



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
CAMPUS DE PRESIDENTE PRUDENTE

STELA ROSA AMARAL GONÇALVES

**Análise espaço-temporal de carbono orgânico dissolvido colorido
no reservatório de Barra Bonita/SP.**

Presidente Prudente - SP

2016

STELA ROSA AMARAL GONÇALVES

**Análise espaço-temporal de carbono orgânico dissolvido colorido
no reservatório de Barra Bonita/SP.**



**Dissertação apresentada ao
Programa de Pós-Graduação em Ciências
Cartográficas da FCT/UNESP - Campus de
Presidente Prudente, como parte dos
requisitos parciais para obtenção do título de
Mestra em Ciências Cartográficas, orientada
pelo Prof. Dr. Nilton Nobuhiro Imai.**

Presidente Prudente - SP

2016

FICHA CATALOGRÁFICA

G629a Gonçalves, Stela Rosa Amaral.
Análise espaço-temporal de carbono orgânico dissolvido colorido no reservatório de Barra Bonita/SP / Stela Rosa Amaral Gonçalves. - Presidente Prudente : [s.n], 2016
89 f.

Orientador: Nilton Nobuhiro Imai
Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências e Tecnologia
Inclui bibliografia

1. Modelo bio-óptico. 2. Dados hiperespectrais. 3. Carbono orgânico dissolvido colorido. I. Imai, Nilton Nobuhiro. II. Universidade Estadual Paulista. Faculdade de Ciências e Tecnologia. III. Título.

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. NILTON NOBUHIRO IMAI
(ORIENTADOR)



Prof. Dr. WATERLOO PEREIRA FILHO
(UFSM)



Prof. Dr. LUIZ HENRIQUE DA SILVA ROTA
(UNESP/FCT)

CANDIDATA



STELA ROSA AMARAL GONÇALVES

Presidente Prudente (SP), 08 de julho de 2016.

Resultado: **APROVADA.**

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus e a Santo Antônio por me proporcionarem calma e coragem para vencer todos os desafios no decorrer do mestrado. A minha família principalmente a minha mãe meu pai e meu esposo por toda paciência e todo o apoio.

Aos meus amigos do PPGCC que foram a minha segunda família em especial os que são da minha turma de ingresso no programa pela ajuda com as disciplinas e trabalhos. E também ao Prof. Dr. Luiz e ao Prof. Dr. Waterloo por aceitar participar da minha banca e todas as contribuições. A Fernanda por me orientar em muitas decisões e dúvidas que surgiram. Uma gratidão eterna tenho pela minha amiga Nariane e meu amigo Bruno que não me deixaram nem mesmo entristecer e sempre estavam prontos para me ajudar. Sentirei muita saudade de todos vocês.

A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Ciências Cartográficas em especial, meu orientador Prof. Dr. Nilton. Ao Departamento de Cartografia e a Secção de Pós-Graduação que sempre, de maneira cordial, estiveram presentes e contribuíram para minha formação acadêmica.

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

Informações quantitativas e qualitativas de sistemas aquáticos podem ser obtidas por meio de dados de sensoriamento remoto. Nesses sistemas, a porção fotoativa do carbono orgânico dissolvido (COD), pode apresentar correlação com o Carbono Orgânico Dissolvido Colorido (CDOM) que é responsável pela alteração da cor da água e consequentemente pode alterar processos de fotossíntese e fotodegradação. Sendo assim o presente trabalho teve como objetivo avaliar a variabilidade espacial das concentrações de CDOM de uma série temporal, de imagens do sensor *Operational Land Imager* OLI a bordo do satélite Landsat 8, ao longo de um ano no reservatório de Barra Bonita/SP, sendo este o primeiro de uma série de reservatórios em cascata do Rio Tietê, no estado de São Paulo. Foram encontradas correlações entre a concentração laboratorial do COD e o CDOM para o campo de maio o que motivou a modelagem. Foram ajustados modelos inversos, de banda simples e de razão de bandas, para predição de CDOM com dados de dois trabalhos de campo realizados no ano de 2014, sendo o primeiro no mês de maio e o segundo no mês de outubro. Além disso, foram testados modelos encontrados na literatura, também com os dados levantados em campo, para estimativa de CDOM. Os resultados obtidos mostraram que, para os modelos bio-ópticos, de banda simples e razão de bandas, não há diferenças estatística. O melhor modelo foi selecionado baseado em análise de erro, depois da aplicação dos modelos na imagem OLI coincidente com o trabalho de campo. Uma série de imagens do sensor OLI no período de um ano foi adotada tendo em vista da disponibilidade dos dados gratuitos e resolução radiométrica de 12 bits. A série temporal de imagens do sensor OLI, após ser processada para minimizar os efeitos atmosféricos, permitiu mostrar a dinâmica de CDOM no reservatório em conjunto com dados de precipitação e temperatura do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Foi possível observar que o reservatório apresenta uma tendência de valores maiores de CDOM após aportes de nutrientes causados por eventos de precipitação. A temperatura apesar de influenciar na velocidade da reação de degradação não foi o fator principal para a variação da concentração de CDOM. O ajuste e avaliação de modelos foi essencial para escolha do modelo mais adequado a realidade local e sazonal do escopo do trabalho. Além disso o modelo aplicado pode contribuir para o cálculo do balanço de carbono, como também em outros estudos que necessitem dessa informação.

Palavras chaves: Modelos bio-ópticos, dados hiperespectrais, carbono orgânico dissolvido colorido.

ABSTRACT

Quantitative and qualitative information about aquatic systems can be obtained by using the Remote Sensing techniques. In these aquatic systems, the photoactive portion of Dissolved Organic Carbon (DOC) can be correlated with the Colored Dissolved Organic Matter (CDOM), responsible for the water color alteration and can modify the photosynthesis and photodegradation process. In this sense, this project aimed to evaluate the spatial variability of CDOM concentrations in a one-year temporal analysis from images acquired by the Operational Land Imager OLI sensor onboard the satellite Landsat 8. The study site is the reservoir located in Barra Bonita, State of São Paulo, which is the first in a series of cascading reservoirs from Tietê River in State of São Paulo. The results showed correlations between the COD and CDOM concentrations for the data acquired in May 2014, motivating the CDOM modeling. Inverse models were adjusted, by using simple spectral band and band ratio, for CDOM prediction using data acquired from two field works carried out in 2014, the first in May and the second in October. Moreover, the models found in related literature were tested, also with the data collected in field, for the CDOM estimative. The obtained results showed that for the bio-optical models, from simple spectral band and band ratio, there is no statistic differences. The model who best fitted to the CDOM estimation was selected based on error analysis after their application in OLI images, which coincided with the field work. One year OLI images were used considering their availability, without fees, and their radiometric resolution of 12 bits. This temporal series, after being processed to attenuate the atmospheric effects, allowed showing the CDOM dynamics in the Barra Bonita reservoir combined with temperature and precipitation data from the Instituto Nacional de Metereologia (INMET). It was possible observe that the reservoir shows a bias of higher values of CDOM after nutrients intakes caused by precipitation. The temperature, despite of its influence on degradation reaction velocity, was not the principal factor for the CDOM concentration variation. Finally, the adjustment and models validation was essential for the correct choice of the model which better represents the local and season reality. In addition, the applied model can contribute for the carbon balance calculation, as well for other researches, which use this information.

Palavras chaves: Bio-optical model, Hyperspectral data, Colored Dissolved Organic Matter.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - (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).	10
Figura 2 - Variação da precipitação mensal dos anos de 2009 até 2015.	12
Figura 3 - Geometria utilizada para definir as propriedades ópticas inerentes.	18
Figura 4 - Geometria de aquisição das medidas radiométricas na água.	20
Figura 5 - Representação da energia em ambientes aquáticos registrada por sensores aéreo/orbitais.	22
Figura 6 - Comportamento dos coeficientes de absorção dos COAs ao longo do intervalo espectral de 400nm a 700nm.	23
Figura 7 - Espectro de absorção da água pura.	24
Figura 8 - Comportamento dos coeficientes de absorção em corpos d'água Australianos.	25
Figura 9 - Espectro de absorção específica dos principais pigmentos em fitoplânctons.	26
Figura 10 - Esquema metodológico sintetizado.	31
Figura 11 - Localização dos pontos amostrais. Imagem (sensor OLI - RGB-657) do dia 31 de outubro de 2014.	32
Figura 12 - Geometria de visada conforme Mobley(1999).	33
Figura 13 - (a) Ângulo zenital solar (θ_0) e; (b) Ângulo zenital do sensor ($\theta = 45^\circ$), com ângulos azimutais (φ) retos ao plano de incidência solar.	34
Figura 14 - Pontos amostrais de calibração (amarelo) e validação (vermelho) para coleta de maio (imagem da esquerda) e coleta de outubro de 2014(imagem da direita).	37
Figura 15 - Variação dos valores de precipitação mensal nos anos de 2009 até 2015 com ênfase para os anos de 2013 à 2015.	40
Figura 16 - Curvas de Reflectâncias para o campo do mês de maio.	47
Figura 17 - Curvas de Reflectâncias para o campo do mês de outubro.	48
Figura 18 - Simulação de bandas para o mês de maio.	48
Figura 19 - Simulação de bandas para o mês de outubro.	49
Figura 20 - Curvas de Rsr médias e aCDOM médios (maio e outubro).	49
Figura 21 - Composição dos coeficientes de inclinação (S) com os pontos amostrais nas duas campanhas de campo (maio e outubro).	50
Figura 22 - Curvas de reflectância do ponto 8, ponto 7 e reflectância média referente ao campo de outubro.	51

Figura 23 - Comportamento do coeficiente de inclinação (S) e coeficiente de absorção(2,440).	52
Figura 24 - Relações entre S e aCDOM para os campos de maio e outubro.	54
Figura 25 - Composição das correlações entre as concentrações e aCDOM por comprimento de onda(nm) - Coleta de maio.	55
Figura 26 - Composição das correlações entre as concentrações e aCDOM por comprimento de onda (λ nm) - Coleta de outubro.....	56
Figura 27 - Curva de correlações entre os valores de Rsr e o coeficiente aCDOM por comprimento de onda - maio	57
Figura 28 - Modelo obtido por Regressão linear entre o coeficiente aCDOM e o valor de Rsr (447 nm).	57
Figura 29 - Curva de correlações entre os valores de Rsr e o coeficiente aCDOM por comprimento de onda - outubro.....	58
Figura 30 - Modelo obtido por Regressão linear entre os valores de coeficiente CDOM e o valor de Rsr(437 nm).	58
Figura 31 - Correlograma 2D de dados hiperespectrais para estimativa de aCDOM. Destaque para os comprimentos de onda 655 nm, 657 nm e 587 nm.	60
Figura 32 - Valores de Rsr estimadas dos dados de campo e obtidas através da imagem OLI/L8, do ponto 2 e ponto 10, do mês de outubro.	63
Figura 33 - Distribuição espacial da concentração de aCDOM estimados em 13/10/2014 a partir a) dos modelos de Del Castilho 2008 e da b) razão de bandas (B3/B4).....	63
Figura 34 - Variação dos valores de aCDOM espectral da amostra observada.	64
Figura 35 - Classificação Köppen-Geiger de climas mundial.....	65
Figura 36 - Precipitação do mês de outubro com destaque para o dia (13/10) do imageamento OLI/L8 em vermelho.	66
Figura 37 - Precipitação diária de outubro e absorção do CDOM para 29/10/2014.	67
Figura 38 - Precipitação diária de dezembro e absorção do CDOM para 16/12/2014.....	69
Figura 39 - Precipitação diária de fevereiro e absorção do CDOM para 02/02/2015.	69
Figura 40 - Precipitação diária de maio e absorção do CDOM para 09/05/2015.....	71
Figura 41 - Precipitação diária de junho e absorção do CDOM para 26/06/2015.	71
Figura 42- Precipitação diária de julho e absorção do CDOM para 28/07/2015.	71
Figura 43 - Precipitação diária de agosto e absorção do CDOM para 29/08/2015.	72

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Esquema de escolha dos dados de calibração e validação dos modelos.	38
Tabela 2 - Modelos encontrados na literatura de CDOM.....	39
Tabela 3 - Estatística descritiva dos dados limnológicos da coleta de maio de 2014.	43
Tabela 4 - Estatística descritiva dos dados limnológicos da coleta de outubro de 2014.....	43
Tabela 5 - Resultado das análises laboratoriais, média, máximo, mínimo, desvio padrão e coeficiente de variação das concentrações de COD, CID e CTD.	45
Tabela 6 - Valores de média, máximo, mínimo, desvio padrão e coeficiente de variação das concentrações laboratoriais de COD, CID e CTD desconsiderando o ponto 20.....	47
Tabela 7 - Correlações entre as concentrações laboratoriais de CTD, CID e COD com coeficientes S e aCDOM.	53
Tabela 8 - RMSE(%) e Range de concentração de aCDOM(m ⁻¹) dos modelos da literatura.	59
Tabela 9 - Modelos das razões de banda e valores de R ² , RMSE(%) e p-valor.....	61
Tabela 10 - Resultado do teste T-Pareado para os modelos com menores erros(RMSE).....	62
Tabela 11 - Precipitação acumulada em 2,5 e 7 dias antecedentes a data de imageamento.....	67

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Bandas espectrais do sensor OLI (Fonte: USGS, 2015).....	44
---	----

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	6
1.1	Objetivos	9
1.1.1	Objetivo Geral	9
1.1.2	Objetivos Específicos	9
2	ÁREA DE ESTUDO.....	10
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	13
3.1	Reservatórios e os ecossistemas aquáticos.....	13
3.2	Carbono Orgânico Dissolvido e Carbono Orgânico Dissolvido Colorido	14
3.3	Carbono Inorgânico Dissolvido (CID)	16
3.4	Sensoriamento Remoto de águas interiores.....	17
3.4.1	Propriedades ópticas	17
3.4.2	Componentes opticamente ativos	22
3.4.3	Estimativa de CDOM por modelos e imagens orbitais.	27
3.5	Correção atmosférica.....	29
4	MATERIAL E MÉTODO.....	31
4.1	Coleta e processamento de dados radiométricos	31
4.2	Coleta e processamento dos dados limnológicos	34
4.3	Coleta e cálculo do coeficiente de absorção do CDOM em 440nm e coeficiente de decaimento (S).	35
4.4	Modelagem.....	36
4.5	Aquisição de imagens e análise temporal.....	40
4.6	Simulação espectral	41
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	43
5.1	Caracterização limnológica	43
5.2	Reflectância de Sensoriamento Remoto e Reamostragem Espectral	47
5.3	Comportamento dos Coeficientes de inclinação (S) e Coeficiente de absorção (aCDOM (440)) e as concentrações laboratoriais.....	50
5.4	Modelos inversos com dados de sensoriamento remoto	55
5.1	Resultados da aplicação dos modelos inversos encontrados na literatura.....	59
5.2	Resultado dos modelos com razão de bandas	60
5.3	Avaliação dos modelos.....	61

5.4	Estimativa de aCDOM para dados do sensor OLI.	62
5.5	Dinâmica de aCDOM no Reservatório de Barra Bonita/SP.....	66
6	CONCLUSÕES	74
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	76

1 INTRODUÇÃO

O crescimento industrial e socioeconômico são alguns dos fatores que levaram ao aumento da demanda por energia no país e consequentemente a elevação do número de represamentos dos rios, segundo Esteves (1998) foi em 1901 que se iniciou no Brasil a construção de grandes represas como a de Edgar de Souza no rio Tietê.

Mesmo que um reservatório seja construído com objetivo de gerar energia, esse intuito nunca será único, haja vista que a água represada gera inúmeros benefícios as atividades humanas como, por exemplo, ser fonte de água potável e para sistema de abastecimento. O reservatório de Barra Bonita, localizado no médio curso do rio Tietê no estado de São Paulo, foi construído com objetivo de gerar energia, entretanto, segundo Tundisi e Tundisi (2008) também é explorado para fins de produção de peixe, recreação, turismo, navegação e irrigação.

São inúmeros os impactos sofridos por um corpo d'água represado artificialmente por ação antrópica desde a fase de construção. Straskraba e Tundisi (2013) listaram várias fontes impactantes do reservatório de Barra Bonita, dentre elas tem-se: entrada de nitrogênio e fósforo por meio de fontes difusas e pontuais; entrada de sólidos, devido ao predomínio de atividades agrícolas ao redor do reservatório, pela percolação de água da chuva; navegação; e desflorestamento da bacia hidrográfica. A entrada de nutrientes em Barra Bonita se dá, segundo Straskraba e Tundisi (2013), principalmente por atividades agrícolas, criação de gado e por focos pontuais de descarga de esgoto.

Esses impactos se refletem na qualidade da água visto que a presença do reservatório provoca a redução da capacidade de autodepuração do curso d'água, o aumento da retenção de sedimentos e nutrientes e a alteração das características físicas, químicas e biológicas do sistema (PRADO; MORAES, 2007).

São vários os nutrientes presentes numa represa. O carbono é um macronutriente e se apresenta em quantidade significativa na água, sendo composto segundo Esteves (1998) por uma parte inorgânica denominada Carbono Inorgânico Dissolvido (CID) e por uma parte orgânica, Carbono Orgânico Dissolvido (COD) e suas principais fontes são a decomposição de plantas e decomposição de animais. A degradação da matéria orgânica consiste na redução de compostos de elevado peso molecular a compostos de baixo peso molecular através de mecanismos enzimáticos, até a última transformação de cada substrato orgânico em compostos inorgânicos (MUNIZ, 1998).

A fração orgânica que é fotoativa do COD é chamada, segundo Rudorff (2006), de Carbono Orgânico Dissolvido Colorido (CDOM), *gelbstoff*, matéria húmica ou matéria amarela. Sendo assim a absorção da luz causada pelo CDOM, que pode ser medida em termos do seu coeficiente de absorção (aCDOM), causa alteração da cor de sistemas aquáticos e por isso o CDOM pode ser considerado um componente opticamente ativo (COA).

O Sensoriamento Remoto constitui fonte adequada para estimar variáveis limnológicas, como concentração de componentes opticamente ativos (COAs), e analisar sua variação temporal e espacial (AMMENBERG et al., 2002). As informações obtidas a partir de imagens de satélite ou sensores aerotransportados estão limitadas às camadas superficiais do ambiente aquático e sujeitas às condições meteorológicas do momento de aquisição (DEKKER, 1993; MOBLEY, 1994).

A análise dos espectros de radiação eletromagnética emergentes da água nos permite não apenas saber quais componentes estão presentes na água, mas também sua concentração (AUGUSTO, 2013). As regiões do espectro que apresentam maiores respostas, de absorção pelo CDOM, são próximas ao azul dificultando seu estudo, pois é nesta região onde existe maior influência dos constituintes atmosféricos, ou seja, boa parte do sinal registrado pelos sensores remotos são decorrentes dos efeitos atmosféricos e não propriamente do alvo.

É possível Segundo Campbell et al. (2011) monitorar os parâmetros de qualidade da água, como por exemplo, a concentração de CDOM, via sensoriamento remoto a fim de entender a distribuição espacial dos fatores ecológicos de um ecossistema aquático. Mensurar a concentração de CDOM permite realizar uma predição de concentração de COD por meio de imagens de sensoriamento remoto. Muitos trabalhos indicaram correlação positiva significativa entre a absorção por CDOM e a concentração de COD em rios e lagos. Zhu et al. (2014) relata que estimar a concentração de COD por meio do CDOM pode ser confiável.

Entretanto, as relações entre aCDOM e COD podem variar bastante de acordo com a localização geográfica e a estação do ano (FERRARI et al., 1996; NELSON et al., 1998). Brezonik, P.L. et al. (2015), destacam a dificuldade de obter informação relacionada ao CDOM visto que possui características específicas como, por exemplo, absorver a radiação ao invés de espalhar como outros tipos de compostos fotoativos. Ferreira (2014) não encontrou correlação, entre COD e CDOM, durante campanha de campo realizada de 17 a 22 de junho de 2013 no reservatório de Três Marias (MG).

Apesar da dificuldade de obter informações de CDOM o mapeamento da concentração do CDOM através de imagens de satélite se apresenta como uma interessante

ferramenta de apoio à caracterização bio-ótica dos sistemas aquáticos e para a determinação da qualidade da água (KUTSER et al., 2005), haja vista que o desequilíbrio desse composto compromete o ecossistema aquático.

Kutser et al. (2005) mostram ser possível o mapeamento do CDOM por meio do sensor ALI (*Advanced Land Imager*) de uma forma geral. Com tempo de revisita de 16 dias e resolução espacial de 30 m seu uso pode ser interessante para alguns estudos onde sua resolução espacial é compatível. Partindo do princípio que o sensor ALI foi um protótipo do OLI, utilizar imagens do OLI/L8 podem ser adequadas.

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 possibilitou o aumento do tempo de integração (e consequente aumento da razão sinal-ruído) (GERACE et al., 2013).

Desta forma estudos em corpos d'água que encontrem relações entre o CDOM e o COD devem facilitar o monitoramento da qualidade da d'água além de contribuir com informações para entender melhor a dinâmica do CDOM e consequentemente de COD, bem como sua influência ecossistêmica. Esses estudos podem ser realizados por meio do sensoriamento remoto mais especificadamente por modelagem inversa. Menken et al. (2005), Del Castilho e Miller (2008), Ficek et al. (2011), Ogashawara (2014), Ferreira (2014) dentre outros autores utilizaram a modelagem a fim de estimar o CDOM.

Na tentativa de modelar a concentração de aCDOM, Zhu et al. (2011) utilizaram quatro categorias de modelos para estimativa de aCDOM em água doce. Dentre as categorias foram avaliados modelos empíricos, semi-analíticos, otimização e matriz de inversão. Três modelos empíricos, dois semianalíticos, e um de matriz de inversão foram considerados satisfatórios por apresentarem RMSE global menor que 45%.

O CDOM tem importância indiscutível em ecossistemas aquáticos e modifica o sinal de Reflectância de Sensoriamento Remoto (Rsr), além de sua importância ecossistêmica química. Considera-se, portanto, que o conhecimento da influência da concentração do CDOM na Rsr de águas interiores seja de importância para avaliação da qualidade da água baseada em dados espectrais.

A dinâmica de variação espacial de COD no reservatório pode ser diferente. Segundo Esteves (1998) a região do reservatório pode influenciar na concentração de COD, haja vista que o fitoplâncton pode ser encontrado em maior quantidade na região litorânea e na sua fase de senescência ou vegetativa produzem COD e podem consequentemente influenciar

na concentração de CDOM. Essa dinâmica espacial pode ser estudada por meio das imagens OLI/L8 visto que, além da mudança da arquitetura do sensor, houve melhoria na quantização do sinal radiométrico (12 bits) o qual permitiu melhorar a aplicação dos dados OLI nos estudos de sistemas aquáticos (VANHELLEMONT e RUDDICK, 2015).

A variação na distribuição da concentração de nutrientes também pode variar sazonalmente, isso pode ser observado em vários estudos como, por exemplo, Thomaz et al. (1997) e Moraes (2001) afirmam que a precipitação pode ser fator importante devido ao aporte de nutrientes lixiviados para dentro do reservatório que causa o incremento da concentração de matéria orgânica. Contudo, pergunta-se como varia espaço-temporalmente a distribuição da concentração de CDOM no Reservatório da Usina Hidrelétrica de Barra Bonita e sua relação com possíveis variáveis climáticas.

Nesse sentido, procura-se estudar a variação temporal/sazonal da distribuição espacial do COD, adotando-se a absorção do CDOM como indicador da variação de concentração de COD nesse reservatório. Essa variação, ao longo de um ano, pode facilitar a análise das possíveis correlações entre o aCDOM e outras variáveis climáticas e do meio físico.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo Geral

Avaliar a variabilidade espacial das concentrações de CDOM de uma série temporal de imagens OLI/L8 ao longo de um ano e seus relacionamentos com as variações sazonais de temperatura e precipitação.

1.1.2 Objetivos Específicos

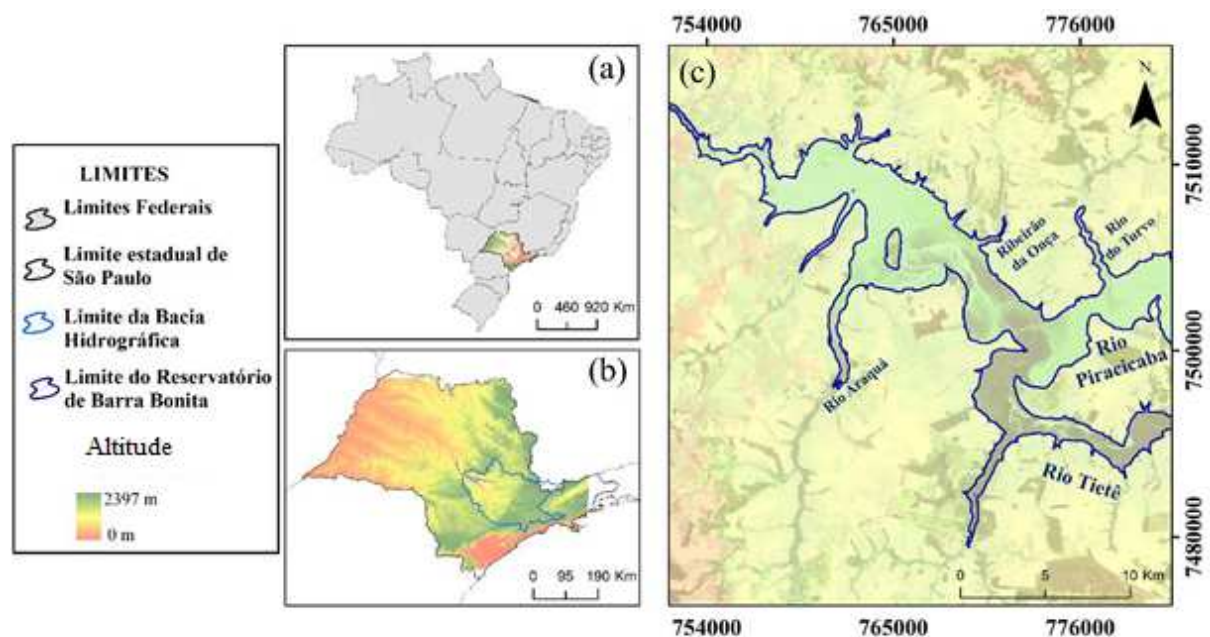
- Caracterizar a água do reservatório em termos das variáveis limnológicas e concentração de carbono
- Avaliar modelos inversos encontrados na literatura para estimativa de aCDOM
- Ajustar modelos bio-óticos para estimar as concentrações de aCDOM
- Analisar as variações das concentrações de aCDOM nas imagens OLI/L8 em relação aos fatores climáticos.

2 ÁREA DE ESTUDO.

A área de estudo (figura 1) foi o reservatório da usina hidroelétrica de Barra Bonita (latitude: 22°29'S, longitude: 48°34'W), localizado na bacia hidrográfica do Rio Tietê no estado de São Paulo. Possui maior área dentro da UGRHI 10 Tietê/Sorocaba e também uma parcela menor na UGRH 5 Piracicaba. Faz parte do médio curso do Rio Tietê entre os municípios de Barra Bonita e Igarçu do Tietê.

Segundo Straskraba e Tundisi (2013) o reservatório entrou em operação em 1963 tem volume de $3,6 \times 10^6 \text{ m}^3$. A barragem é feita de concreto com comprimento de 48 km e possui o vertedouro do tipo comporta com 4 turbinas. O tempo médio de retenção das águas é de 30 dias no verão e de 90 dias no inverno (TUNDISI; MATSUMURA-TUNDISI, 2008).

