation Environment (ICE) – A Statistical Web tool for Data Collinearity Analysis. **Remote Sensing**, v. 6, p. 3059-3074, 2014.

OHDE, T.; SIEGEL, H. Derivation of immersion factors for the hyperspectral TriOS radiance sensor. **Journal of optics A: pure and applied optics**, v. 5, n. 3, p. L12, 2003.

OISHI, T. Significant relationship between the backward scattering coefficient of sea water and the scatterance at 120°. **Applied Optics**, v. 29, n. 31, 1990.

ONDERKA, M.; PEKAROVÁ, P. Retrieval of suspended particulate matter concentrations in the Danube River from Landsat ETM data. **Science of the Total Environment**, v. 397, p. 238–243, 2008.

OREK, H. *et al.* A bio-optical model for remote sensing of Lena water. **Biogeosciences**, v. 10, p. 4887-4925, 2013.

PAHLEVAN, N. *et al.* Evaluating radiometric sensitivity of Landsat 8 over coastal/inland waters. In: **Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2014 IEEE International**. IEEE, 2014. p. 1393-1396.

PAHVELAN, N. What new algorithms will be required? In: **International Ocean Colour Science (IOCS) 2015, II, 2015, San Francisco – California**. Disponível em: <<http://iocs.ioccg.org/2015/files/WED-1110-BO6-Pahlevan-HIRESAlgorithms.pdf>> Acesso em: 02 jul 2015

PALMER, S. *et al.* Remote sensing of inland waters: Challenges, progress and future directions. **Remote Sensing of Environment**, v. 175, p. 1-8, 2015.

PELLOQUIN, C.; NIEKE J. Sentinel-3 OLCI and SLSTR simulated spectral response functions. **Nota técnica**, 2012. Disponível em: <https://earth.esa.int/pi/esa?id=3622&sideExpandedNavigationBoxId=Aos&cmd=image&topSelectedNavigationNodeId=AOS&targetIFramePage=%2Fweb%2Fguest%2Fpi-community%2Fapply-for-ata%2Fao-s&ts=1418797187178&type=file&colorTheme=03&sideNavigationType=AO&table=aotarget>. Acesso em: 07 abr. 2015.

PETESSE, M.L.; PETRETE Jr., M. Tendency towards homogenization in fish assemblages in the cascade reservoir system of the Tietê river basin, Brazil. **Ecological Engineering**, v. 48, p. 109-116, 2012.

PETESSE, M.L. Caracterização da Ictiofauna da Represa de Barra Bonita (SP) e adaptação do índice de integridade biótica (IIB). 2006. **Tese** (Doutorado em Ciências Biológicas) – Programa de Pós-Graduação em Ciências Biológicas. Instituto de Biociências – Universidade Estadual Paulista “Julio Mesquita de Filho”, Rio Claro, 256 p., 2006.

PETUS, *et al.* Estimating turbidity and total suspended matter in the Adour River Plume (South of Bay of Biscay) using MODIS 250-m imagery. **Continental Shelf Research**, v. 30, p. 379-392, 2010.

PRADO, R. B. Análise espacial e temporal das alterações na qualidade da água do reservatório de Barra Bonita (SP) em função da dinâmica do uso da terra. 172 p. **Tese** (Doutorado) - Ciências da Engenharia Ambiental, Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos. 2004.

PRADO, R. B.; NOVO, E. M. L. M. Modeling pollution potential input from the drainage basin into Barra Bonita reservoir, São Paulo. **Brazilian Journal of Biology**, v. 75, n. 2, p. 314-323, 2015.

PRIEUR, L.; SATHYENDRANATH, S. An optical classification of coastal and oceanic waters based on the specific spectral absorption curves of phytoplankton pigments, dissolved organic matter, and other particulate materials. **Limnology and Oceanography**, v. 26, n. 4, p. 671-689, 1981.

POPE, R. M.; FRY, E. S. Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements. **Applied optics**, v. 36, n. 33, p. 8710-8723, 1997.

