



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/03.08.20.46-TDI

**MODELOS DE SENSORIAMENTO REMOTO NO
ESTUDO DA VARIABILIDADE ESPACIAL E SAZONAL
DA MATÉRIA ORGÂNICA DISSOLVIDA EM LAGOS
DA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO DO
SOLIMÕES/AMAZONAS A PARTIR DE SUAS
PROPRIEDADES ÓTICAS**

Maria Paula da Silva

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Sensoriamento Remoto, orientada
pelos Drs. Evlyn Márcia Leão
de Moraes Novo, e Lino Augusto
Sander de Carvalho, aprovada em
26 de março de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3QM7MSS>>

INPE
São José dos Campos
2018

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

E-mail: pubtc@inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Duca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/03.08.20.46-TDI

**MODELOS DE SENSORIAMENTO REMOTO NO
ESTUDO DA VARIABILIDADE ESPACIAL E SAZONAL
DA MATÉRIA ORGÂNICA DISSOLVIDA EM LAGOS
DA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO DO
SOLIMÕES/AMAZONAS A PARTIR DE SUAS
PROPRIEDADES ÓTICAS**

Maria Paula da Silva

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Sensoriamento Remoto, orientada
pelos Drs. Evlyn Márcia Leão
de Moraes Novo, e Lino Augusto
Sander de Carvalho, aprovada em
26 de março de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3QM7MSS>>

INPE
São José dos Campos
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Silva, Maria Paula da.

Si38m Modelos de sensoriamento remoto no estudo da variabilidade espacial e sazonal da matéria orgânica dissolvida em lagos da planície de inundação do Solimões/Amazonas a partir de suas propriedades óticas / Maria Paula da Silva. – São José dos Campos : INPE, 2018.

xxiv + 97 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/03.08.20.46-TDI)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.

Orientadores : Drs. Evlyn Márcia Leão de Moraes Novo, e Lino Augusto Sander de Carvalho.

1. MOD. 2. CDOM. 3. COD. 4. Índices ópticos. 5. Lagos. I.Título.

CDU 528.8(282.283.2)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

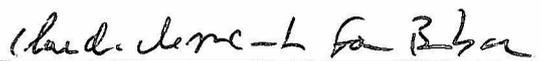
This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Maria Paula de Silva**

Título: "MODELOS DE SENSORIAMENTO REMOTO NO ESTUDO DA VARIABILIDADE ESPACIAL E SAZONAL DA MATÉRIA ORGÂNICA DISSOLVIDA EM LAGOS DA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO DO SOLIMÕES/AMAZONAS A PARTIR DE SUAS PROPRIEDADES ÓTICAS"

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de **Mestre** em **Sensoriamento Remoto**

Dr. Cláudio Clemente Faria Barbosa



Presidente / INPE / SJC Campos - SP

() Participação por Video - Conferência

Dra. Evlyn Márcia Leão de Moraes Novo



Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

() Participação por Video - Conferência

Dr. Lino Augusto Sander de Carvalho



Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

() Participação por Video - Conferência

Dr. Milton Kampel



Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

() Participação por Video - Conferência

Dra. Natália Rudorff Oliveira



Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

() Participação por Video - Conferência

Dr. Higo José Dalmagro



Convidado(a) / UNIC / Cuiabá - MT

() Participação por Video - Conferência

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 26 de março de 2018

“Se eu vi mais longe, foi por estar sobre ombros de gigantes”.

Issac Newton

À minha família.

AGRADECIMENTOS

Muitas pessoas me auxiliaram de diversas maneiras ao longo do desenvolvimento do meu trabalho. A todos vocês, meu muito obrigada!

Agradeço aos meus orientadores, Dra. Evlyn e Dr. Lino, pelas discussões, paciência e confiança que depositaram em mim. Obrigada pela oportunidade que me deram de partilhar esse tempo com vocês. Agradeço imensamente pelos conselhos e aprendizados não só científicos, mas também da vida. Vou levar isso para sempre comigo!

Agradeço aos meus familiares por toda compreensão e ajuda ao longo desse período. Em especial a minha mãe, meu pai e minha irmã que são o meu porto seguro, pois com eles ao meu lado me sinto segura para encarar qualquer desafio. Também agradeço ao Lucas que foi meu companheiro, confidente e auxiliar ao longo dessa jornada. Obrigada por toda paciência, carinho, atenção e por revisar diversos dos meus textos.

Agradeço ao LabISA no nome do Dr. Claudio Barbosa por ceder os dados financiados pelos projetos FAPESP 2014/23903-9, MSA-BNDES 1022114003005 e CNPq 461469/2014-6, os quais foram utilizados nesse estudo. Agradeço também ao Daniel Jorge por toda a ajuda nas análises dos dados de Mamirauá e chocolates durante o trabalho de campo.

Eu sou grata a todas as pessoas da 2^aC, apelido carinhosamente dado a turma de 2016 do curso de Sensoriamento Remoto. Vocês contribuíram demais para que meu período de estudos no INPE fosse o mais gratificante e prazeroso possível, além de sempre estarem abertos a questionamentos e trocas de experiências. Agradeço especialmente a turma frequentadora do LTID pela amizade e cafés! Também agradeço aos amigos de longa data que sempre estiveram presentes e dispostos a me ajudar.

Agradeço ao CNPq pela bolsa de estudos e a pós-graduação do INPE por toda a infraestrutura de trabalho.

RESUMO

O pulso de inundação dos rios da planície Amazônica afeta a proporção de Matéria Orgânica Dissolvida (MOD) autóctone e alóctone presente nos lagos da planície ao longo do ano. Dado o papel da MOD no ciclo do carbono dos ecossistemas aquáticos, a informação sobre suas fontes e sua dinâmica espaço-temporal é crucial. Esse estudo teve como objetivo entender a dinâmica da MOD utilizando índices ópticos disponíveis na literatura, derivados de dados *in situ* e modelos de sensoriamento remoto. Foram analisados lagos em duas áreas de estudo: uma na planície de inundação do Solimões e outra na planície de inundação do baixo Amazonas. Dados *in situ* de a_{CDOM} , concentração de Carbono Orgânico Dissolvido (COD) e Reflectância de Sensoriamento Remoto (R_{SR}) foram adquiridos em campanhas de campo realizadas entre 2015 e 2016 pelo Laboratório de Instrumentação de Sistemas Aquáticos (LabISA). A forma e a amplitude dos espectros de a_{CDOM} foram utilizadas para inferir sobre as fontes e processos de degradação da MOD. Na região do Solimões, foram encontradas diferenças significativas no valor de a_{CDOM} (440) entre Buabuí e Mamirauá na enchente e os demais lagos e períodos. Também houveram diferenças na forma dos espectros e valor de $S_{275-295}$ entre os dados de Buabuí e Mamirauá na enchente e os demais. Em geral, os resultados sugerem que a MOD é principalmente alóctone nos lagos Buabuí e Mamirauá durante a enchente enquanto que na vazante não há diferenças significativas nas propriedades da MOD entre todos lagos analisados. Além disso, a baixa cobertura de nuvens (e radiação) nos meses da vazante favorece os processos de fotodegradação, limitando a capacidade de inferência da origem da MOD. Na região do baixo Amazonas, durante a enchente a MOD é principalmente autóctone e possui baixo peso molecular. Na cheia e vazante, a MOD é mais recente e apresenta maior peso molecular, sendo provavelmente originada da vegetação do entorno dos lagos. No Lago Grande de Curuai, a entrada de água de diferentes fontes dificulta as análises da dinâmica da MOD. Nas duas regiões, só foi possível estabelecer uma relação significativa entre a_{CDOM} e $S_{275-295}$ em fases específicas da hidrógrafa: enchente (Solimões e baixo Amazonas) e cheia (baixo Amazonas). A relação entre a_{CDOM} e COD só mostrou forte tendência linear ($r^2=0,82$) para os lagos Buabuí e Mamirauá, indicando que mudanças qualitativas na MOD podem afetar a correlação entre essas variáveis. A R_{SR} foi simulada para as bandas do visível do sensor OLI/ Landsat-8 e MSI/ Sentinel-2A e a simulação Monte Carlo foi utilizada para calibrar os modelos. Os modelos testados da literatura para estimar a_{CDOM} se mostraram ineficientes. O novo modelo proposto nesse trabalho para estimativa do a_{CDOM} nos lagos da planície de inundação Amazônica obteve resultados promissores com a utilização de mais bandas, demonstrando potencial de aplicação.

Palavras-chave: MOD. CDOM. COD. Índices ópticos. Lagos. Planície de inundação Amazônica.

REMOTE SENSING MODELS APPLIED IN THE STUDY OF SPATIAL AND SEASONAL VARIABILITY OF DISSOLVED ORGANIC MATTER IN LAKES OF SOLIMÕES/ AMAZONAS FLOODPLAIN BASED ON ITS OPTICAL PROPERTIES

ABSTRACT

The river's flood pulse of the Amazonian floodplain affects the proportion of autochthonous and allochthonous Dissolved Organic Matter (DOM) present in the floodplain lakes throughout the year. Given the role of DOM in the carbon cycle of aquatic ecosystems, information of its sources and spatio-temporal dynamics is crucial. This study aimed to understand DOM dynamics using optical indexes available in the literature, derived from *in situ* data and remote sensing models. Lakes were analyzed in two study areas: the Solimões floodplain and the low Amazon floodplain. In situ data of a_{CDOM} , Dissolved Organic Carbon Concentration (DOC) and Remote Sensing Reflectance (R_{RS}) were acquired in field campaigns conducted between 2015 and 2016 by the Instrumentation Laboratory for Aquatic Systems (LabISA). The shape and intensity of the a_{CDOM} spectra were used to infer about DOM sources and degradation processes. In the Solimões region, significant differences were found in a_{CDOM} (440) values between Buabuá and Mamirauá in the rising and the other lakes and periods. There were also differences in the shape of the spectra and value of $S_{275-295}$ between Buabuá and Mamirauá in the rising and the others. In general, the results suggest that DOM is mainly allochthonous in the Buabuá and Mamirauá lakes during rising, while in the receding there are no significant differences in DOM properties among all the lakes analyzed. In addition, the low percentage of cloud cover in the months of the receding favors the photodegradation processes, limiting the inference of DOM origin. In the lower Amazon region, during the flood, DOM is mainly autochthonous and has lower molecular weight. In the flood and receding, DOM is more recent and present higher molecular weight, being probably originated from the vegetation around the lakes. In Lago Grande, the entrance of water from different sources makes it difficult to analyze the dynamics of DOM. The relationship between a_{CDOM} and DOC only a strong linear trend ($r^2 = 0.82$) for Buabuá and Mamirauá lakes, indicating that changes in DOM can affect the correlation between these variables. In the two regions, it was only possible to establish a significant relationship between a_{CDOM} and $S_{275-295}$ in specific hydrograph phases: rising (Solimões and low Amazonas) and flood (low Amazonas). The R_{RS} was simulated for OLI/ Landsat-8 and MSI/ Sentinel-2A visible bands and Monte Carlo simulation was used to calibrate the models. The models tested from the literature to estimate a_{CDOM} were inefficient. The new model proposed in this work to estimate a_{CDOM} in Amazon floodplain lakes obtained promising results with the use of more bands, demonstrating application potential.

Keywords: DOM. CDOM. DOC. Optical indices. Lakes. Amazon floodplain.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 - Diferença de nível d'água nos lagos entre as fases de seca e cheia.....	8
Figura 2.2 - Espectros do a_{CDOM} a) entre 220 e 700 nm para diferentes valores de $S_{220-700}$ e b) zoom entre 220 e 300 nm, destacando (seta preta) a inflexão da curva entre 245-295 nm.	14
Figura 3.1 – Área de estudo na planície de inundação do Solimões. (a) Visão geral da Amazônia. (b) Imagem OLI/ Landsat-8 em cor verdadeira do dia 30 de julho de 2015. (c) Vazão da água nos rios Japurá e Solimões (ANA, 2018).....	26
Figura 3.2 - Área de estudo na planície de inundação do Baixo Amazonas. (1) Visão geral da Amazônia. (b) Imagem OLI/ Landsat-8 em cor verdadeira do dia 17 de janeiro de 2018.	28
Figura 3.3 – Etapas metodológicas.	32
Figura 4.1 – Boxplot da variação sazonal do a_{CDOM} (440) (m^{-1}) e nível de água (m) do canal de Mamirauá em 2016.....	42
Figura 4.2 - Variabilidade sazonal e espacial do a_{CDOM} (440) (m^{-1}) nos lagos (I-Buabuá, II-Mamirauá, III-Pirarara e IV-Pantaleão) e meses amostrados (a- março, b- abril, c- julho, d- agosto).....	43
Figura 4.3 - Espectro de a_{CDOM} coletado nos lagos da planície de inundação do Solimões.	44
Figura 4.4 - Diagrama de dispersão da média do $S_{275-295}$ (nm^{-1}) entre as amostras de cada lago e em cada fase hidrográfica (enchente e vazante).	45
Figura 4.5 – Diagrama de dispersão da média do S_R (nm^{-1}) entre as amostras de cada lago e em cada fase hidrográfica (enchente e vazante).	46
Figura 4.6 - Gráfico de dispersão entre a_{CDOM} (440) (m^{-1}) e $S_{275-295}$ (nm^{-1}) para a) vazante e b) enchente.....	47
Figura 4.7 - Gráfico de dispersão da validação entre os valores medidos e estimados de $S_{275-295}$	48
Figura 4.8 – Boxplot da variação sazonal do a_{CDOM} (440) (m^{-1}) e do nível d'água (cm).	54
Figura 4.9 – Imagem do sensor OLI/ Landsat-8 em a) 07 de agosto de 2016 e b) 02 de junho de 2015.	55
Figura 4.10 – Espectros do a_{CDOM} dos lagos da planície de inundação do baixo Amazonas.	56

Figura 4.11 - Gráfico de dispersão entre $a_{CDOM}(440)$ (m^{-1}) e $S_{275-295}$ (nm^{-1}) ajustando uma linha de tendência para os dados da cheia e enchente e outra para a vazante.....	59
Figura 4.12 – Gráfico de dispersão entre os valores medidos e estimados de $S_{275-295}$ (nm^{-1}).....	60
Figura 4.13 - Boxplot da variação sazonal do $a_{CDOM}(440)$ (m^{-1}) na região do da planície de inundação do Solimões e do baixo Amazonas.	65
Figura 4.14 - Boxplot da variação sazonal do $S_{275-295}$ (nm^{-1}) na região do da planície de inundação do Solimões e do baixo Amazonas.	66
Figura 4.15 - Boxplot da variação sazonal do S_R na região do da planície de inundação do Solimões e do baixo Amazonas.....	67
Figura 4.16 – Correlação entre $a_{CDOM}(440)$ (m^{-1}) e COD (mgL^{-1}) para os lagos da planície de inundação do a) Solimões e b) baixo Amazonas. .	68
Figura 4.17 - Correlação entre $a^*_{CDOM}(412)$ ($m^2.mmol^{-1}$) e $S_{275-295}$ (nm^{-1}) para os lagos da planície de inundação do a) Solimões e b) baixo Amazonas.	69
Figura 4.18 – Regressão entre a) razão de bandas proposta por KUTSER et al. (2005) e o $a_{CDOM}(420)$ e b) razão de comprimentos de onda proposta por FICEK et al. (2011) e $a_{CDOM}(440)$	71
Figura 4.19 - Validação do modelo OLI/ Landsat-8: medido versus estimado de $a_{CDOM}(440)$ (m^{-1}) para todo conjunto de dados.....	73
Figura 4.20 - Validação do modelo OLI/ Landsat-8: medido versus estimado de $a_{CDOM}(440)$ (m^{-1}) para a) todo conjunto de dados da planície do Solimões e b) somente para a enchente.....	74
Figura 4.21 - Validação do modelo OLI/ Landsat-8: medido versus estimado de $a_{CDOM}(440)$ (m^{-1}) para a) todo conjunto de dados da planície do baixo Amazonas e b) somente para a enchente e cheia.....	75
Figura 4.22 - Validação do modelo MSI/ Sentinel-2A: medido versus estimado de $a_{CDOM}(440)$ (m^{-1}) para todo conjunto de dados.....	77
Figura 4.23 - Validação do modelo MSI/ Sentinel-2: medido versus estimado de $a_{CDOM}(440)$ (m^{-1}) para a) todo conjunto de dados da planície do Solimões e b) somente para a enchente.....	78
Figura 4.24 - Validação do modelo Sentinel-2A: medido versus estimado de $a_{CDOM}(440)$ (m^{-1}) para a) todo conjunto de dados da planície do baixo Amazonas e b) somente para a enchente e cheia.....	79
Figura A.1 – Variação do $a_{CDOM}(440)$ ao longo das fases da hidrógrafa e lagos.	96
Figura A.2- Ajuste do modelo proposto por Vantrepotte et al. (2015) (em vermelho) e ajuste do modelo de potência proposto (em amarelo) para a região do Solimões.	96

Figura A.3- Ajuste do modelo proposto por Vantrepotte et al. (2015) (em vermelho) e ajuste do modelo de potência proposto (em amarelo) para a região do baixo Amazonas..... 97

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 2.1 - Bandas do sensor OLI/Landsat-8. CC é o valor do comprimento de onda central (nm), LB é a largura de banda (nm) e RE é a resolução espacial da banda em metros.	23
Tabela 2.2 - Bandas do sensor MSI/Sentinel-2A. CC é o valor do comprimento de onda central (nm), LB é a largura de banda (nm) e RE é a resolução espacial da banda em metros.	24
Tabela 3.1 – Média \pm desvio padrão dos dados limnológicos para cada lago da planície da Solimões e fase do pulso de inundação.	27
Tabela 3.2 – Média \pm desvio padrão dos dados limnológicos para cada lago da planície do baixo Amazonas e fase do pulso de inundação.	29
Tabela 3.3 – Região, lago, data de coleta, fase da hidrógrafa correspondente à cada região e número de amostras (n).	30
Tabela 4.1 – Média, desvio padrão e porcentagem do coeficiente de variação (CV%) para os valores de $S_{275-295}$ na cheia, enchente e vazante para os lagos da margem norte (Maripá, Paranapitinga, Preguiça, Poção, Poção e Santaninha) e para o Lago Grande.	57
Tabela 4.2 - Média, desvio padrão e porcentagem do coeficiente de variação (CV%) para os valores de S_R na cheia, enchente e vazante para os lagos da margem norte (Maripá, Paranapitinga, Preguiça, Poção, Poção e Santaninha) e para o Lago Grande.	58
Tabela 4.3 – Resumo dos resultados da validação do modelo para o sensor OLI/ Landsat-8 e MSI/ Sentinel-2A para diferentes conjuntos de dados.	72

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

μm	Micrometro
a	Coeficiente de absorção
a*	Coeficiente de absorção específico
ALI	Advanced Land Imager
ANA	Agência Nacional de Águas
APM	Alto Peso Molecular
BPM	Baixo Peso Molecular
CC	Comprimento de onda central
CDOM	<i>Colored Dissolved Organic Matter</i>
CO ₂	Dioxido de carbono
COA	Constituintes Opticamente Ativos
COD	Carbono Orgânico Dissolvido
CV	Coeficiente de Variação
E _d	Irradiância descendente
E _{sky}	Irradiância incidente na superfície
E _u	Irradiância ascendente
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LabISA	Laboratório de Instrumentação de Sistemas Aquáticos
L _{sky}	Radiância difusa na atmosfera
L _u	Radiância ascendente na coluna de água
L _w	Radiância emergente do corpo de água
m	Metro
MOD	Matéria Orgânica Dissolvida Colorida
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MSE	Mean Square Error
MSI	Multispectral Instrument
N	Norte
NAP	Non Algal Particle
nm	Nanometro

NMSE	Normalize Mean Square Error
OLI	Operational Land Imager
RAMSES	Radiation measurement sensor with enhanced spectral resolution
RDSM	Reserva de Desenvolvimento Sustentável de Mamirauá
RE	Resolução Espacial
REM	Radiação Eletromagnética
RER	Resposta Espectral Relativa
R _{SR}	Reflectância de Sensoriamento Remoto
S	Spectral slope
SHA	Substâncias Húmicas Aquáticas
TSS	Total de Sólidos Suspensos
UV	Ultravioleta
λ	Comprimento de onda

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Hipótese	4
1.2 Objetivos	5
1.2.1 Objetivo geral	5
1.2.2 Objetivos específicos	5
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	7
2.1 O pulso de inundação na planície Amazônica.....	7
2.2 Importância da MOD para os processos ecológicos	8
2.3 Origem e propriedades da MOD	10
2.3.1 Propriedades espectrais de absorção da CDOM	12
2.3.2 Relação entre MOD e COD.....	15
2.4 Constituintes opticamente ativos.....	16
2.4.1 Água pura.....	16
2.4.2 Fitoplâncton.....	17
2.4.3 NAP	17
2.5 Modelos de sensoriamento remoto aplicados no estudo da MOD em lagos 18	
2.5.1 Modelos que estimam o a_{CDOM}	18
2.5.2 Modelos que estimam a inclinação espectral	21
2.6 Sensores OLI/ Landsat-8 e MSI/ Sentinel-2A.....	22
3 MATERIAIS E MÉTODOS.....	25
3.1 Materiais.....	25
3.1.1 Área de estudo	25
3.1.2 Dados	30
3.2 Métodos.....	31
3.2.1 Concentração COD	32
3.2.2 Coeficiente de absorção pela CDOM	32
3.2.3 Inclinação espectral.....	33

3.2.4	Reflectância de Sensoriamento Remoto	33
3.2.5	Análises estatísticas	35
3.2.6	Aplicação e desenvolvimento de modelos.....	36
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	41
4.1	Dinâmica da MOD nos lagos da planície de inundação do Solimões 41	
4.1.1	Variação sazonal e espacial da CDOM.....	41
4.1.2	Origem e propriedades da MOD	43
4.1.3	Relação sazonal entre a_{CDOM} e $S_{275-295}$	46
4.1.4	Discussão dos resultados.....	48
4.2	Dinâmica da MOD nos lagos da planície de inundação do baixo Amazonas.....	53
4.2.1	Variação sazonal e espacial da CDOM.....	53
4.2.2	Origem e propriedades da MOD	56
4.2.3	Relação sazonal entre a_{CDOM} e $S_{275-295}$	58
4.2.4	Discussão dos resultados.....	60
4.3	Comparação das propriedades ópticas de absorção da MOD entre os lagos da planície de inundação do Solimões e baixo Amazonas.....	63
4.4	Relação entre a_{CDOM} e COD nos lagos da planície de inundação amazônica	67
4.5	Aplicabilidade dos modelos de sensoriamento remoto no estudo da MOD em lagos da planície de inundação Amazônica	70
4.5.1	Teste de modelos disponíveis na literatura para estimativa do a_{CDOM} 70	
4.5.2	Desenvolvimento de um modelo para os lagos da planície de inundação para estimativa do a_{CDOM}	71
5	CONCLUSÃO.....	81
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	83
	APÊNDICE A.....	96

1 INTRODUÇÃO

A planície de inundação é um tipo de área alagável caracterizada por um mosaico de paisagens que oscilam periodicamente entre sistemas aquáticos e terrestres. Essa oscilação representa um aspecto fundamental na biogeoquímica, ecologia e hidrologia dos lagos localizados na planície de inundação (JUNK et al., 1989; MOREIRA-TURCQ et al., 2004). Dentre outros efeitos, o pulso de inundação (*sensu* JUNK et al., 1989) afeta a concentração e a proporção de Matéria Orgânica Dissolvida (MOD) autóctone e alóctone presente nos lagos da planície ao longo do ano. A concentração da MOD em sistemas aquáticos depende do volume exportado pela bacia de drenagem, que varia de acordo com o clima, litologia e vegetação (SIOLI, 1954; MCCLAIN et al., 1997; KELLERMAN et al., 2014) e de processos internos ao corpo d'água, como produção primária, sedimentação, foto oxidação, decomposição bacteriana, respiração e mineralização (WETZEL, 1992; AMON; BENNER, 1996; VODACEK et al., 1999; COBLE, 2007).