Figura 1 - (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).



Fonte: Adaptado de Bernardo (2015)

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). 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; MATSUMURA-TUNDISI, 2008).

De acordo com a classificação de Köppen, o clima na região pode ser considerado como CW` (clima mesotérmico, com inverno seco e verão quente). O clima da região é considerado de transição entre os climas tropical e subtropical e as estações anuais não são bem definidas (MAIA et al., 2008)

A qualidade da água se modifica muito após a mistura dos dois rios (Piracicaba e Tietê) dentro do reservatório. As diferenças na composição espectral são fruto das diferentes concentrações de matéria orgânica dissolvida e matéria particulada presente nos rios e no reservatório. Os nutrientes entram no reservatório por meio de fontes difusas como por exemplo atividades agrícolas de plantio de cana de açúcar e criação de gado e também por fontes pontuais dada pelas descargas de esgotos. (STRASKRABA; TUNDISI, 2013).

Segundo Prado e Novo (2015) a água poluída das suas sub - bacias faz com que o reservatório de Barra Bonita seja classificado como eutrófico durante a maior parte do ano. Em regiões onde o contingente populacional é maior, grande parte dos rios enfrenta problemas de qualidade da água e estes já não podem ser usados para abastecimento doméstico. Neste contexto está inserido o Estado de São Paulo e, portanto, a bacia de drenagem do reservatório de Barra Bonita (PRADO, 2004).

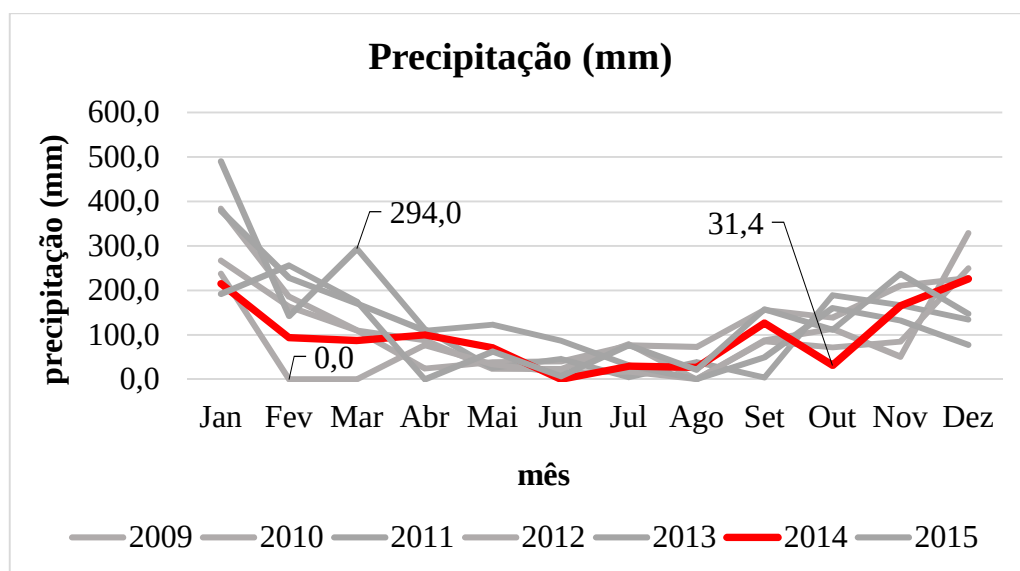
Os fatores impactantes são citados por Straskraba e Tundisi (2013) como por exemplo: a navegação, entrada de sólidos em suspensão, eutrofização, crescimento excessivo de macrófitas, explosão de cianofíceas dentre outros. O principal meio pelo qual os poluentes atingem um curso d'água, de maneira difusa, é o escoamento superficial (PRADO; MORAES, 2007).

Em geral o reservatório é mais utilizado para transporte e turismo e foi construído com o propósito de geração de energia elétrica. A mata ciliar do reservatório foi praticamente toda desflorestada o que compromete a qualidade da água.

Segundo dados de precipitação, do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) mostrado graficamente na figura 2 como uma série temporal de dados mensais de precipitação desde o ano de 2009 até 2015, o regime pluviométrico em geral é caracterizado por um declínio do mês de janeiro até junho no qual permanece em baixa (<100mm) até em agosto quando começa a aumentar a pluviosidade até o mês de dezembro. Destaque para a curva de precipitação do ano de 2014 referente ao ano que foram realizados os dois trabalhos de campo desse estudo, sendo o primeiro em maio e o segundo no mês de outubro. Algumas

exceções foram observadas, como por exemplo, a pluviosidade do mês de março para o ano de 2011 (294mm) e também no mês de outubro de 2014 (31,4mm).

Figura 2 - Variação da precipitação mensal dos anos de 2009 até 2015.



Fonte: INMET (2016)

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Reservatórios e os ecossistemas aquáticos.

Uma das formas de aproveitamento e usos múltiplos dos recursos hídricos é o energético. Nesse sentido há necessidade de construção de represas, entretanto o represamento traz como consequência uma série de alterações e impactos de caráter hidrológico principalmente na qualidade da água.

Segundo Straskraba e Tundisi (2013) ao construir um reservatório tem-se uma alteração de um ambiente lótico para um sistema lêntico - maior capacidade de acúmulo de materiais, grandes alterações nas condições de oxirredução da coluna d'água, entre outras alterações. Como consequência altera-se a comunidade biológica local.

Nesses reservatórios que vêm sendo construídos, seja para armazenamento de água, seja para produção de energia hidroelétrica, a qualidade da água já está comprometida desde o enchimento, ou seja, o nível de eutrofização é suficiente para suportar um significativo crescimento de macrófitas submersas, flutuantes e marginais. (PITELLI, 2006).

Nesse processo de criação do lago ocorre a inundação do solo marginal, o qual possui altas concentrações de nutrientes comparados às concentrações presentes no substrato submerso no leito do rio.

Todo corpo d'água tem condições de receber e depurar, através de mecanismos naturais, uma certa quantidade de matéria orgânica. No entanto, essa capacidade é limitada, dependendo das características do manancial e da qualidade de matéria orgânica introduzida. Quando ocorre a recuperação, diz que houve a autodepuração do corpo d'água (MOTA, 2003).

Dentre os nutrientes, alguns são fotoativos, ou seja, modificam o comportamento da luz seja por absorção ou espalhamento. Dentre as regiões de um lago existem compartimentos em que, devido suas características ambientais específicas, encontram-se também diferentes comunidades e consequentemente os compostos também variam.

Existem várias regiões ou compartimentos em um lago ou reservatório. Segundo Esteves (1998), a região litorânea é caracterizada espacialmente por apresentar contato direto com ecossistema terrestre adjacente e contém um grande nicho ecológico e assim possui grande quantidade de detritos que são fonte de energia para geração de biomassa.

Nesta região litorânea, pode-se então encontrar todos os níveis tróficos de um ecossistema: produtores, consumidores e decompositores e por isso esta região também é

conhecida como autônoma (ESTEVES, 1998). Em muitos ecossistemas a região litorânea é pouco desenvolvida ou ausente como pode ocorrer em algumas represas.

Limnética ou pelágica é a região onde há predomínio de plânctons e néctons dentre os mais conhecidos tem-se os fitoplânctons, e os invertebrados zooplânctons. Essa região com profundidade até cerca de 10m é encontrada em quase todos os ecossistemas aquáticos, porém a quantidade e variedade de comunidades e, por conseguinte de nutrientes, dependem muito de outros fatores ambientais como, por exemplo, a viscosidade da água.

Na interface água/ar há presença da tensão superficial da água, comunidades de bactérias, fungos e algas microscópicas bem como plantas superiores (macrófitas) e animais. A região profunda, por fim, é caracterizada pela presença de organismos fotoautotróficos devido à ausência da luz, ao contrário das outras regiões onde os organismos presentes são fotoheterotróficos que necessitam de luz para sobreviver e manter o ecossistema em que vivem.

3.2 Carbono Orgânico Dissolvido e Carbono Orgânico Dissolvido Colorido

O carbono orgânico total (COT), um dos compostos encontrados na coluna d'água, pode apresentar-se de diferentes formas. Segundo Esteves (1998) o COT pode ser subdividido em carbono orgânico detrital (CODetri) e carbono orgânico particulado da biota (COP-biota). O carbono orgânico detrital é, por sua vez, composto de duas frações: carbono orgânico dissolvido (COD) e carbono orgânico particulado detrital (COP-detrital).

A principal fonte de COD é a decomposição de plantas e animais ou a partir de produtos excretados desses organismos e englobam as cadeias de proteínas, lipídeos e compostos húmicos. Esses compostos húmicos são complexos e possuem estruturas heterogêneas.

Dentre os compostos húmicos encontram-se os ácidos húmicos, ácidos fúlvicos e a humina onde a maior parcela destes compostos são dos ácidos fúlvicos por serem solúveis em água. Assim são de extrema importância por serem encontrados em maior abundância e também por possuírem uma característica peculiar apresentando-se em coloração amarelada. Segundo Bukata (1995), existe uma relação inversa do COD com a reflectância (R_{sr}), ou seja, quanto maior é o valor de concentração de COD mais baixa é a reflectância.

Assim, o carbono orgânico dissolvido colorido, composto por substâncias químicas ativas na luz também chamados de CDOM, são caracterizados por possuírem alto

peso molecular e alta resistência a decomposição microbiana e, dessa forma, se acumulam no meio aquático, o que pode influenciar diretamente ou indiretamente na qualidade da água e níveis de produção.

O COD no ecossistema aquático doce é fonte de energia para bactérias e algas cianofíceas sendo, portanto de extrema importância para cadeia alimentar, atuando como agente de interferência na fotossíntese dos organismos, principalmente por meio de mudanças quantitativas e qualitativas da radiação da coluna d'água. Conforme Esteves (1998), essa forma de carbono é um precipitador de nutrientes o que aumenta sua importância na produção primária. A excreção de COD principalmente pelo fitoplâncton e pelas macrófitas aquáticas durante a fase vegetativa e durante sua senescência, através da autólise de células, constitui uma importante fonte de COD para a coluna d'água (Esteves, 1998).

Além disso, os estoques de compostos orgânicos dissolvidos dos ambientes aquáticos representam um dos maiores reservatórios de carbono orgânico ativo na biosfera. É amplamente aceito que a matéria orgânica dissolvida representa um componente dinâmico na interação entre geosfera, hidrosfera e biosfera e como tal, tem o potencial para influenciar o ciclo global do carbono (PANHOTA, 2007).

Esteves (1998) também relata que entre suas fontes principais têm-se as comunidades fitoplanctônicas na região litorânea durante a fase vegetativa ou durante sua senescência ou a partir de macrófitas aquáticas. Deve-se ressaltar também que a contribuição é maior de forma alóctone do que autóctone. Outra característica importante também é o estado trófico do lago que influencia diretamente na concentração de COD.

A chuva, segundo Esteves (1998), também contribui para o aumento da matéria orgânica. Isso ocorre devido a ressuspensão de sedimentos, no caso de lagos ou reservatórios rasos, ou devido ao escoamento superficial dando origem a inúmeros compostos em diferentes em diferentes graus de decomposição.

Esse comportamento foi observado também por Brezonik et al. (2015), entretanto o autor enfatiza que não é possível estabelecer uma relação geral ou universal entre o COD e CDOM haja vista que existem fontes de COD incolor e também em quantidades diferentes, ou seja, as concentrações são muito dependentes do ambiente em que se estuda e quais as possíveis fontes. Assim, podem existir ecossistemas com baixas cargas de CDOM com níveis altos de COD caso a fonte do COD seja, por exemplo, de origem humana.

Brezonik et al. (2015) ainda destaca que o CDOM derivado de algas tem coloração menos intensa que o CDOM advindo de ácidos húmicos. Além disso pode existir

uma relação inversa entre o fitoplâncton e o CDOM, isso porque como o CDOM absorve a luz assim o tamanho da zona eufótica diminui comprometendo a produção e consequentemente a quantidade de plânctons do ecossistema. Entretanto pode ocorrer também uma relação direta visto que o fitoplâncton degradado segundo Esteves (1998) gera matéria orgânica dissolvida detrital que contribui para aumento do COD.

3.3 Carbono Inorgânico Dissolvido (CID)

As principais fontes de carbono inorgânico são: atmosfera, chuva, águas subterrâneas, decomposição e respiração de organismos. Devido a pequena capacidade de difusão do gás carbônico (CO_2) em meio aquoso a velocidade de difusão no meio líquido segundo Esteves (1998) é 1000 vezes menor do que no ar.

O CO_2 em corpos d'água geralmente é combinado com outros compostos. Isso acontece porque ao se difundir no meio aquoso parte do CO_2 combina com a molécula da água dando origem ao ácido carbônico (H_2CO_3) que por ser um ácido fraco logo sofre dissociação dando origem ao bicarbonato (HCO_3^-) que também é dissociado gerando o carbonato (CO_3^{2-}). Assim existem essas três formas anteriores que o carbono inorgânico dissolvido em água pode ser encontrado, ou seja, em forma de carbono inorgânico livre ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{CO}_3$), íons carbonato (HCO_3^-) e carbonato (CO_3^{2-}).

Segundo Esteves (1998) existe uma relação entre o pH e as formas encontradas de carbono inorgânico dissolvido em água. Para pH abaixo de 6,4 predomina forma livre, entre 6,4 e 10,3 encontram-se mais formas em íons carbonato e acima de 10,3 o carbono inorgânico dissolvido apresenta-se em abundância em forma de carbonato.

Além dessa relação do CID com o pH também existe a relação com a comunidade aquática. Haja vista que as macrófitas e algas, por exemplo, fazem assimilação do CO_2 durante o processo fotossintético elevando o pH do meio. Conforme o CO_2 é assimilado pelas macrófitas e algas, imediatamente o pH é compensado pela dissociação do bicarbonato de cálcio (CaCO_3) no meio, mantendo o pH de certa forma estável em um certo intervalo que depende da quantidade de plantas aquáticas.

Em alguns corpos d'água a produção primária, conversão de carbono inorgânico em matéria orgânica principalmente através da fotossíntese, é dominada pelo

fitoplâncton e está intrinsecamente ligada à variação espacial e temporal desse constituinte (SMITH et al., 1982).

As comunidades aquáticas (algas e macrófitas) podem interferir nos valores de pH do meio de diferentes maneiras, por exemplo, através da assimilação do CO_2 . Durante o processo fotossintético as macrófitas aquáticas e as algas podem elevar o pH do meio. Nestes ecossistemas, o consumo de CO_2 é imediatamente compensado pela dissociação do bicarbonato de cálcio (ESTEVES, 1998) reduzindo-se a variação do pH do meio.

3.4 Sensoriamento Remoto de águas interiores

3.4.1 Propriedades ópticas

Em ambientes aquáticos o sensoriamento remoto pode ser utilizado para obter parâmetros de qualidade de água por meio das propriedades ópticas. 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). Os sensores captam os sinais radiométricos dos sistemas aquáticos que representam as propriedades ópticas dos COAs.

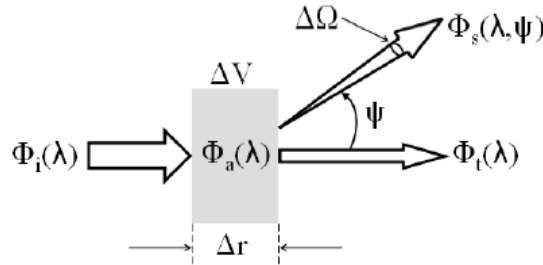
Segundo Mobley (1994) as propriedades ópticas da água podem ser divididas em inerentes (POIs) e aparentes (POAs). As POIs são diretamente afetadas pelas características particulares da água, não dependem das variações da geometria do campo de luz sendo dependentes apenas do tipo e concentração dos COAs presentes na água (MOBLEY, 1994).

A refração segundo Jensen (2007) é o fenômeno ou processo que ocorre com a radiação ao passar de um meio para outro com densidade diferente, já o espalhamento ocorre o mesmo que a refração, entretanto a direção do espalhamento é imprevisível. Ao contrário do espalhamento, a absorção é o fenômeno que absorve a luz e a transforma em outros tipos de energia. Esses fenômenos são representados por meio das POIs quantificadas por meio do coeficiente de absorção, coeficiente de espalhamento e a função de espalhamento volumétrico.

Na figura 3 está ilustrada a geometria da definição das POIs. Sendo assim, conforme Mobley (1994) o fluxo incidente $\Phi_i(\lambda)$ que passa por uma camada do meio de espessura Δr terá uma parte transmitida $\Phi_t(\lambda)$ outra parte absorvida $\Phi_a(\lambda)$ pelo volume ΔV e uma outra parte espalhada $\Phi_s(\lambda)$ em qualquer direção diferente da direção original. Sendo o ângulo formado entre a direção do fluxo original e o fluxo espalhado chamado de ψ que pode

variar entre 0 e π . Se variar de 0 até $\pi/2$ é chamado de espalhamento frontal e no intervalo entre $\pi/2$ até π corresponde ao retroespalhamento.

Figura 3 - Geometria utilizada para definir as propriedades ópticas inerentes.



Fonte: Mobley (1994).

Segundo Mobley (1994) de acordo com o teorema da conservação de energia o fluxo incidente $\Phi_i(\lambda)$ é a somatória dos fluxos absorvido $\Phi_a(\lambda)$, transmitido $\Phi_t(\lambda)$ e espalhado $\Phi_s(\lambda)$ conforme equação 1, desde que não ocorra espalhamento inelástico, ou seja, que os fótons não mudem de comprimento de onda no decorrer do processo de espalhamento.

$$\Phi_i = \Phi_a + \Phi_s + \Phi_t \quad (1)$$

Considerando-se um volume ΔV diferencial os fenômenos de absorptância $A(\lambda)$, escaterância $B(\lambda)$ e transmitância $T(\lambda)$ são representados matematicamente pelas razões a seguir respectivamente.

$$A(\lambda) = \frac{\Phi_a}{\Phi_i} \quad (2)$$

$$B(\lambda) = \frac{\Phi_s}{\Phi_i} \quad (3)$$

$$T(\lambda) = \frac{\Phi_t}{\Phi_i} \quad (4)$$

Desta forma o coeficiente de absorção ($a(\lambda)$) é definido pelo limite da razão entre a absorptância e a espessura do meio Δr que tende a zero:

$$a(\lambda) = \lim_{\Delta r \rightarrow 0} \frac{A(\lambda)}{\Delta r} \quad (\text{m}^{-1}) \quad (5)$$

Analogamente o coeficiente de espalhamento ($b(\lambda)$) é representado pelo limite entre a energia espalhada numa dada espessura Δr que tende a zero.

$$b(\lambda) = \lim_{\Delta r \rightarrow 0} \frac{B(\lambda)}{\Delta r} \quad (\text{m}^{-1}) \quad (6)$$

De acordo com Bukata (1995) esses coeficientes também podem ser representados pelo somatório da multiplicação entre as propriedades ópticas específicas e suas concentrações. Assim as equações 7 e 8 representam os coeficientes de absorção e retroespalhamento total respectivamente, em função de cada componente da água.

$$a(\lambda) = \sum_{i=1}^n C_i a_i(\lambda) \quad (7)$$

$$b(\lambda) = \sum_{i=1}^n C_i b_{bi}(\lambda) \quad (8)$$

Onde $a_i(\lambda)$ e $b_{bi}(\lambda)$ são os coeficientes de absorção e retroespalhamento dos componentes i com concentrações C_i .

O coeficiente de absorção ($a(\lambda)$) total (equação 9) é a soma dos coeficientes de absorção do pigmento do fitoplâncton (a_{pigm}) da matéria orgânica dissolvida colorida (aCDOM) do tripton (a_{tripton}), também chamado de material não algal, e da água pura (a_{water}) como na equação 9 a baixo:

$$a(\lambda) = (a_{\text{pigm}}) + (a_{\text{CDOM}}) + (a_{\text{tripton}}) + (a_{\text{water}}) \quad (9)$$

O coeficiente de espalhamento total $b(\lambda)$ é a soma dos coeficientes de espalhamento b_{pigm} , b_{tripton} e da água pura b_{water} como na equação 10 a baixo. Nesse caso o coeficiente e espalhamento do CDOM não compõe a equação, pois, o espalhamento desse componente é considerado desprezível.

$$b(\lambda) = (b_{\text{pigm}}) + (b_{\text{tripton}}) + (b_{\text{water}}) \quad (10)$$

A combinação dos processos de absorção e espalhamento reduz a intensidade da radiação, enquanto que os processos de espalhamento mudam a característica direcional da distribuição da luz (BUKATA et al., 1995)

Esses fenômenos, que também mudam a direção da luz, são retratados por coeficientes apropriados que compõem a classe das propriedades ópticas aparentes (POAs) (MOREL, 1986). Mobley (1994) destaca que a reflectância de irradiância (tomada logo abaixo da superfície), os cossenos médios e os coeficientes de atenuações difusos são as POAs mais

utilizadas. A reflectância de sensoriamento remoto ($Rsr(\lambda)$) é medida acima da superfície da água(0^+) e também pode ser representada segundo Mobley (1999) pela equação 11:

$$Rsr(\theta, \phi, \lambda) = \frac{Lw(\theta, \phi, \lambda)}{Ed(\lambda)} \text{ (sr}^{-1}\text{)} \quad (11)$$

Onde:

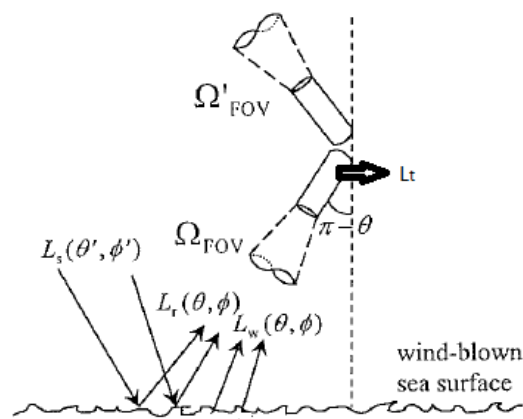
Lw : Radiância emergente da água medida fora da água na coordenada polar(θ, ϕ) para o comprimento de onda λ .

$Ed(\lambda)$: Irradiância plana espectral descendente que incide sobre a superfície da água.

Haja vista que Ed pode ser medido, entretanto Lw não pode, isso porque segundo Mobley (1999) o sensor registra uma soma da radiância denominada de L_t (figura 4) que é composta pela radiância refletida pela superfície da água (L_r) e a radiância que interagiu com a coluna d'água (L_w) e chegou ao sensor nas direções (θ, ϕ), conforme equação 12.

$$L_t(\theta, \phi, \lambda) = L_r(\theta, \phi, \lambda) + L_w(\theta, \phi, \lambda) \quad (12)$$

Figura 4 - Geometria de aquisição das medidas radiométricas na água.



Fonte: Adaptado de Mobley (1999).

Isolando Lw na equação 12 e substituindo na equação 11 tem-se que a reflectância de sensoriamento remoto é:

$$Rsr(\theta, \phi, \lambda) = \frac{L_t(\theta, \phi, \lambda) - L_r(\theta, \phi, \lambda)}{Ed(\lambda)} \text{ (sr}^{-1}\text{)} \quad (13)$$

Entretanto a radiância refletida pela superfície da água sofre uma atenuação e deve ser corrigida, segundo Mobley (1999), por um fator ρ que depende da direção, comprimento de onda, velocidade do vento, FOV (*Field of View* - Campo de visada) do detector e da distribuição da radiância do céu sendo considerado aproximadamente 0,028. Desta forma:

$$L_r(\theta, \phi \in \Omega_{FOV}) = \rho \times L_s(\theta', \phi' \in \Omega'_{FOV}) \quad (14)$$

Ao rearranjar as equações 13 e 14 a reflectância de sensoriamento remoto pode ser calculada pela equação 15 a seguir:

$$R_{sr}(\theta, \phi, \lambda) = \frac{L_t(\theta, \phi, \lambda) - \rho L_s(\theta, \phi, \lambda)}{E_d(\lambda)} \text{ (sr}^{-1}\text{)} \quad (15)$$

Mobley (1994) e Kirk (2011) também afirmam que a reflectância de sensoriamento remoto pode ser representada conforme equação 16.

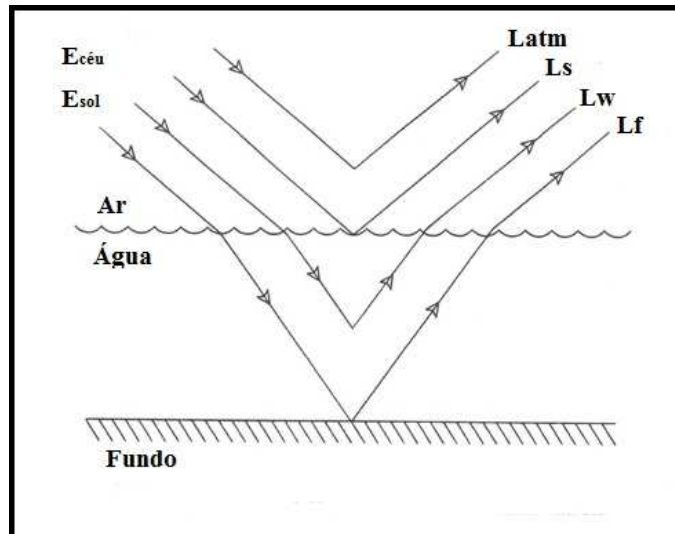
$$R_{rs}(\lambda) \propto \gamma \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda) + b_b(\lambda)} \text{ (m}^{-1}\text{)} \quad (16)$$

Onde λ é o comprimento de onda (nm) e γ é dependente da geometria do campo de luz emergente do corpo d'água.

Em relação a sensores orbitais. A interação energia-matéria para sistemas aquáticos imageados por sensores orbitais, ilustrados na figura 5, pode ser descrita como o somatório de todas as componentes referentes ao alvo e à atmosfera (BUKATA et al., 1995) conforme equação 17.

$$L_t = L_{atm} + L_s + L_w + L_f \quad (17)$$

Figura 5 - Representação da energia em ambientes aquáticos registrada por sensores aéreo/orbitais.



Fonte: Adaptado de Bukata (1995).

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 (L_w) (ou coluna da água) e retornou ao sensor e, em alguns casos, da energia que atingiu o fundo do sistema aquático (L_f) e alvos adjacentes (JENSEN, 2007).

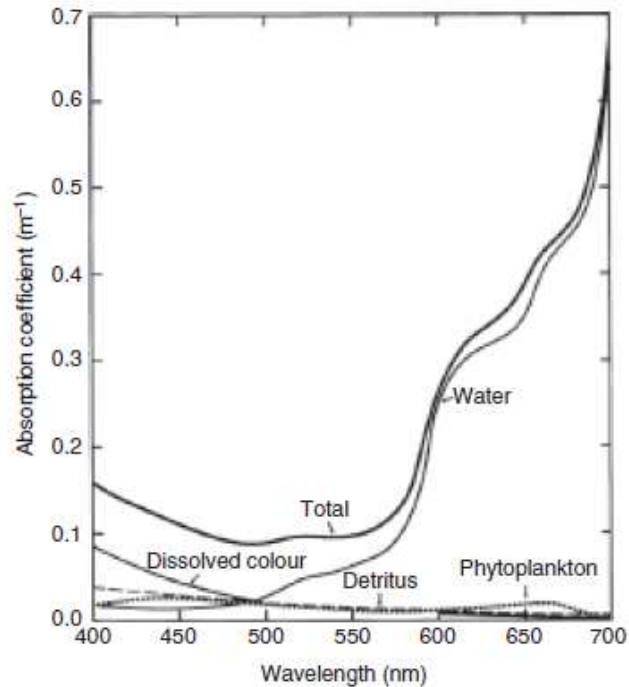
3.4.2 Componentes opticamente ativos

Em corpos d'água existem muitos materiais orgânicos e inorgânicos tanto dissolvidos quanto em suspensão. A radiância que ascende da coluna d'água é uma consequência do efeito cumulativo direto da absorção e espalhamento espectral seletivo que pode ser atribuído a cada um desses materiais (BUKATA et al., 1995).