TriOS OPTICAL SENSORS (TRIOS) – **RAMSES**: hyperspectral radiance and irradiance sensors for the UV, VIS or UV/VIS range. 2010. Disponível em: <[http://www.trios.de/downloads/Brochures%20-%20English/RAMSES\\_en.pdf](http://www.trios.de/downloads/Brochures%20-%20English/RAMSES_en.pdf)>. Acesso: 02 mar. 2015.

RITCHIE, J.C. *et al.* The relationship of MSS and TM digital data with suspended sediments, chlorophyll, and temperature in Moon Lake, Mississippi. **Remote Sensing of Environment**, v. 33, p. 137-148, 1990.

ROESLER, C. S.; PERRY, M. J.; CARDER, K. L. Modeling *in situ* phytoplankton absorption from total absorption spectra in productive inland marine waters. **Limnology and Oceanography**, v. 34, n. 8, p. 1510-1523, 1989.

ROESLER, C.S. 2013. Absorption by Oceanic Constituents. In: **Ocean Optics Web Book**. Disponível em: <[http://www.oceanopticsbook.info/view/absorption/absorption\\_by\\_oceanic\\_constituents](http://www.oceanopticsbook.info/view/absorption/absorption_by_oceanic_constituents)>. Acesso em: 25 mai. 2015.

ROUSE, L. J.; COLEMAN, J. M. Circulation observations in the Louisiana Bight using LANDSAT Imagery. **Remote Sensing of Environment**, v. 5, p. 55–66, 1976.

ROY, D.P. *et al.* Landsat-8: Science and product vision for terrestrial global change research. **Remote Sensing of Environment**, v. 145, p. 154–172, 2014.

ROCHIO, L.; BARSÍ, J. Evolutionary advances, 2015. Disponível em: <<http://landsat.gsfc.nasa.gov/?p=3186>>. Acesso em: 22 jun. 2015.

RUDORFF, C. M. Estudo da composição das águas da planície amazônica por meio de dados de reflectância do sensor hyperion/EO-1 e de espectrômetro de campo visando a compreensão da variação temporal dos seus constituintes opticamente ativos. 140 p. **Dissertação** (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2006.

RUNDQUIST, D.C. *et al.* Remote Measurement of Algal Chlorophyll in Surface Waters: The Case for the First Derivative of Reflectance Near 690 nm. **Photogrammetry Engineering and Remote Sensing**. v. 62, n. 2, p. 192 –200, 1996.

SILVA, A.E.P. *et al.* Influência da precipitação na qualidade da água do Rio Purus. **Acta Amazônica**, v. 38, n. 4, 9.733-742, 2008.

SMITH, R.C.; BAKER, K.S. The bio-optical state of ocean waters and remote sensing. **Limnology and Oceanography**, v. 23, n. 2, p. 247-259, 1978.

SMITH, W.S. *et al.* O. Environmental gradient in reservoirs of the medium and low Tietê River: limnological differences through the habitat sequence. **Acta Limnologica Brasiliensia**, v. 26, p.73-88, 2014.

SMITH, G.M., MILTON, E.J. 1999. "The use of empirical line method to calibrate remotely sensed data to reflectance". **International Journal of Remote Sensing** , v. 20, n.13, p. 2653-2662.

STEIN, A. *et al.* **Spatial Statistics for remote sensing**. Kluwer academic publishers. Londres. 2 ed., 2002, 284 p.

SULLIVAN, J. M. *et al.* The hyperspectral temperature and salt dependencies of absorption by water and heavy water in the 400 - 750 nm spectral range. **Applied Optics**, v. 45, p. 5294-5309, 2006.

SVÁB, E., *et al.* Characterizing the spectral reflectance of algae in lake waters with high suspended sediment concentrations. **International Journal of Remote Sensing**, v. 26, p. 919–928, 2005.

TARRANT, P. E., *et al.* Assessing the potential of Medium-Resolution Imaging Spectrometer (MERIS) and Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data for monitoring total suspended matter in small and intermediate sized lakes and reservoirs. **Water resources research**, v. 46, p. 9532-9539, 2010.

TASSAN, S.; FERRARI, G. M. An alternative approach to absorption measurements of aquatic particles retained on filters. **Limnology and Oceanography**, v. 40, n. 8, p. 1358-1368, 1995.