O principal elemento na composição da MOD é o Carbono e com isso ela representa grande parcela do carbono orgânico no meio aquático (COLE et al., 2007; TRANVIK et al., 2009), tendo um papel importante nas estimativas de carbono do ecossistema (RICHEY et al., 2002; PANGALA et al., 2017). Além disso, a MOD também controla a atenuação e a disponibilidade de luz na água (COBLE, 2007; KIRK, 2011), desempenhando um papel vital na produtividade primária e, conseqüentemente, na pesca e outras redes alimentares (VOLPATO et al., 2004; MAIA; VOLPATO, 2013).

De acordo com a sua origem (alóctone ou autóctone), o peso e a estrutura das moléculas orgânicas da MOD podem variar. A MOD alóctone é produzida por fontes terrestres e transportada via escoamento superficial e lixiviação para os sistemas aquáticos (LENNON; PFAFF, 2005). Já a MOD autóctone é originada da decomposição e senescência dos produtores primários (ROSA et al., 2004). Como resultado, a MOD autóctone tem menor peso molecular e absorve

menos radiação do que aquela de origem alóctone (ZUMSTEIN; BUFFLE, 1989; HELMS et al., 2008).

Não só a fonte, mas também os processos de degradação afetam a concentração e a composição da MOD, sendo a fotodegradação e a biodegradação os dois principais processos que ocorrem no meio aquático (VÄHÄTALO; WETZEL, 2004). Esses processos são responsáveis pela transformação da MOD em compostos inorgânicos e pela conversão de substâncias de Alto Peso Molecular (APM) em substâncias de Baixo Peso Molecular (BPM) (HELMS et al., 2008).

Para determinar a concentração da MOD no ambiente, é comum a utilização da concentração de Carbono Orgânico Dissolvido (COD) (TOMING et al., 2016). somente a utilização desse parâmetro pode restringir o estudo da variação sazonal na composição e origem da MOD (JAFFÉ et al., 2008). Nesses casos, parâmetros mais qualitativos da MOD, como medidas de absorção na região do Ultravioleta (UV) e visível, assim como fluorescência, são mais adequados (LI; HUR, 2017).

As medidas de absorção mais comuns utilizadas são o Coeficiente de Absorção da Matéria Orgânica Dissolvida Colorida (*Absorption Coefficient of the Colored Dissolved Organic Matter*, conhecido na literatura como a_{CDOM}) e a inclinação espectral (do inglês, *spectral slope* - S) em regiões específicas do espectro do a_{CDOM} (HELMS et al., 2013; HANSEN et al., 2016).

O a_{CDOM} é tipicamente descrito por uma função exponencial de decaimento da absorção ao longo do espectro eletromagnético em direção aos maiores comprimentos de onda (COBLE, 2007; KIRK, 2011). O valor do $a_{CDOM}(\lambda_0)$, apesar de representar a absorção apenas em um único comprimento de onda, pode ser um indicador da concentração e da capacidade de absorção da MOD (COBLE, 2007; TOMING et al., 2016).

A taxa de decaimento da absorção varia de acordo com o peso molecular da MOD (HELMS et al., 2008). Portanto, o valor de S calculado em intervalos de comprimento de onda específicos pode fornecer pistas sobre a origem e composição da MOD (HELMS et al., 2008; YANG; HUR, 2014). O S calculado na faixa compreendida entre 275 e 295 nm ($S_{275-295}$) pode ser utilizado para inferir o peso molecular da MOD e as mudanças de peso molecular induzidas por processos fotoquímicos (HELMS et al., 2008). Este intervalo também foi recomendado por Yang e Hur (2014) para avaliar a proporção entre MOD autóctone e alóctone. Helms et al. (2008) ainda propõem a razão da inclinação espectral (S_R) entre os intervalos de comprimento de onda de 275-295 nm e 350-400 nm para descrever a distribuição do peso molecular da MOD. Esse parâmetro também foi aplicado (DALMAGRO et al., 2017) para rastrear as fontes da MOD em um sistema tropical de rios e planícies de inundação.

Devido ao alto custo e às limitações logísticas relacionadas à aquisição de dados *in situ*, as medidas de absorção derivadas de dados de sensoriamento remoto têm sido cada vez mais empregadas. Essas medidas servem como subsídio para a compreensão das transformações da MOD no espaço e no tempo (LI et al., 2016).

Existem estudos que estimam o a_{CDOM} com sucesso a partir da Reflectância de Sensoriamento Remoto (R_{SR}) (KUTSER et al., 2005; FICEK et al., 2011; BREZONIK et al., 2015). O a_{CDOM} é normalmente estimado na região do azul (BRICAUD et al., 1981) devido à maior disponibilidade das bandas de satélite em comprimentos de onda superiores à 400 nm. Já o S , apesar de normalmente ser calculado em intervalos comprimento de onda do UV, também pode ser estimado via sensoriamento remoto (FICHOT et al., 2013; VANTREPOTTE et al., 2015). Para estimar $S_{275-295}$ via dados de sensoriamento remoto orbital, operacionalmente existem dois caminhos: (1) pode-se modelar a relação direta entre R_{SR} e $S_{275-295}$ (FICHOT et al., 2013); (2) ou utilizar o a_{CDOM} na região do visível como *proxy* para a estimativa do $S_{275-295}$ (VANTREPOTTE et al., 2015).

Entretanto, ainda existem muitos desafios a serem superados no estudo de MOD via dados de sensoriamento remoto (MOUW et al., 2015). Isso porque os sensores desenvolvidos para aplicações aquáticas, ou seja, com resolução espectral e radiométrica necessárias normalmente não possuem resolução espacial adequada para o estudo de corpos de água interiores (KUTSER et al., 2005). Por outro lado, os sensores com resolução espacial adequada, são desenvolvidos para aplicações terrestres, possuindo poucas bandas na região do azul e, muitas vezes, resolução radiométrica insuficiente. Nesses sensores, a quantidade limitada de bandas na região do azul e UV também dificultam a modelagem do S via sensoriamento remoto. Além disso, nos estudos utilizando a_{CDOM} como *proxy* para a concentração de COD, as mudanças qualitativas no COD podem não ser levadas em consideração, uma vez que nem toda parcela do COD é colorida e interage com a radiação (JAFFÉ et al., 2008).

Nesse sentido, a disponibilidade de dados dos sensores: OLI (do inglês, *Operational Land Imager*) a bordo o satélite Landsat-8 desde fevereiro de 2013; e do MSI (do inglês, *Multi Spectral Instrument*) a bordo do satélite Sentinel-2A desde junho de 2015, expandiram o potencial de aplicação do sensoriamento remoto para monitoramento da MOD em corpos de água interiores. As resoluções radiométricas, espectrais e espaciais dos sensores a bordo desses satélites, e sua maior frequência temporal, permitem sua aplicação a estudos da dinâmica da MOD em corpos de água interiores (TOMING et al., 2016; CHEN et al., 2017).

1.1 Hipótese

A hipótese dessa pesquisa é que medidas de a_{CDOM} e S fornecem informações sobre a variabilidade espacial e sazonal da MOD em lagos da planície de inundação do Solimões/ Amazonas e podem ser estimadas via dados de sensoriamento remoto.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo geral

Entender a dinâmica da MOD nos lagos da planície de inundação do rio Solimões e do baixo Amazonas, utilizando índices ópticos disponíveis na literatura, derivados de dados *in situ* e modelos de sensoriamento remoto.

1.2.2 Objetivos específicos

- i) Analisar a variabilidade do a_{CDOM} em diferentes fases da hidrógrafa;
- ii) Inferir sobre a origem e propriedades da MOD em diferentes fases da hidrógrafa a partir de parâmetros espectrais da curva do a_{CDOM} ;
- iii) Fazer uma análise comparativa da dinâmica e propriedades da MOD, inferidas pelas propriedades ópticas, entre os lagos da planície de inundação do Solimões e os lagos da planície de inundação do baixo Amazonas;
- iv) Analisar a relação entre a_{CDOM} e COD como suporte para o desenvolvimento de modelos de estimativa de COD a partir do a_{CDOM} ;
- v) Testar e propor algoritmos para estimar $a_{\text{CDOM}}(440)$ como *proxy* para a estimativa do $S_{275-295}$, como suporte para aplicação de dados de sensoriamento remoto nos estudos da MOD.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 O pulso de inundação na planície Amazônica

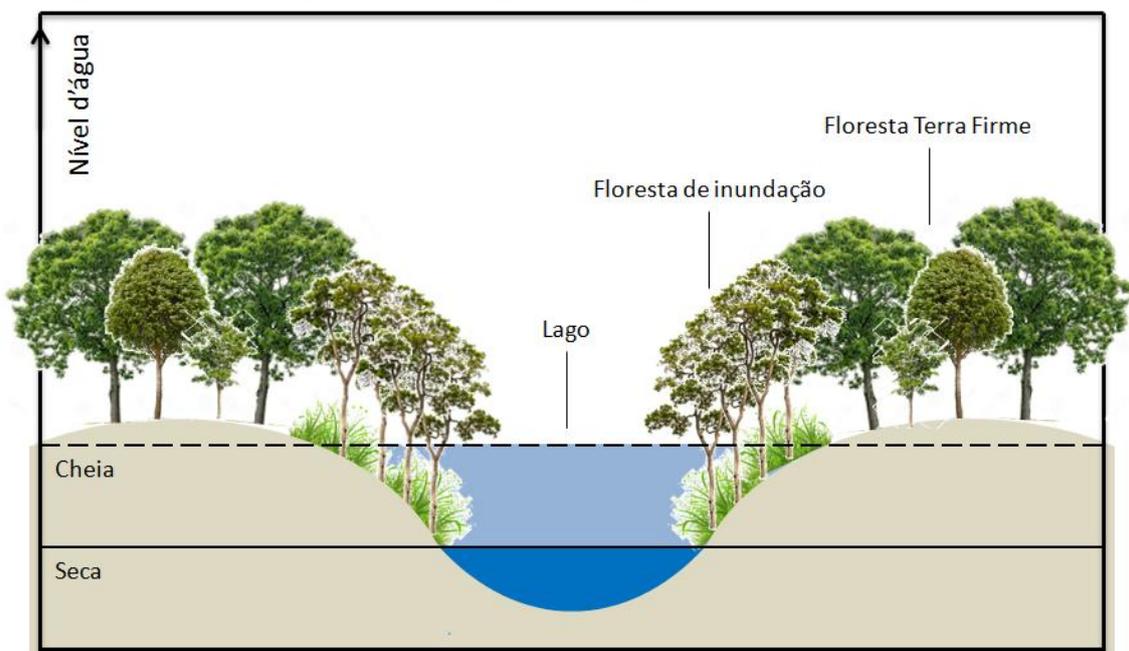
A planície de inundação foi definida por JUNK et al. (1989) como sendo áreas periodicamente inundadas pelo transbordamento lateral de rios ou lagos e/ ou por precipitação direta ou águas subterrâneas. Na bacia Amazônica, o pulso de inundação sazonal é causado por dois fatores principais: pela precipitação local durante a estação chuvosa (de dezembro a maio, com média de 300 mm/mês); e pelo derretimento anual do gelo da cordilheira andina durante o verão austral (JUNK et al., 1997). O pulso de inundação também afeta de maneira distinta as propriedades dos lagos existentes na planície, de acordo com sua forma e posição em relação ao rio (ALMEIDA; MELO, 2009).

O pulso de inundação da planície pode ser dividido em quatro fases: enchente, cheia, vazante e seca (BITTENCOURT; AMADIO, 2007). Durante a enchente, à medida que o nível d'água dos rios aumenta, há o transbordamento do seu canal principal e a planície começa a ser inundada. Na cheia, quando o nível d'água atinge a cota máxima, as águas dos rios dominam na planície tendo um efeito homogeneizador sobre os lagos (THOMAZ et al., 2007). Nesse período a área dos lagos costuma aumentar e inundar a floresta do entorno (Figura 2.1). Quando começa o recuo das águas na vazante, os processos na planície de inundação tornam-se menos dependentes do comportamento hidrológico do rio (JUNK et al., 1989). Com a diminuição de entrada de água dos rios, o nível d'água atinge sua cota mais baixa na seca. Durante a seca o nível d'água dos lagos fica baixo (Figura 2.1), isolando-os e fazendo com que o ambiente ao seu redor seja o principal determinante da química da água (THOMAZ et al., 2007).

Esse ciclo é representado pela hidrógrafa dos rios. Na planície de inundação amazônica, as fases da hidrógrafa quando comparadas entre duas regiões podem estar deslocadas por algumas semanas ou mesmo meses, devido ao tamanho da bacia Amazônica (aproximadamente 7 milhões de km²). Já quanto à forma da hidrógrafa, esta depende não apenas das características de

descarga do rio, mas também da inclinação do vale, do tamanho da planície inundável e do tipo de vegetação (JUNK et al., 1989).

Figura 2.1 - Diferença de nível d'água nos lagos entre as fases de seca e cheia.



Fonte: Produção do autor.

A maior parte da área drenada pela bacia Amazônica é recoberta pela floresta de Terra Firme, enquanto que as planícies que acompanham grande parte de seus rios são recobertas por florestas inundáveis. O pulso de inundação, juntamente com a conexão com os grandes rios, faz com que essas florestas sejam fonte constante de entrada de matéria orgânica nos lagos da planície de inundação (MELACK et al., 2009).

2.2 Importância da MOD para os processos ecológicos

A MOD é definida operacionalmente como todo material resultante da filtração da água em determinado tamanho de poro de filtro, sendo a MOD a fração mais degradada entre matéria orgânica grossa, particulada e dissolvida (HEDGES et al., 1994). Entretanto, na literatura não há consenso em relação ao tamanho do poro de filtro a ser utilizado, o qual varia de 0,2 a 0,7 μm (MASSICOTTE et al., 2017).

Devido a sua composição, a MOD representa a maior parcela do Carbono em ecossistemas aquáticos (HANSELL et al., 2009). Por esse motivo, vários estudos tem a finalidade de estabelecer a relação entre MOD e COD e quantificar os fluxos de carbono no ambiente aquático (DEL CASTILLO; MILLER, 2008; KUTSER et al., 2015). O grande interesse na quantificação do carbono é devido à sua importância na regulação do clima da Terra, estando relacionado à sua estabilização e variabilidade em distintas escalas de tempo (ARCHER, 2008). Dentre os ecossistemas da Terra, a bacia Amazônica merece destaque por ser local de produção, armazenamento e/ ou exportação de grandes quantidades de carbono (MOREIRA-TURCQ et al., 2004; SCOFIELD et al., 2016), emitindo cerca de $1,39 \text{ Pg C ano}^{-1}$, representando 45% da emissão global de carbono pelas águas interiores (SAWAKUCHI et al., 2017).

Parte da MOD reage com a Radiação Eletromagnética (REM) e por esse motivo recebe o nome de Matéria Orgânica Dissolvida Colorida (do inglês, *Colored Dissolved Organic Matter* - CDOM). A principal propriedade óptica da CDOM é a de absorção da REM (KIRK, 2011), a qual lhe confere o papel de foto protetora em algumas circunstâncias e de inibidora da fotossíntese em outras (EVANS et al., 2005). A absorção pela CDOM ocorre preferencialmente em menores comprimentos de onda na região do UV e azul. Dessa forma, como a radiação UV causa efeitos nocivos aos tecidos vivos, a absorção pela MOD nessa região acaba foto protegendo os organismos aquáticos (MORRIS et al., 1995). Por outro lado, a propriedade de absorção da REM regula a profundidade da zona fótica nos ecossistemas aquáticos, limitando a quantidade de luz que penetra na coluna d'água, principalmente nos comprimentos de onda correspondentes às regiões do azul e verde. A limitação da luz reduz a energia disponível para realização da fotossíntese pelos produtores primários, fazendo com que as concentrações de oxigênio dissolvido na água sejam menores e a produtividade do ambiente mais baixa (WEISHAAR et al., 2003). Isso tem impacto na respiração da biota aquática e

faz com que sejam esperadas maiores concentrações de CO₂ (CAMPBELL; REECE, 2005).

Além disso, a MOD tem impacto no pH da água, pois com a absorção da REM ela é foto degradada, liberando moléculas de hidrogênio, o que causa a diminuição do pH (SCOFIELD et al., 2016). O contrário também é válido, o pH impacta na degradação e composição da MOD (ROTH et al., 2014).

2.3 Origem e propriedades da MOD

Em termos de natureza da composição, a MOD pode ser dividida em substâncias não húmicas e Substâncias Húmicas Aquáticas (SHA) (ROCHA; ROSA, 2003). A principal diferença entre elas é que o primeiro grupo tem características químicas e físicas bem definidas, enquanto que o segundo tem estrutura química complexa, sendo formado por compostos heterogêneos com diferentes pesos moleculares, cujo principal elemento é o Carbono (ROCHA; ROSA, 2003; EVANS et al., 2005). As substâncias húmicas absorvem REM, deslocando o pico de máxima reflectância da água para maiores comprimentos de onda. Por esse motivo, águas caracterizadas pela elevada concentração de MOD apresentam coloração escura, tendendo ao marrom em grande volume e ao amarelo (cor de chá) se observada em um frasco.

Rocha e Rosa (2003) destacam que as substâncias húmicas podem ser divididas operacionalmente em três frações de acordo com sua solubilidade em meio alcali: a humina, que é a fração insolúvel em qualquer faixa de pH; os ácidos húmicos, os quais são solúveis e precipitam pela acidificação do extrato alcali; e os ácidos fúlvicos, fração que permanece em solução quando o extrato alcali é acidificado (ROCHA; ROSA, 2003).

Os ácidos húmicos e fúlvicos são componentes das substâncias húmicas originados pela decomposição química e biológica dos detritos orgânicos (LENNON; PFAFF, 2005). Em geral, os ácidos húmicos têm maior peso

molecular, são mais foto reativos e são mais refratários que os ácidos fúlvicos (AMARAL, 2010; YANG; HUR, 2014).

A origem da MOD é um dos fatores determinantes da proporção entre ácidos húmicos e fúlvicos das amostras. Em função de sua origem, a MOD pode ser classificada como autóctone ou alóctone. No primeiro caso, é originada dentro do próprio sistema aquático, produto da decomposição de produtores primários (algas, fitoplâncton e macrófitas), caracterizada por moléculas mais simples com maiores quantidades de carbono alifático (THURMAN, 1985; AIKEN; COTSARIS, 1995). Já a MOD alóctone é produzida a partir de fontes terrestres, transportada via escoamento superficial, lixiviação e/ou decomposição. A MOD alóctone é constituída por moléculas húmicas com grande quantidade de anéis aromáticos e grupos contendo oxigênio (LENNON; PFAFF, 2005), sendo formada por compostos refratários, como lignina e celulose (LENNON; PFAFF, 2005). Por esse motivo a MOD alóctone tem APM e maior capacidade de absorver radiação do que a MOD de origem autóctone (ZUMSTEIN; BUFFLE, 1989; HELMS et al., 2008). De maneira geral, na bacia amazônica, a maior parte da matéria orgânica transportada é de origem alóctone, proveniente da floresta de terra firme e permanece por tempos consideráveis na bacia de drenagem, onde sofre degradação (HEDGES et al., 1986).