O comportamento espectral desses componentes já foi bastante estudado, por isso analisar espectros emergentes da coluna d'água nos auxilia na compreensão qualitativa e quantitativa dos componentes presentes no sistema.

Na figura 6 estão representados os comportamentos dos coeficientes de absorção desses componentes.

Figura 6 - Comportamento dos coeficientes de absorção dos COAs ao longo do intervalo espectral de 400nm a 700nm.



Fonte: Kirk (2011).

Como pode ser observado cada componente Ópticamente ativo tem um comportamento diferente. A água pura, por exemplo, possui uma tendência de apresentar valores maiores em comprimentos de onda maiores de 600nm enquanto o carbono orgânico dissolvido colorido tende a apresentar maiores valores no começo do espectro da figura 6, próximo ao comprimento de onda de 400nm,

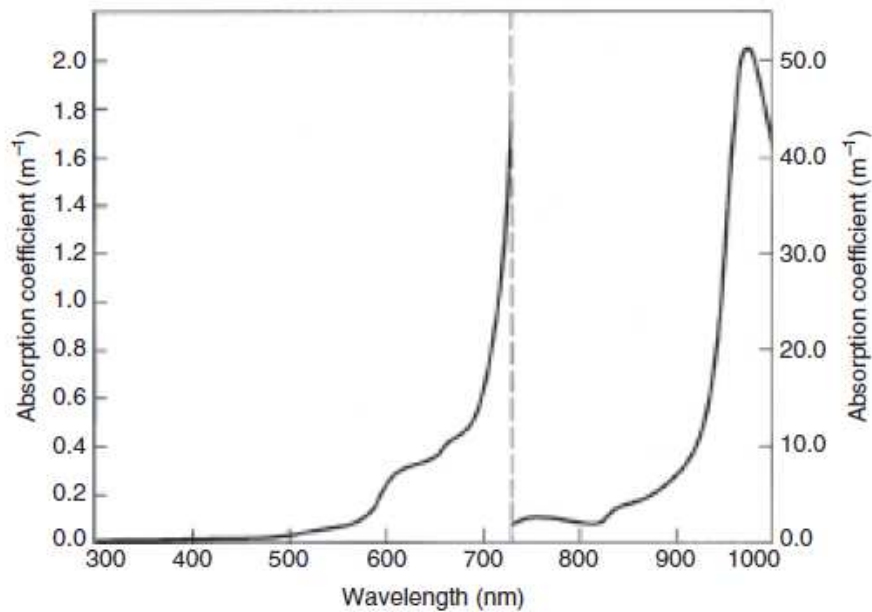
3.4.2.1 Água pura

Na figura 7 pode-se observar que o coeficiente de absorção da água é naturalmente baixo na região espectral do ultravioleta (<400 nm) decorrente dos níveis moleculares eletrônicos (JENSEN, 2007). Enquanto em comprimentos de onda próximas ao vermelho e infravermelho próximo (IVP) apresentam um aumento da absorção exponencial (NOVO, 2008).

Segundo Jensen (2007) em relação ao espalhamento, apresenta grau elevado entre os intervalos de comprimento de onda de 400nm a 500nm. A contribuição da água pura,

em relação a absorção da luz, torna-se mais importante a partir de 500 nm onde segundo Pegau et al. (1993) a temperatura torna-se importante para resposta espectral.

Figura 7 - Espectro de absorção da água pura.



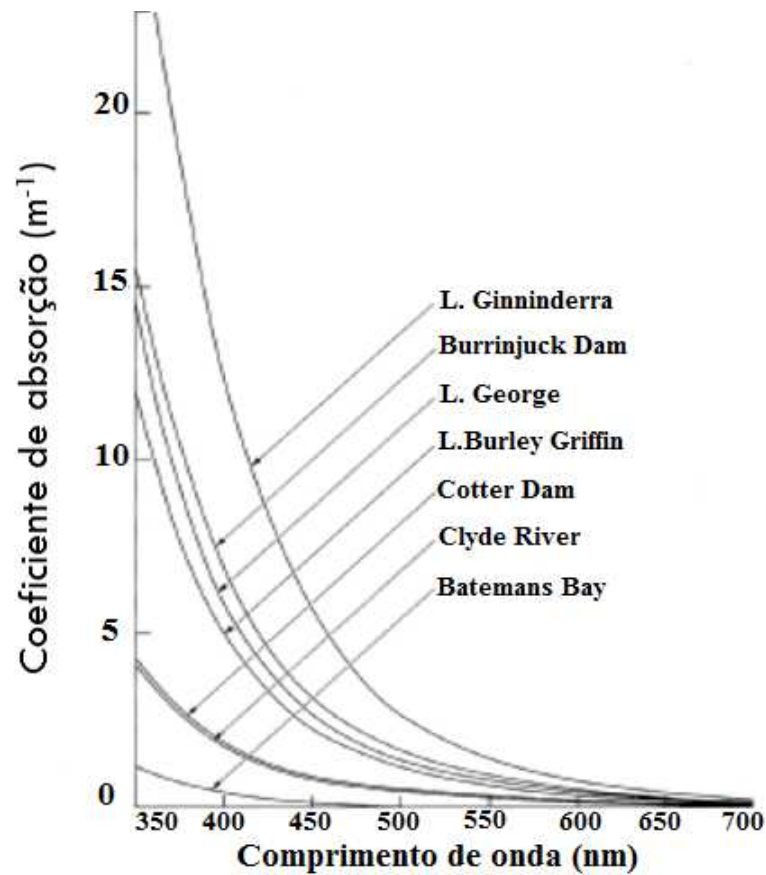
Fonte: Kirk (2011).

3.4.2.2 CDOM

O espectro do coeficiente de absorção do CDOM é caracterizado pelo decréscimo da absorção conforme o aumento do comprimento de onda, ou seja, para comprimentos de onda menores observa-se maiores valores de absorção e vice-versa, como foi observado na figura 8 diferentes coeficientes de absorção para sete corpos d'água na Austrália.

A variação encontrada representada pela variação do *slope* (S) (coeficiente angular ou de decaimento) está diretamente relacionada com a concentração de CDOM encontrada nos sistemas aquáticos (KIRK, 2011). Bukata et al. (1995) afirmam não ser possível diferenciar entre matéria orgânica dissolvida autóctone e alóctone por meio da assinatura espectral da absorção na região do visível.

Figura 8 - Comportamento dos coeficientes de absorção em corpos d'água Australianos.



Fonte: Adaptado de Kirk (2011).

A matéria orgânica dissolvida não apresenta impacto significativo no processo de espalhamento da luz na coluna d'água, no entanto, aumenta consideravelmente a absorção (BUKATA et al., 1995).

Os elevados valores de a_{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). Valores de a_{CDOM} acima de 700nm tornam-se muito pequenos e praticamente desprezíveis (principalmente quando considerada a absorção pela água pura nessa região) (BUKATA et al., 1995).

O coeficiente de decaimento da absorção do CDOM (S) depende da quantidade relativa de material orgânico presente no sistema, incluindo a taxa entre material fúlvico e húmico, e peso molecular (HELMS et al., 2008).

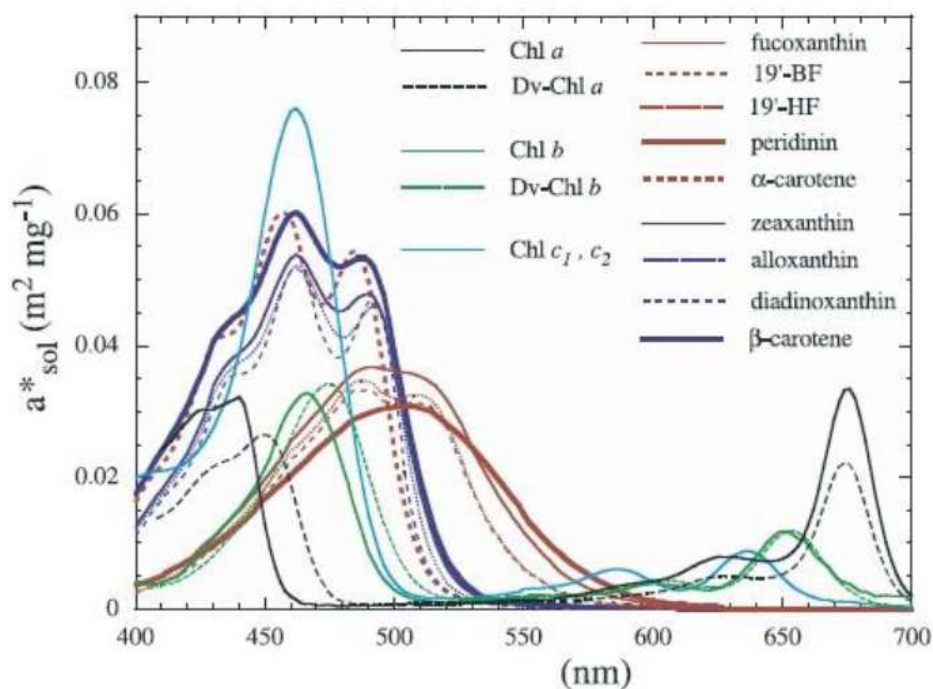
3.4.2.3 Fitoplâncton

O plâncton segundo Esteves (1998) é composto pelo fitoplâncton (algas), zooplâncton (pequenos animais) e bacterioplâncton. Sendo que o fitoplâncton são as algas que não possuem movimento próprio e se movimentam a deriva na água. Em águas interiores pode-se encontrar praticamente todos os tipos de algas.

A predominância de um ou outro grupo em determinado ecossistema é função, principalmente, das características predominantes do meio como, por exemplo, em lagos distróficos (ricos em compostos húmicos) onde, via de regra, ocorre predominância de algas Chlorophyta, representadas pelas Desmidiaceae (ESTEVES, 1998).

As cianobactérias segundo Esteves (1998) tanto podem assimilar o CO_2 com ajuda da energia solar (autotróficas) quanto podem fazer assimilação de compostos orgânicos (mixotróficas). Ainda segundo mesmo autor em lagos tropicais os fatores limitantes a variação temporal do crescimento dos fitoplânctons são: a disponibilidade de nutrientes e a radiação subaquática externamente e dentro da água a sua transparência. Na figura 9 observa-se o comportamento espectral de alguns pigmentos.

Figura 9 - Espectro de absorção específica dos principais pigmentos em fitoplânctons.



Fonte: Bricaud et al. (2004)

A clorofila-*a* é responsável por forte absorção da radiação nas bandas referentes ao azul e ao vermelho, com picos próximos a 430 e 670nm, e elevada reflectância na região do verde (MOBLEY, 1994). Em comprimentos de onda muito curtos (400 a 500nm) a presença de clorofila-*a* pode ser de difícil determinação, uma vez que outros constituintes, como a matéria orgânica dissolvida, podem influenciar o sinal da radiação eletromagnética captada pelos sensores (DEKKER et al., 1993).

Dentre os fatores abióticos responsáveis pela produção primária fitoplanctônicas os principais são a radiação solar a temperatura e os nutrientes por influenciarem diretamente na fotossíntese.

A radiação solar influencia, na taxa da fotossíntese e assim contribuindo para determinação da zona eufótica, sendo que tanto sua falta quanto seu excesso são prejudiciais. Deve-se ressaltar que, muito embora outros fatores estejam envolvidos, como temperatura e nutrientes, a radiação solar mostra-se como o fator mais importante (ESTEVES, 1998).

3.4.3 *Estimativa de CDOM por modelos e imagens orbitais.*

Existem quatro grupos de modelos: modelos empíricos, semi-empíricos, semi-analítico e analítico. Segundo Ferreira (2014), os modelos ópticos empíricos utilizam relações estatísticas para relacionar grandezas radiométricas com dados do meio físico, com a desvantagem de serem limitados às condições específicas momentâneas na aquisição dos dados e ao conjunto de dados utilizados para a modelagem.

Ogashawara (2014) também define os modelos empíricos, ou regionais como sendo aqueles que relacionam as POAs e concentrações de COAs por meio de técnicas estatísticas, ou seja, correlação e regressões lineares e não-lineares. Já os modelos analíticos e semi-analítico tem embasamento nas propriedades ópticas inerentes (POIs) e na teoria de transferência radioativa e desta forma podem ser utilizados em diferentes condições ambientais e locais.

Menken et al. (2005) estudou 15 lagos no centro-leste da Minnesota nos Estados Unidos e encontrou padrões relacionados ao CDOM onde o comprimento de onda padrão utilizado foi o 440 nm. Observou também que nos comprimentos de onda 560nm e 670nm, devido a absorção pelo CDOM, a reflectância apresentou valores mais baixos e que a razão de reflectâncias entre os comprimentos de onda 700/670 é um bom preditor de clorofila-

a. Baixas correlações (entre a concentração de aCDOM e COD) foram observadas por Menken et al. (2005) devido a interferência da clorofila-*a*, sendo os lagos com fortes correlações aqueles que apresentaram valores de clorofila-*a* < 10µg/L. De uma maneira geral, os modelos bio-ópticos buscam explicar as propriedades do corpo d'água como função da atividade biológica nesse corpo (MOREL; MARITORENA, 2001).

Os dados de CDOM físicos, bem como diversos outros componentes da água podem ser estimados a partir de imagens orbitais. O mapeamento do CDOM através de imagens de satélite se apresenta como ferramenta de apoio à caracterização bio-ótica dos sistemas aquáticos e para a determinação da qualidade da água (KUTSER et al., 2005).

Segundo SALLES et al. (2011), a utilização de imagens de satélites é uma boa alternativa para monitoramento de regiões de difícil acesso ou regiões que sofram influência de eventos climáticos que afetam o ecossistema, visto que as informações obtidas a partir das imagens permitem análises multi-temporais da dinâmica destas áreas.

Alcântara et al. (2016) desenvolveu um modelo, em Barra Bonita/SP, para estimativa de aCDOM e aplicou em cinco imagens OLI/L8, corrigidas atmosféricamente por meio do FLAASH, do dia 31/01, 11/11, 13/10 e 29/10 e 16/12 de 2014. Observando concentrações médias de aCDOM de 1,020 m⁻¹ para setembro seguido de outubro com 0,89 m⁻¹ e concentração menor para a imagem de dezembro com média de 0,686 m⁻¹. O autor conclui que as imagens OLI/L8 ofereceram sensibilidade suficiente para estimar a concentração de aCDOM e que o período de chuva influenciou na distribuição de CDOM ao longo do ano.

Assim como Alcântara et al. (2016) fez uma análise temporal, Bernardo (2015) utilizou uma série de imagens de satélite OLI/L8 (2013 até 2015) para analisar a variação da distribuição da concentração de sólidos suspensos no reservatório de Barra Bonita/SP ao longo do tempo e foi possível observar uma tendência em apresentar aumento da concentração de sólidos em períodos chuvosos. Esses sólidos carregados pelas enxurradas trazem consigo elevada carga de matéria orgânica particulada que alteram as características da água do reservatório.

O estudo de Prado e Moraes (2007) também utilizou uma análise espaço/temporal por meio da comparação de duas imagens, em 1990 e 2002, que foram classificadas a fim de obter informações de uso e cobertura da terra para determinar o potencial poluidor da bacia hidrográfica.

3.5 Correção atmosférica

A radiação eletromagnética (REM) é emitida pelo Sol, que se propaga pelo vácuo a velocidade da luz, incide no topo da atmosfera terrestre e sofre atenuações pelos processos de espalhamento e absorção seletivas (JENSEN, 2007). Em condições de céu livre de nuvens, as influências atmosféricas decorrem da absorção e do espalhamento causados por gases e aerossóis (SLATER et al., 1983).

Devido a atenuação sofrida pela REM, tanto no sentido sol/alvo quanto no sentido alvo/sensor, o sinal recebido pelo sensor orbital sofre alterações que desta forma influenciam na radiometria das imagens registradas. Segundo Kalfmam (1989) mudança da polarização e da direção da onda podem alterar a quantidade de radiação que chega no sensor e consequentemente dependendo da análise realizada com essa imagem afetada podem ocorrer erros de interpretação dentre outros.

Imagens de sensores orbitais podem ser utilizadas para estimativa da concentração dos COAs. Entretanto a radiação que chega ao sensor é composta por informação do sistema aquático, mas também da atmosfera. A composição da atmosfera varia constantemente desta forma, sua interferência no sinal captado por sensores orbitais alteram-se de acordo com a composição da atmosfera. Há diversos modelos para correção dos efeitos atmosféricos em imagens multiespectrais de tal forma que procuram minimizar os efeitos de atenuação provocada pelos componentes atmosféricos. Nesse sentido, são modelos matemáticos que minimizam as atenuações da radiação (BERNARDO, 2015).

Nos estudos de Sensoriamento Remoto, os efeitos da atmosfera na imagem devem ser considerados, especialmente quando a região do azul é utilizada. A atmosfera atua reduzindo a intensidade do fluxo, na distribuição espectral e na direção dos raios incidentes sobre a superfície (LILLESAND; KIEFER, 1994).

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) são considerados modelos empíricos. Enquanto 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) são modelos físicos.

O método DOS segundo Chavez (1988) leva em conta os dados da própria imagem para minimizar os efeitos atmosféricos por meio da seleção de um pixel escuro na própria imagem que deveria ter o valor zero. Entretanto mesmo sendo escuro o pixel ainda tem

um valor, não nulo, registrado no sensor resultante da adição do efeito do espalhamento atmosférico. Assim retira-se de toda a imagem o valor encontrado nesse pixel escuro afim de tentar minimizar o efeito do espalhamento.

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 (BERNARDO, 2015).

Com um ajuste linear entre dados coletados em campo e valores das imagens, o método da linha empírica, segundo Smith e Milton (1999) tenta remover os efeitos da irradiância solar e da atenuação da atmosfera.

O método FLAASH é baseado no modelo Moderate Resolution Atmospheric Transmission (MODTRAN-4) (ADLER-GOLDEN, et al., 1999), presente como um módulo de correção atmosférica do aplicativo ENVI baseia-se no modelo de transferência radioativa.

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).

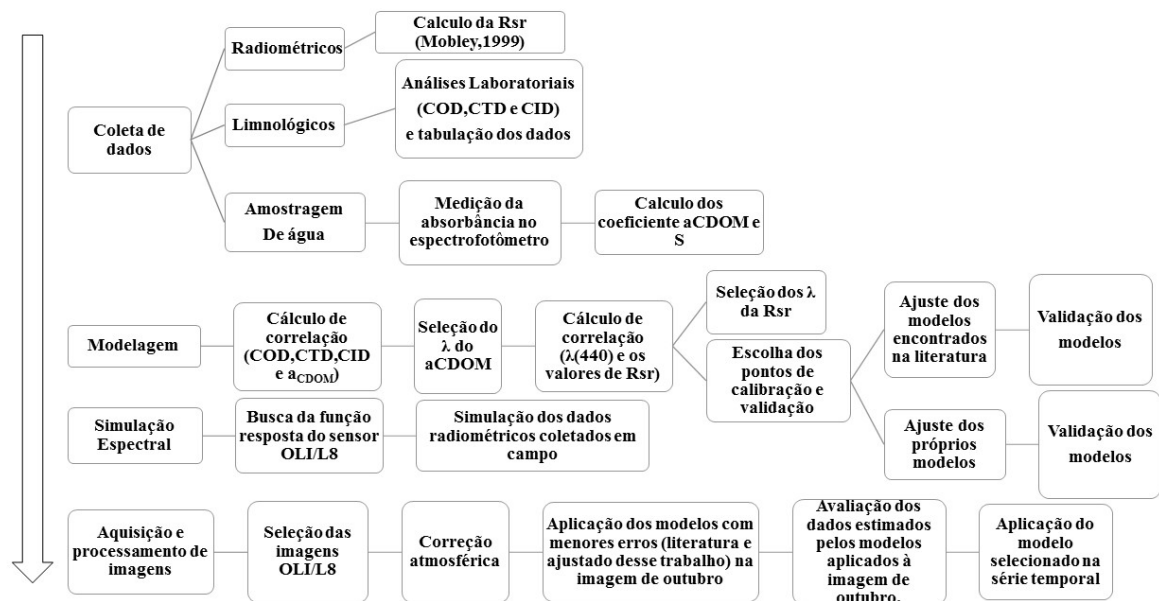
O modelo de aerossóis do ACOLITE considera que as transmitâncias atmosféricas são espectrais e, portanto, definidas para cada banda (VANHELLEMONT e RUDDICK, 2015) e é um modelo específico para imagens do sensor OLI/L8.

4 MATERIAL E MÉTODO

Este trabalho foi desenvolvido em quatro principais etapas, sendo: a coleta de dados em campo, a modelagem, simulação espectral dos dados de campo, aquisição e processamento das imagens e por fim a análise das relações entre as distribuições espaciais de CDOM com as variáveis do clima. A coleta de dados compreende a etapa onde foram realizadas as duas campanhas de campo, no qual foram adquiridos dados radiométricos, limnológicos e amostragem de água para posteriores análises laboratoriais.

A modelagem foi realizada tanto com modelos ajustados desse trabalho quanto para modelos já existente na literatura com intuito de selecionar o melhor modelo. Desta forma após a seleção do melhor modelo passou-se a etapa de aquisição e processamentos das imagens do satélite Landsat 8 a partir das quais foram realizadas as análises espaço-temporais. O resumo das etapas está descrito conforme as etapas da figura 10.

Figura 10 - Esquema metodológico sintetizado.



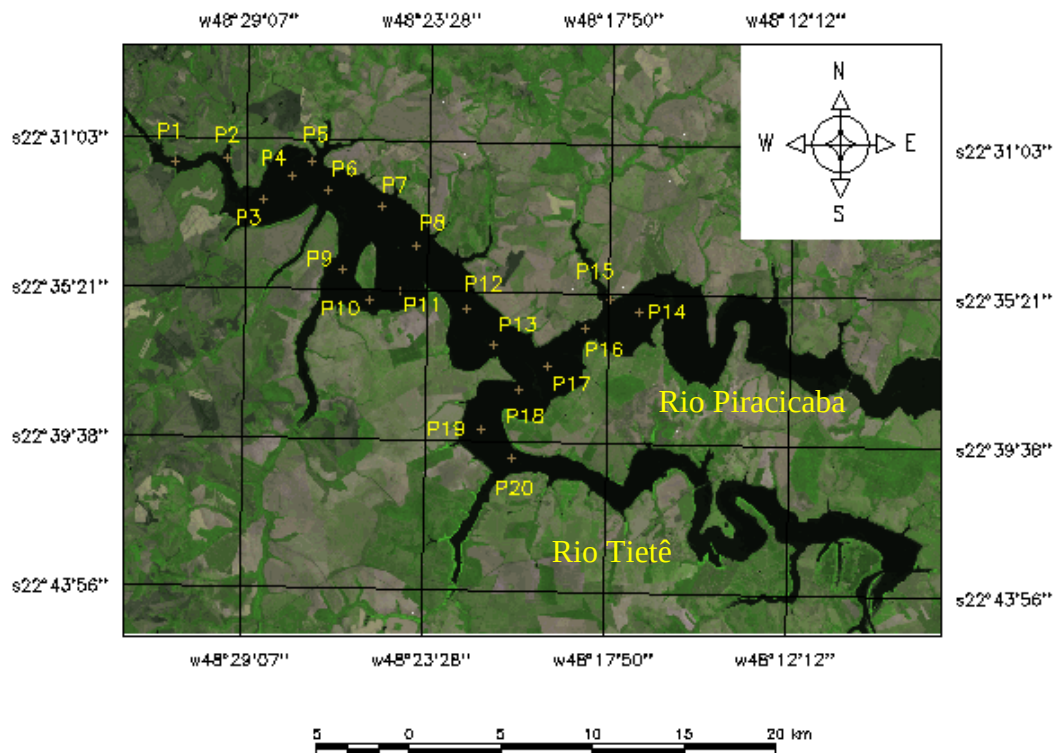
4.1 Coleta e processamento de dados radiométricos

Neste trabalho foram utilizados dados de dois levantamentos de campo realizados no reservatório de Barra Bonita. A primeira campanha de 5 a 8 de maio e a segunda ocorreu nos dias 13 a 16 de outubro de 2014, entre 10:00 e 15:00 do horário local (GTM-3),

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).

Foram coletados 20 pontos amostrais (figura 11) georreferenciados (Datum WGS84) obedecendo protocolo de Mobley (1999).

Figura 11 - Localização dos pontos amostrais. Imagem (sensor OLI - RGB-657) do dia 31 de outubro de 2014.



O esquema amostral foi baseado na análise de variância de uma série temporal de imagens com valores de radiância do sensor OLI/L8 do ciclo anual de 2013. Os pontos amostrais foram escolhidos em locais com maior variância radiométrica conforme Rodrigues et al. (2016), para melhor expressar a variabilidade radiométrica resultante da variação dos componentes opticamente ativos presentes no reservatório. O período de amostragem foi selecionado baseado na passagem do satélite Landsat 8 sobre a área de estudo (órbita 220, ponto 76).

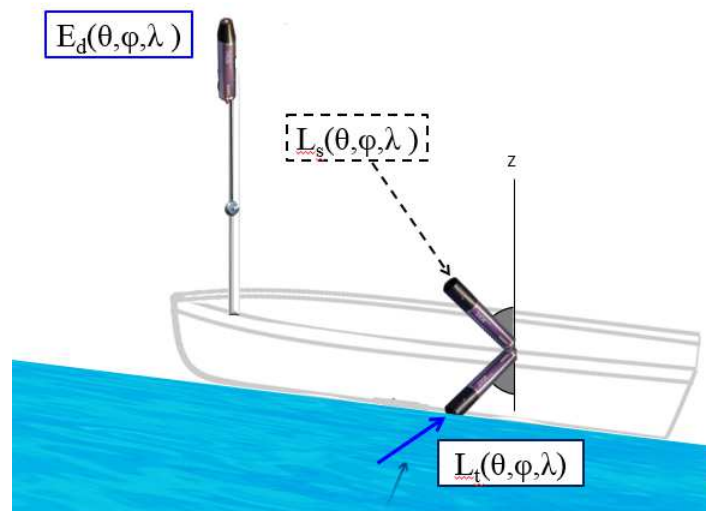
Por meio dos equipamentos RAMSES-ARC e RAMSES-ACC da Trios foram coletadas as medidas de radiância e irradiância em cada ponto amostral que posteriormente foram utilizadas para calcular a reflectância de sensoriamento remoto (R_{sr}) conforme Mobley (1999) na equação 16.

Foram fixados nas plataformas no barco os sensores, com uma resolução espectral de 3,3 nm, que fizeram as medidas radiométricas no intervalo entre 320 a 950 nm. Assim depois de fixados os sensores foram conectados a um coletor de dados (IPS), este foi configurado e controlado por meio do software MSDA_XE (software do equipamento - TriOS, 2010).