TASSAN, S.; FERRARI, G. M. Measurement of light absorption by aquatic particles retained on filters: determination of the optical path length amplification by the ‘transmittance-reflectance’ method. **Journal of Plankton Research**, v. 20, n. 9, p. 1699-1709, 1998.

TASSAN, S.; FERRARI, G. M. A sensitivity analysis of the ‘Transmittance–Reflectance’ method for measuring light absorption by aquatic particles. **Journal of Plankton Research**, v. 24, n. 8, p. 757-774, 2002.

TUNDISI, J. G.; MATSUMURA-TUNDISI, T. Plankton richness in a eutrophic reservoir (Barra Bonita Reservoir, SP, Brazil). **Hydrobiologia**, n. 542, p. 367–378, 2005.

TUNDISI, J.G. *et al.* The ecological dynamics of Barra Bonita (Tietê river, SP, Brazil) reservoir: implications for its biodiversity. **Brazilian Journal of Biology**, v. 68, n. 4, p. 1079-1098, 2008.

TYLER *et al.* Remote sensing of the water quality of shallow lakes: A mixture modelling approach to quantifying phytoplankton in water characterized by high-suspended sediment. **International Journal of Remote Sensing**, v. 27, p. 1521-1537, 2006.

VANHELLEMONT, Q., RUDDICK, K., 2015. Advantages of high quality SWIR bands for ocean colour processing: examples from Landsat-8. **Remote Sensing of Environment**, v. 161, p. 89–106, 2015.

VERMOTE, E. F. *et al.* Atmospheric correction of visible and middle-infrared EOS-MODIS data over land surfaces: Background, operational algorithm and validation. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, p. 17131-17141.

VOLPE, V. *et al.* Remote sensing retrieval of suspended sediment concentration in shallow waters. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, p. 44–54, 2011.

Washington State Department of Ecology. (1991). Chapter 4 – From the Field to the Lab: Measuring Total Suspended Solids and Turbidity in Lakes and Streams. In **A Citizen’s Guide to Understanding and Monitoring Lakes and Streams**. Disponível em: <<http://www.ecy.wa.gov/programs/wq/plants/management/joysmanual/4SST.html>>. Acesso em: 03 mar. 2015.

WANG, J-J. *et al.* Remote sensing of suspended sediment concentrations of large rivers using multi-temporal MODIS images: an example in the Middle and Lower Yangtze River, China. **International Journal of Remote Sensing**, v. 31, n. 4, p. 1003-1111, 2010.

WANG, F. *et al.* Applications of Landsat- 5 TM imagery in assessing and mapping water quality in Reelfoot Lake, Tennessee. **International Journal of Remote Sensing**, v. 27, p. 5269–5283, 2006.

WU, G. *et al.* Developing MODIS-based retrieval models of suspended particulate matter concentration in Dogting Lake, China. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v.32, p.46-53, 2014.

USGS. United States Geological Service. **Provisional Landsat 8 surface reflectances product**. 2015. Disponível em: <[http://landsat.usgs.gov/documents/provisional\\_l8sr\\_product\\_guide.pdf](http://landsat.usgs.gov/documents/provisional_l8sr_product_guide.pdf)>. Acesso em 19 mai. 2015.

\_\_\_\_\_. United States Geological Service. **Landsat Processing Details**. 2015 b. Disponível em: <[http://landsat.usgs.gov/Landsat\\_Processing\\_Details.php](http://landsat.usgs.gov/Landsat_Processing_Details.php)>. Acesso em 19 jan. 2015.

\_\_\_\_\_. United States Geological Service. Landsat. **Frequently asked questions about the Landsat Missions**. 2014. Disponível em: <[http://landsat.usgs.gov/band\\_designations\\_landsat\\_satellites.php](http://landsat.usgs.gov/band_designations_landsat_satellites.php)>. Acesso em 20 mar. 2015.

ZHANG, Y. L. *et al.* Bio-optical properties and estimation of the optically active substances in Lake Tianmuhu in summer. **International Journal of Remote Sensing**, v. 30, n. 11, p. 2837-2857, 2009.