Os dois principais processos de degradação que atuam sobre a MOD são a biodegradação e a fotodegradação (VÄHÄTALO; WETZEL, 2004), os quais são governados pela temperatura e disponibilidade de luz, respectivamente (AMON; BENNER, 1996; BERTILSSON; TRANVIK, 2000). Esses processos decompõem as moléculas da MOD, podendo produzir carbono inorgânico dissolvido, compostos orgânicos lábeis de BPM e outras substâncias (SCULLY et al., 1996; AMADO et al., 2006).

A fotodegradação da MOD está relacionada à sua origem, sua concentração e ao histórico de exposição à luz solar (AMADO et al., 2006). A MOD alóctone, predominantemente húmica, é considerada um composto menos lábil, ou mais

refratário ao crescimento bacteriano (HOBBIE, 1988), além de absorver quantidades significativas de radiação. Dessa forma, na MOD alóctone prevalece os processos de fotodegradação sobre os de biodegradação (MORAN et al., 2000). Entretanto, o processo de fotodegradação pode estimular a atividade bacteriana a partir da produção de compostos mais lábeis ao metabolismo desses microrganismos (AMADO et al., 2006; FARJALLA et al., 2009).

No processo de fotodegradação a radiação solar (especialmente a UV) provoca a quebra das moléculas de MOD, podendo levar à sua foto-oxidação completa a CO₂ (SALONEN; VÄHÄTALO, 1994). Além disso, a luz pode provocar o fotobranqueamento da MOD uma vez que as moléculas orgânicas apresentam estruturas capazes de absorver a energia solar (cromóforos), as quais mudam de conformação ou são degradadas para estabilização energética da molécula (STROME; MILLER, 1978).

Em um estudo feito no período de cheia e seca no rio Negro Rodríguez-Zúñiga et al. (2008) encontraram que as SHA no período de cheia possuem maior reatividade com a luz, por conta da maior proporção de compostos aromáticos que são mais susceptíveis a fotodegradação. Enquanto que no período de seca a MOD já foi mais degradada por conta dos maiores períodos de incidência da radiação solar. Esses resultados evidenciam que pode haver diferenças sazonais na composição das SHA que em último caso levam a diferenças na composição e degradação da MOD.

2.3.1 Propriedades espectrais de absorção da CDOM

A curva do a_{CDOM} apresenta altos valores no ultravioleta, decrescendo exponencialmente até o verde e atingindo valores muito baixos na região do vermelho (KIRK, 2011), conforme Equação 2.1.

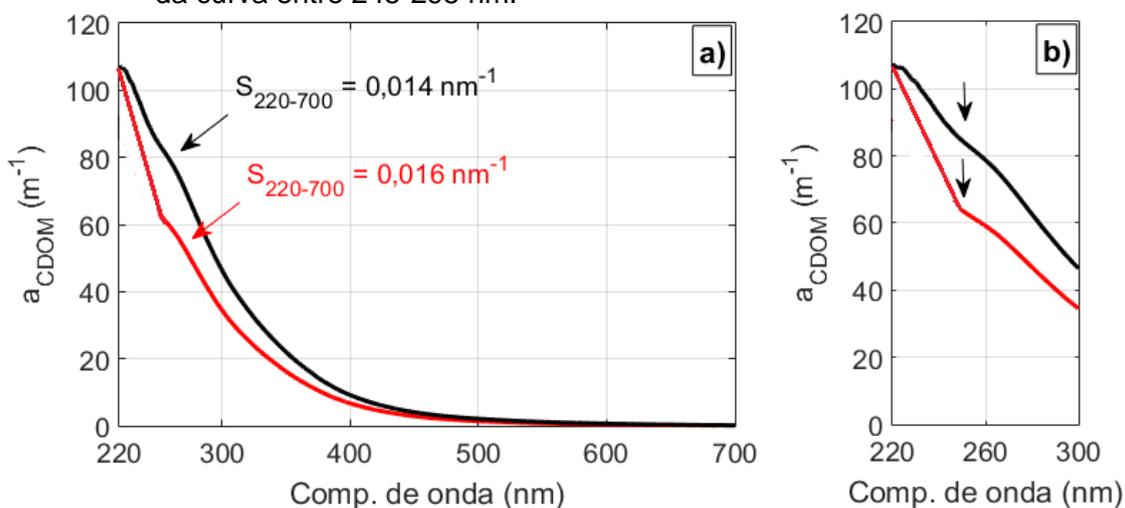
$$a_{CDOM}(\lambda) = a_{CDOM}(\lambda_{ref}) \cdot e^{-S(\lambda-\lambda_0)} \quad (2.1)$$

onde $a_{\text{CDOM}}(\lambda_{\text{ref}})$ é o coeficiente de absorção pela CDOM no comprimento de onda de referência λ_{ref} e S é a inclinação da curva exponencial ao longo do intervalo de comprimento $\lambda - \lambda_0$, sendo o S estimado por regressão não-linear (HELMS et al., 2008).

O valor do a_{CDOM} encontrado em determinado comprimento de onda varia em função da concentração da CDOM e de sua origem. Quanto maior a concentração da CDOM na água, maior será o valor encontrado do a_{CDOM} . Por outro lado, tendo em vista que a MOD de diferentes origens difere quanto à sua capacidade de absorção, a MOD de origem alóctone, poderá apresentar para uma mesma concentração de CDOM valores de a_{CDOM} proporcionalmente maiores aos da MOD de origem autóctone. Além disso, os processos de fotodegradação e fotobranqueamento afetam o valor de a_{CDOM} , uma vez que transformam moléculas de APM em moléculas de BPM e alteram as estruturas moleculares capazes de absorver radiação (HELMS et al., 2008; STROME; MILLER, 1978).

Para contornar a dependência da concentração, Helms et al. (2008) propõe a utilização da taxa de decaimento da absorção, representada pelo S , ao longo do espectro eletromagnético (Figura 2.2a), a qual varia em função da origem e peso molecular da MOD (HELMS et al., 2008). Moléculas de APM possuem menor taxa de decaimento da absorção no UV o que resulta em menor valor de $S_{275-295}$ do que moléculas de BPM (HELMS et al., 2008), independentemente da concentração de CDOM. Portanto, um aspecto relevante do S é que ele independe da concentração da CDOM, respondendo mais à qualidade da MOD do que sua abundância no ambiente, embora muitas vezes covariem (BROWN, 1977; HELMS et al., 2008, LI; HUR, 2017).

Figura 2.2 - Espectros do a_{CDOM} a) entre 220 e 700 nm para diferentes valores de $S_{220-700}$ e b) zoom entre 220 e 300 nm, destacando (seta preta) a inflexão da curva entre 245-295 nm.



Fonte: Produção do autor.

Helms et al. (2008) propõem o uso da inclinação da curva do coeficiente de absorção no intervalo entre 275 e 295 nm ($S_{275-295}$) e a razão da inclinação entre 275 e 295 sobre 350 e 440 (S_R) como parâmetros indicadores do peso molecular da MOD e das mudanças no seu peso molecular induzidas por processos fotoquímicos. O valor de $S_{275-295}$ aumenta sob maiores taxas de fotodegradação, enquanto que o valor de $S_{350-400}$ geralmente diminui com a fotodegradação, provavelmente por conta da presença de cromóforos foto refratores (HELMS et al., 2013). Yang e Hur (2014) mostraram que $S_{275-295}$ é um parâmetro confiável para a inferência sobre a proporção da MOD de origem autóctone e alóctone. Valores mais elevados de $S_{275-295}$ indicam maior taxa de decaimento da absorção entre 275 e 295 nm por moléculas de BPM originadas de fontes autóctones (HELMS et al., 2008; YANG; HUR, 2014).

Além da amplitude de absorção, a forma do espectro do a_{CDOM} é um importante fator indicativo da origem da MOD. Estudos (YAMASHITA; TANOUE, 2009; YANG; HUR, 2014) mostraram que a curva de absorção não segue uma tendência exponencial perfeita ao longo de todo o espectro. Uma inflexão na curva entre 245 e 290 nm pode ser encontrada nos espectros do a_{CDOM} em que MOD é de origem autóctone (Figura 2.2b), resultado da excreção de proteínas

e aminoácidos (STEINBERG et al., 2004; YAMASHITA; TANOUE, 2009). Dessa forma, tanto a amplitude quanto a forma do espectro do a_{CDOM} podem fornecer indícios sobre a natureza da MOD presente no ambiente aquático num dado momento.

Outro parâmetro que pode auxiliar nos estudos da dinâmica da MOD é o coeficiente de absorção específico da CDOM, expresso pelo a_{CDOM}^* . Entretanto, por conta da variedade de composição da MOD, na literatura não é comum a determinação da concentração da CDOM no ambiente, sendo nesse caso utilizado a concentração de COD para normalização (KIRK, 2011). Contudo, nem todo COD é colorido e está expresso na CDOM, o que resulta em casos onde não é encontrada correlação linear entre essas variáveis (FICHOT; BENNER, 2012).

2.3.2 Relação entre MOD e COD

A MOD encontrada no ambiente aquático é composta por cerca de 45 a 75% de COD (THURMAN, 1985). Além disso, estudos já demonstraram que a concentração de COD podem estar relacionadas com o a_{CDOM} (KUTSER et al., 2005; GRIFFIN et al., 2011). As medidas de absorção da CDOM são relativamente mais rápidas e eficientes em termos de custo do que a determinação da concentração de COD em laboratório. Dessa forma, há o esforço em utilizar o a_{CDOM} como *proxy* para a estimativa de COD (COBLE, 2007). Para isso, é necessário modelar a relação entre as variáveis com base em um número representativo de amostras (HESTIR et al., 2015). Normalmente a relação entre essas duas variáveis é linear (HESTIR et al., 2015), sendo que o valor de a_{CDOM} aumenta com o aumento da concentração de COD. Entretanto, essa relação pode variar em função das características do ambiente (GRIFFIN et al., 2011).

Durante o transporte da CDOM pelos rios ocorrem processos de mistura físicos e de fotodegradação, os quais são os principais fatores que resultam na relação não linear entre COD e a_{CDOM} (FICHOT; BENNER, 2012). Além deste,

composição e origem do COD e MOD podem influenciar nessa relação (KUTSER et al., 2016). Diversos estudos (HELMS et al., 2008, FICHOT; BENNER, 2011, FICHOT; BENNER, 2012) já demonstraram que $S_{275-295}$ é um indicador confiável do peso molecular e histórico de fotodegradação da CDOM. Por esse motivo, $S_{275-295}$ pode representar uma informação valiosa na análise da relação entre CDOM e COD. Na literatura há o crescente esforço em utilizar, além de parâmetros quantitativos, informação sobre a qualidade da MOD (FICHOT et al., 2013; VANTREPOTTE et al., 2015). Dessa forma, adicionar a informação do $S_{275-295}$ pode ajudar no desenvolvimento de modelos mais robustos para a estimativa de COD a partir do a_{CDOM} .

2.4 Constituintes opticamente ativos

Além da CDOM, os processos de absorção e de espalhamento em ambientes aquáticos podem ser atribuídos a outros três Constituintes Opticamente Ativos (COAs) presentes nesses sistemas: água pura; fitoplâncton e fração não algal (do inglês, *Non Algal Particle - NAP*) (MOBLEY, 1994; KIRK, 2011). Esses componentes interagem com a radiação eletromagnética, produzindo alterações no campo de luz incidente, definindo a forma final da curva de reflectância da água. A composição desses COAs é determinante principalmente nas suas propriedades de absorção, enquanto que suas propriedades físico-químicas determinam suas propriedades de espalhamento (KIRK, 2011).

2.4.1 Água pura

Água pura é um termo utilizado para designar quando um determinado meio possui apenas moléculas de água e sais minerais (KIRK, 2011). Seu coeficiente de absorção é mínimo na região do azul e do verde, na faixa compreendida entre 400 e 500 nm. Na região do visível, a partir de 550 nm a absorção passa a ser significativa, aumentando rapidamente na região do infravermelho, com máximo de absorção em 750 nm. Já o coeficiente de espalhamento, ao contrário da absorção, é máximo na região do azul e

decrece exponencialmente em direção ao infravermelho (KIRK, 2011). Esta é a razão pela qual as águas com baixa concentração de partículas e substâncias dissolvidas, tendem a ter um máximo de energia refletida na região do azul (MOBLEY, 1994).

2.4.2 Fitoplâncton

O fitoplâncton é formado por um conjunto de organismos microscópicos aquáticos em suspensão na coluna de água. Nos diversos gêneros de fitoplâncton, a clorofila-a é o pigmento dominante, sendo sua concentração usualmente adotada como representativa da biomassa fitoplanctônica em corpos d'água (KIRK, 2011).

A clorofila-a possui maiores coeficientes de absorção na região do azul (440 nm) e do vermelho (675 nm), devido à utilização da REM para a fotossíntese (MOBLEY, 1994). Quanto ao coeficiente de espalhamento, este é maior na região do verde (550 nm) e infravermelho próximo (715 nm) (KIRK, 2011). Além disso, as células do fitoplâncton também emitem certa quantidade de luz na forma de fluorescência. O efeito de fluorescência pode ser identificado em espectros de reflectância por gerar um pico em torno de 685 nm (BABIN et al., 2003; KIRK, 2011).

2.4.3 NAP

O NAP é composto de partículas orgânicas vivas, como bactérias, outros protistas, zooplâncton, matéria orgânica detritica e partículas inorgânicas suspensas (KIRK, 2011). Embora sua composição seja amplamente variável, seu espectro de absorção se assemelha ao da CDOM: decaimento exponencial ao longo do espectro, com maiores valores encontrados no UV e azul (Equação 2.2).

$$a_{NAP}(\lambda) = a_{NAP}(\lambda_{ref}) \cdot e^{-S(\lambda-\lambda_0)} \quad (2.2)$$

Onde $a_{\text{NAP}}(\lambda_{\text{ref}})$ é o coeficiente de absorção pelos detritos no comprimento de onda de referência λ_{ref} e S é a inclinação da curva exponencial ao longo do intervalo de comprimento $\lambda - \lambda_0$.

Os valores de S normalmente compreendem a faixa entre 0,006 e 0,013 nm^{-1} (ROESLER et al., 1989; BABIN et al., 2003), sendo estatisticamente menores do que as inclinações observadas para a CDOM. Entretanto, a amplitude de variação e a diversidade de assinaturas espectrais do a_{NAP} são pouco entendidas em águas opticamente complexas (SHI et al., 2017). O a_{NAP} pode ter diferentes assinaturas em águas opticamente complexas em função da presença de partículas orgânicas e inorgânicas de diferentes origens (KIRK, 2011).

2.5 Modelos de sensoriamento remoto aplicados no estudo da MOD em lagos

A fim de aprimorar o estudo da variabilidade e origem da MOD em uma escala mais ampla, fornecendo uma visão sinóptica dos processos regionais e globais, alguns estudos se concentraram na estimativa das propriedades espectrais da CDOM via sensoriamento remoto. Os modelos mais usuais relacionam a R_{SR} com o a_{CDOM} (ZHU et al., 2014). Entretanto há o crescente esforço em tentar estimar outros parâmetros espectrais, tais como o $S_{275-295}$ (FICHOT et al., 2014; VANTREPOTTE et al., 2015)

2.5.1 Modelos que estimam o a_{CDOM}

No meio aquático a R_{SR} é resultado do espalhamento e absorção de todos os COAs presentes na água (COBLE, 2007). A presença de CDOM impacta a forma e magnitude do espectro de R_{SR} (DEL CASTILLO, 2005), portanto, é esperado que seja possível estimar o a_{CDOM} via R_{SR} . Entretanto, a estimativa do $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$ via R_{SR} é desafiadora devido à similaridade espectral entre a_{NAP} e a_{CDOM} (BREZONIK et al., 2015; CARDER et al., 1991). Na literatura existem modelos empíricos que estimam o a_{CDOM} a partir da R_{SR} com sucesso, utilizando razão de bandas do visível (KUTSER et al., 2005; MANNINO et al.,

2008). Nesses modelos, as bandas mais utilizadas são as do verde e vermelho (TOMING et al., 2016). Isso porque apesar da maior absorção pela CDOM ser na banda do azul, esta também é a região de maior efeito da absorção e espalhamento pelos constituintes atmosféricos, sendo uma banda de difícil correção atmosférica, principalmente para águas interiores (KUTSER et al., 2016; MARTINS et al., 2017a).

Dentre os modelos empíricos desenvolvidos para lagos, disponíveis na literatura, destacam-se os de Kutser et al. (2005) e Ficek et al. (2011). Esses modelos obtiveram bons resultados (ZHU et al., 2014) quando aplicados às águas dos estuários dos rios Kawkawlin e Saginaw e do Lago Huron, na Região dos Grandes Lagos (*Great Lakes*). Ambos os estudos propõem um método que permite estimar com elevada acurácia o a_{CDOM} em ambientes lênticos com concentrações elevadas de outros COAs. Nos dois casos também foi utilizada a razão de R_{SR} entre a região do verde e do vermelho. A diferença entre eles é que no primeiro caso (KUTSER et al., 2005) os dados utilizados são de sensoriamento remoto orbital, enquanto que no segundo caso (FICEK et al., 2011) os dados utilizados foram coletados *in situ*.

Kutser et al. (2005) desenvolveram um algoritmo relacionando dados do sensor ALI com a_{CDOM} (420) medidos em lagos boreais da Finlândia sujeitos a grande amplitude de concentração dos COAs (a_{CDOM} em 420 nm variando de 1,28 a 7,74 m^{-1} ; concentração de COD variando de 6,0 a 12,3 mgL^{-1} ; clorofila-a de 2,00 a 33 μgL^{-1} ; e Total de Sólidos em Suspensão (TSS) de 0,67 a 6,6 mgL^{-1}). O a_{CDOM} (420) foi determinado a partir de medidas espectrofotométricas de amostras filtradas com poro de 0,2 μm . O modelo de melhor desempenho ($r^2=0,84$), expresso na Equação 2.3, foi desenvolvido com base em 18 amostras coletadas em 15 lagos.

$$a_{CDOM}(420) = 5,13 \left(\frac{B2}{B3} \right)^{-2,76} \quad (2.3)$$

onde $a_{CDOM}(420)$ é o coeficiente de absorção pela CDOM em 420 nm (m^{-1}) e B2 e B3 correspondem às bandas 2 (525-605 nm) e 3 (630-690 nm) do sensor ALI, respectivamente.

Já o modelo de Ficek et al. (2011) foi desenvolvido para lagos da Polônia. Os autores interpretaram as formas dos espectros de R_{SR} coletados *in situ* e estabeleceram correlações entre a razão de bandas de reflectância espectral e os valores do a_{CDOM} na água. Os lagos Poloneses estudados apresentaram alta variabilidade de constituintes opticamente ativos (a_{CDOM} em 440 nm variando de 0,1 a 17,4 m^{-1} ; concentração de clorofila-a variando de 1,3 a 336 $mg\ m^{-3}$; e TSS de 1,4 a 52 $g\ m^{-3}$). Nesse estudo, as 235 amostras foram coletadas entre 2007 e 2010 em 15 lagos. O modelo de melhor ajuste ($r^2=0,85$) no caso de $a_{CDOM}(440)$ é expresso na Equação 2.4:

$$a_{CDOM}(440) = 3,65 \left(\frac{R_{SR}(570)}{R_{SR}(665)} \right)^{-1,93} \quad (2.4)$$

Onde $a_{CDOM}(440)$ é o coeficiente de absorção pela CDOM em 440 nm (m^{-1}) e $R_{SR}(570)$ e $R_{SR}(665)$ é o valor de reflectância de sensoriamento remoto em 570 e 665 nm, respectivamente.

Vale ressaltar que o modelo proposto por Kutser et al. (2005) estima o a_{CDOM} em 420 nm enquanto que o de Ficek et al. (2011) estima em 440 nm. Na literatura não existe um consenso sobre o melhor comprimento de onda a ser utilizado para se estimar MOD via sensoriamento remoto. Isso porque nas águas interiores a complexidade e a variabilidade ópticas limitam o desenvolvimento e a aplicabilidade de algoritmos no espaço e no tempo. Além disso, as vezes os comprimentos de onda são escolhidos em função da disponibilidade de determinado sensor orbital.

Ainda, a análise da literatura mostra que a aplicação do sensoriamento remoto nas estimativas do a_{CDOM} é um campo a ser explorado e que oferece grandes desafios. Em primeiro lugar porque os sensores permitem monitorar apenas a

camada mais superficial da coluna d'água e são limitados a comprimentos de onda maiores que 400 nm (MOBLEY, 1994). Em segundo lugar porque a água, na ausência de outros COAs e com altas concentrações de DOM, tem como característica a baixa reflectância entre 380 nm e 700 nm (0,005 a 0,025 sr⁻¹) (JORGE et al., 2017). Em terceiro lugar porque os ambientes são complexos, apresentando concentrações variáveis no tempo e no espaço de outros COAs, cujos espectros muitas vezes se superpõem (KIRK, 2011). Em quarto lugar, porque há variabilidade no valor de a_{CDOM} de acordo com as diferentes composições e origens da MOD e os estágio de decomposição e fotodegradação

2.5.2 Modelos que estimam a inclinação espectral

Estimar o S via dados de sensoriamento remoto é desafiador, pois normalmente esse parâmetro é calculado em intervalo de comprimento de onda do UV. Região essa com poucas bandas de satélite posicionadas devido à forte absorção atmosférica. Além disso, não existe uma metodologia padrão para o cálculo de S (HELMS et al, 2008), sendo que o valor de S varia de acordo com o método e intervalo de comprimento de onda para o qual é calculado (BROWN, 1977; TWARDOWSKI et al., 2004). O cálculo de S por meio do ajuste não-linear é o mais indicado (DEL VECCHIO; BLOUGH, 2004). Nesse sentido, Helms et al. (200) recomendam que o $S_{275-295}$ seja o intervalo calculado rotineiramente, pois serve como bom indicador do peso molecular da MOD e não está nos limites de detecção dos aparelhos. Na literatura existem alguns esforços para estimar $S_{275-295}$ via dados de sensores orbitais.