Como os sensores de radiância e irradiância possuíam intervalos espectrais de aquisição de dados diferentes realizou-se uma interpolação linear em intervalos de 1nm para depois estabelecer um intervalo comum entre os sensores entre 350 e 950nm a fim de calcular a reflectância de sensoriamento remoto.

A geometria de aquisição das medidas ocorreu conforme a figura 12, sensores foram fixados em uma haste fixada num barco. Sendo, $E_d(\theta, \varphi, \lambda)$ a irradiância direta, $L_s(\theta, \varphi, \lambda)$ radiância difusa, $L_t(\theta, \varphi, \lambda)$ a radiância total.

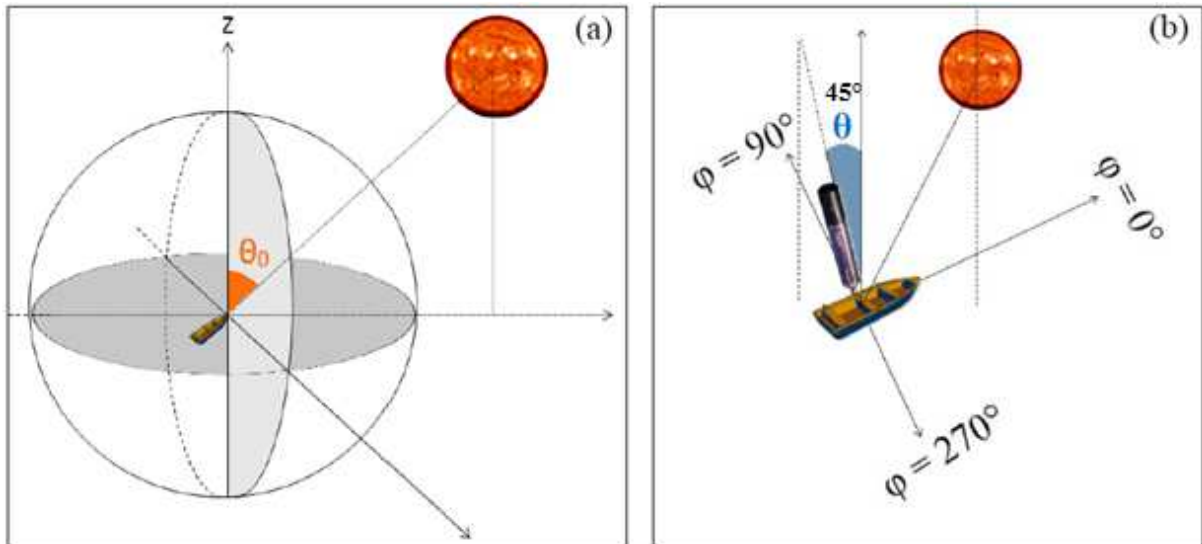
Figura 12 - Geometria de visada conforme Mobley(1999).



Fonte: Adaptada de Bernardo (2015).

Os principais ângulos de visada e iluminação durante a coleta (figura 13) foram: o ângulo zenital solar (θ_0) relacionado à elevação solar (representado por $90^\circ - (\theta_0)$); e a posição do sensor em relação à geometria de iluminação (ângulo azimutal - φ ; e zenital do sensor - $\theta = 45^\circ$ (MOBLEY, 1999).

Figura 13 - (a) Ângulo zenital solar (θ_0) e; (b) Ângulo zenital do sensor ($\theta = 45^\circ$), com ângulos azimutais (φ) retos ao plano de incidência solar.



Fonte: Adaptada de Bernardo (2015).

As Rsr foram apresentadas graficamente ao longo dos comprimentos de onda no intervalo de 400nm a 900nm, com destaque para Rsr média.

4.2 Coleta e processamento dos dados limnológicos

Foram medidos em triplicata, para minimizar o efeito de erros aleatórios, por meio de equipamentos específicos e portáteis: oxigênio dissolvido (OD - em mg.L^{-1}) e temperatura (T - em $^\circ\text{C}$) por meio do equipamento com modelo Hanna 9146-04, turbidez (NTU - em unidade nefelométrica) com turbidímetro modelo Hanna HI 93414, pH (pH - adimensional) com modelo Hanna 9146-04, profundidade por meio da Eco sonda Speedtech SM5 (metros), profundidade de Secchi (SECCHI - em metros) e velocidade do vento (m.s^{-1}) com o anemômetro Instrutemp do modelo ITAN 700 em 20 pontos amostrais.

Foram coletadas amostras de água, em garrafa de polietileno previamente rinsadas com água destilada, de cada ponto a aproximadamente 0,2m de profundidade da superfície da água. Após a coleta a amostra foi submetida ao processo de filtragem e armazenamento conforme os protocolos específicos de cada variável de interesse. Desta forma foram seguidos os protocolos de sólidos em suspensão total (SST em mg/L) disponível em APHA (*American Public Health Association*) (1998) e clorofila-a (Chla em mg.m^{-3})

(GOLTERMAN et al., 1978). Amostras de carbono dissolvido (total, orgânico e inorgânico) foram enviados a laboratórios terceirizados.

Os dados de profundidade, profundidade do disco de Secchi, pH, oxigênio dissolvido, turbidez, concentração de sólidos em suspensão total, velocidade do vento, temperatura e concentração de clorofila-*a* foram tabulados no Excel 2016 e analisados descritivamente a fim de comparar parâmetros globais (coeficiente de variação, máximo, mínimo média e desvio padrão) das duas campanhas de campo com intuito de observar características globais dos reservatórios.

4.3 Coleta e cálculo do coeficiente de absorção do CDOM em 440nm e coeficiente de decaimento (S).

Para calcular o coeficiente de absorção aCDOM e S foram coletadas 100ml de material filtrado no filtro GF/F Whatman de fibra de vidro com porosidade de 0,7 µm e também filtrado em um outro filtro também GF/F Whatman entretanto com porosidade de 0,2 µm. Nesta segunda filtragem, o filtro foi descartado e o material filtrado foi armazenado e mantido em refrigeração.

Desta forma as amostras de água filtradas 2 vezes foram analisadas por um espectrofotômetro em cubeta de quartzo de 0,1m programado para medir num range de 280 até 800 nm com largura de banda espectral de 1 nm. A absorbância espectral obtida foi inserida na equação 18 seguindo o método descrito em Bricaud et al. (1981):

$$aCDOM_{(1,\lambda)} = \frac{2,3 * A(\lambda)}{L} \quad (18)$$

Onde $aCDOM_{(1,\lambda)}$ é o valor da absorção do CDOM em um intervalo de λ , $A(\lambda)$ é o valor da absorbância em cada comprimento de onda e L é o comprimento da cubeta (passo óptico) em metro. Em seguida os valores espectrais de $aCDOM_{(1,\lambda)}$ em m^{-1} foram subtraídos da média de absorção entre os comprimentos 700 e 750 com objetivo de reduzir o efeito da água pura na medida conforme equação 19 .

$$aCDOM_{(2,\lambda)} = aCDOM_{(1,\lambda)} - \mu(aCDOM_{(1,\lambda)}(700:750)) \quad (19)$$

O coeficiente S da equação 20 (de inclinação ou de decaimento) foi calculado por meio de um ajuste exponencial entre os valores de $aCDOM_{(2,\lambda)}$ e os comprimentos de onda no intervalo de 400nm até 700nm. Segundo Ferreira (2014) representa matematicamente a medida de como a absorção diminui com o aumento do comprimento de onda e o mesmo autor justifica o descarte de valores em comprimentos de onda maiores que 700nm por serem afetados pela temperatura no momento da medição no laboratório.

Baseados nos valores do ajuste de S e considerando-se como referência o comprimento de onda de 440nm na equação 20 calculou-se o espectro de absorção pelo CDOM (entre 400nm e 700nm) derivado da metodologia de Bricaud et al. (1981)

$$aCDOM_{(3,\lambda)} = aCDOM_{(\lambda,0)} * e^{-S(\lambda-\lambda_0)} \quad (20)$$

Onde $aCDOM_{(3,\lambda)}$ é o coeficiente de absorção no λ , $aCDOM_{(\lambda,0)}$ é o valor do coeficiente no comprimento de onda de referência (440nm) e S corresponde ao coeficiente de inclinação ou decaimento de uma curva ajustada por meio de uma regressão exponencial.

O comprimento de onda de referência em geral é 440 nm (adotado nesse trabalho), entretanto pode variar. Por exemplo, Del Castilho e Miller (2008) utilizaram 412 nm como comprimento de onda de referência. Foram representadas graficamente, ao longo dos pontos amostrais, os valores dos coeficientes S e $aCDOM_{(440nm)}$ para as duas campanhas de campo. Além disso calculou-se as correlações entre as concentrações laboratoriais (CTD, COD e CID) e os coeficientes S e $aCDOM_{(440nm)}$.

Desta forma o coeficiente de absorção $aCDOM_{(2,\lambda)}$, que representa matematicamente a absorção do CDOM e foi utilizado na modelagem, passa a ser denominado apenas por $aCDOM$ nesse trabalho.

4.4 Modelagem

Calculou-se os valores de correlação entre as concentrações do coeficiente $aCDOM$ e as concentrações laboratoriais de CTD, CID e COD. Esses valores de correlação foram plotados em um gráfico a fim de observar a magnitude das correlações no comprimento de onda padrão, também observar qual seria o comprimento de onda com maior correlação para desta forma selecionar qual o comprimento de onda a ser utilizado na modelagem. Esse procedimento foi realizado tanto para os dados de maio quanto de outubro.

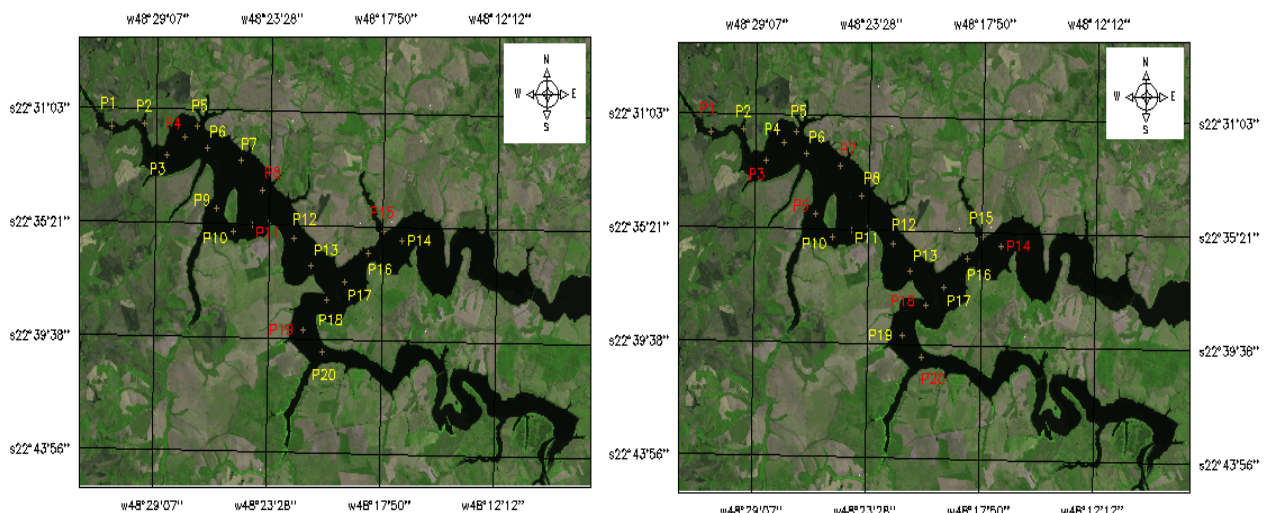
Após selecionar o comprimento de onda do aCDOM, baseado na análise das correlações anteriores, outra correlação foi feita entre o valor de concentração de aCDOM selecionado e os valores de Rsr (400nm até 900nm). Os dados foram analisados graficamente a fim de observar o comportamento dessa correlação e desta forma selecionou-se os comprimentos de onda da Rsr a serem utilizados nos modelos. Optou-se por selecionar os comprimentos de onda da Rsr com maiores correlações e que também estivessem em comprimentos de onda menores que 500nm.

A escolha de comprimentos de onda menores que 500nm foi baseada na resposta já conhecida na literatura do coeficiente de absorção do CDOM que possui maior absorção nos comprimentos de onda menores, além disso em comprimentos de onda maiores existe a influência de outros COAs comprometendo a modelagem.

A regressão, baseado na análise de correlação, produziu modelos empíricos de banda simples. Os modelos de razão de bandas foram ajustados, também por regressão, após a escolha das razões de bandas por meio da aplicação do ICE (*Interaction Correlation Environment*). 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).

A calibração e validação, dos modelos de razão de bandas e de uma banda, foi realizada obedecendo as proporções de 70% dos dados coletados para calibrar os modelos e 30% para validação, cujos elementos amostrais estão dispostos espacialmente de acordo com a figura 14.

Figura 14 - Pontos amostrais de calibração (amarelo) e validação (vermelho) para coleta de maio (imagem da esquerda) e coleta de outubro de 2014(imagem da direita).



Assim foram utilizados todos os 40 pontos (dados das duas coletas de campo de R_{sr} e aCDOM (selecionados por correlação) para modelagem, sendo escolhidos aleatoriamente 28 pontos para calibração e 12 pontos para validação conforme tabela 1, sendo que os mesmos pontos foram utilizados para todos os modelos o que possibilitou realizar comparações entre os resultados obtidos. Preferiu-se somar os dados dos dois trabalhos de campo devido à variabilidade dos dados de concentração laboratoriais (COD, CID e CTD) dos mesmos.

Tabela 1 - Esquema de escolha dos dados de calibração e validação dos modelos.

Pontos	Modelagem com banda simples e razão de bandas			
	Maio	Out	Maio	Out
	Calibração		Validação	
1	X			X
2	X	X		
3	X			X
4		X	X	
5	X	X		
6	X	X		
7	X			X
8		X	X	
9	X			X
10	X	X		
11		X	x	
12	X	X		
13	X	X		
14	X			X
15		X	X	
16	X	X		
17	X	X		
18	X			X
19		X	X	
20	X			X

Os modelos empíricos encontrados na literatura tabela 2, também foram testados, utilizou-se os dados de R_{sr} de cada trabalho de campo separadamente e calculou-se os erros médios quadráticos comparando-se os resultados de aCDOM estimados pelos modelos e os resultados aCDOM obtidos com dados de campo. Esses modelos foram selecionados com base na semelhança do intervalo de concentração do coeficiente aCDOM (m⁻¹) com o intervalo de concentração coletado em campo e também na similaridade climática do local amostral desse trabalho com os encontrados da literatura.

Tabela 2 - Modelos encontrados na literatura de CDOM.

	Modelos	Local	Intervalo de concentração aCDOM(m ⁻¹)
Menken et al.(2005)	$a(440) = 1,734 \left(\frac{Rsr(670nm)}{Rsr(560nm)} \right)^{-1,321}$	15 lagos no centro-leste da Minnesota. Estados Unidos	0,35 - 11,9
Ficek et al.(2011)	$a(440) = 3,65 \left(\frac{Rsr(570nm)}{Rsr(655nm)} \right)^{-1,93}$	15 lagos Pomeranian Polônia(2007-2010)	0,1 - 17,4
Del Castilho et al.(2008)	$a(412) = -0,90 \left(\frac{Rsr(510nm)}{Rsr(670nm)} \right) + 2,34$	Rio Mississippi No golfo do México (2000-2005)	0,5 - 1,40

Os modelos da literatura e os elaborados nesse trabalho foram avaliados por meio do cálculo do erro percentual médio quadrático RMSE (*Root Mean Square Error*) mostrado pela equação 21 e o coeficiente de determinação (R^2). Um dos procedimentos comumente utilizados para se avaliar o desempenho de um estimador é o seu erro quadrático médio (BOLFARINE,2010).

$$RMSE(\%) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (xi - xmed)^2}{n}} \times \frac{100 \cdot n}{\sum_{i=1}^n xmed} \quad (21)$$

Na equação 21, os valores de xi e xmed representam os valores estimados e o valor medido em campo, respectivamente, sendo n o número de elementos amostrais.

O modelo selecionado para estimar as concentrações de aCDOM em série sazonal de imagens multiespectrais, que foram atmosféricamente corrigidas, foi aquele capaz de estimar as concentrações de aCDOM com menor erro (RMSE). No caso dos modelos com valores de erros (RMSE) próximos foram realizados os testes T-pareado (avaliação da diferença entre as performances dos modelos) a fim de verificar existência de diferença significativa entre os resultados.

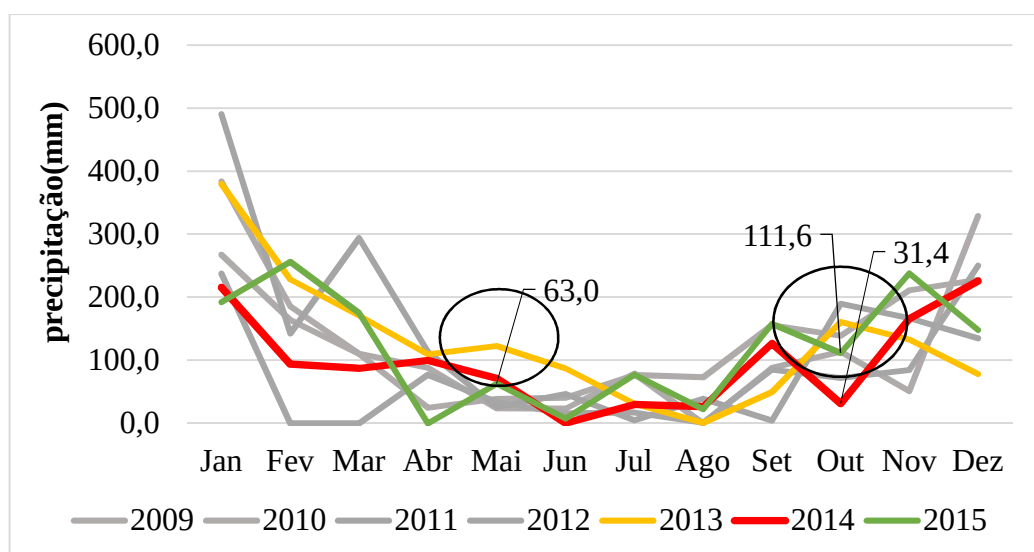
4.5 Aquisição de imagens e análise temporal

Foram utilizadas imagens, da área de estudo, do satélite Landsat8 do sensor OLI de oito datas. Adquiridas no site da USGS (no endereço <http://earthexplorer.usgs.gov/>) as imagens já se encontravam georreferenciadas e ortorretificadas (USGS, 2015). O tempo de revisita do satélite de 16 dias permite o imageamento de 2 imagens por mês, entretanto devido a cobertura de nuvens nem todas foram utilizadas no período de outubro de 2014 até outubro de 2015.

A primeira das imagens utilizadas foi do dia 13 de outubro de 2014 a única imagem disponível (sem cobertura de nuvem) e coincidente com o trabalho de campo do mês de outubro. As imagens do mês de maio de 2014, mês do primeiro trabalho de campo, não foram possíveis de serem utilizadas devido à alta cobertura de nuvens das duas imagens disponíveis.

A segunda e terceira imagens de 2014 foram de 29/10 e 16/12. Do ano de 2015 as imagens disponíveis e sem cobertura de nuvem foram de: 02/02, 09/05, 26/06, 28/07 e 29/08. Na tentativa de minimizar possíveis erros, foram utilizadas as imagens de 2015 ao invés da imagem de 2013 pois, a precipitação mensal, do ano de 2015, se aproximou mais da precipitação de 2014 (ano que foi realizado o trabalho de campo) do que a precipitação de 2013 como pode ser observado nos dados da figura 15.

Figura 15 - Variação dos valores de precipitação mensal nos anos de 2009 até 2015 com ênfase para os anos de 2013 à 2015.



Fonte: Adaptado de INMET (2016)

As imagens selecionadas passaram por processo de correção atmosférica, em decorrência da análise temporal, por meio do método FLAASH, de correção atmosférica, contido no software ENVI utilizando os fatores de correção disponíveis no metadado de cada imagem, como por exemplo, o horário de aquisição da imagem e modelo matemático tropical já embutido no programa.

Dentre os diversos métodos de correção atmosféricas existentes foi escolhido a correção do FLAASH baseado no estudo de Bernardo (2015). Nesse estudo a autora testou 4 métodos de correção atmosférica (DOS, método da linha empírica, FLAASH e ACOLITE) no reservatório de Barra Bonita e concluiu ser o método de correção do FLAASH o que apresentou menor erro baseado em estimativa de sólidos suspensos.

Depois de corrigidas atmosfericamente. As imagens foram convertidas para valores de Rsr. Os valores de Rsr da imagem, coincidente com o campo de outubro de 2014, foram comparados aos resultados das reflectâncias obtidas com a simulação de bandas, dos dados hiperespectrais adquiridos em campo, e foram calculados os R^2 . Baseado no valor de R^2 referente a imagem de outubro, o modelo com menor erro foi aplicado nas outras imagens.

A aplicação do modelo com menor erro, estimado na imagem de outubro, nas outras imagens disponíveis foi realizada no software ENVI 5.1 por meio da ferramenta de matemática de bandas. Desta forma o mesmo modelo estimou os valores de aCDOM nas outras imagens, em um período de um ano, que foram classificadas em mesma escala de concentração de aCDOM para possíveis comparações.

4.6 Simulação espectral

Foram realizadas simulações de bandas com os dados hiperespectrais no qual a função resposta do sensor OLI foi aplicada em cada banda espectral. A SFR do sensor OLI (conforme Barsi et al., 2014) e os dados radiométricos medidos no campo, foram utilizados para as simulações das bandas espectrais do OLI/L8 para as duas campanhas de campo.

A simulação também chamada de reamostragem espectral foi calculada conforme equação 22.

$$Rsr(simulada) = \frac{\int_{xmin}^{xmax} Rsr * FRS * dx}{\int_{xmin}^{xmax} FRS * dx} \quad (22)$$

Sendo: R_{sr} (simulada) o valor de reflectância de sensoriamento remoto simulado, R_{sr} a reflectância de sensoriamento remoto calculada com os dados de radiância e irradiância coletados em campo e FRS os valores da função resposta para cada banda do sensor.

O Landsat 8 é o satélite mais recente que deu continuidade ao Programa Landsat que desde 1972 fornece imagens de sensoriamento remoto da superfície terrestre para usuários de diversas áreas do conhecimento (USGS, 2015). O Landsat 8 foi lançado em 11 de fevereiro de 2013 apresentando em sua carga útil dois instrumentos, OLI (*Operational Land Imager*) e TIRS (*Thermal Infrared Sensor*) (NASA, 2015).

Uma das imagens utilizadas nesta Tese é do sensor OLI, tais imagens estão disponibilizadas no catálogo de imagens do INPE (<http://www.dgi.inpe.br/catalogo/>). O sensor OLI opera com um FOV de 15°, e possui nove bandas espectrais cobrindo uma faixa de 190 km com resolução espacial de 30 m em todas as bandas exceto na banda pancromática que possui resolução espacial de 15 m (NASA; USGS, 2015). O Quadro 1 apresenta as bandas do sensor OLI.

Quadro 1- Bandas espectrais do sensor OLI (Fonte: USGS, 2015).

Banda	Resolução espacial (m)	Faixa Espectral (nm)
1- Costal/Aerosol	30	435-451
2- Azul	30	452-512
3- Verde	30	533-590
4- Vermelho	30	636-673
5- NIR	30	851-879
6- SWIR-1	30	1566-1651
7- SWIR-2	30	2107-2294
8- Pan	15	503-676
9- Cirrus	30	1363-1384

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 Caracterização limnológica

Encontrou-se a menor profundidade de 10 metros e a maior de 30 metros, porém em média os pontos possuíam profundidade de aproximadamente 15 metros. Dentre todas as variáveis da tabela a que apresentou menor CV foi a temperatura seguida pelo pH o que indica um comportamento mais estável dessas variáveis. Entretanto a variável menos estável foi o vento com CV de aproximadamente 58% seguida pela concentração de clorofila-*a*.

Tabela 3 - Estatística descritiva dos dados limnológicos da coleta de maio de 2014.

	Prof. (m)	SECCHI (m)	TURB. (NTU)	OD (mg/L)	Chla (mg.m ⁻³)	SST (mg/L)	T (°C)	pH	Vento (m/s)
Mínimo	10,00	0,80	1,66	3,80	19,11	3,60	24,50	7,18	0,60
Máximo	30,00	2,30	12,50	12,90	293,24	16,30	26,90	9,25	4,90
Média	15,32	1,49	5,17	8,20	124,69	7,21	25,56	8,36	1,85
Desv.pad	4,13	0,43	2,43	2,34	71,04	3,26	0,72	0,70	1,07
CV(%)	26,98	28,95	47,04	28,56	56,97	45,21	2,82	8,32	57,84

A clorofila-*a* foi a variável com maior desvio padrão, que indica uma grande variabilidade dos dados. Observou-se também nesta campanha de maio que a profundidade Secchi apresentou menor variabilidade com desvio padrão de 0,43 seguida pela temperatura e o pH.

Na tabela 4 estão as estatísticas descritivas do campo de outubro, no qual observou-se, assim como na coleta de maio, que o maior valor de coeficiente de variação foi da variável vento com quase 100% e o maior desvio padrão foi da concentração de clorofila-*a* e apresentou também maior magnitude do que no campo de maio.

Tabela 4 - Estatística descritiva dos dados limnológicos da coleta de outubro de 2014.

	Prof. (m)	SECCHI (m)	TURB. (NTU)	OD (mg/L)	Chla (mg.m ⁻³)	SST (mg/L)	T (°C)	pH	Vento (m/s)
Mínimo	8,00	0,37	11,60	5,60	263,20	10,80	24,50	7,12	0,00
Máximo	18,50	0,78	33,20	15,70	797,80	44,00	32,10	10,06	5,00
Média	12,96	0,57	18,74	11,52	428,72	21,97	28,14	9,28	1,51
Dev.pad	2,72	0,10	5,15	2,99	154,47	7,04	2,20	0,88	1,49
CV	21,01	17,18	27,47	25,92	36,03	32,05	7,83	9,44	99,29

Os valores de concentração de clorofila-*a* aumentaram significativamente do primeiro para o segundo campo, de valores médios de 124,69 mg.m⁻³ para 428,72 mg.m⁻³ o que caracteriza maior presença de fitoplâncton em outubro visto que segundo Bukata (1995) a clorofila-*a* é um estimador de fitoplâncton. O mesmo ocorreu para as concentrações de SST onde os valores médios aumentaram de 7,21 mg/L para aproximadamente 22 mg/L.

O aumento do SST em outubro pode ter sido consequência do aumento de clorofila-*a* também em outubro, isso porque, nesse mês já começou a ocorrer maior produção pelos fitoplânctons e aumentando a quantidade de fitoplâncton pode ocorrer aumento correspondente a fração orgânica que compõe o SST.

Valores mais alcalinos de pH (> 9,0) podem estar ligados a longos períodos de seca onde segundo Esteves (1998) são encontradas, em maiores quantidades, as formas de bicarbonato seguido pelo carbonato. No mês de outubro os valores de pH > 9,0 podem ser observados em 17 dos 20 pontos amostrais enquanto que em maio apenas 6 pontos de um total de 20 pontos tiveram valores nessa faixa.