Em um estudo feito na região do ártico, Fichot et al. (2013) mostraram que o $S_{275-295}$ pode ser estimado diretamente a partir de dados de sensoriamento remoto usando uma parametrização multilinear da reflectância marinha estimada em imagens do sensor MODIS (do inglês, *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*). Nesse estudo foram amostrados 236 pontos em várias expedições no oceano ártico entre 2005 e 2010. A R_{SR} foi derivada em

cinco comprimentos de onda: 443, 488, 531, 555 e 667 nm. $S_{275-295}$ foi calculado a partir do espectro de CDOM e regredido com as medidas de R_{SR} utilizando a seguinte Equação (2.5):

$$\begin{aligned} \ln[S_{275-295}] = & -3,4567 + 0,4299 \ln[R_{SR}(443)] \\ & + 0,0924 \ln[R_{SR}(488)] - 1,2649 \ln[R_{SR}(531)] \\ & + 0,8885 \ln[R_{SR}(555)] - 0,1025 \ln[R_{SR}(667)] \end{aligned} \quad (2.5)$$

No entanto, a relação proposta por Fichot et al. (2013) entre a R_{SR} e $S_{275-295}$ baseia-se em duas premissas: dominância óptica de CDOM na água e a covariação entre CDOM e outros componentes opticamente ativos (VANTREPOTTE et al., 2015). Esses pressupostos raramente são observados em água interiores e costeiras, o que limita a aplicação dessa metodologia. Para contornar esses pressupostos, Vantrepotte et al. (2015) estudando as águas costeiras da Guiana Francesa, Vietnã e Canal da Mancha mostraram que $S_{275-295}$ pode ser inferido a partir de dados MODIS usando o $a_{CDOM}(412)$ como *proxy*. Nesse estudo foram utilizadas 158 amostras para calibrar o modelo. O modelo de melhor ajuste ($\pm 5.4\%$ de acurácia) é expresso na Equação 2.6:

$$S_{275-295} = \frac{0,0425 + 0,1061 \times a_{CDOM}(412)}{1 + 9,238 \times a_{CDOM}(412)} \quad (2.6)$$

onde $a_{CDOM}(412)$ é o valor do coeficiente de absorção da CDOM em 412 nm.

No entanto, ambos os estudos (FICHOT et al., 2013; VANTREPOTTE et al., 2015) usaram dados MODIS cuja resolução espacial (250-1000 m) restringe a aplicação aos estudos sobre águas interiores.

2.6 Sensores OLI/ Landsat-8 e MSI/ Sentinel-2A

Para o estudo da dinâmica da MOD em lagos via dados de sensoriamento remoto orbital há vários requisitos a serem alcançados. Para o estudo em águas interiores, processos como correntes de maré, eventos de ressuspensão e outros eventos dinâmicos podem criar variabilidade em escalas espaciais e temporais menores do que as encontradas na maioria das águas oceânicas

(MOUW et al., 2015). Dessa forma, boa resolução temporal e espacial é desejável para monitoramento da dinâmica do MOD, especialmente nos lagos da planície de inundação amazônica. Elevada resolução radiométrica também é necessária, devido ao baixo sinal de retorno da água na região do visível. Nesse sentido, dentre os sensores atualmente disponíveis e que disponibilizam dados gratuitamente, destacam-se o OLI/ Landsat-8 e o MSI/ Sentinel-2A e 2-B. Como Sentinel-2A e 2B possuem bandas semelhantes, nesse estudo, foi avaliado somente o Sentinel-2A (ESA, 2017).

O sensor OLI a bordo do satélite Landsat-8, não apresenta resolução temporal (16 dias) ideal para estudos relativos à dinâmica da MOD, pois em ambientes como a planície de inundação, os processos de transformações da MOD podem ocorrer em um intervalo de tempo menor do que o tempo de revisita do satélite (MOUW et al., 2015). Entretanto, este sensor possui boa resolução espacial, sendo oito bandas com resolução de 30 m e uma pancromática com resolução de 15 m (Tabela 2.1) que permite o estudo de rios e lagos. A resolução radiométrica de 12 bits deste sensor também é adequada para sua aplicação em estudos aquáticos. As características mencionadas anteriormente fazem com que o sensor OLI/ Landsat-8 tenha grande potencial na aplicação no estudo da MOD em águas interiores (CHEN et al., 2017).

Tabela 2.1 - Bandas do sensor OLI/Landsat-8. CC é o valor do comprimento de onda central (nm), LB é a largura de banda (nm) e RE é a resolução espacial da banda em metros.

Bandas	CC (nm)	LB (nm)	RE (m)
B1 – Aerossol	443	20	30
B2 – Azul	482	65	30
B3 – Verde	565	75	30
B4 – Vermelho	660	50	30
B5 – Infravermelho próximo	867	40	30
B6 – Infravermelho médio 1	1610	40	30
B7 – Infravermelho médio 2	2200	180	30
B8 – Pancromática	590	180	15
B9 – Cirrus	1370	10	30

Fonte: Produção do autor.

Já o sensor MSI, a bordo do satélite Sentinel-2A, com sua resolução espacial de 10, 20 e 60 m possibilita o estudo de até mesmo pequenos lagos (Tabela 2.2). Sua resolução de 12 bits também é adequada para sua aplicação em sistemas aquáticos. Além disso, com o lançamento do segundo satélite da constelação o tempo de revisita torna-se de cinco dias o que aumenta a probabilidade de aquisição mais frequente de imagens sem cobertura de nuvens.

Tabela 2.2 - Bandas do sensor MSI/Sentinel-2A. CC é o valor do comprimento de onda central (nm), LB é a largura de banda (nm) e RE é a resolução espacial da banda em metros.

Bandas	CC (nm)	LB (nm)	RE (m)
B1 – Aerossol	443	20	60
B2 – Azul	490	65	10
B3 – Verde	560	35	10
B4 – Vermelho	665	30	10
B5 – Borda do vermelho 1	705	15	20
B6 – Borda do vermelho 2	740	15	20
B7 – Borda do vermelho 3	783	20	20
B8 – Infravermelho próximo	842	115	10
B8A – Borda do vermelho 4	865	20	20
B9 – Vapor d’água	940	20	60
B10 – Cirrus	1375	20	60
B11 – Infravermelho médio 1	1610	90	20
B12 – Infravermelho médio 2	2190	180	20

Fonte: Produção do autor.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Materiais

3.1.1 Área de estudo

A área de estudo compreende lagos localizados em duas regiões distintas: uma, na Reserva de Desenvolvimento Sustentável de Mamirauá (RDSM) na planície de inundação formada pela confluência dos rios Solimões e Japurá, e outra na planície de inundação do baixo Amazonas, próxima a cidade de Santarém, a cerca de 900 km da foz do rio Amazonas.

3.1.1.1 Lagos da planície de inundação do Solimões

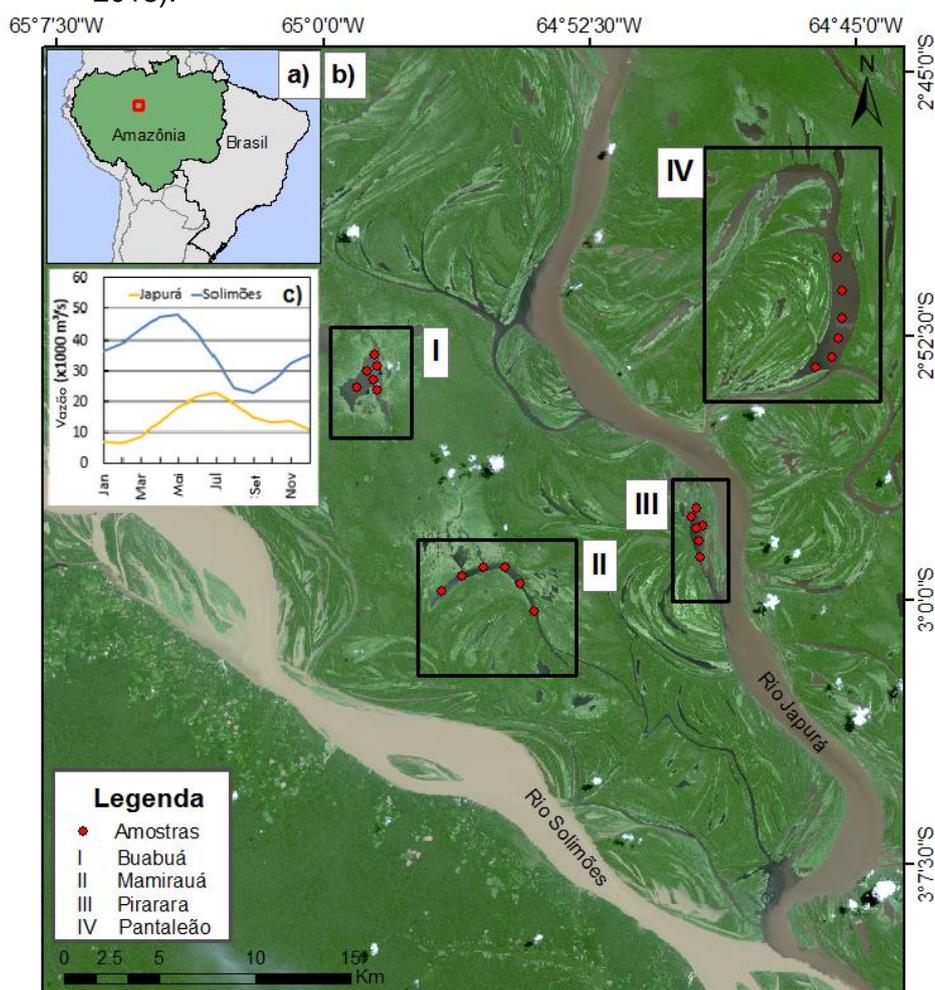
A área de estudo está localizada na planície de inundação formada pela confluência dos rios Solimões e Japurá, perto da cidade de Tefé e dentro da RDSM (Figura 3.1). A região da RDSM é caracterizada pela floresta de várzea praticamente intocada e sobre pouca pressão humana (AYRES, 1995; QUEIROZ; 2007; CASTELLO et al., 2009).

Esta planície é periodicamente inundada por águas brancas, ricas em sedimentos em suspensão, do rio Solimões (2381 mg/L) e Japurá (74 mg/L) (MEADE, 1985). O pulso de inundação causa, em média, variação de 12 m no nível da água, entre a estação seca (setembro a novembro) e a cheia (maio e meados de julho) (QUEIROZ, 2007). O nível da água começa a aumentar em janeiro e se mantém crescente até o final de abril quando atinge as cotas máximas, que tendem a se estabilizar em níveis elevados (30 a 35 m em relação ao nível do mar) entre os meses de maio e junho, durante a cheia. Nesse período, a planície de inundação é totalmente ocupada por água e os rios e os lagos se interconectam, por canais, até o início da vazante que acontece em julho (AFFONSO et al., 2011).

Os lagos estudados na planície foram selecionados de forma a garantir acesso a eles durante todo o ano hidrológico e tamanho compatível com a resolução

espacial de sensores de satélite (OLI/ Landsat-8 e MSI/ Sentinel-2A) (JORGE et al., 2017a).

Figura 3.1 – Área de estudo na planície de inundação do Solimões. (a) Visão geral da Amazônia. (b) Imagem OLI/ Landsat-8 em cor verdadeira do dia 30 de julho de 2015. (c) Vazão da água nos rios Japurá e Solimões (ANA, 2018).



Os pontos vermelhos da imagem indicam as estações de amostra nos lagos: (I) Buabuá; (II) Mamirauá; (III) Pantaleão; e (IV) Pirarara.

Fonte: Produção do autor.

As amostras foram adquiridas nos lagos Buabuá, Mamirauá, Pantaleão e Pirarara (Figura 3.1b). Esses lagos possuem diferentes características ópticas e hidrológicas (JORGE et al., 2017b). Buabuá e Mamirauá são lagos mais isolados, cercados por floresta inundada e com água escura. Eles têm

conexões limitadas com o rio principal por pequenos canais estreitos, particularmente durante a estação seca. Buabuá e Mamirauá são lagos localizados mais próximos ao rio Solimões que os outros dois lagos, que se encontram às margens do Rio Japurá. Dessa forma a enchente provocada pela entrada de água do rio Solimões, ocorre antes nesses lagos do que nos lagos Pantaleão e Pirarara, devido à distância em relação ao rio Solimões. Por outro lado, Pantaleão e Pirarara (meandros abandonados) estão localizados próximos ao rio Japurá e permanecem conectados a ele durante todo o ano hidrológico. As águas desses lagos são caracterizadas pela alta reflectância (JORGE et al., 2017b). Por conta da localização distinta dos lagos, o tempo de residência da água naqueles localizados no interior da floresta é muito maior do que os localizados conectados ao rio Japurá, devido à entrada constante de água do rio. A Tabela 3.1 contém as informações limnológicas desses lagos para a fase da enchente e vazante (2016), retiradas de Jorge et al. (2017b).

Tabela 3.1 – Média \pm desvio padrão dos dados limnológicos para cada lago da planície da Solimões e fase do pulso de inundação.

	Enchente			Vazante		
	Chl-a ($\mu\text{g/L}$)	TSS (mg/L)	Kd (m^{-1})	Chl-a ($\mu\text{g/L}$)	TSS (mg/L)	Kd (m^{-1})
Buabuá	14,7 \pm 9,2	9,5 \pm 3,2	1,6 \pm 0,4	8,1 \pm 5,0	5,5 \pm 2,4	1,2 \pm 0,1
Mamirauá	18,1 \pm 6,2	9,7 \pm 2,6	1,61 \pm 0,3	7,7 \pm 4,6	5,2 \pm 1,1	1,3 \pm 0,1
Pantaleão	11,0 \pm 5,6	18,5 \pm 4,8	2,25 \pm 0,4	9,6 \pm 3,6	6,8 \pm 1,3	1,5 \pm 0,2
Pirarara	8,3 \pm 3,4	25,9 \pm 6,8	2,9 \pm 0,5	12,3 \pm 5,4	7,3 \pm 1,5	1,6 \pm 0,1

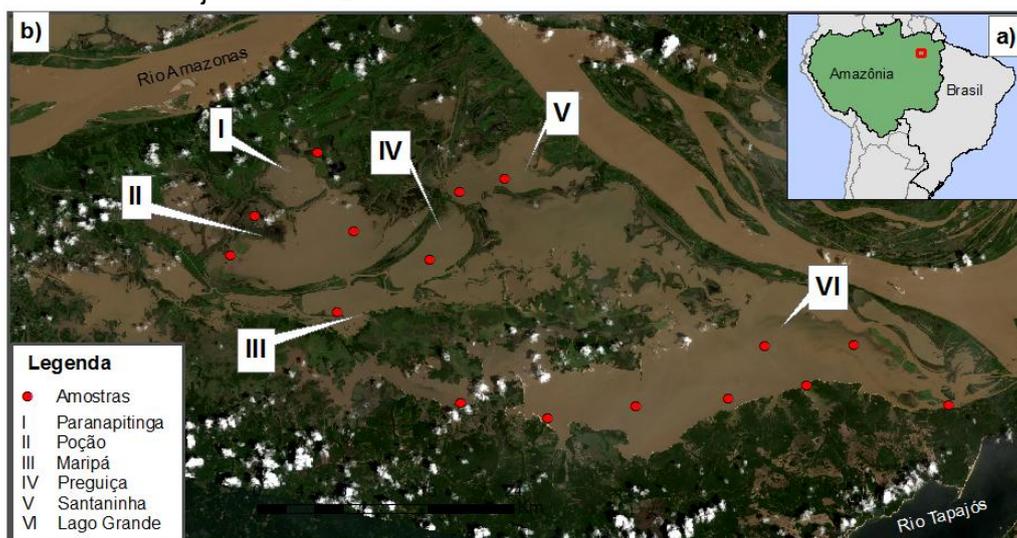
Fonte: Jorge et al. (2017b).

3.1.1.2 Lagos da planície de inundação do baixo Amazonas

No baixo Amazonas, a área de estudo compreende a planície de inundação do Lago Grande Curuai, localizada próxima as cidades de Óbidos e Santarém

(Figura 3.2). Essa região, ao contrário da anterior, possui forte influência antrópica com cerca de 50% dos remanescentes florestais da década de 1970 removidos (RENÓ et al., 2011).

Figura 3.2 - Área de estudo na planície de inundação do Baixo Amazonas. (1) Visão geral da Amazônia. (b) Imagem OLI/ Landsat-8 em cor verdadeira do dia 17 de janeiro de 2018.



Os pontos vermelhos indicam as estações de amostra nos lagos: (I) Paranapitinga; (II) Poção; (III) Maripá; (IV) Preguiça; (V) Santaninha; e (VI) Lago Grande de Curuai.

Fonte: Produção do autor.

A planície de inundação do Lago Grande Curuai é formada por um conjunto de lagos em sua maioria rasos e grandes margeados por vegetação predominantemente herbácea (FURTADO et al., 2015). Os lagos são formados em depressões e rias mais profundas da planície. Esses lagos são interconectados por pequenos canais e conectados ao rio Amazonas temporária ou permanentemente através de canais menores (BARBOSA, 2005). A delimitação deles é feita por barras de sedimentação e diques marginais, resultando em lagos mais alongados do que os encontrados na planície de inundação do rio Solimões (MERTES et al, 1996).

No período de seca, entre novembro e janeiro, a área dos lagos é reduzida e o fundo exposto é ocupado por herbáceas. Em geral, essas áreas são utilizadas para pecuária bovina e bubalina (BARBARISI, 2010; CAMPHORA, 2016). A

enchente começa em janeiro e se estende até abril, com a cota máxima sendo atingida entre maio e junho. Em junho começa a fase de vazante que se estende até o início de novembro (BARBOSA, 2005).

Cerca de 80% do volume total de água que entra nesta planície é proveniente do rio Amazonas (BONNET et al., 2008), sendo que o fluxo deste desempenha um papel maior do que os fluxos locais (RUDORFF et al., 2014). Na cheia do rio Amazonas há o extravasamento de água do rio pelas margens (*overbank flow*) atingindo os lagos do interior da planície (RUDORFF et al, 2014), o que contribui para o aumento da concentração de sedimentos nos lagos da margem norte da planície.

Neste estudo, os lagos amostrados na planície de inundação do baixo Amazonas foram: Maripá, Paranapitinga, Preguiça, Poção, Santaninha e Lago Grande de Curuai (Figura 3.2b). A Tabela 3.2 contém as informações limnológicas desses lagos para a fase da cheia (2015), enchente (2016) e vazante (2016).

Tabela 3.2 – Média \pm desvio padrão dos dados limnológicos para cada lago da planície do baixo Amazonas e fase do pulso de inundação.

	Cheia		Enchente		Vazante	
	Chl-a ($\mu\text{g/L}$)	TSS (mg/L)	Chl-a ($\mu\text{g/L}$)	TSS (mg/L)	Chl-a ($\mu\text{g/L}$)	TSS (mg/L)
Maripá	3,8	18,0	15,7	29,0	72,6	45,8
Paranapitinga	0,4	4,5	34,8	48,7	6,4	29,9
Preguiça	2,42	25,5	24,3	35,2	21,7	45,0
Poção	5,2 $\pm 0,3$	22,6 $\pm 1,5$	33,9 $\pm 9,2$	56,9 $\pm 18,5$	14,9 $\pm 8,5$	39,3 $\pm 13,5$
Santaninha	0,81 $\pm 0,6$	16,6 $\pm 8,3$	35,2 $\pm 1,0$	45,4 $\pm 7,9$	45,9	32,6 $\pm 8,8$
Lago Grande Curuai	5,2 $\pm 1,4$	12,9 $\pm 4,2$	11,9 $\pm 7,0$	96,6 $\pm 63,2$	29,8 $\pm 16,7$	28,9 $\pm 7,7$

Fonte: Laboratório de Instrumentação de Sistemas Aquáticos (LabISA -

<http://www.dpi.inpe.br/labisa>).

3.1.2 Dados

Os dados correspondentes foram disponibilizados para este estudo pelo LabISA do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). As coletas foram realizadas entre 2015 e 2016 com subsídio dos projetos FAPESP 2014/23903-9, MSA-BNDES 1022114003005 e CNPq 461469/2014-6.

Nos lagos da planície de inundação do Solimões, as campanhas foram realizadas em março, abril, julho e agosto de 2016 com um total de 87 amostras distribuídas entre os lagos e meses (Tabela 3.3). Nessa região, tendo em vista que a vazão do Solimões é 32 vezes maior que a do Japurá, seu pulso de inundação domina os processos biogeoquímicos da planície. Assim sendo, as fases apresentadas na Tabela 3.3 foram definidas a partir da análise da série histórica de sua hidrógrafa. Nos lagos da planície de inundação do baixo Amazonas, as campanhas foram realizadas em junho de 2015 e em março e julho de 2016 com o total de 49 amostras (Tabela 3.3). Nessa região, a água entra na planície vinda principalmente do rio Amazonas (BONNET et al., 2008), dessa forma, as fases foram definidas baseada na hidrógrafa do rio Amazonas.

Tabela 3.3 – Região, lago, data de coleta, fase da hidrógrafa correspondente à cada região e número de amostras (n).

Região	Lago	Data	Fase hidrógrafa	n
Solimões	Buabuí	23 março – 15 abril 2016	Enchente	9
		30 julho – 17 agosto 2016	Vazante	12
Solimões	Mamirauá	24 março – 16 abril 2016	Enchente	9
		27 julho – 14 agosto 2016	Vazante	12
Solimões	Pantaleão	22 março – 10 abril 2016	Enchente	12
		31 julho – 18 agosto 2016	Vazante	12
Solimões	Pirarara	21 março – 13 abril 2016	Enchente	9
		29 julho – 19 agosto 2016	Vazante	12

continua

Tabela 3.3 – Conclusão.

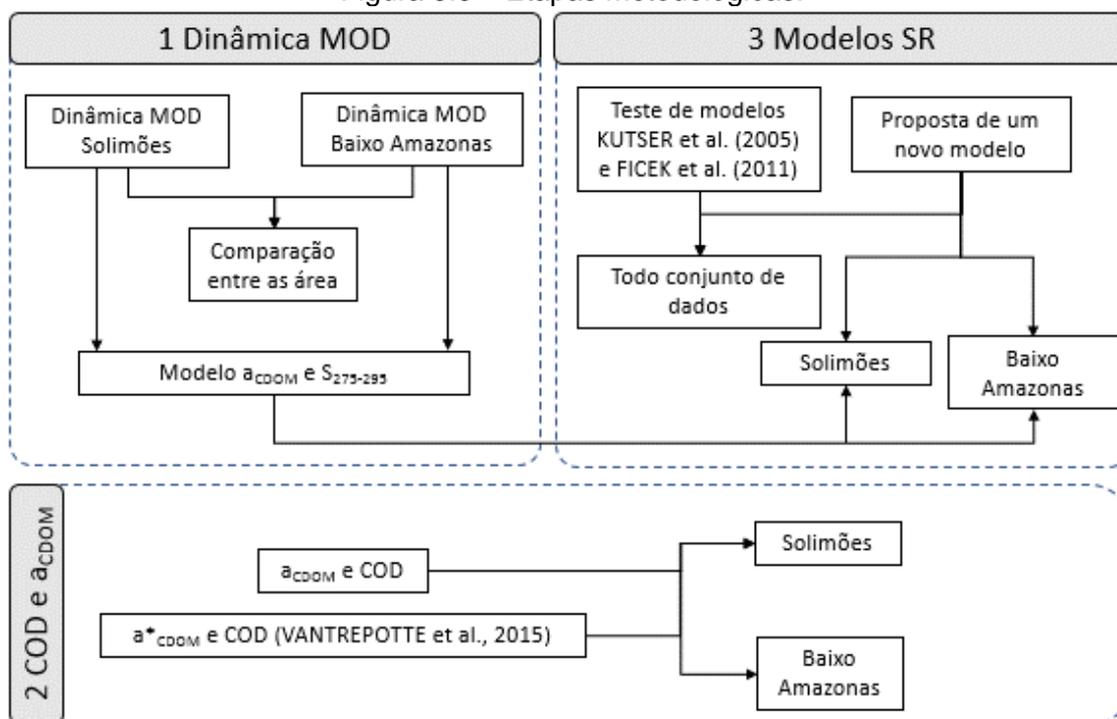
Região	Lago	Data	Fase hidrógrafa	n
Baixo Amazonas	Santaninha	26 junho 2015	Cheia	2
		15 março 2016	Enchente	2
		15 julho 2016	Vazante	2
Baixo Amazonas	Paranapitinga	27 junho 2015	Cheia	1
		14 março 2016	Enchente	1
		16 julho 2016	Vazante	1
Baixo Amazonas	Preguiça	26 junho 2015	Cheia	1
		15 março 2016	Enchente	1
		15 julho 2016	Vazante	1
Baixo Amazonas	Poção	27 junho 2015	Cheia	3
		14 março 2016	Enchente	3
		16 julho 2016	Vazante	3
Baixo Amazonas	Maripá	26 junho 2015	Cheia	1
		15 março 2016	Enchente	1
		15 julho 2016	Vazante	1
Baixo Amazonas	Lago Grande	28 – 29 junho 2015	Cheia	8
		13 – 17 março 2016	Enchente	9
		14 – 17 julho 2016	Vazante	8

Fonte: Produção do autor.

3.2 Métodos

A metodologia pode ser dividida em três etapas (Figura 3.3). Na primeira é analisada a dinâmica da MOD e feita a comparação entre as áreas, contemplando os objetivos i, ii e iii. Na segunda, foi testada a relação entre COD e a_{CDOM} nas duas áreas de estudo, incorporando o iv objetivo. Na terceira e última etapa, foram testados modelos disponíveis na literatura e feita a proposta de um novo modelo para a estimativa do a_{CDOM} nos lagos da planície de inundação, contemplando o objetivo v.

Figura 3.3 – Etapas metodológicas.



Fonte: Produção do autor.

3.2.1 Concentração COD

As amostras de COD foram coletadas em frascos escuros e filtradas com filtro de fibra de vidro *Whatman GF/F* com poro de $0,7 \mu\text{m}$. A concentração de COD foi determinada de acordo com Wetzel e Likens (2000) utilizando um analisador de carbono orgânico total – Shimadzu, modelo TOC-5000.

3.2.2 Coeficiente de absorção pela CDOM

As amostras de água foram primeiro filtradas através de filtros *Whatman GF/ F* ($0,7 \mu\text{m}$) e depois através de filtro de nylon de tamanho de poro $0,22 \mu\text{m}$. A água filtrada foi armazenada em garrafas de vidro escuro, esterilizadas e mantidas refrigeradas até o momento da análise. Durante a análise, todas as amostras foram mantidas à temperatura ambiente. A absorvância espectral pela CDOM foi medida com um espectrofotômetro *Shimadzu UV-2600* na faixa de comprimento de onda entre 220 e 800 nm, reamostrado para intervalo de 1

nm e convertidos em $a_{CDOM}(\lambda)$ de acordo com a Equação 3.1 (BRICAUD et al., 1981):

$$a_{CDOM}(\lambda) = \frac{2,303 \cdot A(\lambda)}{L} \quad (3.1)$$

onde $A(\lambda)$ é a absorvância no comprimento de onda específico λ (nm) e L é o comprimento do caminho da célula óptica em metros da cubeta (0,1 m).

A média do a_{CDOM} entre 750 e 800 nm foi subtraída de todo o espectro na tentativa de corrigir os espectros de absorção remanescentes em relação aos efeitos de temperatura, dispersão e de refração (GREEN; BLOUGH, 1994).

O coeficiente de absorção específico da CDOM (a^*_{CDOM}) foi calculado como a razão entre o valor de $a_{CDOM}(\lambda)$ e COD.

3.2.3 Inclinação espectral

A inclinação espectral foi determinada no intervalo entre 275-295 nm ($S_{275-295}$) e 350-400 nm ($S_{350-400}$) através de um ajuste não-linear da curva do a_{CDOM} segundo Equação 2.1 (BRICAUD et al., 1981). O valor de S_R foi calculado como a razão entre $S_{275-295}$ e $S_{350-400}$.

3.2.4 Reflectância de Sensoriamento Remoto

As medições radiométricas foram realizadas usando seis sensores TriOS RAMSES inter-calibrados. Desses sensores, três são responsáveis por medir a radiância, com FOV de 7°, e os outros três por medir a irradiância hemisférica. Os sensores medem na faixa entre 350 e 950 nm, com resolução de 3,3 nm (TRIOS, 2018).

Para a coleta dos dados radiométricos, três sensores foram posicionados numa estrutura externa, na proa do barco. Na estrutura externa, foram posicionados dois sensores de radiância, um voltado para superfície da água (L_w) (45° em relação a superfície) e outro para o céu (L_{sky}) (90° em relação ao L_w), e um sensor de irradiância voltado para o céu (E_s) posicionado a 180° em relação a

superfície da água. O posicionamento do barco durante a amostragem seguiu as recomendações de SANDER DE CARVALHO (2016) e MOBLEY (1999), sendo todas as medidas realizadas entre 9 h e 15 h.

Os dados foram processados pelo software MSDA_XE e por rotinas do Matlab desenvolvidas pelo LabISA. Primeiramente foi feita a filtragem dos dados de forma a garantir que apenas as medidas feitas simultaneamente pelos seis sensores fossem consideradas. Após a filtragem dos dados, a R_{SR} foi calculada. Segundo MOBLEY (1999), para estimar a R_{SR} é necessário medir a radiância da água (L_w), a radiação do céu (L_{sky}) e a irradiância descendente (E_s) simultaneamente e corrigir o efeito do *glint* (ρ_{sky}^*). Dessa forma a R_{SR} foi calculada de acordo com a Equação 3.2, considerando o ρ_{sky}^* variável de acordo com a velocidade do vento, latitude, hora e orientação dos sensores (MOBLEY, 2015).

$$R_{SR} = \frac{L_w - \rho_{sky}^* L_{sky}}{E_s} \quad (3.2)$$

A R_{SR} *in situ* foi utilizada para simular a reflectância das bandas do sensor OLI (<https://landsat.usgs.gov>) listadas na Tabela 2.1 e do sensor MSI (<https://earth.esa.int>) listadas na Tabela 2.2. Para isso, foi utilizada a Resposta Espectral Relativa (RER) de cada sensor (Equação 3.3).

$$R_{SR}(B_i) = \frac{\int_{\lambda_m}^{\lambda_n} RER(\lambda) \cdot R_{SR_m(\lambda)} d\lambda}{\int_{\lambda_m}^{\lambda_n} RER(\lambda) d\lambda} \quad (3.3)$$

onde R_{SR_m} é a R_{SR} medida *in situ* e $R_{SR}(B_i)$ é a R_{SR} simulada para a *i*-ésima banda do sensor OLI/ Landsat-8 e do sensor MSI/ Sentinel-2A, na faixa de comprimento de onda de λ_n até λ_m . A RER do sensor OLI e MSI foram retiradas do guia do usuário do sensor (<https://earth.esa.int>, <https://landsat.usgs.gov>).

3.2.5 Análises estatísticas

A variabilidade temporal e espacial do a_{CDOM} (440) foi analisada utilizando o a_{CDOM} (440), devido à alta absorção pela CDOM nesse comprimento de onda (BUKATA et al., 1995), sendo também uma região usada como referência da presença relativa de MOD em diversos ambientes aquáticos (BRICAUD et al., 1981; FICEK et al., 2011; BREZONIK et al., 2015). O a_{CDOM} (440) nos lagos das duas áreas de estudo foi analisada usando *boxplot*, diagramas de dispersão, Coeficiente de Variação (CV) e testes ANOVA *two-way* com nível de significância de 95%.

Na região do Solimões, foram aplicadas duas ANOVAs *two-way*. Na primeira análise foi utilizado todo o conjunto de dados (lagos e fases da hidrógrafa). Após análise dos resultados das interações, no segundo teste, as amostras de Buabuá e Mamirauá, adquiridas na enchente (março e abril), foram removidas. Ainda nessa região, a média do $S_{275-295}$ e S_R entre os meses das mesmas fases da hidrógrafa foi calculada na tentativa de analisar sua variabilidade dentro de cada lago e fase.

Na região do baixo Amazonas, por conta de cada mês representar uma fase diferente, foi calculada a média, o desvio padrão e o CV do $S_{275-295}$ e do S_R para cada fase da hidrógrafa. Para essa análise os lagos da margem norte (Maripá, Paranaipitinga, Preguiça, Poção e Santaninha) foram agrupados por causa do número de amostras. Foi feita análise ANOVA *one-way* para testar a diferenças dos valores de $S_{275-295}$ e S_R , separadamente, entre os lagos e as fases da hidrógrafa.

Nas duas áreas de estudo, para a análise da relação entre a_{CDOM} (440) e $S_{275-295}$ foram feitos diagramas de dispersão considerando as diferentes fases da hidrógrafa. Isso foi feito com o intuito de avaliar os eventuais relacionamentos e definir a abordagem para desenvolver o modelo de sensoriamento remoto.

A relação entre $a_{\text{CDOM}}(440)$ e COD e entre $a_{\text{CDOM}}^*(412)$ e COD também foi analisada por meio de diagramas de dispersão. No primeiro caso, foi analisada a relação linear entre as variáveis e no segundo caso foi ajustado o modelo proposto por Vantrepotte et al. (2015).

3.2.6 Aplicação e desenvolvimento de modelos

3.2.6.1 Calibração e validação dos modelos

A simulação Monte Carlo foi empregada na calibração dos modelos para a escolha do mais representativo. O Monte Carlo ainda ajudou a superar o número limitado de estações de amostragem para calcular os coeficientes das equações.

Para a calibração dos modelos, 70% do total de amostras foram escolhidas aleatoriamente e regredidas em relação as variáveis analisadas. Na regressão, foi ajustada a curva de tendência definida previamente. Esse processo foi repetido 100 mil vezes e em cada iteração, o Erro Médio Quadrado (do inglês, *Mean Square Error* - MSE) e os coeficientes da equação foram gravados.

A seleção do modelo final seguiu a metodologia de Augusto-Silva et al. (2014): i) construção de um histograma de MSE; ii) cálculo do desvio padrão médio dos coeficientes do modelo no intervalo de erro mais frequente; iii) classificação dos coeficientes que estão no intervalo de média \pm desvio padrão de acordo com o seu MSE, iv) seleção do modelo com o menor MSE.

O modelo escolhido foi validado usando 30% amostras remanescentes e a precisão final foi avaliada seguindo as métricas: coeficiente de determinação (r^2), MSE (Equação 3.4) e a Raiz do Erro Médio Quadrático Normalizada em porcentagem (do inglês, *Normalize Root Mean Square Error* - %NRMSE) (Equação 3.5).

$$MSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2 \quad (3.4)$$

$$\%NRMSE = \frac{\sqrt{MSE}}{\Delta v} \cdot 100 \quad (3.5)$$

onde y_i e x_i são, respectivamente, os valores estimados e medidos e Δv é o intervalo da variável analisada.

3.2.6.2 Modelo relacionando a_{CDOM} e $S_{275-295}$

O ajuste do modelo proposto por Vantrepotte et al. (2015) para estimar $S_{275-295}$ a partir de a_{CDOM} (440) foi testado nas duas áreas de estudo separadamente (Equação 2.6). Após a análise da distribuição dos dados, também foi testado o ajuste de potência (Equação 3.6), para cada área de estudo, o qual foi calibrado e validado segundo os procedimentos descrito na seção 3.2.6.1.

$$S_{275-295} = x \cdot a_{cdom}(440)^{-y} \quad (3.6)$$

onde x e y são os coeficientes da equação.

3.2.6.3 Teste dos modelos de a_{CDOM} disponíveis na literatura

No teste dos modelos de Kutser et al. (2005) e Ficek et al. (2011) todo o conjunto de amostras foi utilizado (136 amostras). O modelo desenvolvido por Kutser et al. (2005) utiliza as bandas 2 (525-605 nm) e 3 (630-690 nm) do sensor ALI e estima o a_{CDOM} em 420 nm. Entretanto, com os recentes lançamentos de novos sensores e a potencial capacidade da utilização do sensor MSI/ Sentinel-2A nos estudos da MOD (TOMING et al., 2016), ao invés da utilização das bandas do ALI, foram utilizadas as bandas do MSI correspondentes. Portanto, foi utilizada a razão da R_{SR} simulada para as bandas 3 (528-602 nm) e 4 (645-685 nm) a qual foi regredida com o a_{CDOM} (420) e ajustada uma curva de potência. Para avaliar o ajuste da curva e a capacidade de estimativa do a_{CDOM} (420) a partir dessa razão de bandas foi calculado o r^2 .

O modelo proposto por Ficek et al. (2011) utiliza a razão da R_{SR} *in situ* nos comprimentos de onda de 570 e 655 nm e estima o a_{CDOM} em 440 nm. A forma

de análise do modelo seguiu a descrita anteriormente: foi feita a regressão entre as variáveis, ajustada uma curva de potência e calculado o r^2 de ajuste.

3.2.6.4 Proposta de um novo modelo de a_{CDOM}

Não foi encontrado modelo na literatura que foi desenvolvido especialmente para ambientes com a especificidade óptica dos lagos da planície de inundação da Amazônia, caracterizados pela alta contribuição tanto do a_{CDOM} quanto do a_{NAP} na R_{SR} . Portanto, um novo modelo para estimar o a_{CDOM} (440) foi proposto. No modelo além da razão de bandas no visível, foi introduzida a razão de bandas do infravermelho próximo na tentativa de remover a contribuição do NAP da sua fração inorgânica. A região do infravermelho próximo foi introduzida devido ao sinal negligenciável do a_{CDOM} e o domínio do a_{NAP} neste intervalo de comprimento de onda (KIRK, 2011). Estudos anteriores também mostraram que a inclusão de bandas em comprimentos de onda > 600 nm aumentam a precisão do modelo de estimativa de CDOM (ZHU et al., 2014; CHEN et al., 2017). Entretanto, vale destacar que ao se propor o modelo a adotou-se o pressuposto de que os demais COAs como fitoplâncton e TSS, no modelo poderia ser negligenciada. Assim, para determinar o a_{CDOM} (440) utilizando dados do OLI/ Landsat-8 a exponencial da razão entre as bandas 5 ($\lambda_c = 867$ nm) e 4 ($\lambda_c = 660$ nm) é subtraída da exponencial da razão entre as bandas 2 ($\lambda_c = 482$ nm) e 3 ($\lambda_c = 565$ nm), conforme Equação 3.7.

$$a_{cdom}(440) = j \cdot e^{(B2/B3)} - (k \cdot e^{(B5/B4)} + l) \quad (3.7)$$

onde j , k e l são os coeficientes da equação. B2, B3, B4 e B5 são as bandas 2, 3, 4 e 5 do sensor OLI, respectivamente.

O modelo também foi aplicado ao sensor MSI/ Sentinel-2A utilizando as bandas nos intervalos de comprimento de onda mais próximas as utilizadas no OLI. Dessa forma, no modelo para este sensor, a exponencial da razão entre as bandas 6 ($\lambda_c = 740$ nm) e 5 ($\lambda_c = 705$ nm) é subtraída da exponencial da razão entre as bandas 2 ($\lambda_c = 490$ nm) e 3 ($\lambda_c = 560$ nm) como mostrado na Equação 3.8:

$$a_{\text{cdom}}(440) = x \cdot e^{(B2/B3)} - (y \cdot e^{(B6/B5)} + z) \quad (3.8)$$

onde x, y e z são os coeficientes de equação. B2, B3, B5 e B6 são as bandas simuladas 2, 3, 5 e 6 do sensor MSI.

Para calibrar os coeficientes das Equações 3.7 e 3.8, a simulação Monte Carlo foi realizada de forma a selecionar o modelo mais representativo para estimar o $a_{\text{CDOM}}(440)$ em função da R_{SR} conforme procedimento descrito na seção 3.2.6.1.

O novo modelo foi testado para os dois sensores em três fases. Primeiramente o modelo foi aplicado a todo o conjunto de dados. Posteriormente, na tentativa de verificar as potencialidades e limitação do modelo proposto, o mesmo foi testado separadamente para cada área de estudo (planície do Solimões e baixo Amazonas). Além disso, visando a estimativa de $S_{275-295}$ utilizando a_{CDOM} como *proxy*, foi testado o ajuste do modelo de $a_{\text{CDOM}}(440)$ para o período em que houve correlação entre $a_{\text{CDOM}}(440)$ e $S_{275-295}$ em cada região.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Esta seção está dividida em cinco tópicos. Nos dois primeiros tópicos são mostrados os resultados das análises e em seguida a discussão desses resultados para os lagos da planície de inundação do Solimões (Buabuá, Mamirauá, Pantaleão e Pirarara) e para os lagos da planície de inundação do baixo Amazonas (Maripá, Paranapitinga, Preguiça, Poção, Santaninha e Lago Grande de Curuai), respectivamente. No terceiro tópico é feita a análise comparativa entre as duas áreas de estudo. No quarto, é feita uma breve análise da relação entre a_{CDOM} e COD nos lagos estudados. Por fim, no quinto e último tópico são apresentados os resultados e a discussão da aplicação de modelos de sensoriamento remoto na estimativa de a_{CDOM} .