Com média de 8,4 e 9,2 de pH respectivamente para maio e outubro pode-se afirmar de acordo com Esteves (1998) que a forma mais presente de CID no reservatório nesses períodos são as de íons bicarbonato (HCO₃⁻).

O resultado das análises realizadas pelos laboratórios terceirizados de: carbono orgânico dissolvido (COD), carbono inorgânico dissolvido (CID) e carbono total dissolvido (CTD) foram tabelados a seguir (tabela 5). Sendo que para o campo realizado em maio as amostras foram enviadas ao laboratório em Araraquara/SP (Venturo Análises Ambientais - ME) e as amostras de outubro foram analisadas pelo Instituto Internacional de Ecologia em São Carlos/SP.

Tabela 5 - Resultado das análises laboratoriais, média, máximo, mínimo, desvio padrão e coeficiente de variação das concentrações de COD, CID e CTD.

Pontos	Maio			Outubro		
	CTD(mg/L)	COD(mg/L)	CID(mg/L)	CTD(mg/L)	COD(mg/L)	CID(mg/L)
1	31,84	22,50	9,34	17,71	8,574	9,136
2				21,27	10,13	11,14
3				12,87	1,04	11,83
4	32,06	21,82	10,24	22,00	9,86	12,14
5				32,29	19,11	13,18
6				20,28	11,066	9,214
7	30,98	22,05	8,93	23,79	11,48	12,31
8	31,68	21,98	9,70	24,87	11,15	13,72
9	30,26	21,48	8,78	26,57	10,68	15,89
10	30,64	21,56	9,08	17,75	9,29	8,46
11	31,92	22,69	9,23	22,21	14,457	7,753
12	30,94	21,97	8,97	34,39	15,62	18,77
13				22,46	8,45	14,01
14	29,82	21,43	8,39	21,88	8,10	13,78
15	30,19	21,69	8,50	17,47	6,90	10,57
16				18,61	7,78	10,83
17				23,28	8,42	14,86
18	30,46	21,16	9,30	32,36	8,56	23,8
19				39,75	10,51	29,24
20	36,56	25,7	10,86	41,44	10,68	30,76
Media(mg/L)	31,45	22,17	9,28	24,66	10,09	14,57
Maximo(mg/L)	36,56	25,70	10,86	41,44	19,11	30,76
Mínimo(mg/L)	29,82	21,16	8,39	12,87	1,04	7,75
Desv.pad	1,78	1,19	0,71	7,63	3,61	6,44
CV(%)	5,65	5,39	7,63	30,96	35,80	44,20

Foram analisadas 12 amostras referente ao campo de maio e 20 amostras para o campo de outubro pois ao analisar estatisticamente os valores de média, desvio padrão e CV de maio (tabela 5) decidiu-se por aumentar a amostragem para garantir maior confiabilidade estatística dos dados, isso porque em outubro poderia haver maior variabilidade das concentrações devido a influência de fatores alóctones.

O desvio padrão de todas as concentrações em outubro foi maior que em maio, sendo o maior da variável CTD. Assim os dados de concentração em outubro têm mais variabilidade em relação a média considerando todos os pontos amostrados. O mesmo ocorreu para o coeficiente de variação. Em outubro o CV variou no intervalo de aproximadamente 31%

até 44% para as concentrações de CTD, COD e CID enquanto em maio o intervalo de variação foi menor entre 5,6% até 7,6%.

As concentrações de maio apresentaram valores mais homogêneo ao longo dos pontos, com valores de CV menores do que em outubro caracterizando a distribuição espacial em maio como mais homogênea do que em outubro. Isso pode estar relacionado com o regime pluvial, visto que, em maio o reservatório deve apresentar maior mistura de seus compostos pois é o final de um período de chuva e início de um período de seca.

Observou-se que o valor médio de CTD em maio (31,45 mg/L) foi maior que em outubro (24,66 mg/L) assim como também para o COD que apresentou valor médio de 22,17 mg/L em maio e 10,09 mg/L em outubro.

Na coleta de maio, tabela 5, a parcela de maior contribuição para o CTD vem do COD enquanto que em outubro tem origem no CID isso pode ser relacionado com o processo de fotodegradação do carbono orgânico que passa a ser carbono inorgânico dissolvido e monóxido de carbono (MORAN, 2000).

O COD, para o mês de maio, apresentou valor máximo de 25,7 mg/L e mínimo de 21,16 mg/L com média de 22,17 mg/L mostrando pouca variação ao longo do reservatório, segundo Esteves (1998) essa pouca variação pode estar ligada ao tipo de material em decomposição haja vista que materiais de difícil decomposição apresentam baixa variação de concentração de COD. Vale destacar que o valor de COD sofreu grande variação no campo de outubro sendo o maior valor de concentração 19,1 mg/L e o menor 1,04 mg/L com valor médio de 10,09 mg/L.

O valor máximo observado na tabela 5, com exceção apenas da concentração de COD do campo de outubro, foram todos correspondentes ao ponto 20, localizado dentro do rio Tietê. A mesma análise dos parâmetros globais anteriores (média, máximo, mínimo, Desv.pad e CV) foi realizada retirando-se o ponto 20 das duas campanhas o resultado pode ser observado na tabela 6.

Tabela 6 - Valores de média, máximo, mínimo, desvio padrão e coeficiente de variação das concentrações laboratoriais de COD, CID e CTD desconsiderando o ponto 20.

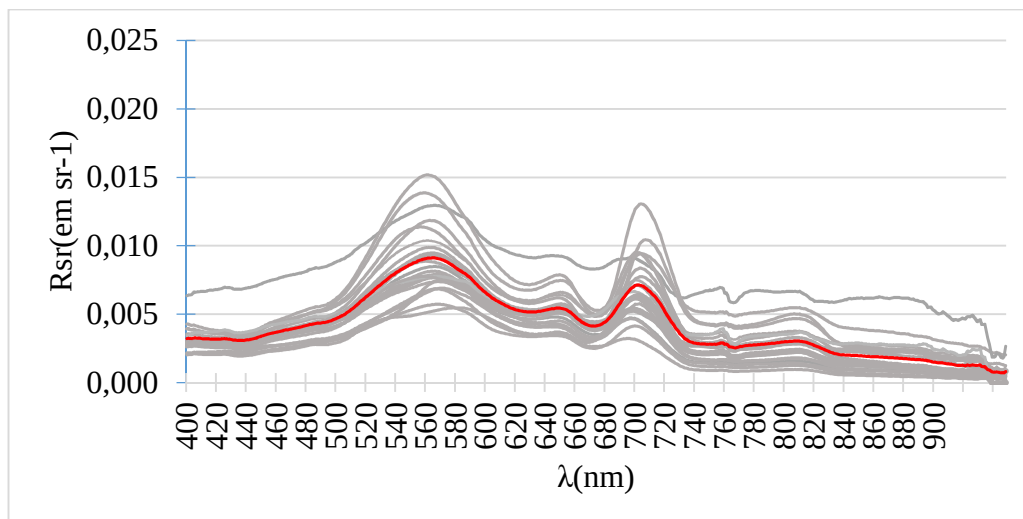
	Maio			Outubro		
	CTD	COD	CID	CTD	COD	CID
Media(mg/L)	30,98	21,85	9,13	23,78	10,06	13,72
Maximo(mg/L)	32,06	22,69	10,24	39,75	19,11	29,24
Mínimo(mg/L)	29,82	21,16	8,39	12,87	1,04	7,75
Desv.pad	0,78	0,46	0,53	6,71	3,71	5,33
CV(%)	2,53	2,10	5,77	28,23	36,87	38,88

Ao retirar o ponto 20 observou-se que a magnitude do CV no campo de maio diminuiu, apresentando valores entre 2,1% até 5,8%, assim como também em outubro de aproximadamente 28% até 39%. Essa diminuição ocorreu devido as características particulares do rio tietê já descritas por Straskraba e Tundisi (2013) com a presença de descargas de esgotos aumentando a concentração de carbono por meio da degradação da matéria orgânica, ou seja, ele contribui para o aumento da carga de carbono no reservatório. A mesma análise, de diminuição da magnitude dos valores, pode ser observada para o desvio padrão em relação aos dois campos com todos os valores e ao retirar o ponto 20.

5.2 Reflectância de Sensoriamento Remoto e Reamostragem Espectral

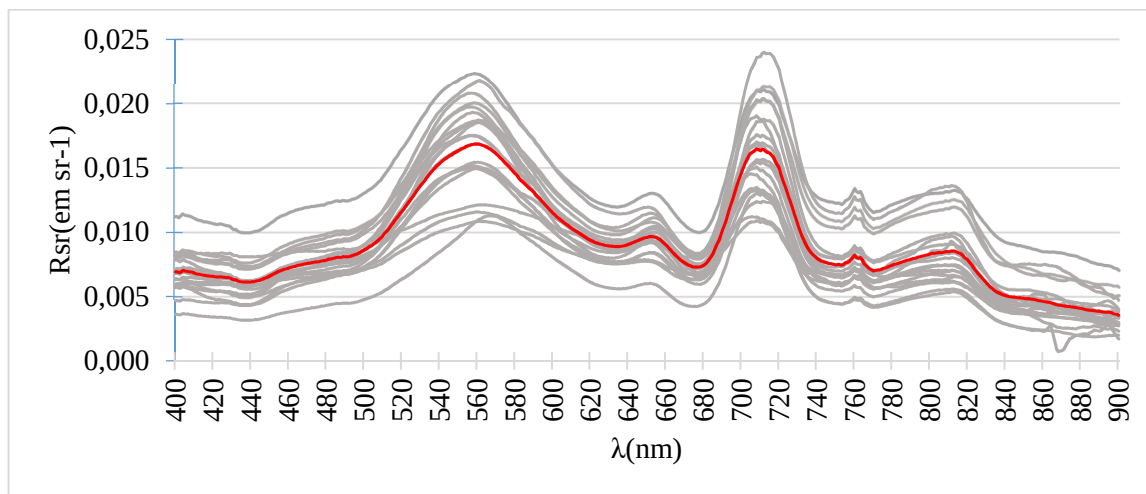
As curvas espectrais para maio/2014 e para outubro /2014 foram respectivamente da figura 16 e 17. Destaque para as curvas espectrais médias (em vermelho).

Figura 16 - Curvas de Reflectâncias para o campo do mês de maio.



As curvas (figuras 16 e 17) apresentaram algumas feições bem definidas, sendo um pico de Rsr na região do verde em 560-570 nm onde segundo Jensen (2007) pode ser atribuído à presença de Chl-*a* e segundo Bernardo (2015) também aos sólidos em suspensão totais (SST). Outro pico de Rsr pode ser observado na região do IVP (Infravermelho próximo) e uma feição de absorção próximo a 770 nm.

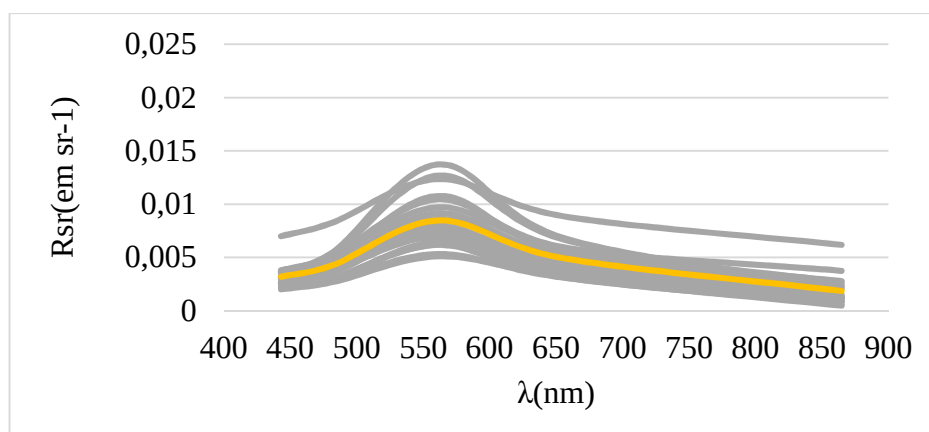
Figura 17 - Curvas de Reflectâncias para o campo do mês de outubro.



Para todas as curvas do mês de outubro também foi possível observar um pequeno pico bem definido nas proximidades de 760 nm que pode ser atribuído a um ruído ..., outro pico de reflectância em 820nm e uma feição de absorção em 440 nm.

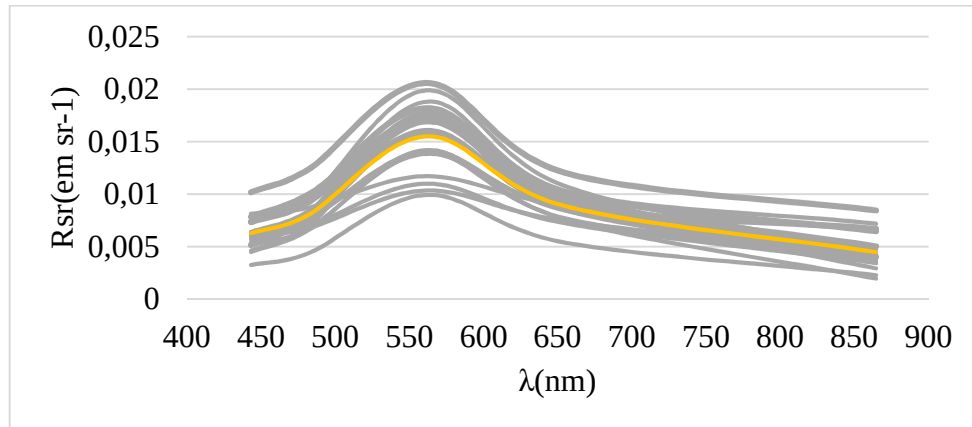
A Rsr simulada para o mês de maio pode ser observada na figura 18. Observou-se que apenas a feição no comprimento de onda de 560nm foi mantida, as outras feições observadas na figura 16 foram suavizadas.

Figura 18 - Simulação de bandas para o mês de maio.



Assim como em maio, a simulação para o mês de outubro (figura 19) também suavizou feições como por exemplo, a feição em 720nm e manteve apenas a feição em 560nm. Isso ocorreu devido a diferença de largura das bandas dos dados hiperspectrais e os dados multiespectrais.

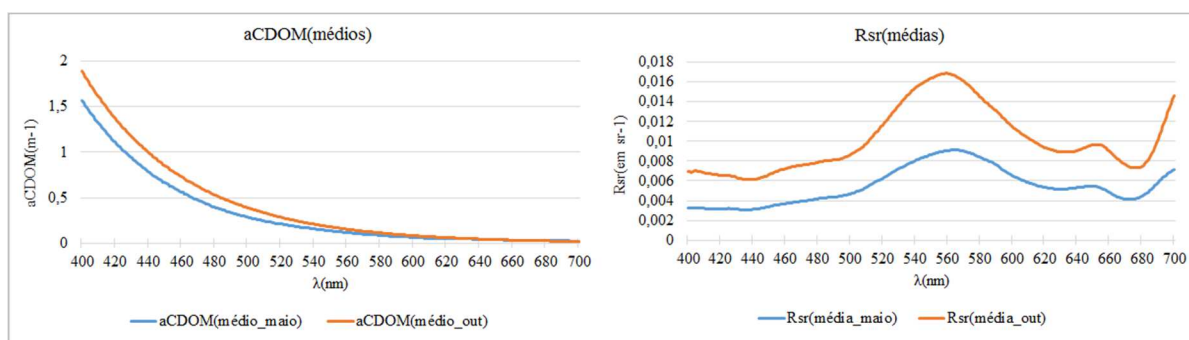
Figura 19 - Simulação de bandas para o mês de outubro.



Em termos médios a curva do mês de outubro tem maior magnitude do que o mês de maio. Isto pode ser justificado pelo aumento da concentração de SST (média das concentrações de outubro 21,97 mg/L e em maio 7,21mg/L), que ocasiona aumento dos valores de R_{sr} , bem como o aumento de clorofila- a (média de concentração de outubro 428,72 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ e maio 124,69 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$) que influencia na magnitude das feições de absorção.

De acordo com Kirk (2011) quanto maior a inclinação da curva do aCDOM maior a concentração de CDOM. Foi observado na figura 20 maior concentração de CDOM em outubro.

Figura 20 - Curvas de R_{sr} médias e aCDOM médios (maio e outubro).



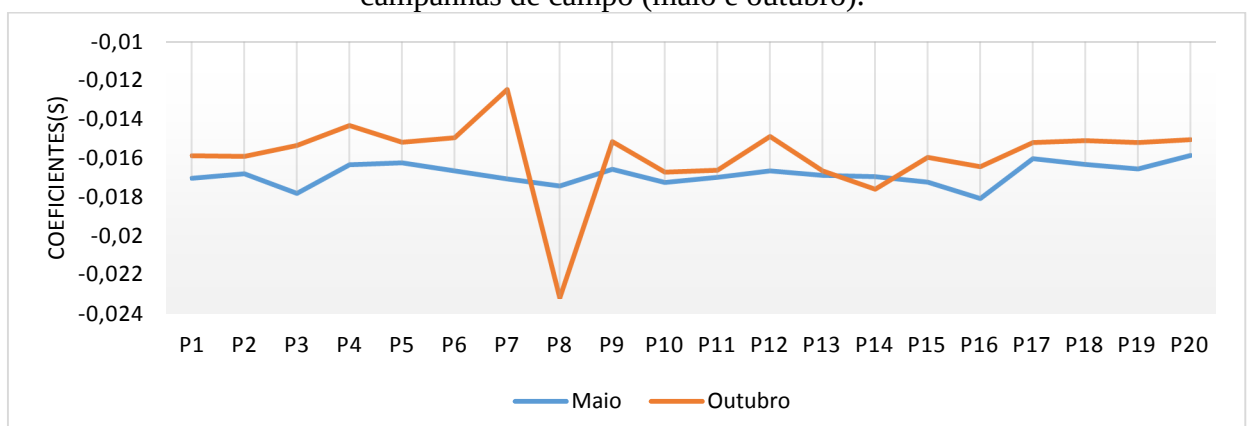
Segundo Bukata (1995) a Rsr pode ser influenciada de acordo com a concentração de COD na água. Em comprimentos de onda menores que 600nm, ela sofre um rebaixamento. Ao observar a curva de Rsr média, da figura 20, para o mês de outubro notou-se uma elevação da Rsr média do comprimento de onda de 440nm até 400 nm entretanto, para o mês de maio essa elevação (de 440nm até 400nm) não foi notada, sendo observado quase um comportamento retilíneo. Desta forma esse rebaixamento da curva (de 440nm até 400nm) para o mês de maio pode estar relacionado com a concentração de COD do mês de maio que foi maior, cerca de 22 mg/L, em relação ao mês de outubro (10,09mg/L).

Em outubro existem valores maiores de SST (média de 22mg/L). Segundo Bukata (1995) águas que contém valores altos de material em suspensão ($>10\text{mg/L}$) são mais difíceis de identificar a absorção pelo COD do que águas com valores altos de clorofila-*a*. Para o mês de outubro as concentrações de clorofila-*a* foram maiores que em maio (média de $124,69\text{mg.m}^{-3}$ - maio e 428mg.m^{-3} - outubro) e os valores de concentração de SST analogamente ($7,21\text{mg/L}$ - maio e 22mg/L outubro) o que pode explicar a dificuldade de observar a mudança na curva de Rsr devido a absorção causada pelo COD.

5.3 Comportamento dos Coeficientes de inclinação (S) e Coeficiente de absorção (aCDOM (440)) e as concentrações laboratoriais.

O gráfico da figura 21 mostra os valores de *Slopes* (S) (coeficiente de inclinação da curva ajustada por meio de uma regressão exponencial) das duas campanhas, sendo a linha laranja referente ao trabalho de campo em outubro de 2014 e a linha azul de maio de 2014.

Figura 21 - Composição dos coeficientes de inclinação (S) com os pontos amostrais nas duas campanhas de campo (maio e outubro).



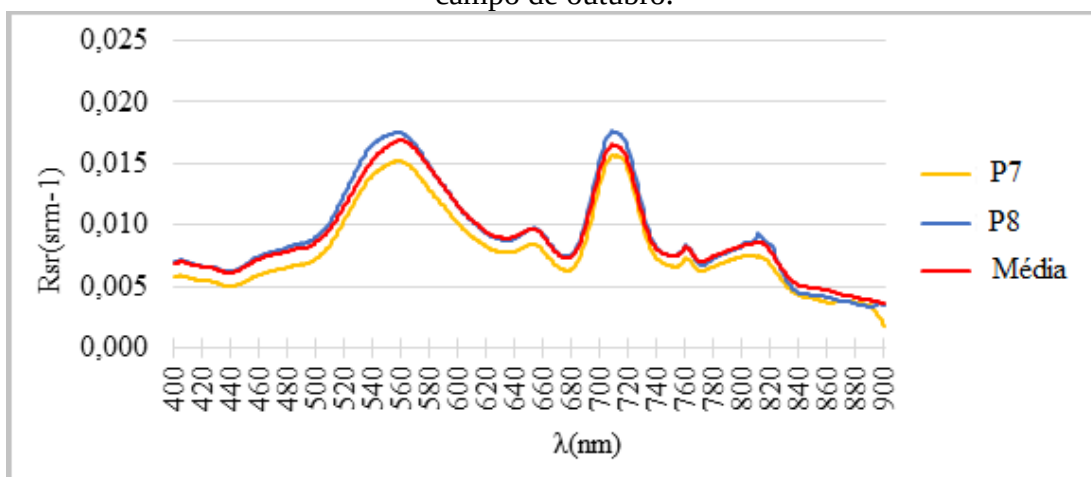
Observou-se que em geral os valores dos coeficientes em outubro são maiores do que em maio, com exceção do ponto 8 e 14, valores médios de coeficientes médios de -0,016 podem ser adotados para maio e -0,015 para outubro. Segundo Esteves (1998) as substâncias húmicas constituem a maior fração do COD em lagos têm sua origem límnetica a partir das comunidades planctônicas (especialmente fitoplâncton) e na região litorânea a partir das comunidades de macrófitas aquáticas. Desta forma o aumento do CDOM em outubro pode estar relacionado com aumento da concentração de clorofila-*a* um composto preditor fitoplanctônico.

Os valores do ponto 13 apresentaram-se praticamente iguais para os dois campos. O ponto com maior valor foi o P7 (para o campo de outubro) com valor próximo de -0,012 e o de menor valor foi o P8 (para o campo de outubro) com valor em torno de -0,023.

O padrão da curva manteve-se retilíneo do ponto 17 ao ponto 20, para os dados de outubro, o que não ocorreu para o campo de maio. Em maio houve um aumento no ponto 17 e uma queda até o ponto 19 e novamente uma elevação até o ponto 20. Esse comportamento diferenciado pode estar associado com a localização desses pontos (17 até o 20). O ponto 17 em região de transição recebendo águas tanto do rio Tietê quando do rio Piracicaba, já os pontos 18,19 e 20 são mais influenciados pelas características do rio Tietê.

Ao comparar o espectro do ponto 8 (curva azul) com a do ponto 7 (curva amarela - ponto com maior proximidade espacial do ponto 8) em termos de Rsr para o campo de outubro (figura 22) não se observou grandes alterações que expliquem o comportamento atípico do coeficiente S no ponto 8 para o mês de outubro, dessa forma possivelmente pode ter ocorrido algum problema na leitura da absorbância do passo óptico no espectrofotômetro e desta forma o ponto 8 foi excluído da modelagem.

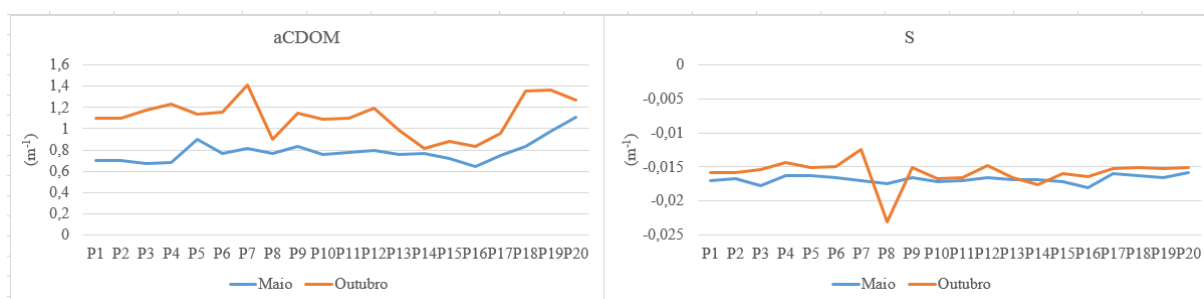
Figura 22 - Curvas de reflectância do ponto 8, ponto 7 e reflectância média referente ao campo de outubro.



O coeficiente de absorção aCDOM, varia ao longo dos pontos observados no reservatório (figura 23) apresentando valores máximos, mínimos e médios de absorção.

Ao comparar o comportamento das curvas do aCDOM e do coeficiente de inclinação (S) ao longo dos pontos observou-se na figura 23 que em geral o padrão das curvas são mais semelhantes para o mês de outubro. Mantendo-se os picos (valores máximos) mais perceptíveis como por exemplo o pico do ponto 7 e 12 para o mês de outubro.

Figura 23 - Comportamento do coeficiente de inclinação (S) e coeficiente de absorção(2,440).



Para os coeficientes referentes ao campo do mês de maio a curva apresentou algumas diferenças como por exemplo, a presença do pico do ponto 5 na curva de coeficiente de absorção em maio e o vale para o ponto 3 em relação a curva do coeficiente S. O pico no P5 corrobora com o valor de concentração laboratorial encontrado para este ponto de COD que foi o maior de todos os pontos (19mg/L) no campo de outubro.

Comparando as concentrações laboratoriais (tabela 5) com os coeficientes de decaimento (S) e de absorção aCDOM, da figura (23) foi possível observar que existe maior concentração de CDOM em outubro do que maio. O valor médio de concentração laboratorial de COD em maio (22,17mg/L) é maior que em outubro (10,09mg/L), significa que existe mais carbono orgânico em maio, entretanto como os valores de coeficiente S e aCDOM foram maiores em outubro foi possível concluir que a concentração de carbono orgânico de maio contém pouca contribuição do carbono colorido.

Foi observado na figura 23 que os valores de aCDOM dos pontos 18, 19 e 20 para o mês de outubro e maio sofrem um aumento expressivo. Isso ocorreu devido à localização geográfica dos pontos que recebem maior contribuição vinda do rio Tietê apresentando valores de matéria orgânica maiores.

Conforme tabela 7 no mês de outubro as correlações foram pequenas entre o coeficiente (S) e COD e do aCDOM com o COD. Mesmo assim foi possível afirmar que em outubro existe maior concentração de CDOM no COD pois os valores de aCDOM e S (figura 23) foram maiores em outubro do que em maio.

Ferreira (2014) não encontrou correlação a partir da análise das amostras de água coletadas em vinte e uma estações amostradas durante campanha de campo no reservatório de Três Marias, entre a concentração de COD e aCDOM (443) assim como nesse trabalho, para o mês de outubro, a correlação foi de 24%.

Vodacek et al. (1997) relaciona a baixa correlação, entre COD e aCDOM, com a transformação do CDOM em partículas não coloridas e CID. Ao analisar a correlação do CTD com o aCDOM (outubro) que foi de 56% e a correlação de CID e aCDOM foi observado que a maior contribuição para o CTD foi da forma inorgânica. Essa contribuição inorgânica para o CTD também foi comprovada na tabela 5 em concentrações laboratoriais. Desta forma o resultado corroborou com o relato de Vodacek et al. (1997).