4.1 Dinâmica da MOD nos lagos da planície de inundação do Solimões

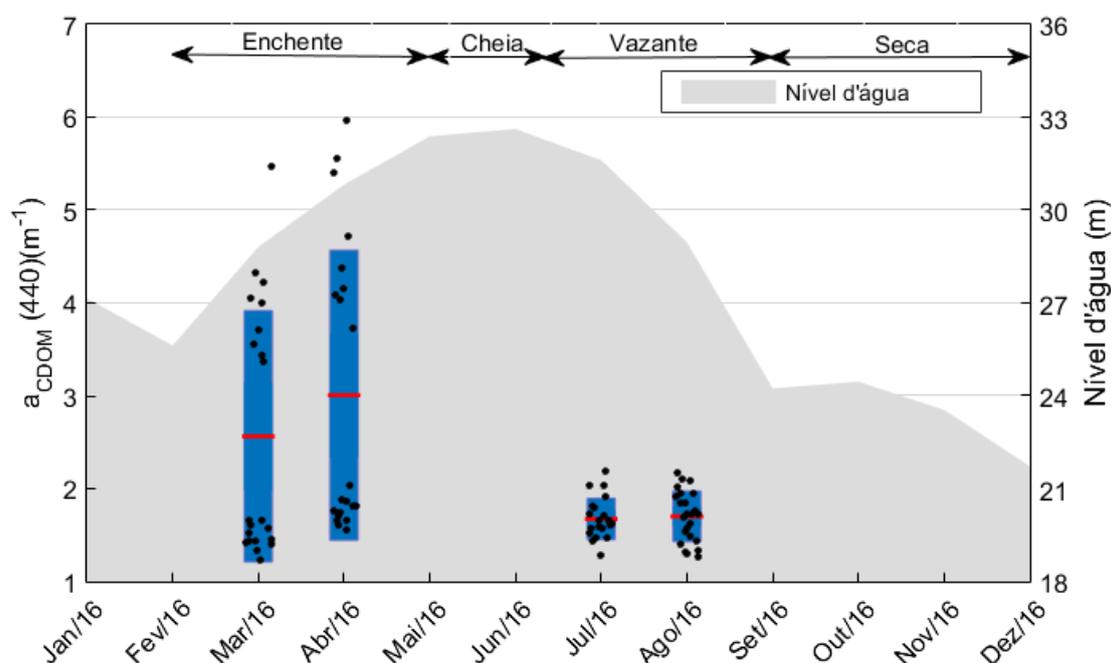
4.1.1 Variação sazonal e espacial da CDOM

Em todo o conjunto de dados, os maiores valores amostrados de a_{CDOM} (440) foram em março (1,22 a 5,46 m^{-1}) e abril (1,60 a 5,97 m^{-1}), com médias de 2,56 e 3,01 m^{-1} , respectivamente. Em julho e agosto, foram encontrados valores menores (1,32 a 2,03 m^{-1} e 1,27 a 2,19 m^{-1} , respectivamente) e ambas as médias ficaram abaixo de 2 m^{-1} . O boxplot (Figura 4.1) mostra a variação mensal do a_{CDOM} (440) e nível de água no canal Mamirauá nos períodos de amostragem.

Nas duas campanhas de amostragem o nível da água estava parecido ($30,04 \pm 1,38$ m), indicando que a área ocupada pelos lagos era semelhante nas duas épocas. Maior variabilidade (CV = 52,45%) nos valores do a_{CDOM} (440) ocorreu nos meses que correspondem à enchente (março e abril), enquanto que nos meses que correspondem à vazante (julho e agosto), a variação dos valores foi muito menor (CV = 14,74%). Além disso, é possível notar na Figura 4.1 que os pontos pretos em março e abril formam dois *clusters*: um com valores acima de 3 m^{-1} e outro com valores abaixo de 2 m^{-1} . Já em julho e agosto os valores são

mais homogêneos. Analisando a distribuição desses pontos, é possível notar que as amostras com maior valor de $a_{\text{CDOM}}(440)$ em março e abril estão nos lagos Buabuá e Mamirauá (Figura 4.2).

Figura 4.1 – Boxplot da variação sazonal do $a_{\text{CDOM}}(440)$ (m^{-1}) e nível de água (m) do canal de Mamirauá em 2016.



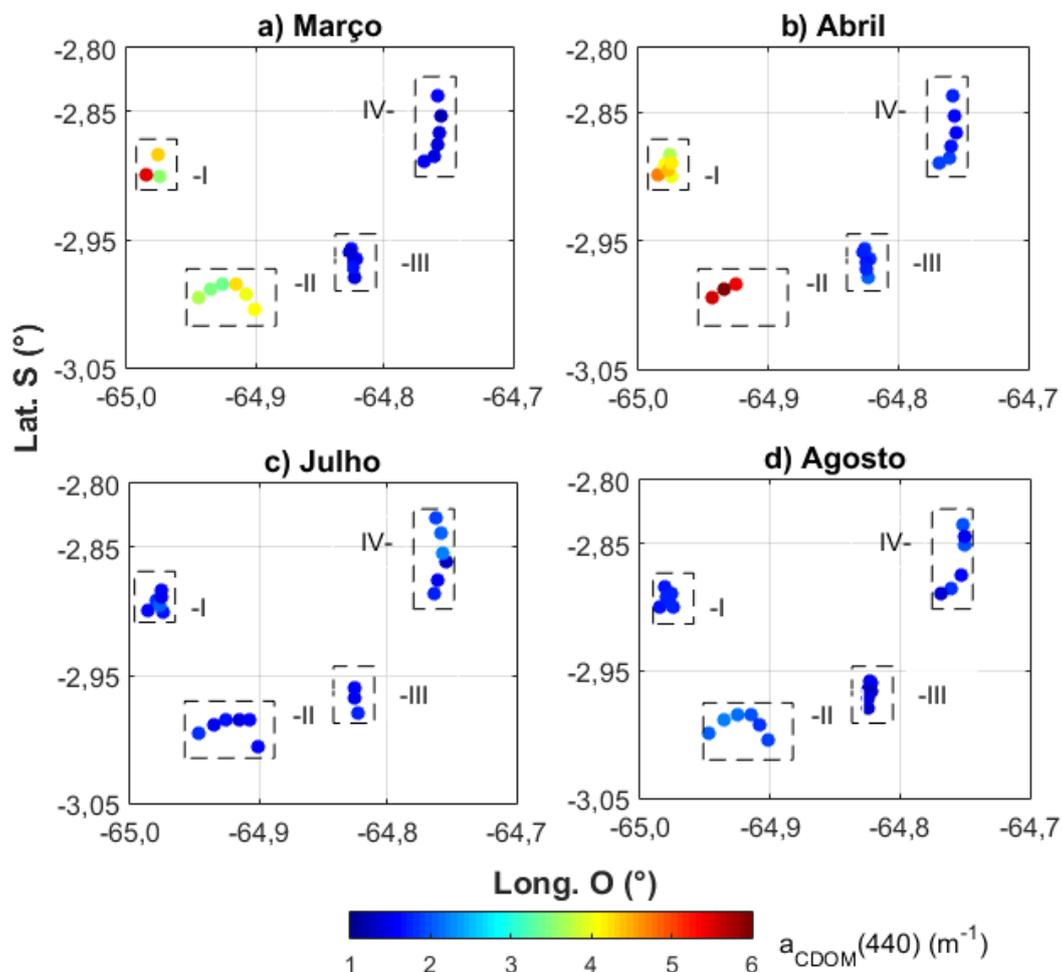
As linhas vermelhas representam a média mensal do $a_{\text{CDOM}}(440)$; os pontos pretos representam o valor do $a_{\text{CDOM}}(440)$ em cada estação amostrada; e as caixas azuis representam o intervalo entre o primeiro e o terceiro quartil. Os dados de nível de água foram adquiridos do Instituto de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá.

Fonte: Produção do autor.

Os resultados da ANOVA utilizando amostras de todos os lagos e datas indicaram diferenças significativas no $a_{\text{CDOM}}(440)$ entre lagos e fases da hidrógafa (*two-way* ANOVA, $p < 0,001$). Após a remoção das amostras coletadas em março e abril (enchente) nos lagos Buabuá e Mamirauá, os resultados da ANOVA não mostraram diferenças significativas nos valores do $a_{\text{CDOM}}(440)$ considerando diferentes locais (lagos) e fases da hidrógafa (*two-way* ANOVA, $p = 0,97$). Isso indica que a MOD em Buabuá e Mamirauá,

durante a enchente, possui valor de $a_{\text{CDOM}}(440)$ maior do que a MOD presente nos lagos e meses remanescentes (Apêndice A – Figura A.1).

Figura 4.2 - Variabilidade sazonal e espacial do $a_{\text{CDOM}}(440)$ (m^{-1}) nos lagos (I-Buabuá, II-Mamirauá, III-Pirarara e IV-Pantaleão) e meses amostrados (a- março, b- abril, c- julho, d- agosto).



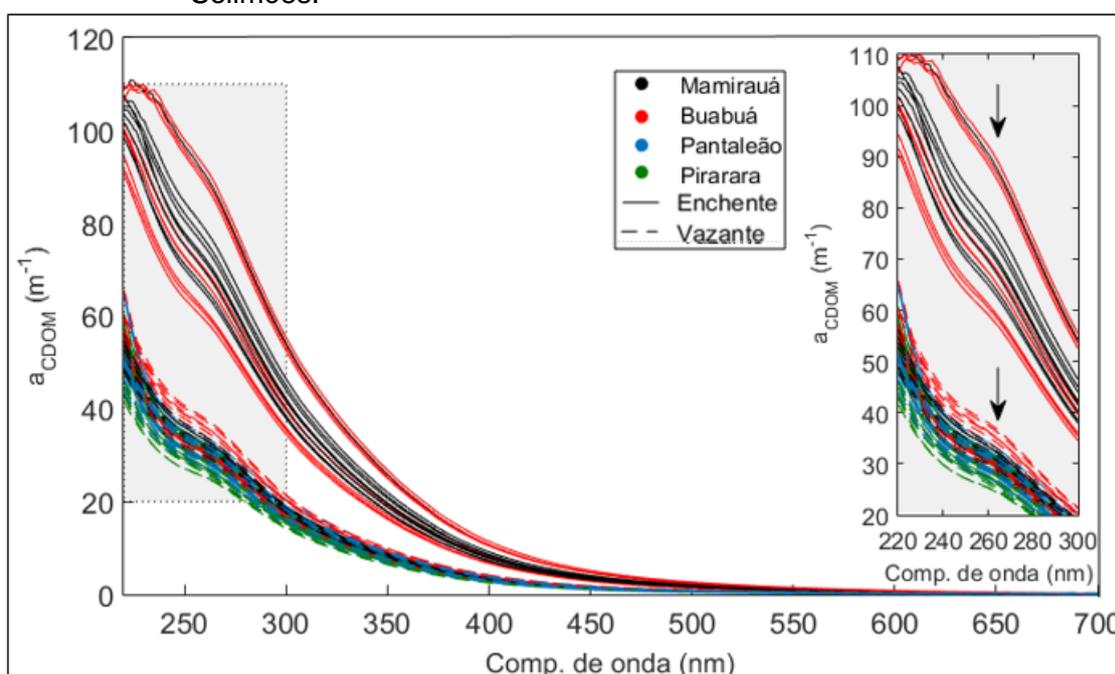
Fonte: Produção do autor.

4.1.2 Origem e propriedades da MOD

O conjunto de espectros do a_{CDOM} (Figura 4.3) pode ser dividido em dois grupos. O primeiro grupo compreende os espectros do Buabuá e Mamirauá na enchente, com $a_{\text{CDOM}}(220)$ variando entre 90 e 110 m^{-1} . O segundo grupo é composto pelos espectros do Pantaleão e Pirarara na enchente e de todos os espectros da vazante com valores de $a_{\text{CDOM}}(220)$ entre 40 e 65 m^{-1} . A presença de um “ombro” entre 245 e 290 nm nos espectros de absorção

também é observada (seta preta na Figura 4.3). Este ombro é mais pronunciado nos espectros com valores mais baixos de $a_{CDOM}(220)$. Assim, durante a enchente, há diferenças entre os espectros coletados nos lagos cercados pela floresta de inundação e aqueles próximos ao rio. Durante a vazante, no entanto, essa diferença não é mais observada e todos os espectros têm valores baixos de $a_{CDOM}(220)$ e um ombro notável entre 245 e 290 nm.

Figura 4.3 - Espectro de a_{CDOM} coletado nos lagos da planície de inundação do Solimões.



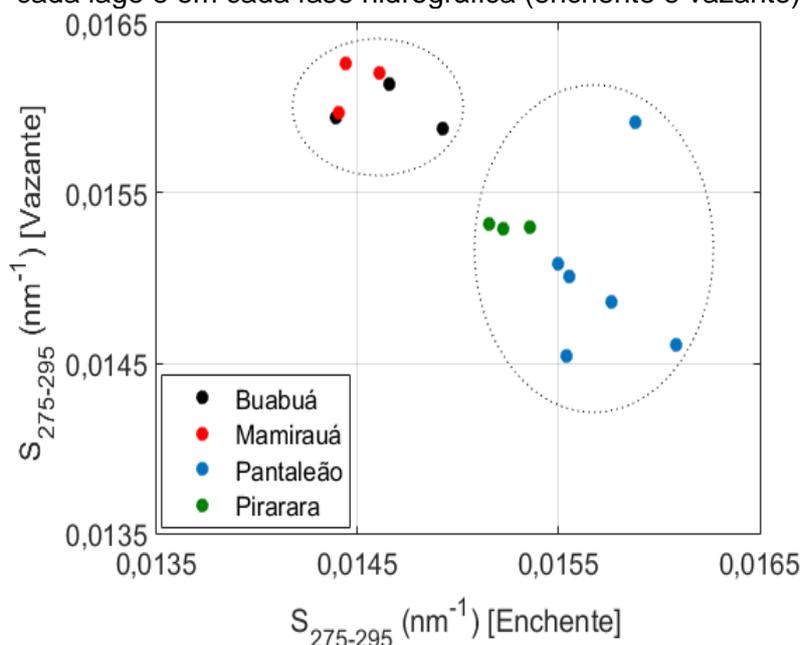
Espectro dos lagos Buabua (preto), Mamirauá (vermelho), Pantaleão (azul) e Pirarara (verde) durante a enchente (linha contínua) e vazante (linha tracejada). As setas pretas indicam a inflexão da curva entre 245 e 290 nm.

Fonte: Produção do autor.

A análise da média dos valores de $S_{275-295}$ calculada entre os dois meses de cada fase da hidrógrafa também indica a existência de diferenças entre as fases e os lagos (Figura 4.4). O diagrama de dispersão exibe a presença de dois grupos: um incluindo amostras do Buabua e Mamirauá, e o outro as amostras do Pantaleão e Pirarara. Durante a fase de enchente, os lagos

Pantaleão e Pirarara apresentam valores de $S_{275-295}$ maiores do que os dos lagos Buabuá e Mamirauá. No entanto, durante a fase de vazante, os maiores valores de $S_{275-295}$ foram registrados nos lagos Buabuá e Mamirauá.

Figura 4.4 - Diagrama de dispersão da média do $S_{275-295}$ (nm^{-1}) entre as amostras de cada lago e em cada fase hidrográfica (enchente e vazante).



A linha pontilhada indica os dois grupos identificados.

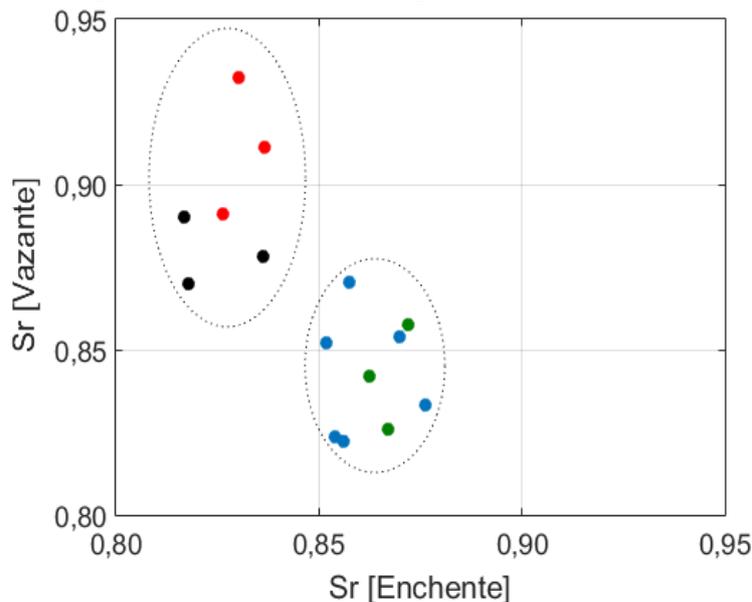
Fonte: Produção do autor.

O valores de $S_{275-295}$ em todas as amostras do Buabuá e Mamirauá estão próximos ou abaixo de $0,015 \text{ nm}^{-1}$ na enchente e são iguais ou superiores a $0,016 \text{ nm}^{-1}$ na vazante. Já nas amostras do Pantaleão e Pirarara, os valores de $S_{275-295}$ estão acima de $0,015 \text{ nm}^{-1}$ na enchente e abaixo de $0,0155 \text{ nm}^{-1}$ na vazante, exceto por uma amostra do Pantaleão.

Nesse estudo, o S_R apresentou o mesmo padrão de $S_{275-295}$, indicando diferenças entre os lagos cercados por floresta inundada e aqueles próximos ao rio (Figura 4.5). A relação entre $S_{275-295}$ e S_R indica que esses parâmetros podem estar relacionados as mesmas propriedades da MOD (HANSEN et al., 2016). Desse modo, devido à similaridade dos resultados e das indicações

desses parâmetros, as análises discutidas em cima do $S_{275-295}$ podem ser extrapoladas para as extraídas do S_R

Figura 4.5 – Diagrama de dispersão da média do S_R (nm^{-1}) entre as amostras de cada lago e em cada fase hidrográfica (enchente e vazante).



A linha pontilhada indica os dois grupos identificados.

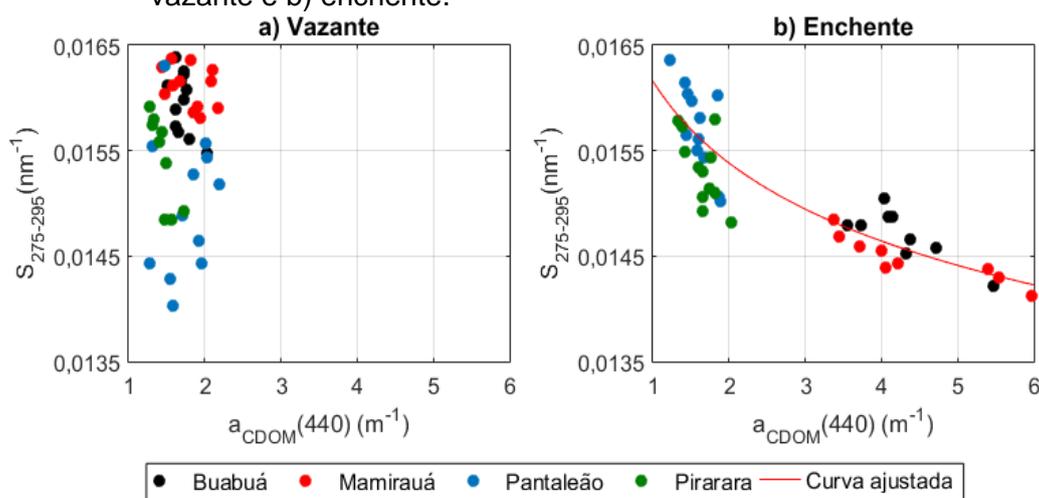
Fonte: Produção do autor.

4.1.3 Relação sazonal entre a_{CDOM} e $S_{275-295}$

A relação entre a_{CDOM} (440) e $S_{275-295}$ varia entre as fases da hidrógrafa (Figura 4.6). Na vazante, enquanto o valor de $S_{275-295}$ variou entre 0,014 e 0,0165 m^{-1} , o valor do a_{CDOM} (440) permaneceu quase constante (1 e 2 m^{-1}), indicando a ausência de relação entre as variáveis (Figura 4.6a). No entanto, na enchente, observou-se a existência de relação inversa: à medida que o a_{CDOM} (440) aumenta de 1 para 6 m^{-1} , o valor de $S_{275-295}$ diminui de 0,0165 para 0,0142 nm^{-1} (Figura 4.6b). Essa tendência indica que somente na enchente, a_{CDOM} (440) pode ser usado como *proxy* de $S_{275-295}$, o que limita o desenvolvimento do modelo de estimativa de $S_{275-295}$ a partir do a_{CDOM} a esse período.

O modelo de ajuste proposto por Vantrepotte et al. (2015) (Apêndice A – Figura A.2) para a estimativa de $S_{275-295}$ a partir do a_{CDOM} foi testado. Entretanto a lei de potência foi mais significativa e por isso foi o utilizado neste estudo.

Figura 4.6 - Gráfico de dispersão entre a_{CDOM} (440) (m^{-1}) e $S_{275-295}$ (nm^{-1}) para a) vazante e b) enchente.



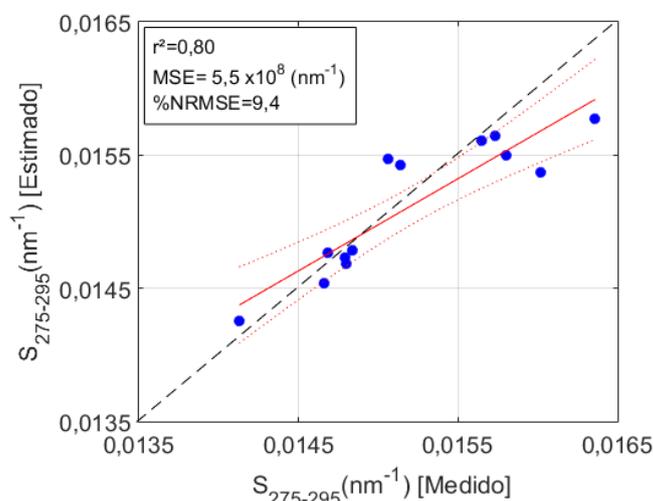
Fonte: Produção do autor.

O modelo de potência selecionado pelo método Monte Carlo mostra um ajuste satisfatório ($MSE < 0,0001$) e é descrito na Equação 4.1:

$$S_{275-295} = 0,016 \cdot a_{cdom}(440)^{-0.064} \quad (4.1)$$

Os resultados da validação também foram satisfatórios, indicando a viabilidade de estimar $S_{275-295}$ a partir do a_{CDOM} (440) (Figura 4.7). No entanto, o $S_{275-295}$ estimado diverge da linha 1:1 para valores acima de, aproximadamente, $0,015 nm^{-1}$.

Figura 4.7 - Gráfico de dispersão da validação entre os valores medidos e estimados de $S_{275-295}$.



A linha sólida vermelha representa a linha de regressão linear entre os valores medidos e estimados; as duas linhas vermelhas pontilhadas indicam o intervalo de confiança de 95%; e a linha preta tracejada é a linha 1:1.

Fonte: Produção do autor.

4.1.4 Discussão dos resultados

A variabilidade do $a_{\text{CDOM}}(440)$ ao longo do ano hidrológico (Figura 4.1) está relacionada às fases da hidrógrafa nos lagos analisados da RDSM (JORGE et al., 2017a). A proximidade do nível d'água em ambas as fases, enchente e vazante, sugere que a direção do fluxo da água é o principal fator que controla a condição sazonal do $a_{\text{CDOM}}(440)$.

Em um estudo anterior realizado nos lagos da RDSM (AFFONSO et al., 2011) constatou-se que durante o período de cheia (alta água), as propriedades hidrológicas e biogeoquímicas, são homogêneas e não apresentam diferenças estatisticamente significativas entre os lagos da reserva. Dentre as propriedades biogeoquímicas analisadas neste estudo (AFFONSO et al., 2011) destaca-se o Carbono Orgânico Dissolvido (COD), o qual pode representar 75% na composição de CDOM em águas naturais (THURMAN, 1985). Assim, no início da vazante, apesar da diminuição no nível de água, o conteúdo de MOD nos lagos permanece semelhante ao do nível de água alta, explicando a

homogeneidade do a_{CDOM} (440) e sua faixa de variação estreita entre os lagos de planície de inundação neste período.

No entanto, durante a fase de subida da água, o volume excessivo de água do rio Solimões faz com que o nível da água supere os limites de seu canal principal e extravase os diques marginais penetrando a planície não apenas por meio de canais, mas através da floresta antes de chegar aos lagos (JUNK et al., 1989). Esse processo ocasiona o carreamento de grande quantidade de matéria orgânica acumulada durante a água baixa. Nos lagos próximos ao rio Japurá o caminho da água através da floresta inundada até eles é pequeno, visto que se encontram bem próximos ao rio, numa região em que a vegetação dominante não é a floresta (FERREIRA-FERREIRA et al. 2015). Além disso, nos meses amostrados de enchente, as águas do rio Solimões ainda não atingiram toda a planície de inundação. Com isso, a propriedade da água dos lagos é mais dependente das características ambientais locais e da distância e conectividade com o rio Solimões. Estes fatos explicam as diferenças significativas, neste período, nos valores de a_{CDOM} (440) entre lagos cercados por florestas inundadas e lagos próximos ao rio Japurá (Figura 4.2). Dessa forma, durante a enchente, pode haver diferenças entre os lagos no que concerne a origem da MOD (COBLE, 2007), peso molecular (HELMS et al., 2008) e nível de degradação (HANSEN et al., 2016), o que, em última instância, leva a maior variabilidade no valor de a_{CDOM} (440) entre os lagos.

A MOD autóctone, que possui BPM, absorve menos radiação do que a MOD alóctone (WEISHAAR et al., 2003; HELMS et al., 2008). A literatura também informa que o ombro entre 245 e 290 nm nos espectros de absorção indica a presença de MOD autóctone (YAMASHITA; TANOUE, 2009; YANG; HUR, 2014). Diferenças foram encontradas nos espectros de absorção de Mamirauá e Buabuá durante a enchente quando comparados aos demais espectros, em relação à amplitude e forma (Figura 4.3). Os espectros de Buabuá e Mamirauá têm: i) valores mais elevados no UV e; ii) ombro menos perceptível entre 245 e 290 nm. Essa convergência de evidências ópticas sugere que, na enchente, a

origem MOD nesses lagos é principalmente alóctone. Já nos demais espectros, o ombro mais perceptível e os baixos valores no UV sugerem a presença de MOD autóctone.

No lago Mamirauá, o crescimento de macrófitas começa quando o nível da água aumenta devido à grande quantidade de nutrientes trazidos das áreas terrestres durante a fase de inundação (ARRAUT et al., 2010). À medida que as macrófitas entram em senescência no início da vazante, elas se tornam uma fonte potencial de MOD autóctone. Assim, durante a vazante, a presença de MOD predominantemente autóctone em Mamirauá pode ser explicada pelo ciclo de vida das macrófitas. Dessa forma, como nos outros lagos também há a presença de macrófitas e todos os espectros de a_{CDOM} da vazante se assemelham aos de Mamirauá nesse período, a suposição de que a MOD é principalmente autóctone pode ser extrapolada para todos os lagos.

A avaliação dos valores $S_{275-295}$ e S_R neste estudo (Figura 4.4 e 4.5) também revela diferenças na origem da MOD entre as fases da hidrógrafa e entre os lagos. De acordo com pesquisas anteriores (HELMS et al., 2008), a MOD de APM possui valores de $S_{275-295}$ e S_R menores do que os da MOD de BPM. Durante a enchente, os lagos Pantaleão e Pirarara possuem valores de $S_{275-295}$ ($> 0,015 \text{ nm}^{-1}$) maiores do que os medidos nos lagos de Buabuá e Mamirauá ($< 0,015 \text{ nm}^{-1}$), sugerindo que a MOD dos lagos próximos ao rio tem menor peso molecular do que aquela dos lagos cercados por floresta. Os resultados de S_R também indicam as mesmas propriedades e corroboram com os de $S_{275-295}$. Esses resultados reforçam a discussão anterior e indicam que a fonte de MOD é principalmente autóctone em Pantaleão e Pirarara e alóctone em Buabuá e Mamirauá, durante a enchente.

No entanto, durante a vazante, amostras de água de Buabuá e Mamirauá apresentaram os maiores valores de $S_{275-295}$ ($> 0,016 \text{ nm}^{-1}$) sugerindo a presença de MOD de menor peso molecular em relação a MOD em Pirarara e Pantaleão. É importante ressaltar que comparativamente os valores de $S_{275-295}$

de Pantaleão e Pirarara ($<0,0155 \text{ nm}^{-1}$) nesta fase são superiores aos observados em Buabuá e Mamirauá durante a enchente. Essas diferenças relativas entre os valores de S nos dois conjuntos de lagos indicam que apesar da MOD ter maior peso molecular em Pantaleão e Pirarara, não necessariamente ele é de origem alóctone nesses lagos durante a vazante. Outra hipótese, é a de que com o pico de exportação de matéria orgânica da floresta inundada ocorrendo no pico de cheia do Solimões, este chega antes aos lagos localizados no interior da planície – Buabuá e Mamirauá. Assim sendo, quando a MOD alóctone chega aos lagos marginais do Pirarara e Pantaleão, ela já se encontra mais degradada do que aquela que chegou ao Mamirauá e Buabuá na enchente.

A partir da análise dos dados, fica evidente que a localização de Mamirauá e Buabuá mais longe dos rios principais torna mais fácil distinguir as propriedades da MOD entre as fases de hidrógrafa nesses lagos. Isso, entretanto, não é o que ocorre no caso dos lagos Pantaleão e Pirarara, cuja hidrodinâmica é muito mais complexa porque é controlada pela interação dos regimes do rio Solimões durante a enchente e do rio Japurá durante na aqui chamada vazante (Figura 2.1c).

Outra dificuldade na inferência sobre origem e propriedades da MOD a partir de índices ópticos e que além da fonte, os processos de degradação também afetam o peso molecular da MOD ao converter substâncias de APM (menor $S_{275-295}$) em substâncias de BPM (maior $S_{275-295}$) (HELMS et al., 2008). A disponibilidade de luz e o tempo de residência da água nos lagos são fatores que têm influência nos processos de fotodegradação (MORAN et al., 2000; MOREIRA-TURQ et al., 2013). Os lagos Buabuá e Mamirauá são isolados, especialmente nos períodos de vazante e seca, com alto tempo de residência da água enquanto que Pantaleão e Pirarara são sistemas dinâmicos com troca constante de água entre o rio e os lagos. Dessa forma, os processos de fotodegradação da MOD tendem a ser mais intensos nos lagos isolados do que nos conectados ao rio. De modo a avaliar o efeito da fotodegradação sobre as

diferenças de S entre os lagos, foram utilizadas estatísticas de cobertura de nuvem na região da RDSM como *proxy* da disponibilidade de luz e potencial de fotodegradação.

Com base em dados fornecidos por Martins et al. (2017b), entre 2000 e 2015, observou-se que a porcentagem de cobertura da nuvem na enchente é de cerca de 90%, em média, enquanto que na vazante esta cobertura se reduz a 70%. Embora a cobertura da nuvem seja alta em ambas as fases, a área de estudo está localizada próxima ao Equador ($\sim -5^\circ\text{S}$) sendo caracterizada pela alta irradiação durante todo o ano (com média de 152 h de insolação por mês – INMET, 2018). Dessa forma, o aumento na disponibilidade de luz apenas com a redução da cobertura da nuvem desde a enchente até a vazante, sugere maiores taxas de fotobranqueamento da CDOM. Os resultados encontrados são corroborados por estudo anterior (AFFONSO, 2012) que mostrou que a média mensal da radiação solar é mais baixa na seca e vazante ($\sim 210 \text{ W m}^{-2}$) do que na cheia e enchente ($\sim 230 \text{ W m}^{-2}$).

Em ambientes naturais, processos de origem e decomposição da MOD estão ocorrendo simultaneamente gerando mudanças na composição da MOD que podem limitar a identificação da origem (HANSEN et al., 2016). Assim, a fotodegradação adicionada à mudança na principal fonte da MOD podem ser os fatores que explicam os valores mais baixos de $a_{\text{CDOM}}(440)$ e valores mais altos de $S_{275-295}$ em Buabuá e Mamirauá durante a vazante (THURMAN, 1985; HANSEN et al., 2016). Também é importante ressaltar que durante a enchente (abril e maio), a região da RDSM possui forte cobertura de nuvens, limitando assim os processos de fotodegradação. Em um estudo feito com amostras coletadas no rio Negro (RODRÍGUEZ-ZÚÑIGA et al., 2008) também foram encontradas mudanças nos valores de a_{CDOM} entre as fases da hidrógrafa. Essas mudanças foram ocasionadas tanto pela diferença na composição da MOD entre as fases quanto pelo tempo de exposição à luz solar.

Os processos de fotobranqueamento e/ ou biodegradação da CDOM também podem ser a causa provável da ausência de correlação entre $a_{\text{CDOM}}(440)$ e $S_{275-295}$ na vazante. Esses processos podem afetar a capacidade de absorção da CDOM sem causar mudanças na forma do espectro (MORAN et al., 2000), ou seja, provocam mudanças em $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$ sem alterar o S. Já durante a enchente a alta cobertura de nuvem impede o fotobranqueamento da CDOM e, portanto, é possível estabelecer uma relação entre $a_{\text{CDOM}}(440)$ e $S_{275-295}$. Como resultado, o modelo (Equação 4.6) foi apenas parametrizado para a enchente (Figura 4.6). Os resultados da validação (Figura 4.7) mostram que tanto o MSE quanto o %NRMSE ($<0,0001 \text{ m}^{-1}$ e 9,40%) estão na faixa de variação dos modelos disponíveis na literatura (FICHOT et al., 2013; VANTREPOTTE et al., 2015), ressaltando a possibilidade de estimar $S_{275-295}$ a partir do $a_{\text{CDOM}}(440)$ nos lagos de planície de inundação da RDSM com uma precisão razoável.

4.2 Dinâmica da MOD nos lagos da planície de inundação do baixo Amazonas

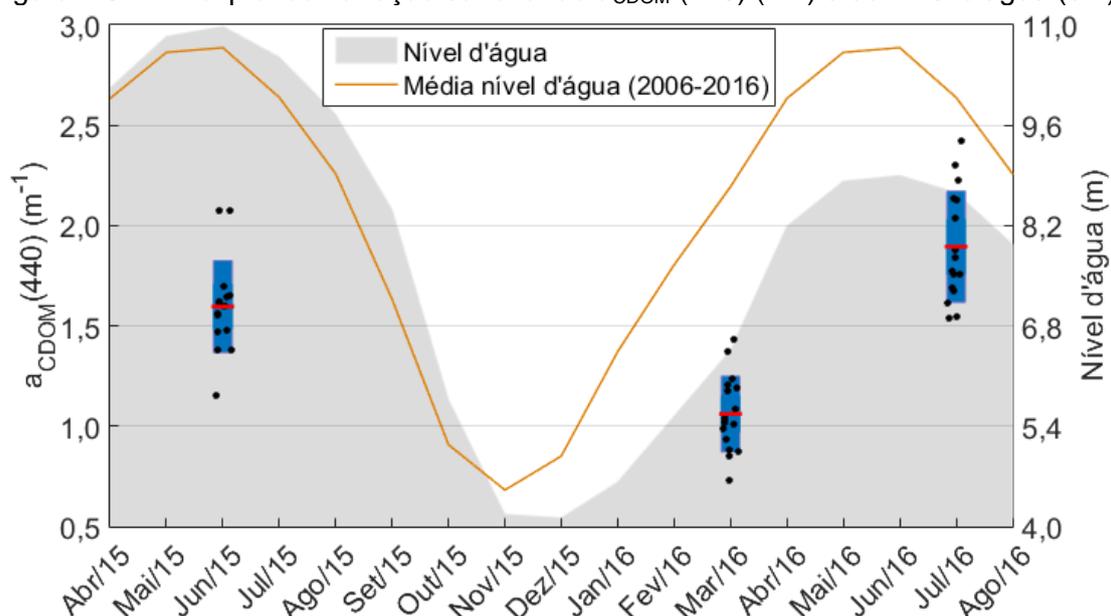
4.2.1 Variação sazonal e espacial da CDOM

No geral os valores amostrados do $a_{\text{CDOM}}(440)$ em todos os meses é baixo e não ultrapassa 3 m^{-1} (Figura 4.8). Os meses de junho, março e julho correspondem as fases de cheia, enchente e vazante, respectivamente. Na cheia, a variação do $a_{\text{CDOM}}(440)$ ficou entre $1,15$ a $2,07 \text{ m}^{-1}$, enquanto que no início da vazante os valores ficaram entre $1,54$ a $2,42 \text{ m}^{-1}$. Na enchente, o $a_{\text{CDOM}}(440)$ obteve os valores mais baixos, variando entre $0,73$ a $1,43 \text{ m}^{-1}$.

Os dados mostram que a média dos valores de $a_{\text{CDOM}}(440)$ durante os períodos de cheia (junho = $1,60 \text{ m}^{-1}$) e início da vazante (julho = $1,89 \text{ m}^{-1}$) é ligeiramente maior do que a da enchente (março = $1,06 \text{ m}^{-1}$). A variabilidade dos pontos amostrados foi baixa na cheia (CV=14,40%), enchente (CV=17,79%) e vazante (CV=14,65%), indicando que a variação do $a_{\text{CDOM}}(440)$ entre os lagos é pequena.

O resultado do teste ANOVA usando todas as amostras mostrou que não há diferença significativa entre os lagos que compõe a planície de inundação quanto ao valor de $a_{\text{CDOM}}(440)$ (*two-way* ANOVA, $p=0,52$) e que há diferença significativa apenas entre as fases enchente e vazante (*two-way* ANOVA, $p=0,03$). Essa diferença indica que no início da enchente os valores do $a_{\text{CDOM}}(440)$ são inferiores aos encontrados no início da vazante.

Figura 4.8 – Boxplot da variação sazonal do $a_{\text{CDOM}}(440)$ (m^{-1}) e do nível d'água (cm).

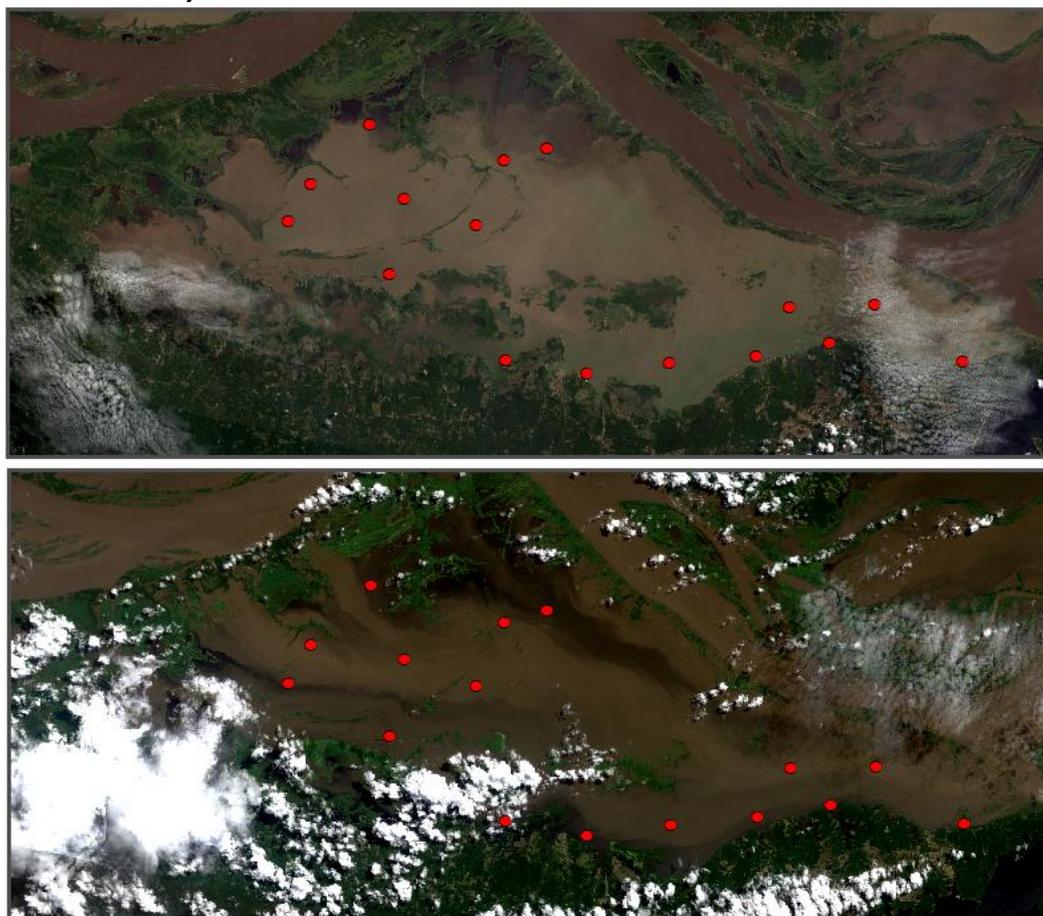


As linhas vermelhas representam a média mensal do $a_{\text{CDOM}}(440)$; os pontos pretos representam o valor $a_{\text{CDOM}}(440)$ em cada estação de amostrada; e as caixas azuis representam o intervalo entre o primeiro e o terceiro quartil. Os dados de nível de água foram adquiridos no Lago Grande pela Agência Nacional de Águas (ANA, 2018).

Fonte: Produção do autor.

Entre os anos de 2015 e 2016 há uma diferença expressiva no nível d'água (Figura 4.8). Em 2015 o nível d'água atingiu uma cota superior àquela que é a média dos últimos 10 anos. Já em 2016, o nível d'água ficou bem abaixo dessa média. Dessa forma, a diferença entre a cota em junho de 2015 e julho de 2016 é de 2,32 m. Na Figura 4.9 é possível notar a diferença na área total ocupado pelo lago em 2015 e 2016, resultado da diferença de nível d'água registrado entre os dois anos.

Figura 4.9 – Imagem do sensor OLI/ Landsat-8 em a) 07 de agosto de 2016 e b) 02 de junho de 2015.



Os pontos vermelhos nas duas imagens representam os pontos amostrados em cada período.

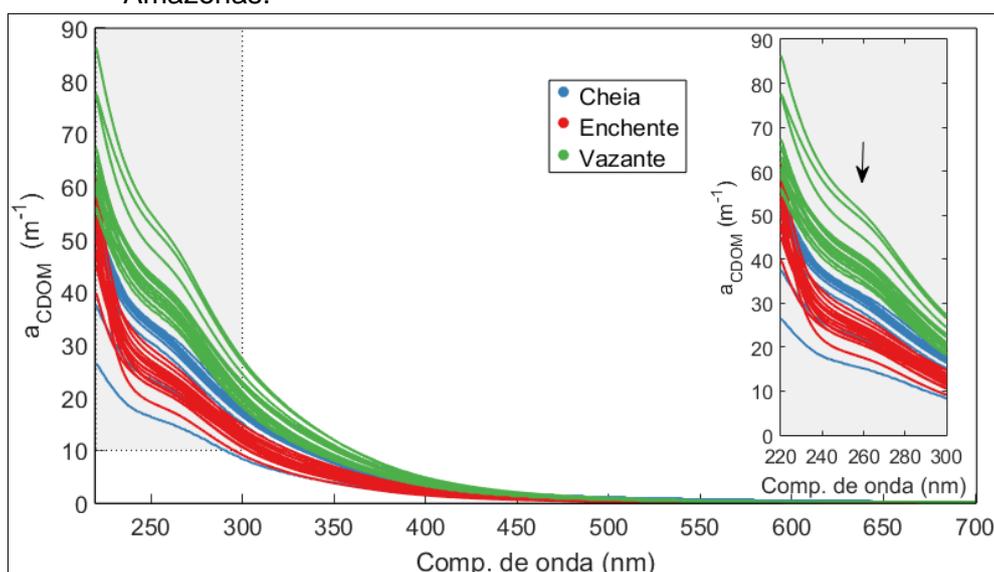
Fonte: Produção do autor.