Entretanto para o mês de maio foi observado exatamente o comportamento inverso que outubro. A correlação de CTD e aCDOM foi de 71% com maior contribuição da parte orgânica. Assim na tabela 6 a correlação entre aCDOM e COD para o mês de maio foi alta de 78%. Observou-se também alta correlação de 71% (mês de maio) entre o CTD e o coeficiente de absorção no comprimento de onda de 440nm sendo que a maior contribuição contida no carbono total veio do COD o que pode implicar maior influência de CDOM.

Tabela 7 - Correlações entre as concentrações laboratoriais de CTD, CID e COD com coeficientes S e aCDOM.

Correlações (%)	Maio	Outubro
CTD x slope	0,58	0,15
COD x slope	0,50	0,05
CID x slope	0,60	0,15
aCDOM x slope	0,59	0,48
aCDOM x CTD	0,71	0,56
aCDOM x CID	0,48	0,53
aCDOM x COD	0,78	0,24

Ao observar as correlações entre o aCDOM e as concentrações laboratoriais de outubro (CTD, COD e CID) os valores foram significativos, com maior correlação de 56%

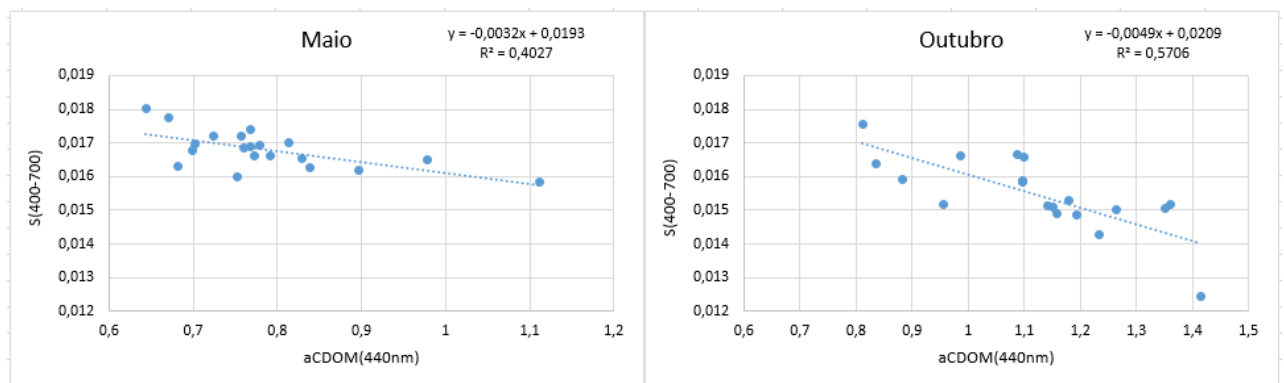
(entre CTD e aCDOM) seguido de 53% para a relação de CID com o aCDOM. Já para a correlação do COD com aCDOM o valor foi muito pequeno (24%) assim o aCDOM não pode ser explicado pelo COD para o mês de outubro.

O coeficiente de decaimento apresentou correlação significativa com as concentrações das formas de carbono (CTD, COD e CID) apenas para o campo de maio com valores entre 50% e 60 % enquanto para outubro os valores foram insignificantes variando de 5% até 15% dependendo da forma do carbono encontrada.

Foi observado correlação de 48% entre o coeficiente de absorção aCDOM e o de decaimento S o que implica dizer que o aCDOM explica os valores do S nessa porcentagem.

Na figura 24 foi observada a relação entre S e aCDOM para campo de maio e outubro, sendo que para o mês de outubro foi necessário excluir o ponto 8 devido ao resultado observado na figura 23. No trabalho de Ferreira (2014) o coeficiente de determinação entre S, utilizando o intervalo de 380 até 700nm e aCDOM(443nm) foi baixo de aproximadamente 12,5%, entretanto, nesse trabalho o R^2 foi de aproximadamente 40% para maio e 57% para outubro.

Figura 24 - Relações entre S e aCDOM para os campos de maio e outubro.

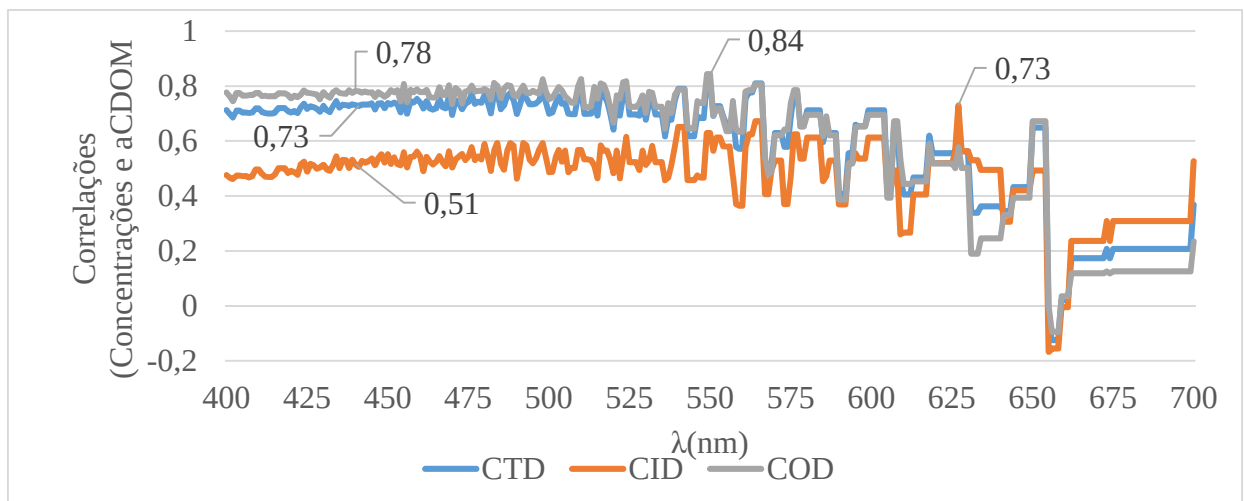


Foi possível perceber uma tendência de linearidade entre as estações. Essa tendência revela que o intervalo espectral utilizado para ajuste do decaimento exponencial da absorção é adequado para descrever o comportamento da maioria das medidas e sugere que a dinâmica dessas duas propriedades da matéria dissolvida é gerida pelo mesmo processo (FICHOT; BENNER, 2011).

5.4 Modelos inversos com dados de sensoriamento remoto

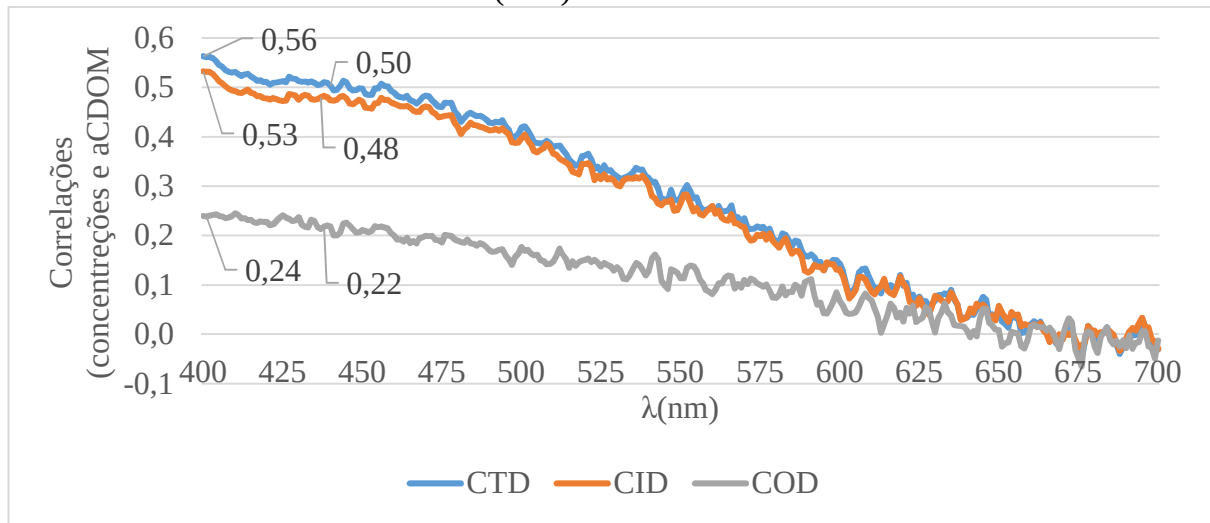
O resultado da correlação entre as concentrações laboratoriais e o coeficiente absorção aCDOM, ao longo do espectro, podem ser observados na figura 25. Os maiores valores de correlação foram referentes ao COD (84%) seguido pelo CTD (81%) para o comprimento de onda de 550 nm. Entretanto, como o comprimento de onda padrão na literatura é em 440nm e as porcentagens de correlação do 550nm e do 440nm, para as concentrações de COD, foram de 84% e 78% respectivamente como observado optou-se por utilizar o comprimento de onda de 440nm para correlacionar com a reflectância de sensoriamento remoto (Rsr).

Figura 25 - Composição das correlações entre as concentrações e aCDOM por comprimento de onda(nm) - Coleta de maio.



Para o mês de outubro (figura 26) as correlações têm magnitude menor que em maio e apresentam valores próximos somente ao final da série após o comprimento de onda de 665nm. O maior valor de correlação, 0,56 foi referente a concentração de CTD seguido do inorgânico (CID) com 0,53. A correlação entre o coeficiente aCDOM e as concentrações de COD foram pequenas sendo maior valor 0,24 em 400 nm.

Figura 26 - Composição das correlações entre as concentrações e aCDOM por comprimento de onda (λ nm) - Coleta de outubro.



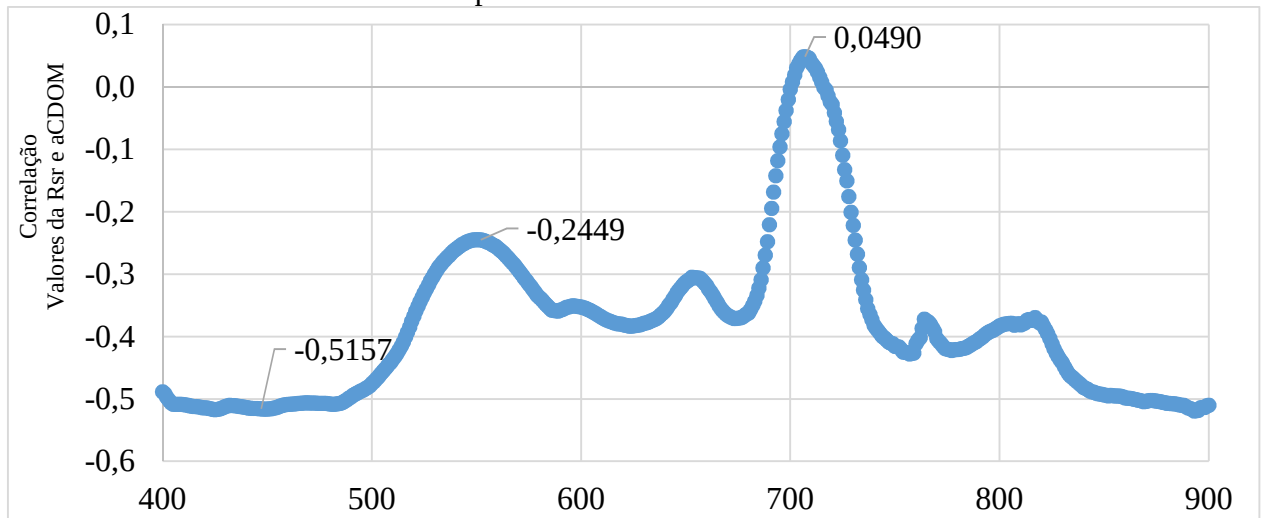
Assim como para análise de maio, foi adotado o comprimento de onda de 440nm para as concentrações de CTD em futuras modelagens, visto que, a diferença é pequena do comprimento de maior correlação (400nm) para o padrão da literatura (440nm).

Observou-se que nessa coleta de outubro existe maior contribuição da correlação de CID do que o COD (ao contrário da coleta de maio). A correlação no 440nm referente ao COD apresentou magnitude menor (0,22) do que em maio (0,78).

O comprimento de onda 440nm, do coeficiente de absorção aCDOM, foi utilizado na modelagem bem como os comprimentos de onda da Rsr que foram analisados no Correlograma da figura 27.

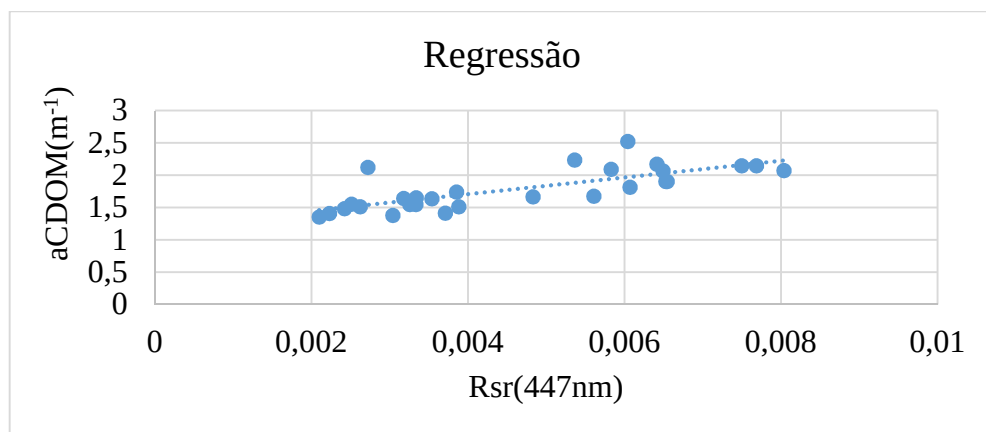
Para coleta de maio, observaram-se maiores correlações (negativas) entre os comprimentos de onda de 400nm até 500nm, entre os valores de Rsr e aCDOM (figura 27), dessa forma optou-se por modelar utilizando os comprimentos de onda de 447 nm que apresentou maior correlação desse intervalo (400nm a 500nm).

Figura 27 - Curva de correlações entre os valores de Rsr e o coeficiente aCDOM por comprimento de onda - maio .



O pico em 707 e 552 apresentaram correlações baixas de aproximadamente 0,05 para a correlação referente ao comprimento de onda de 707nm e cerca de 25% de correlação negativa para o comprimento de onda de 552nm que remete ao mês de maio. Desta forma optou-se por utilizar apenas o comprimento de onda de 447nm para a modelagem sendo a regressão que deu origem a modelo ilustradas na figura 28.

Figura 28 - Modelo obtido por Regressão linear entre o coeficiente aCDOM e o valor de Rsr (447 nm).

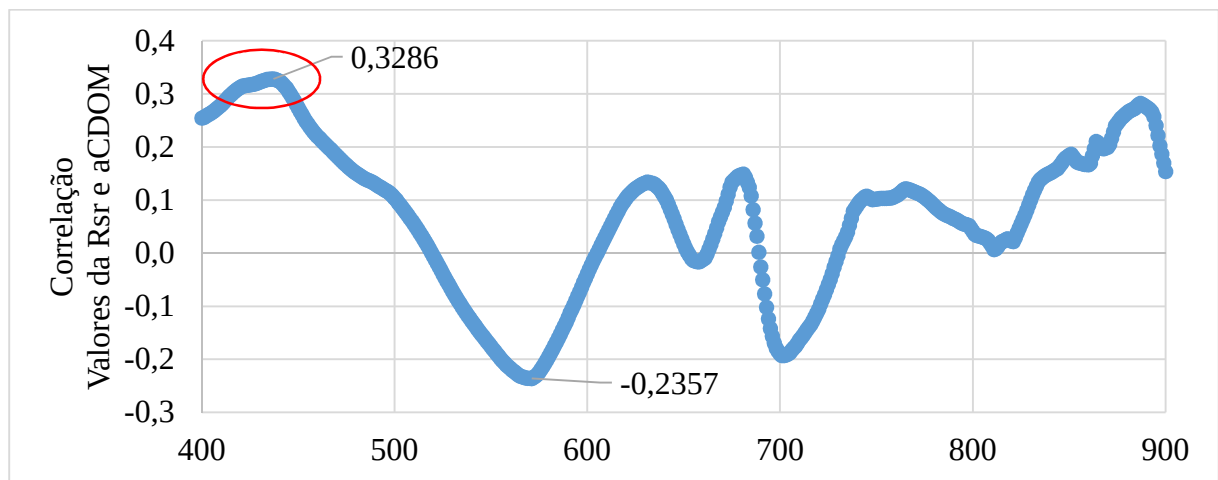


A equação gerada na modelagem para 447nm foi a equação 23 que apresentou $R^2=0,58$ e RMSE = 18,11%.

$$\text{Modelo SG}_1 - a\text{CDOM} = 131,92 \cdot \text{Rsr}(447\text{nm}) + 1,1859 \quad (23)$$

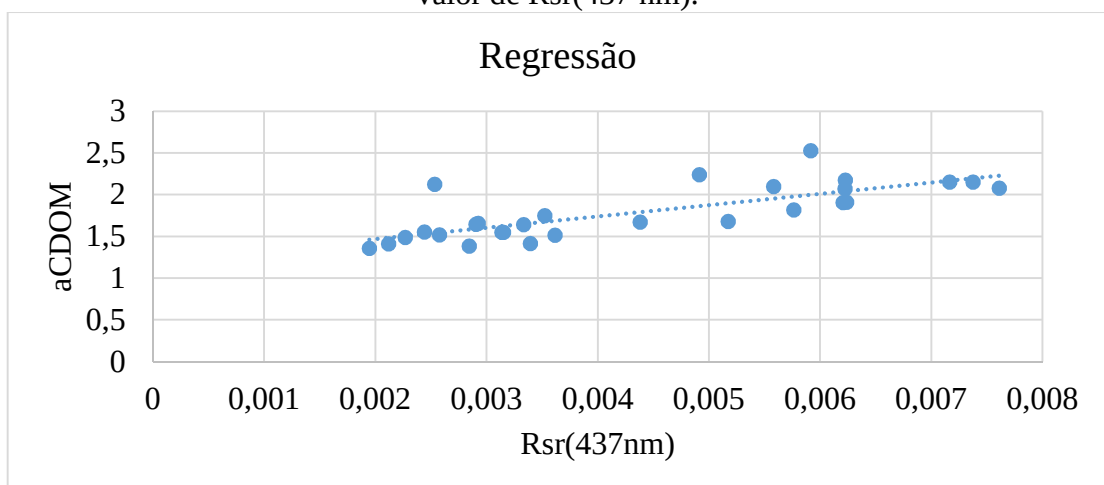
A figura 29 revelou a existência de três picos, para coleta de outubro, sendo um positivo (437nm) e dois negativos (570nm e 700nm). Foi gerado modelo somente para o comprimento de onda de 437nm.

Figura 29 - Curva de correlações entre os valores de Rsr e o coeficiente aCDOM por comprimento de onda - outubro.



Os valores de Rsr de 437 nm apresentou aproximadamente 36% de correlação com os valores do aCDOM. A curva de regressão que deu origem ao modelo (SG_2) está representada na figura 30.

Figura 30 - Modelo obtido por Regressão linear entre os valores de coeficiente CDOM e o valor de Rsr(437 nm).



O modelo SG_2 gerado pela regressão foi a equação 24 que apresentou $R^2 = 0,59$ e $RMSE = 18,17\%$.

$$\text{Modelo SG}_2 - aCDOM = 137,91 \cdot Rsr(437nm) + 1,1939 \quad (24)$$

5.1 Resultados da aplicação dos modelos inversos encontrados na literatura

Em relação aos modelos encontrados na literatura, foram testados três modelos sendo dois modelos que utilizaram o aCDOM em 440nm como padrão e o modelo de Del Castilho utilizou a concentração de aCDOM em 412nm como comprimento de onda padrão. Entretanto para o modelo de Del Castilho também foi calculado o erro referente ao aCDOM em 440nm para comparações com os demais modelos testados.

Após aplicação dos dados, coletados no campo em Barra Bonita, nos modelos da literatura (tabela 8) observaram-se os seguintes valores de RMSE.

Tabela 8 - RMSE(%) e Range de concentração de aCDOM(m^{-1}) dos modelos da literatura.

	Coleta	RMSE(%)	Range aCDOM (m^{-1})
Menken et al. (2005)	Maio	50,3(440nm)	0,35 - 11,9
	Outubro	35,6(440nm)	
Ficek et al. (2011)	Maio	76,8(440nm)	0,1 - 17,4
	Outubro	31(440nm)	
Del Castilho et al. (2008)	Maio	16,7(412nm)	0,5 - 1,40
		52,8(440nm)	
	Outubro	17,4(440nm)	
		34,19(412nm)	

Os modelos com maiores erros foram todos referentes ao trabalho de campo realizados no mês de maio sendo o modelo de Ficek et al. (2011) com o maior erro com 76,8%. Já o modelo com menor porcentagem de erro foi o de Del Castilho et al. (2008), com dados de Rsr de outubro e dados aCDOM em 440nm, com 17,4% de erro. Assim como também foi o modelo de Del Castilho et al. (2008), com dados de Rsr do mês de maio e aCDOM em 412nm, que apresentou menor erro 16,7%. Nota-se que o modelo baseado em 412 nm apresentou menor erro com os dados de ambas coletas, sendo considerado o melhor modelo para o reservatório.

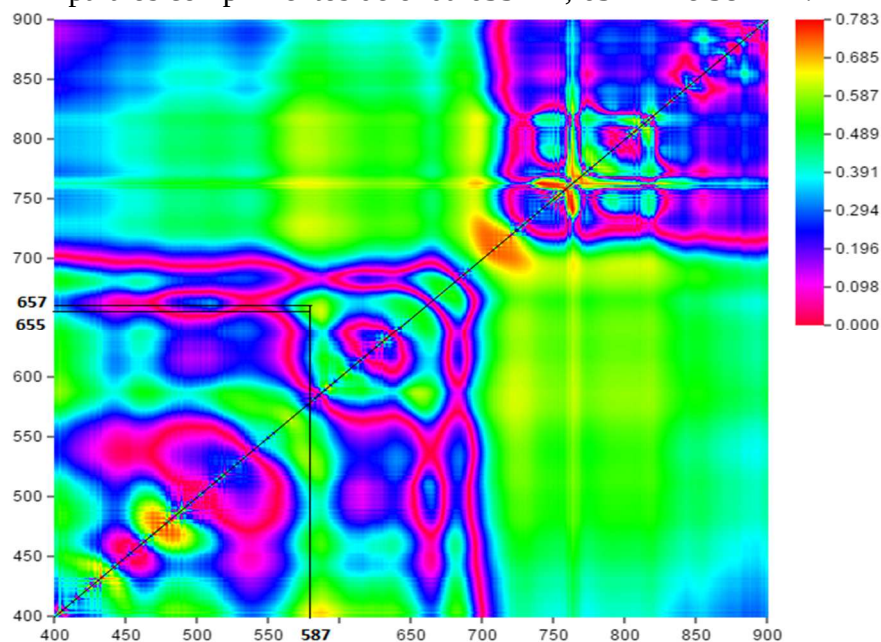
O range de concentração do aCDOM para o campo de maio foi entre 0,64 até 1,11(m^{-1}) enquanto que o range de outubro teve mínimo de concentração de aCDOM de 0,81 (m^{-1}) e máximo de 1,4(m^{-1}). Já para o range em 412nm para o campo de maio apresentou valores entre 1,08 até 1,73(m^{-1}) e para o mês de outubro entre 1,34 e 2,10 (m^{-1}).

Dessa forma comparando o range do modelo de Del Castilho et al. (2008) (tabela 8) com os ranges respectivos dos menores erros (Del Castilho et al. (2008)) de cada campo foi possível observar que os ranges encontrados nos dois trabalhos de campo estão próximos ao intervalo do modelo. Ou seja, para o modelo de maio, com 16,7 % de erro em 412 nm, o range foi entre 1,08 até 1,73(m^{-1}) e para o mês de outubro o modelo, com erro de 17,4 % em 440 nm, apresentou range de 0,81 (m^{-1}) até 1,4(m^{-1}).

5.2 Resultado dos modelos com razão de bandas

A aplicação do ICE (*Interaction Correlation Environment*) produziu o resultado mostrado na (figura 31), na qual observa-se que a razão dos comprimentos de onda de 655nm e 587nm e a outra razão 657nm e 587nm possuem maior valor de R^2 .

Figura 31 - Correlograma 2D de dados hiperespectrais para estimativa de aCDOM. Destaque para os comprimentos de onda 655 nm, 657 nm e 587 nm.



Os comprimentos de onda 657, 655 e 587nm apresentaram R^2 de 62% e apesar de não serem os comprimentos de onda com maior valor de R^2 foram selecionados por serem

os que mais se aproximaram dos valores encontrados nos modelos da literatura e também por estarem numa região espectral onde a absorção do CDOM é maior. Na tabela 9 foram apresentados os modelos de estimativa de aCDOM respectivos de cada razão e seus valores de R^2 e RMSE (%).

Tendo em vista um p-valor com 95% de confiança para $p < 0,05$. Todos os modelos da tabela 9 apresentaram-se significativos, isso porque, todos os valores foram menores de 0,05.

Tabela 9 - Modelos das razões de banda e valores de R^2 , RMSE(%) e p-valor.

Razão de bandas	Modelos	R^2	p-valor	RMSE(%)
$\frac{655nm}{587nm}$	$aCDOM = 0,1065 * Rsr(\frac{655nm}{587nm}) + 0,4861$	0,39	0,0004	73,40
$\frac{587nm}{655nm}$	$aCDOM = 1,5611 * Rsr(\frac{587nm}{655nm}) + 4,1073$	0,37	0,0006	61,65
$\frac{657nm}{587nm}$	$aCDOM = 0,1133 * Rsr(\frac{657nm}{587nm}) + 0,4584$	0,39	0,0004	38,02
$\frac{587nm}{657nm}$	$aCDOM = -1,3829 * Rsr(\frac{587nm}{657nm}) + 3,8935$	0,36	0,0006	17,66

5.3 Avaliação dos modelos

Foi observado que os modelos ajustados nesse trabalho com menores RMSE (%) foram: os dois modelos ajustados com bandas simples de 437nm que apresentou 18,11% de RMSE e para 447nm com erro de 18,17 %, bem como também, o modelo ajustado com a razão de banda de 587/657nm que apresentou erro de 17,66%.

Assumindo 95% de confiança ao comparar os 3 melhores modelos (dois modelos de banda simples e um modelo de razão de bandas) o resultado do teste T-Pareado foi da tabela 10 a seguir.

Tabela 10 - Resultado do teste T-Pareado para os modelos com menores erros(RMSE)

Modelos	Valores de P(T<=t) bicaudal	Correlações de Pearson	Diferença estatística
SG_1 (447nm) e SG_2(437nm)	0,959	-0,231	Não
SG_2(437nm) e razão(587/657nm)	0,846	-0,346	Não
SG_1(447nm) e razão(587/657nm)	0,806	0,698	Não

Observou-se que não houve diferença estatística significativa entre os modelos que utilizam a razão de banda em relação aos modelos de banda simples. Desta forma foi escolhido o modelo com a razão 587/657, dentre os modelos ajustados desse trabalho, para ser aplicado na imagem de outubro de 2014 visto que os modelos SG1 e SG2 foram ajustados em comprimentos de onda que compreendem a banda do Costal do satélite Landsat 8 sendo inviável sua aplicação devido a interferência atmosférica.

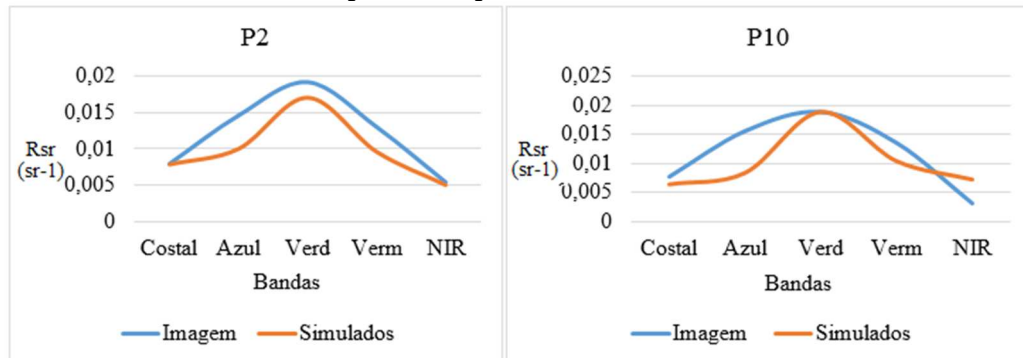
Já em relação aos modelos testados da literatura, apenas o modelo de Del Castilho et al. (2008), que utilizou a razão de bandas de 510/670 nm para o campo de outubro, apresentou erro RMSE (%) de 17,4 % sendo também selecionado para ser aplicado nas imagens OLI/L8.

5.4 Estimativa de aCDOM para dados do sensor OLI.

O maior valor de RMSE, entre as Rsr extraídas da imagem OLI/L8 corrigida do mês de outubro de 2014 e os dados de campo simulados também do mês de outubro, foi de 56% para a banda do vermelho (B4) e o menor valor de RMSE foi de 15% para a banda do azul (B2). Para as bandas do costal (B1), verde (B3) e infravermelho próximo (B5) os valores de RMSE foram respectivamente de 33%, 31%, 54%.

Na figura 32 foram apresentadas as Rsr estimadas dos valores obtidos em campo e dos valores da imagem OLI/L8, do ponto 2 e ponto 10, referente ao mês de outubro.

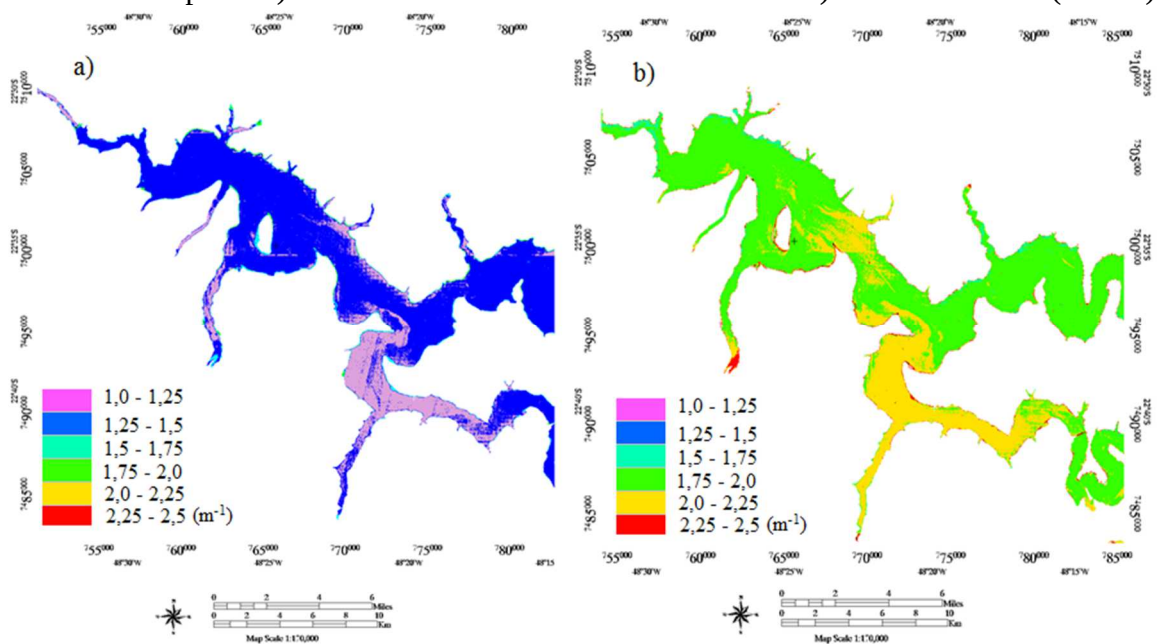
Figura 32 - Valores de Rsr estimadas dos dados de campo e obtidas através da imagem OLI/L8, do ponto 2 e ponto 10, do mês de outubro.



Baseado no valor de RMSE foi possível aplicar os modelos analisados com menor erro (de Del Castilho et al. (2008) e da razão de bandas 587/657) para estimativa de aCDOM na imagem de outubro.

Foram realizados os ajustamentos adotando os dois melhores modelos com os dados da cena Landsat OLI do mês de outubro. Os resultados da aplicação dos modelos, testado da literatura (DEL CASTILHO et al. 2008) e do ajustado nesse trabalho (razão de banda (587/657)), na imagem coincidente com o campo em outubro estão apresentados na figura 33 (a e b). Para o modelo de Del Castilho utilizou-se a banda do azul (B2) e a banda do vermelho (B4) enquanto para o modelo da razão de bandas foram escolhidas as bandas do verde (B3) e do vermelho (B4).

Figura 33 - Distribuição espacial da concentração de aCDOM estimados em 13/10/2014 a partir a) dos modelos de Del Castilho 2008 e da b) razão de bandas (B3/B4).



Observou-se que na figura 33 a) no modelo da literatura apresentou valores mais baixos do que na b) com predomínio da classe azul, no reservatório, das concentrações de $1,25 \text{ m}^{-1}$ até $1,5 \text{ m}^{-1}$. Já na figura 33 b) notou-se predomínio da classe verde com concentrações de aCDOM de $1,75 \text{ m}^{-1}$ até $2,0 \text{ m}^{-1}$.

O modelo da razão de bandas B3/B4 apresentou menor erro (17,66% para os meses de maio e outubro) em relação ao modelo de Del Castilho (2008) (16,7% para maio e 34,19% para outubro em 412nm) na avaliação baseada nos dados observados em campo. Entretanto a análise dos dois modelos aplicados nas imagens OLI/L8 mostrou que o modelo de Del Castilho et al. (2008) apresentou 27,9% de RMSE, enquanto que o modelo com a razão 587/657 apresentou erro praticamente 3 vezes maior com aproximadamente 75,1% de RMSE.

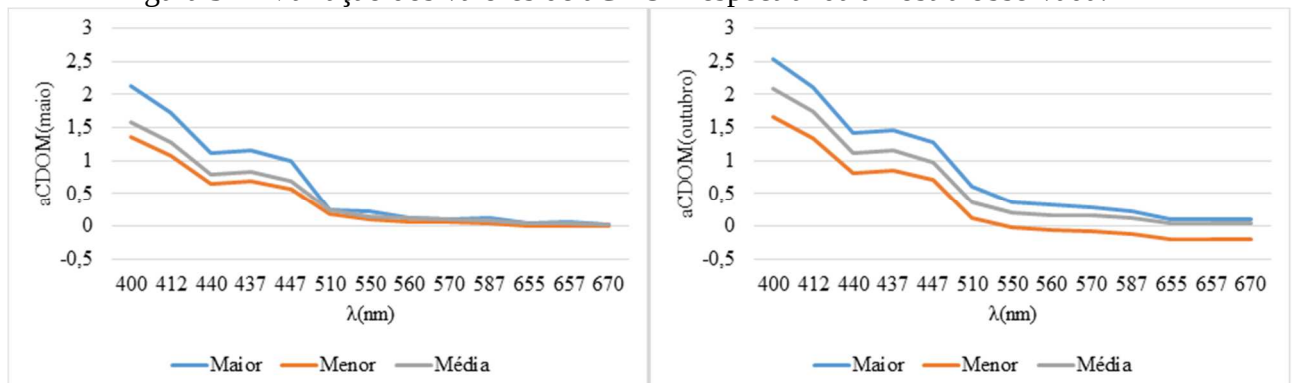
Assim concluiu-se que o modelo de razão de bandas B3/B4 superestimou os valores de concentração de aCDOM e então optou-se por utilizar o modelo (equação 25) da literatura para estimativa de aCDOM na série temporal de imagens OLI/L8.

$$a(412) = -0,90 * \frac{B2}{B4} + 2,34 \quad (25)$$

Observou-se que o modelo de Del Castilho et al. (2008) utilizou valores de Rsr no comprimento de onda de 670nm que de acordo com o comportamento do aCDOM sua resposta foi menor do que em 412nm, entretanto Zhu et al. (2014) defende a utilização de comprimentos de onda maiores que 600 para aumentar a acurácia da estimativa de CDOM, principalmente em água doce com complexa constituição.

Os valores do aCDOM em cada comprimento de onda possui uma variação ao longo dos pontos no reservatório. Nos gráficos da figura 34 foram mostrados os comportamentos do range de concentração de aCDOM ao longo de alguns comprimentos de onda considerados padrões em modelos desse trabalho e outros.

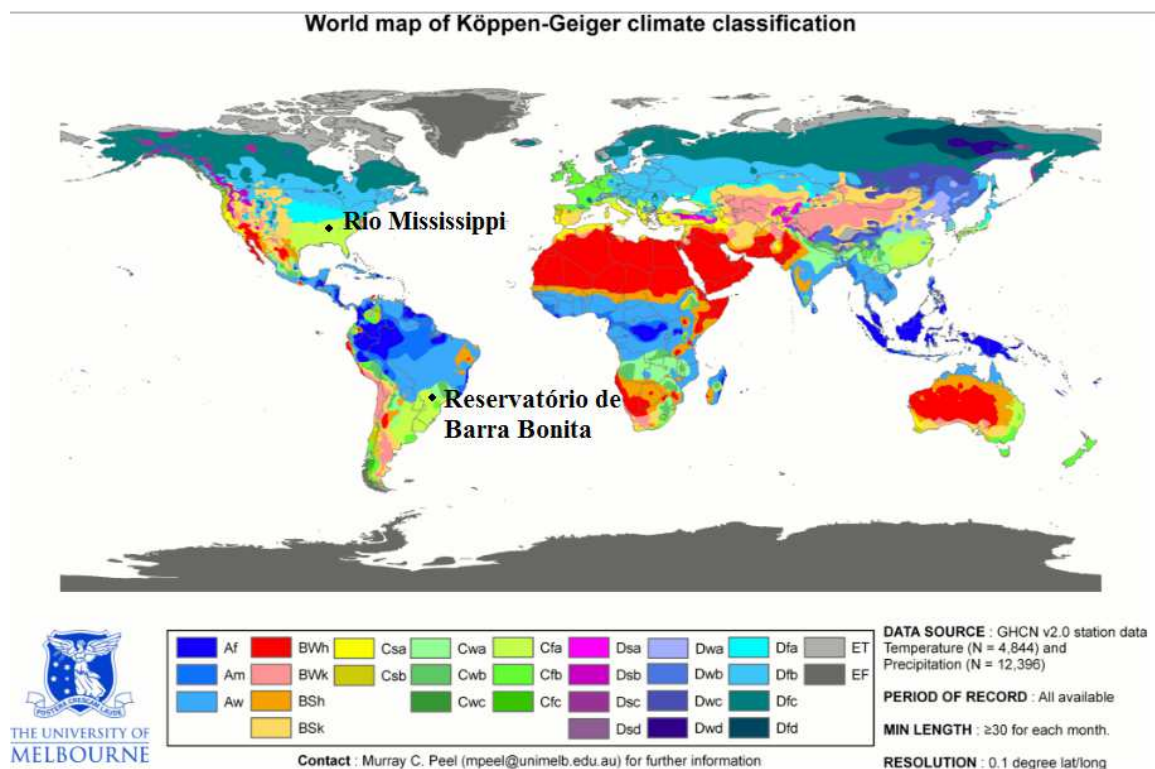
Figura 34 - Variação dos valores de aCDOM espectral da amostra observada.



Foi observado que após 600nm os valores de aCDOM tornaram-se mais estáveis concordando assim com Zhu et al. (2014) de maneira a obter modelos mais acurados apesar da influência de outros COAs conforme o aumento do comprimento de onda.

Outra característica importante observada em relação a aplicação do modelo desenvolvido por Del Castilho et al. (2008) foi o clima. De acordo com a classificação Köppen-Geiger (figura 35) o clima do Rio Mississippi, onde foi localizado estudo referente ao modelo de Del Castilho et al. (2008) aplicado na imagem de 13/10/2014 (figura 33 a)), tem o mesmo grupo climático geral (C) do local do reservatório de Barra Bonita/SP o que contribuiu para que esse modelo se ajustasse com RMSE aceitável.

Figura 35 - Classificação Köppen-Geiger de climas mundial.



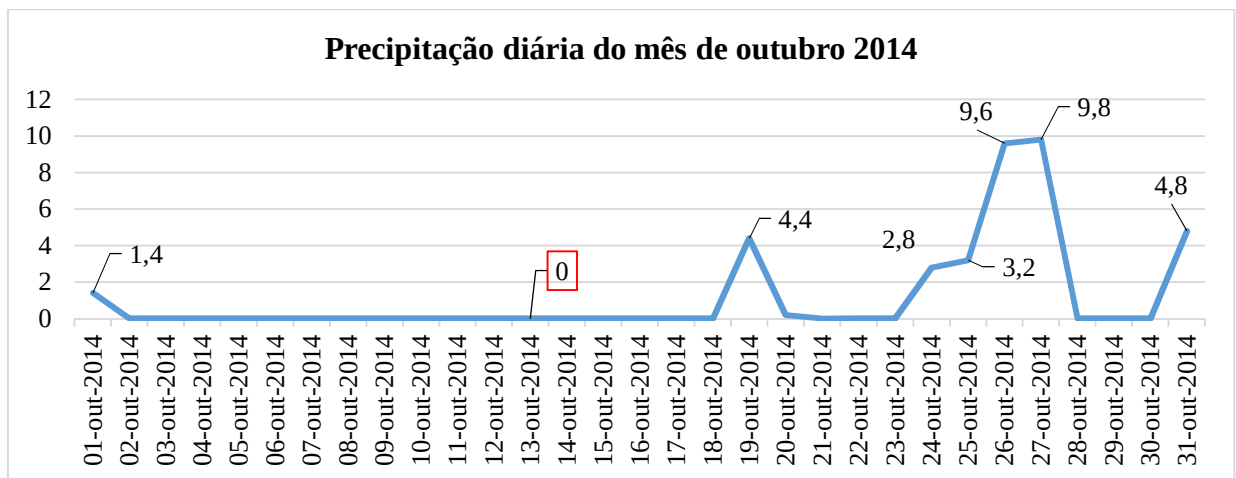
Fonte: Adaptado de Peel, M. C., Finlayson, B. L., and McMahon, T. A. (University of Melbourne) [CC BY-SA 2.5 (<http://creativecommons.org/licenses/by-sa/2.5>)], via Wikimedia Commons.

O clima do local respectivo do modelo de Del Castilho et al. (2008) foi o Cfa (clima temperado húmido com verão quente) já do reservatório de Barra Bonita/SP foi o Cwa (Clima temperado húmido com inverno seco e verão quente).

A figura 33 a) demonstrou valores menores de aCDOM no rio Tietê em relação ao rio Piracicaba, desta forma, nessa data de imageamento, o reservatório recebia contribuição maior de concentração de aCDOM vinda do rio Piracicaba. O tributário Rio Araquá que desagua à margem esquerda do reservatório também apresentou valores menores de aCDOM.

Relacionando-se a figura 33 a) com a precipitação diária da figura 36 observou-se que no dia do imageamento (13/10/2014) não choveu assim como nos 11 dias anteriores. De acordo com Esteves (1998) em dias secos, com maior incidência solar, a fotossíntese realizada pelos fitoplânctons aumenta e consequentemente ocorre a diminuição da concentração da matéria orgânica o que pode explicar aparecimento de valores baixos de aCDOM nesse dia.

Figura 36 - Precipitação do mês de outubro com destaque para o dia (13/10) do imageamento OLI/L8 em vermelho.



Fonte: Adaptado de INMET

5.5 Dinâmica de aCDOM no Reservatório de Barra Bonita/SP

A dinâmica de aCDOM no reservatório em Barra Bonita/SP foi obtida aplicando o modelo encontrado na literatura de Del Castilho et al. (2008) da equação 25 para uma série temporal de imagens OLI/L8 desde outubro de 2014 até outubro de 2015.

O acumulo de precipitação tendo como base o dia do imageamento foi apresentado na tabela 11 para acumulo de chuva de 2,5 e 7 dias seguidos anteriormente ao imageamento e também a radiação global mensal.

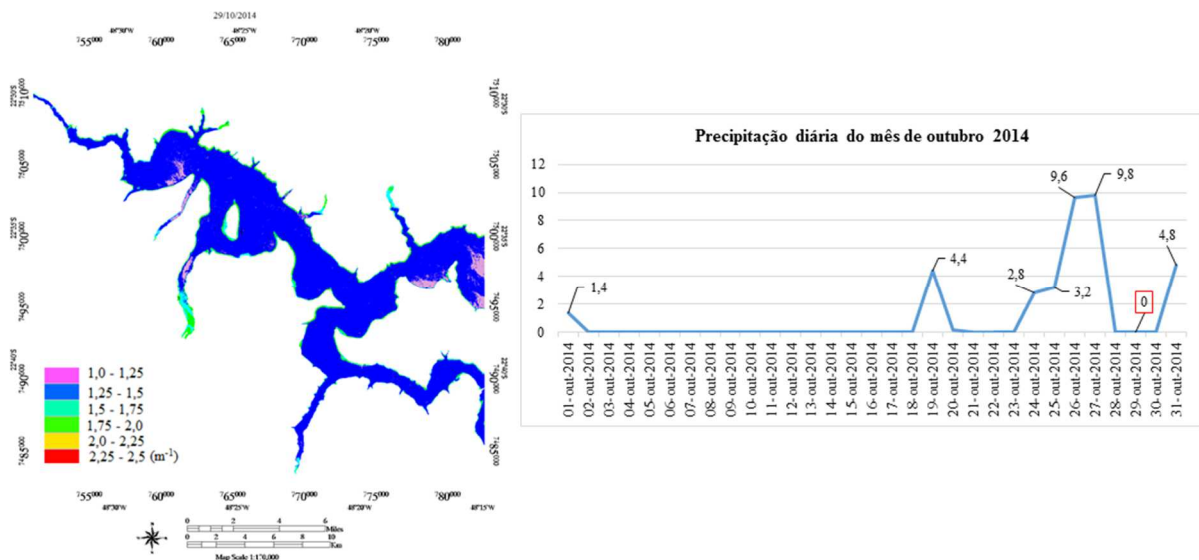
Tabela 11 - Precipitação acumulada em 2,5 e 7 dias antecedentes a data de imageamento.

	Precipitação acumulada(mm)		
	2 dias	5 dias	7 dias
13/10/2014	0	0	0
29/10/2014	9,8	25,4	25,4
16/12/2014	1	87	118
02/02/2015	29,6	66,8	79,8
09/05/2015	0	0	0
26/06/2015	0	0	0
28/07/2015	0,2	9,6	9,6
29/08/2015	8	20	20

Fonte: Adaptado dos dados INMET (2016).

A figura 37 representa a imagem de 29 de outubro de 2014 e a precipitação diária do mês de outubro, com destaque em vermelho da precipitação para o dia do imageamento.

Figura 37 - Precipitação diária de outubro e absorção do CDOM para 29/10/2014.



De acordo com os dados do INMET a temperatura média do mês de 10/2014 foi de 24,10 °C sendo este mês na primavera. Observou-se que foram apenas 7 dias do mês de outubro que foram registrados precipitações nos dados INMET. Na data do imageamento de 29

de outubro de 2014 não houve evento de precipitação (figura 37), entretanto, choveu 5 dias seguidos anteriormente a data da passagem do satélite. A precipitação acumulada dos 5 dias de chuvas foi de 25,4 mm.

Segundo THOMAZ et al. (1997), a precipitação pode provocar aportes diretos de matéria orgânica e inorgânica, a partir dos entornos, para os canais fluviais, incrementando imediatamente as concentrações de sólidos em suspensão e dissolvidos e consequentemente de carbono dissolvido.

O escoamento superficial decorrente das chuvas dos dias anteriores carrou para o reservatório nutrientes, aumentando a concentração de absorção de CDOM. Isso pode ser comprovado ao comparar a distribuição espacial da concentração de aCDOM do dia 13/10/2014 (figura 33 a)) com a do dia 29/10/2014 (figura 37) pois, a combinação das chuvas acumuladas até o dia 29 com a temperatura elevada da primavera foi possível observar o aumento de CDOM do dia 13 para o dia 29 de outubro de 2014.

De acordo com a regra de Vant'Hoff, um aumento de 10°C de temperatura faz com que a velocidade da reação dobre, a tendência seria de aumentar a rapidez da degradação da matéria orgânica e consequentemente valores menores de CDOM deveriam ter sido observados na figura 37. Entretanto devido ao episódio de chuva dos dias antecedentes (acumulado de chuva de 25,7mm em 7 dias) da data da imagem (29/10/2014) essa dinâmica mudou.

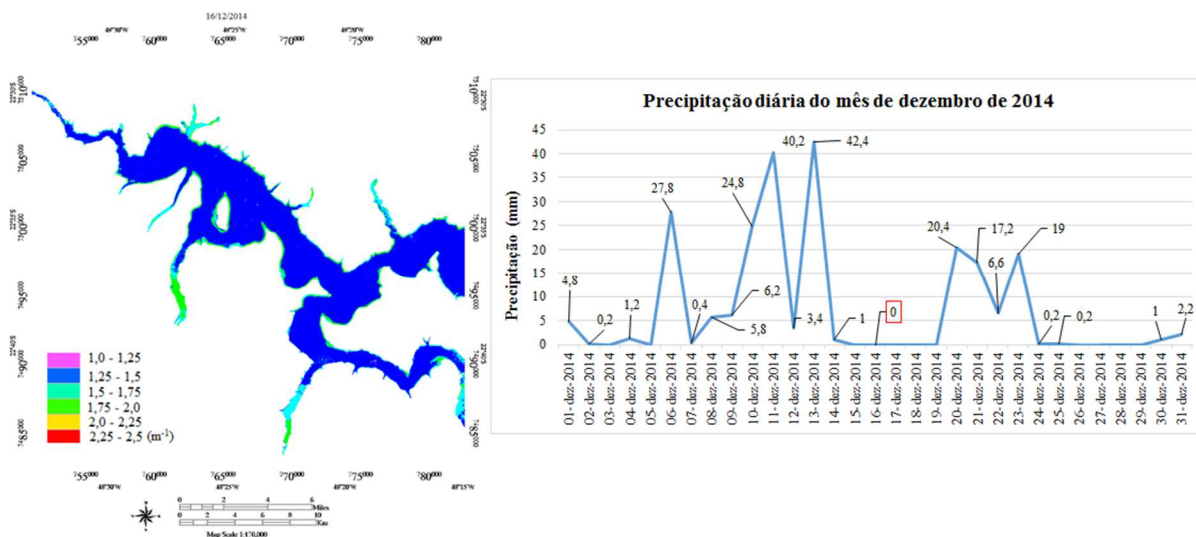
Para a imagem de dezembro (figura 38) observou-se predomínio da classe azul ($1,25 \text{ m}^{-1}$ até $1,5 \text{ m}^{-1}$) e valores maiores de CDOM próximos as nascentes dos tributários bem como também nas bordas do reservatório. Isso pode ser relacionado segundo Esteves (1998) com a ressuspensão de sedimentos causada pelas chuvas (acumulo de 118mm em 7 dias) visto que os tributários possuem menor volume de água e largura o que resulta em maior concentração de CDOM observada na imagem.

Apesar da temperatura média de 24,5 °C (dados INMET) para o mês de dezembro o aumento de CDOM foi esperado visto que o escoamento de nutrientes, graças a descarga pluvial acumulada dos dias anteriores da tomada da imagem, que contribuiu para o aporte de nutrientes e consequentemente aumento da matéria orgânica.

Nas bordas do reservatório ou também chamada de região litorânea o valor de CDOM aumentou devido provavelmente a presença das comunidades fitoplanctônicas que segundo Esteves (1998), durante sua fase vegetativa ou de senescência, produzem COD que

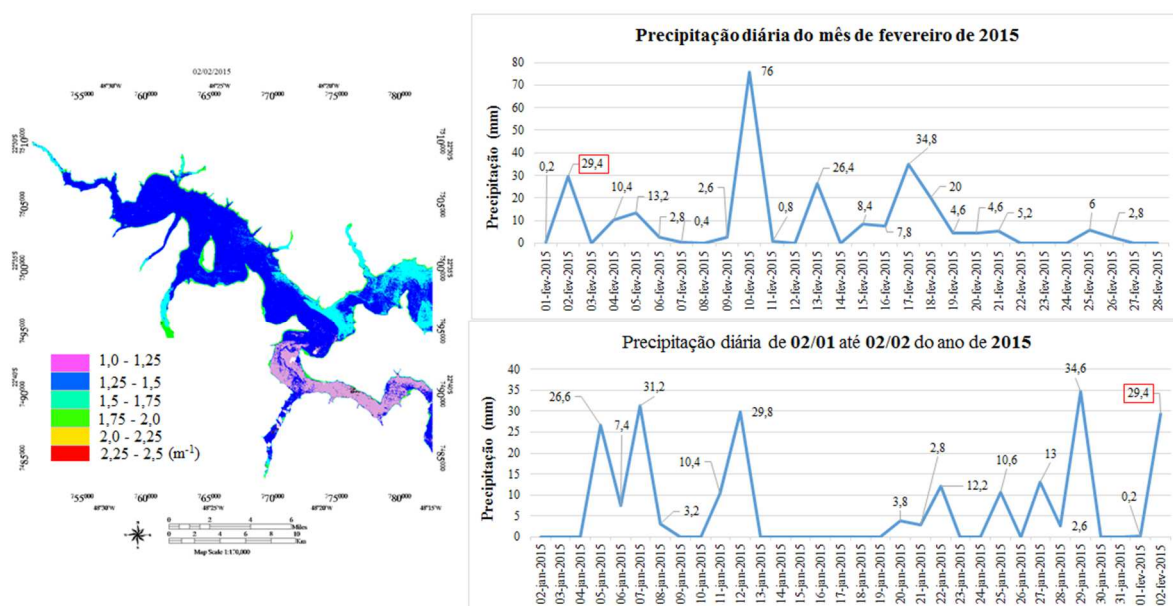
está diretamente relacionado com a concentração de CDOM. Essa mesma dinâmica das bordas foi observada para outras imagens.

Figura 38 - Precipitação diária de dezembro e absorção do CDOM para 16/12/2014.



Para o mês de fevereiro/2015, de acordo com os dados da figura 39, choveu no dia do imageamento (02/02/2015), com um acumulo de 79,8mm de chuva para 7 dias antecedentes ao imageamento, isso ocasionou uma dinâmica de concentração de CDOM diferenciada das outras imagens.

Figura 39 - Precipitação diária de fevereiro e absorção do CDOM para 02/02/2015.



Foi possível observar, em fevereiro, presença de valores maiores na figura 39 referente ao aumento da classe na cor ciano ($1,5 \text{ m}^{-1}$ até $1,75 \text{ m}^{-1}$) em relação às figuras 37 e 36. Esse acréscimo de CDOM está diretamente relacionado com o episódio de chuva no dia 02/02 de 29,4mm e a entrada de nutrientes pelo escoamento superficial. Ainda na figura 39 foi possível observar que a contribuição do escoamento superficial foi maior na bacia do Rio Piracicaba nessa data. Observa-se, entretanto, que a concentração de CDOM no Rio Tietê é menor nessa data.

Segundo Bernardo (2015) em fevereiro foi observado elevada concentração de sólidos totais do rio Piracicaba o que corrobora com os resultados da figura 39. Isso porque existe uma relação direta entre o aumento de sólidos e a concentração de COD (consequentemente de CDOM).

Segundo MORAES (2001) isso ocorre porque com a chuva os sedimentos são lixiviados para os corpos d'água, que juntamente com o aumento do escoamento turbulento do fluido deixam os sedimentos mais finos em suspensão, ocasionando maior turbidez e consequentemente maior condutividade na água. Além de partículas de solo que são carregadas para o curso d'água, considerando que estas partículas possuem vários minerais. Com o aporte, causado pela chuva, de sólidos totais observou-se também o aumento de CDOM.

A temperatura média para 02/2015(verão) foi de $24,7^\circ\text{C}$, segundo INMET, o que causa degradação rápida da matéria orgânica e assim foi observado na figura 39 que a pluma de concentração maior vinda do Rio Piracicaba foi sendo degradada ao adentrar o reservatório e diminuiu.

Em 09/05/2015 a temperatura média mensal, segundo dado do INMET, foi de $20,9^\circ\text{C}$. Apesar da diminuição da temperatura influenciar na velocidade de degradação, a diminuição da concentração por não ter ocorrido aporte de nutrientes. A tabela 11 mostra que não ocorreu precipitação, resultando num valor nulo acumulado e assim a seca foi o fator mais importante para diminuição da concentração de CDOM tanto no corpo principal do reservatório quanto em seus tributários.

A temperatura média para os meses de junho, julho e agosto respectivamente foram de $19,1^\circ\text{C}$, $18,8^\circ\text{C}$ e $20,9^\circ\text{C}$ (dados INMET). Seguindo-se a mesma lógica do mês de maio, nesses próximos meses com a queda da temperatura a tendência do CDOM também é diminuir o que foi observado nas figuras 40,41 e 42 na região de mistura dos rios Piracicaba e Tietê.

Figura 40 - Precipitação diária de maio e absorção do CDOM para 09/05/2015.

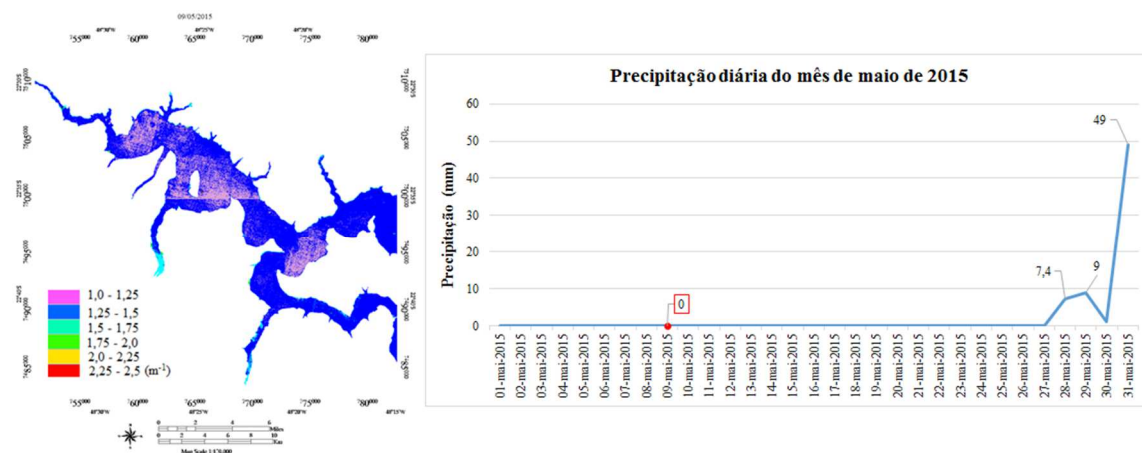


Figura 41 - Precipitação diária de junho e absorção do CDOM para 26/06/2015.

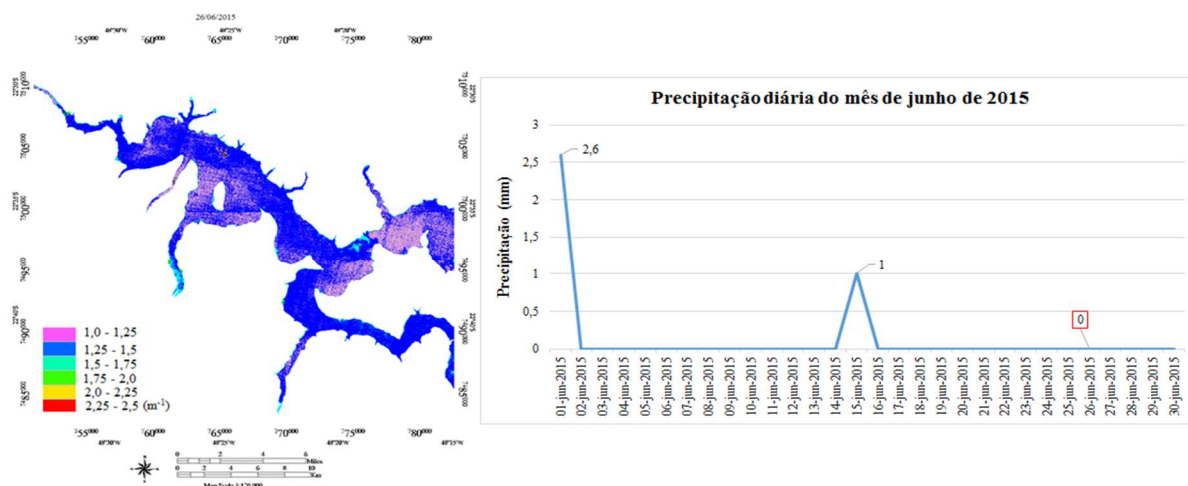
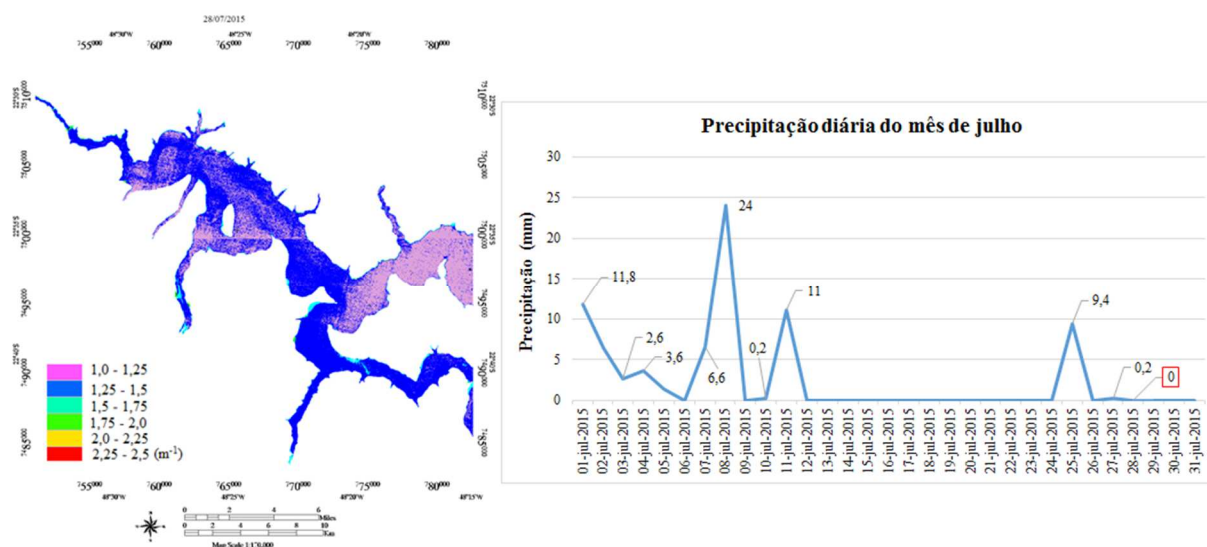


Figura 42- Precipitação diária de julho e absorção do CDOM para 28/07/2015.



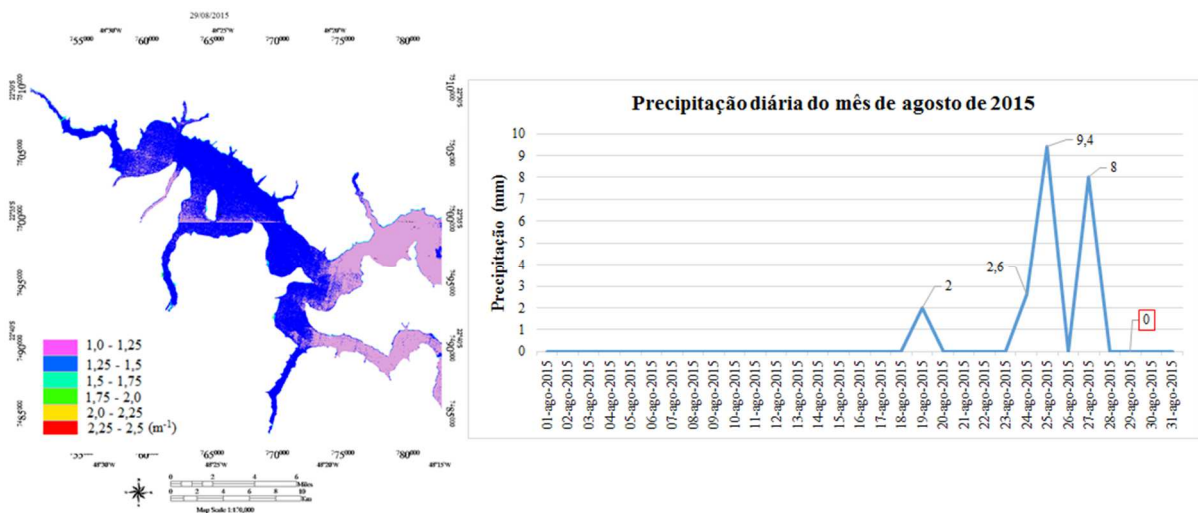
Bernardo (2015) também observou a diminuição da concentração de sólidos totais nos meses de maio e junho assim como também Tundisi et al. (2008) notou em períodos secos de maio a agosto diminuição de sólidos. Nesses meses de seca não ocorreu carreamento de nutrientes de material alóctone, assim o reservatório apresentou valores menores de aCDOM.

Analogamente comparando o interior do reservatório para as figuras 41 e 42, seguido de um aumento de CDOM para o reservatório em agosto que também pode ser justificado pelo aumento da temperatura média mensal do mês de agosto (figura 43) em relação a junho e julho.

Os meses de junho e julho (figuras 41 e 42) são de inverno e por isso são caracterizados por um período de menor precipitação com seca maior em junho do que em julho. Nas duas datas de imageamento do mês 6 e 7 não ocorreu chuva, entretanto no mês 6 a seca foi ainda maior, acumulado igual a zero, o que contribui para o aumento da taxa de fotossíntese, devido a maior incidência solar, e consequentemente a diminuição de matéria orgânica devido a assimilação da parte orgânica pelo fitoplâncton.

Na figura 43 observou-se que foi o Rio Tietê que mais contribuiu para os valores de aCDOM no reservatório. O rio Piracicaba apresentou valores baixos em relação aos meses anteriores de julho e junho.

Figura 43 - Precipitação diária de agosto e absorção do CDOM para 29/08/2015.



Em geral com exceção da imagem de fevereiro (figura 39) foi o rio Tietê que contribuiu para o incremento de CDOM no reservatório. Isso foi observado até mesmo em períodos de seca e no inverno como nas imagens de junho a agosto. O mesmo foi observado

com os dados do coeficiente a_{CDOM} em 440 nm (figura 23) que tanto nos dados do trabalho de campo em outubro ou em maio apresentaram valores maiores nos pontos localizados dentro do rio Tietê (pontos 18,19 e 20).

6 CONCLUSÕES

Os resultados mostraram que os valores calculados de R_{sr} foram informações importantes para estimativa da energia absorvida pelo CDOM na água. O mês de outubro, em comparação com o mês de maio de 2014, tem maior concentração de aCDOM.

A caracterização limnológica para os dois trabalhos de campo foram bem diferentes e necessárias na tentativa de entender a dinâmica e relação as outras variáveis limnológicas com o carbono no sentido longitudinal do reservatório.

Foi encontrado correlação entre COD e seu coeficiente de decaimento (S) apenas para o campo de maio, entretanto para o mês de outubro também apresentou correlação relevante entre as concentrações laboratoriais (de CTD e CID) e o coeficiente de absorção do CDOM o que motivou a modelagem da concentração em imagens de satélite.

A avaliação dos modelos indicou que o melhor modelo foi o modelo de Del Castilho et al. (2008) encontrado na literatura. Além disso os modelos com razões de banda em geral não apresentaram resultado satisfatório sendo que apenas um deles apresentou um RMSE pequeno, entretanto pode ser substituído por modelo de banda simples e ao ser aplicado na imagem, coincidente com o campo, foi descartado por apresentar erro de estimativa três vezes maior em relação ao modelo da literatura.

A dinâmica de aCDOM observada nas imagens mostra que os resultados corroboram com o regime pluvial dos respectivos meses e temperatura. Outros trabalhos citados como o de Moraes (2001), Bernardo (2015) e Alcântara (2016) obtiveram resultados semelhantes. O reservatório seguiu uma tendência de apresentar valores maiores de CDOM em períodos com eventos de chuva e valores menores em épocas de seca e com temperaturas amenas desta forma apresenta maior influência alóctone do que autóctone.

A precipitação e a temperatura foram as variáveis que comandaram a análise temporal da distribuição CDOM nas imagens, visto que a contribuição difusa da precipitação aumenta a carga de CDOM, a temperatura apesar de não ser fator principal influência na velocidade da reação de degradação do carbono e a produção primária, a qual influencia diretamente no incremento de aCDOM e conseqüentemente de COD.

O ajuste e avaliação de modelos foi essencial para escolha do modelo mais adequado a realidade local e sazonal do escopo do trabalho. Além disso o modelo aplicado pode contribuir para o cálculo do balanço de carbono, em outros estudos que necessitem dessa informação.

Estimar a matéria orgânica dissolvida por meio do sensoriamento remoto foi um grande desafio. O CDOM apresenta maiores valores de absorção na região do azul no espectro eletromagnético e muitas vezes o modelo ajustado, com menor erro, pode não ser possível de ser aplicado em imagens orbitais graças a dificuldade de se trabalhar com as bandas nessa região do espectro por apresentarem grande influência dos componentes atmosféricos.

Outra dificuldade de se adotar o CDOM como indicador das concentrações de Carbono é que: a correlação entre as concentrações do COD e o CDOM pode ser baixa visto que a origem da matéria orgânica dissolvida pode ser antrópica e assim o carbono orgânico dissolvido está presente na água, entretanto não pode ser detectado via sensoriamento remoto por ser incolor.

Um dos desafios deste tipo de trabalho de pesquisa é obter dados de campo simultaneamente com a imagem orbital, o que nem sempre é possível. Essa foi uma dificuldade observada nesse trabalho, visto que foram realizados dois trabalhos de campo e somente para o campo de outubro foi possível obter imagem orbital útil, enquanto que a imagem de maio ficou comprometida devido à cobertura de nuvens.

Devido à complexidade do ciclo do carbono, o conhecimento a respeito das concentrações de outros nutrientes, como por exemplo, o nitrogênio e o fósforo reativo solúvel seriam dados interessantes para compreender melhor como ocorre a degradação da matéria orgânica no ambiente aquático. Assim em trabalhos futuros a análise laboratorial da concentração desses nutrientes poderia contribuir para melhorar o entendimento da dinâmica de concentração do CDOM e sua degradação mesmo que não seja encontrada correlação entre o COD e o CDOM.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADLER-GOLDEN, S.M. et al. Atmospheric correction for short-wave spectral imagery based on MODTRAN4. In: R. O. Green (Ed.), **Summaries of the Eighth JPL Airborne Earth Science Workshop JPL Publication**, Pasadena, Califórnia: Jet Propul, 1999.

ALCÂNTARA, E et al. Estimating the CDOM absorption coefficient in tropical inland waters using OLI/Landsat-8 images. **Remote Sensing Letters**, 2016.

AMERICAN PUBLIC HEALTH ASSOCIATION et al. APHA. **Standard methods for the examination of water and wastewater**, 1998

AMMENBERG, P. et al. Bio-optical modelling combined with remote sensing to assess water quality. **International Journal of Remote Sensing**, 2002.

AUGUSTO, P.B.S. **Caracterização e avaliação da dinâmica sazonal das propriedades bio-ópticas do reservatório de Funil com apoio de sensoriamento remoto, dados in situ e modelos ópticos**. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.

BARSI, J.A. et al. The Spectral Response of the Landsat-8 Operational Land Imager. **Remote Sensing**, 2014.

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, 2005.

BERNARDO, N.M.R. **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. Presidente Prudente, 2015.

BOLFARINE, H. et al. **Introdução à Inferência Estatística**. Coleção Matemática Aplicada. SBM. São Paulo, 2010.

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

BRICAUD, A.; MOREL, A.; PRIEUR, L. Absorption by dissolved organic matter in the sea (yellow substance) in the UV and visible domains. **Limnology and Oceanography**, 1981.

BRICAUD, A. et al. Natural variability of phytoplankton absorption in oceanic waters: influence of the size structure of algal populations. **Journal of Geophysical Research**, 2004.

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

CAMPBELL, G.; PHINN, S. R.; DANIEL, P. The specific inherent optical properties of three sub-tropical and tropical water reservoirs in Queensland, Australia. **Hydrobiology**, 2011.

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

DEL CASTILLO, C. E; MILLER, R. L. On the use of ocean color remote sensing to measure the transport of dissolved organic carbon by the Mississippi River Plume. **Remote Sensing of Environment**, 2008.

DEKKER, A. G. **Detection of optical water quality parameters for eutrophic waters by high resolution remote sensing**. 1993.

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

ESTEVEZ, F. A. **Fundamentos de Limnologia**. 2º Edição. Rio de Janeiro, RJ: Interciência, 1998.

ESTEVEZ, F.A. **Considerations on the Ecology of Wetlands, With Emphasis on Brazilian Floodplain Ecosystems**. In: Scarano, F.R. & A.C. Franco (eds.). Eco physiological Strategies of Xerophytic and Amphibious Plants in the Neotropics. Séries A ecologia Brasiliensis, vol IV. PPGE-UFRJ. Rio de Janeiro, Brazil. 1998

FICHOT, C. G.; BENNER, R. A novel method to estimate DOC concentrations from CDOM absorption coefficients in coastal waters, **Geophysical Research Letters**, 2011.

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, São José dos Campos, 2014.

FERRARI, G. M. et al. Relationship between optical properties of chromophoric dissolved organic matter and total concentration of dissolved organic carbon in southern Baltic Sea region. **Marine Chemistry**, 1996.

FICEK, D. et al. Remote sensing reflectance of Pomeranian lakes and the Baltic. **Oceanology**, 2011.

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**, 2013.

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

HELMS, J. R. et al. Absorption spectral slopes and slope ratios as indicators of molecular weight, source, and photo bleaching of chromophoric dissolved organic matter. **Limnology and Oceanography**, 2008.

INTERNATIONAL OCEAN-COLOUR COORDINATING GROUP (IOCCG). Remote sensing of ocean colour in coastal, and other optically-complex waters. In: SATHYENDRANATH, S. (Ed.). **Reports of the international ocean-colour coordinating group**. Dartmouth, Canada. 140 p, 2000.

JENSEN, J. R. **Remote sensing of the environment: an earth resource perspective**. 2 ed. Upper Saddle River: Pearson-Prentice Hall, 2007.

KAUFMAN, Y. J. **The atmospheric effect on remote sensing and its correction**. In: Theory and Applications of Optical Remote Sensing. ASRAR, G. New York. John Wiley & Sons, 1989.

KIRK, J.T.O. **Light & photosynthesis in aquatic ecosystems**. 3rd ed. Melbourne: Cambridge University Press, 2011.

KUTSER, T., Pierson, D. C., Kallio, K. Y., Reinart, A., & Sobek, S. Mapping lake CDOM by satellite remote sensing. **Remote Sensing of Environment**, 2005.

LILLESAND, T. M.; KIEFER, R. W. **Remote sensing and image interpretation**. New York: John Wiley e Sons Inc., 1994.

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**, 2008.

MENKEN, K. et al. Influence of chlorophyll and humic color on reflectance spectra of lakes: Implications for measurement of lake-water properties by remote sensing. **Lake and Reservoir Management**, 2005.

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

MOBLEY, C. D. Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements. **Applied Optics**, 1999.

MORAN, M. A.; SHELDEON, W. M.; ZEPP, R. G. Carbon loss and optical property changes during long-term photochemical and biological degradation of estuarine dissolved organic matter. **Limnology and Oceanography**, 2000.

MORAES, A. **Manual para avaliação da qualidade da água**. São Paulo: RIMA, 2001

MOREL, A. et al. Inherent optical properties of algal cells including picoplankton: theoretical and experimental results. **Canadian Bulletin of Fisheries and Aquatic Sciences**, 1986.

MOREL, A.; MARITORENA, S. Bio-optical properties of oceanic waters: A reappraisal. **Journal of Geophysical Research**, 2001.

MOTA, S. **Introdução à engenharia ambiental**. 3 ed. Rio de Janeiro: ABES, 2003

MUNIZ, K. **Estudo da degradação da matéria orgânica nitrogenada reciclada. Elaboração de um modelo matemático para o mediterrâneo ocidental.** Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1998.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA). **Landsat 8.** Disponível em: <http://landsat.gsfc.nasa.gov/?page_id=4071>. Acesso em: novembro de 2015.

NELSON, N. B.; SIEGEL, D. A.; MICHAELS, A. F. Seasonal dynamics of colored dissolved material in the Sargasso Sea. **Deep-Sea Research**, 1998.

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

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

PRADO, R. B.; MORAES, N, E. M. L. Avaliação espaço-temporal da relação entre o estado trófico do reservatório de Barra Bonita (SP) e o potencial poluidor de sua bacia hidrográfica. **Revista Sociedade & Natureza, Uberlândia**, Ano, 2007.

PRADO, R. B. **Geotecnologias aplicadas à análise espaço temporal do uso e cobertura da terra e qualidade da água do reservatório de Barra Bonita, SP, como suporte à gestão de recursos hídricos.** Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 2004.

PRADO, R. B.; NOVO, E. M. L. M. Modeling pollution potential input from the drainage basin into Barra Bonita reservoir, São Paulo -Brazil. **Brazilian Journal of Biology**, 2015.

PANHOTA, R. S. **Utilização e destino do carbono orgânico dissolvido em um reservatório eutrófico (Barra Bonita, SP)** / Rafael Spadaccia Panhota. -- São Carlos: UFSCar, 106 f, 2007.

PEEL, M. C., FINLAYSON, B. L., and MCMAHON, T. A. (University of Melbourne) [CC BY-SA 2.5 (<http://creativecommons.org/licenses/by-sa/2.5>)], via Wikimedia Commons. Acessado em 26 de maio de 2016.

PEGAU, W. S.; ZANEVELD, J. R. V. Temperature dependent absorption of water in the red and near infrared portions of the spectrum. **Limnology and Oceanography**, 1993.

PITELLI, R. L. C. M. **Abordagens multivariadas no estudo da dinâmica de comunidades de macrófitas aquáticas.** 2006, 59 p. Tese (Doutorado em Agronomia). Universidade Estadual Paulista, Botucatu - SP, 2006.

RODRIGUES, T et al. Delineamento amostral em reservatórios utilizando imagens landsat-8/oli: um estudo de caso no reservatório de Nova Avanhandava (estado de São Paulo, Brasil), **Boletim de Ciências Geodésicas**, 2016.

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.

SALLES, G. C. et al. Uso de séries temporais de imagens LANSAT/TM para análise de degradação ambiental das áreas de pântanos na APA do Rio Pandeiros/MG. V Geo. Nordeste. **V Simpósio Regional de Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto**, Feira de Santana, Brasil 06-10 novembro 2011.

SMITH, R. C.; EPPLEY, R. W.; BAKER, K. S. Correlation of primary production as measured aboard ship in southern California coastal waters and as estimated from satellite chlorophyll images. **Marine Biology**, 1982.

SMITH, G.M.; MILTON, E.J. "The use of empirical line method to calibrate remotely sensed data to reflectance". **International Journal of Remote Sensing** , 1999.

SLATER, P. N.; DOYLE, F. J.; FRITZ, N. L. Photographic systems for remote sensing. In: American society for photogrammetry. (Ed.). **Manual of Remote Sensing**. 2ª. v. 1. New York, 1983.

STRAŠKRABA, M.; TUNDISI, J.G. Gerenciamento da qualidade da água de represas. Série Diretrizes para o gerenciamento de lagos, vol. 9. São Carlos: **International Lake Environmental Commite**, 300 p, 2013.

THOMAZ, S.M., ROBERTO, M.C., BINI, L.M., **Caracterização limnológica dos ambientes aquáticos e influência dos níveis fluviométricos**. In: Vazzoler, A.E.A.M., Agostinho, A.A. & Hahn, N.S. (Eds.), A Planície de inundação do Alto Rio Paraná: aspectos físicos e biológicos e socioeconômicos. Maringá: EDUEM, 1997.

TUNDISI, J. G.; MATSUMURA-TUNDISI, T. **Limnologia**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

TUNDISI, J. G.; MATSUMURA-TUNDISI, T.; ABES, D.S. **The ecological dynamics of Barra Bonita (Tietê River, SP, Brazil) reservoir: implications for its biodiversity**, 2008.

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/RAMES_en.pdf>. Acesso: 02 mar. 2015.

UNITED STATES GEOLOGY SURVEY (USGS). **Landsat 8 (L8) data users handbook**. 2015, 106 p.

USGS. United States Geological Service. **Landsat Processing Details**. 2015 b. Disponível em: <http://landsat.usgs.gov/Landsat_Processing_Details.php>. Acesso em 28 maio 2016.

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

VODACEK, A. et al. Seasonal variation of CDOM and DOC in the Middle Atlantic Bight: Terrestrial inputs and photooxidation. **Limnology and Oceanography**, 1997.

ZHU, W. et al. T. Zheng, and H. J. Carrick. “An Assessment of Remote Sensing Algorithms for Colored Dissolved Organic Matter in Complex Freshwater Environments.” **Remote Sensing of Environment**, 2014.

ZHU, W. et al. (2011). Estimation of chromophoric dissolved organic matter in the Mississippi and Atchafalaya river plume regions using above-surface hyperspectral remote sensing. **Journal of Geophysical Research**, 116, 2011.