Em junho de 2015 os canais que ligam o rio Amazonas aos lagos da margem norte são muito mais largos que os que aparecem na imagem de agosto de 2016. Além disso, é possível notar em junho de 2015 uma mancha marrom mais escura na água do lago com um fluxo norte-sul a partir da margem do rio Amazonas. Essa mancha sugere que nesse período a entrada de água do rio Amazonas no lago ocorre preferencialmente na margem norte, passando pela floresta inundável aí remanescente (RENÓ et al., 2011).

4.2.2 Origem e propriedades da MOD

Como houve diferenças significativas no valor de $a_{\text{CDOM}}(440)$ apenas entre as fases da hidrógrafa (seção 4.2.1), os espectros foram separados por cores de acordo com as fases em que foram amostrados. Todos os espectros de a_{CDOM} se encontram bem próximos uns aos outros e aparentam ter uma inflexão na curva de absorção entre 245 e 290 nm (Figura 4.10). Entretanto, a inflexão da curva é mais pronunciada nos espectros medidos durante a enchente. Além disso, os espectros da enchente apesar de terem o valor de $a_{\text{CDOM}}(220)$ próximos aos espectros da cheia, aparentam ter taxa de decaimento da absorção no UV maior. Para avaliar a taxa de decaimento da absorção entre 275 e 295 nm, foi analisado o $S_{275-295}$.

Figura 4.10 – Espectros do a_{CDOM} dos lagos da planície de inundação do baixo Amazonas.



Espectros coletados nos lagos durante a cheia (azul), enchente (vermelho) e vazante (verde). A seta preta indica a inflexão da curva entre 245 e 290 nm.

Fonte: Produção do autor.

Tendo em vista as diferenças encontradas na forma dos espectros de absorção da CDOM e na magnitude de $a_{\text{CDOM}}(440)$, a análise do $S_{275-295}$ também foi feita entre as campanhas (Tabela 4.1). Os lagos da margem norte (Maripá,

Paranapitinga, Preguiça, Poção e Santaninha) foram agrupados, pois apresentam pouca variação entre si quanto ao valor de $S_{275-295}$.

Tabela 4.1 – Média, desvio padrão e porcentagem do coeficiente de variação (CV%) para os valores de $S_{275-295}$ na cheia, enchente e vazante para os lagos da margem norte (Maripá, Paranapitinga, Preguiça, Poção, Poção e Santaninha) e para o Lago Grande.

Lagos da margem norte			
Mês	Cheia	Enchente	Vazante
Média	0,0152	0,0183	0,0167
Desvio padrão	$1,72 \times 10^{-4}$	$2,96 \times 10^{-4}$	$5,10 \times 10^{-4}$
CV (%)	1,13	1,62	3,05
Lago Grande			
Mês	Cheia	Enchente	Vazante
Média	0,0158	0,0164	0,0172
Desvio padrão	$5,78 \times 10^{-4}$	$1,15 \times 10^{-3}$	$5,46 \times 10^{-4}$
CV (%)	3,65	7,04	3,18

Fonte: Produção do autor.

Na cheia e vazante não são encontradas diferenças significativas entre os lagos da margem norte e o Lago Grande (ANOVA, $p = 0,15$ e $p = 0,58$, respectivamente). Dessa forma, somente na enchente é encontrada diferença significativa nos valores de $S_{275-295}$ entre os lagos que compõem a planície (ANOVA, $p < 0,001$). Quanto à variação intra-lagos ao longo das fases, no Lago Grande não foi encontrada diferença significativa nos valores de $S_{275-295}$ entre as fases (ANOVA, $p = 0,10$). Já nos lagos da margem norte, o valor de $S_{275-295}$ é significativamente diferente entre todas as fases (ANOVA, $p < 0,001$).

O padrão dos valores de S_R é um pouco diferente dos observados nos valores de $S_{275-295}$ (Tabela 4.2). Foram observadas diferenças estatisticamente significativas nos valores de S_R entre os lagos da margem norte e o Lago Grande na enchente e vazante (ANOVA, $p = 0,005$ e $p = 0,03$, respectivamente). Portanto, somente durante a cheia não há diferença significativa entre os lagos (ANOVA, $p = 0,24$). Assim como nos valores de $S_{275-295}$ não foi observada diferença significativa no valor de S_R no Lago Grande entre as fases (ANOVA,

p=0,29). Já nos lagos da margem norte, foi observada diferença significativa somente entre a enchente e as demais fases (p=0,008).

Tabela 4.2 - Média, desvio padrão e porcentagem do coeficiente de variação (CV%) para os valores de S_R na cheia, enchente e vazante para os lagos da margem norte (Maripá, Paranapitinga, Preguiça, Poção, Poção e Santaninha) e para o Lago Grande.

Lagos da margem norte			
Mês	Cheia	Enchente	Vazante
Média	0,8355	0,9713	0,9112
Desvio padrão	0,0077	0,0266	0,0229
CV (%)	0,92	2,74	2,52
Lago Grande			
Mês	Cheia	Enchente	Vazante
Média	0,9236	0,9192	0,9501
Desvio padrão	0,0683	0,0523	0,0302
CV (%)	7,40	5,68	3,18

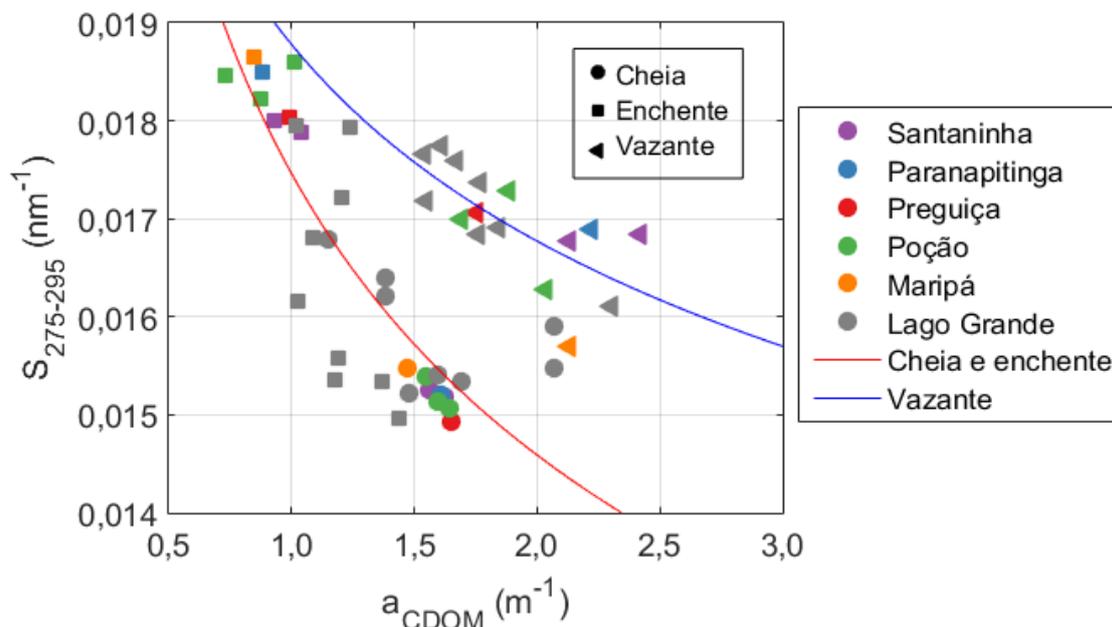
Fonte: Produção do autor.

4.2.3 Relação sazonal entre a_{CDOM} e $S_{275-295}$

A relação entre a_{CDOM} (440) e $S_{275-295}$ segue uma tendência decrescente: à medida que aumentam os valores de a_{CDOM} (440) os valores de $S_{275-295}$ diminuem (Figura 4.11). Entretanto, a variação entre as fases da hidrógrafa é distinta. É possível ajustar uma curva aos dados da cheia e enchente, mas a mesma não explica a variação na vazante, sendo que outra tendência é observada para esse conjunto de dados.

Ajustando uma função de potência para os meses de cheia e enchente é possível notar um alto valor no coeficiente de correlação ($r^2=0,71$), indicando potencial de utilização de a_{CDOM} (440) para estimar $S_{275-295}$ nessas fases da hidrógrafa (curva vermelha Figura 4.11). Já no tocante à função ajustada aos dados da vazante, o coeficiente de correlação ($r^2=0,47$) mostra que, nesse caso, a_{CDOM} (440) não funcionaria como *proxy* de $S_{275-295}$ (curva azul Figura 4.11). Portanto, somente a relação para o conjunto de dados da enchente e cheia foi utilizado nos próximos passos.

Figura 4.11 - Gráfico de dispersão entre $a_{\text{CDOM}}(440)$ (m^{-1}) e $S_{275-295}$ (nm^{-1}) ajustando uma linha de tendência para os dados da cheia e enchente e outra para a vazante.



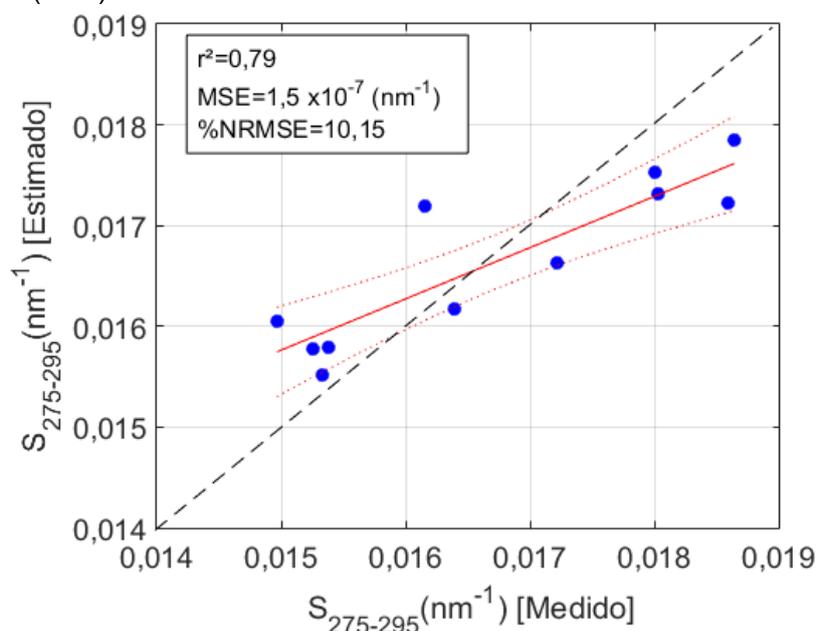
Fonte: Produção do autor.

Foi testado o modelo proposto por Vantrepotte et al. (2015) (Equação 2.6) para estimativa do $S_{275-295}$ a partir do a_{CDOM} (Apêndice A – Figura A.3), mas a função de potência apresentou melhor ajuste aos dados e, portanto, foi a utilizada. O modelo selecionado pelo método Monte Carlo mostra ajuste satisfatório, com MSE de $7,30 \times 10^{-7}$, e é descrito na Equação 4.2:

$$S_{275-295} = 0,0173 \cdot a_{\text{cdom}}(440)^{-0,203} \quad (4.2)$$

Os resultados da validação também foram satisfatórios, com r^2 , entre valores estimados e medidos, de 0,79 indicando a possibilidade de estimar $S_{275-295}$ utilizando o $a_{\text{CDOM}}(440)$ (Figura 4.12).

Figura 4.12 – Gráfico de dispersão entre os valores medidos e estimados de $S_{275-295}$ (nm^{-1}).



A linha sólida vermelha representa a linha de regressão linear entre os valores medidos e estimados; as duas linhas vermelhas pontilhadas indicam o intervalo de confiança de 95%; e a linha preta tracejada é a linha 1:1.

Fonte: Produção do autor.

4.2.4 Discussão dos resultados

Na região da planície de inundação do baixo Amazonas, o $a_{\text{CDOM}}(440)$ varia entre os meses amostrados e há diferença no nível d'água entre 2015 e 2016 (Figura 4.8). Na planície, o pulso de inundação do rio afeta a distribuição e a proporção dos produtores primários (plantas herbáceas aquáticas e fitoplâncton) e o tempo de residência da água, fatores esses que influenciam nos processos biogeoquímicos da matéria orgânica (MOREIRA-TURQ et al., 2013).

De novembro a junho (enchente) as águas do rio Amazonas e a precipitação local são os fatores que controlam a entrada de água na planície (BOURGOIN et al., 2007; BONNET et al., 2008). Nessa fase, a direção preferencial de entrada de água do rio Amazonas na planície ocorre pela margem leste do Lago Grande, seguindo o fluxo pelo Maripá, Preguiça e Poção (BARBOSA,

2005). Além disso no início da enchente, a vegetação arbustiva e as gramíneas do entorno dos lagos ainda estão sendo alagadas. Essas espécies são adaptadas a esse regime de inundação, sendo mais resistentes a perda de folhas (PAROLIN et al., 2004). Dessa forma, MOREIRA-TURQ et al. (2013) encontraram que durante a enchente a matéria orgânica presente na planície é predominantemente vinda do rio. A entrada de água do rio Amazonas tem um efeito homogeneizador nas propriedades dos lagos resultando na baixa variação nos valores de $a_{CDOM}(440)$ entre eles.

Na cheia, o alagamento da vegetação herbácea e gramíneas ao redor dos lagos e o extravasamento da água do rio Amazonas pela floresta, rica em matéria orgânica, favorecem a entrada de MOD alóctone (MASSETTA et al., 2017). Essa dinâmica faz com que na cheia e vazante a matéria orgânica seja majoritariamente produzida na planície de inundação e exportada para o rio (MOREIRA-TURQ et al., 2013). Portanto, os valores ligeiramente maiores do $a_{CDOM}(440)$ durante a cheia e início da vazante podem ser resultado da maior entrada de MOD alóctone, a qual tem maior capacidade de absorver radiação. A diferença nos valores de $a_{CDOM}(440)$ entre cheia (junho de 2015) e vazante (julho de 2016) pode ser resultado da diferença no nível d'água (Figura 4.9) entre os dois períodos, uma vez que a_{CDOM} é dependente também da concentração de CDOM na água.

No período de seca da planície, com a diminuição do nível d'água as comunidades de fitoplâncton e zooplâncton atingem seu pico (CARVALHO et al., 1981), representando uma potencial fonte de matéria orgânica autóctone. Os espectros (Figura 4.10) da enchente se diferenciam dos da cheia e vazante, por possuírem um "ombro" mais bem delineado entre 245 e 290 nm do que os demais, indicando a presença de MOD predominantemente autóctone (YANG; HUR, 2014). Dessa forma, a MOD no início da vazante pode ser resultado da decomposição das comunidades que atingiram seu pico na seca ou ainda da degradação da matéria orgânica alóctone durante a enchente e cheia.

Durante a enchente, foram encontradas diferenças estatisticamente significativas nos valores de $S_{275-295}$ e S_R entre os lagos da margem norte e o Lago Grande. Maiores valores de $S_{275-295}$ foram encontrados na enchente nos lagos da margem norte, indicando a presença de MOD de BPM e de provável origem autóctone (HELMS et al., 2008). Os lagos da margem norte, durante a vazante e água baixa, são tomados por plantas aquáticas, as quais tendem a ser rapidamente submersas durante a subida da água. Esse fenômeno pode explicar a MOD de origem autóctone indicada pelos elevados valores de S , uma vez que no início da enchente a entrada de água do rio Amazonas nos lagos ocorre por meio de canais, não havendo o arraste de material terrestre para os lagos. Outra hipótese é que na enchente, os lagos recebem maior quantidade de água do rio, que possui matéria orgânica mais degradada, o que resulta em menor valor de S e a_{CDOM} na enchente.

Nos lagos da margem norte, os valores de $S_{275-295}$ e S_R também são significativamente diferentes entre a enchente e as demais fases. Esse resultado corrobora com os anteriores, pois na enchente são amostrados os menores valores de a_{CDOM} (440) e encontrada inflexão da curva no espectro, os quais também indicam a presença de MOD autóctone (YANG; HUR, 2014), diferente dos resultados das demais fases. Já no Lago Grande, não foi encontrada diferença significativa nos valores de $S_{275-295}$ e S_R entre nenhuma das fases. Isso pode ser atribuído à entrada de água de diferentes fontes nesse lago: rio Amazonas na margem leste e pequenos afluentes (rias) na margem sul (SOMOZA, 2015), cujas nascentes se encontram em terrenos do escudo brasileiro ainda recobertos pela floresta de terra firme.

Esses resultados evidenciam que a hidrodinâmica dos lagos da margem norte depende muito do pulso de inundação do rio Amazonas, de sua magnitude e duração, o que afeta os processos de origem e degradação da MOD e suas propriedades ópticas. Já o Lago Grande, devido à sua posição na interface com a terra firme está sujeito tanto ao pulso de inundação do rio Amazonas

quanto à entrada de água de diferentes tributários (rias) que contribuem para o reservatório de MOD ao longo de toda sua extensão.

A diferença somente nos valores de $S_{275-295}$ entre cheia e vazante pode estar relacionada ao fotobranqueamento. A porcentagem de cobertura de nuvem entre 2000 e 2015 na região da planície (MARTINS et al., 2017b) indica que em março a média é de 90%, enquanto que em junho e julho ela fica em torno de 75%. Como há uma forte relação entre as taxas de fotodegradação e a intensidade da radiação incidente, a cobertura de nuvens pode fornecer informações sobre as taxas de fotodegradação (BERTILSSON; TRANVIK, 2000). Portanto, esses dados demonstram que há maior probabilidade de ocorrência de processos de fotodegradação na cheia e início da vazante do que na enchente. Contudo, apesar dos processos de fotodegradação serem mais intensos na cheia e vazante, nesses períodos os índices ópticos apontaram para a existência de MOD de maior peso molecular do que na enchente. Esse resultado sugere a dominância de matéria orgânica alóctone na cheia trazida pela enchente (pico da hidrógrafa) e pelo escoamento superficial pela planície.

Quanto à relação entre $a_{CDOM}(440)$ e $S_{275-295}$, há variação na tendência observada entre as fases (Figura 4.11). O modelo escolhido pelo método Monte Carlo somente parametrizado e validado com os dados da cheia e enchente demonstrou que é possível estimar $S_{275-295}$ a partir do $a_{CDOM}(440)$ nos lagos da planície de inundação do baixo Amazonas (Figura 4.12).

4.3 Comparação das propriedades ópticas de absorção da MOD entre os lagos da planície de inundação do Solimões e baixo Amazonas

Os lagos estudados estão localizados em regiões bem distintas quanto ao tipo de vegetação do entorno e grau de antropização. Enquanto na planície de inundação do Solimões os lagos estão dentro de uma reserva de desenvolvimento sustentável, na planície de inundação do baixo Amazonas, os

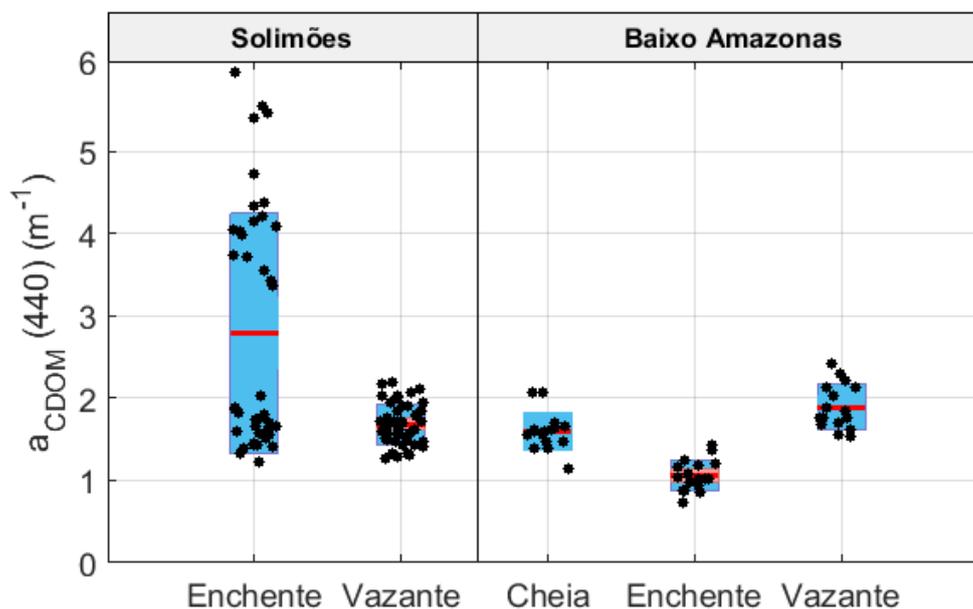
lagos estão inseridos num ambiente com forte pressão humana. Na RDSM as margens dos lagos são caracterizadas pela vegetação baixa e arbustiva intercalada por trechos de mata exuberante (AYRES, 1995). Na planície do baixo Amazonas, as margens são ocupadas predominantemente por vegetação baixa e há a presença de pecuária (CAMPORA, 2016). O uso da terra, bem como as técnicas de manejo e vegetação são fatores que influenciam na composição e concentração da MOD (JAFFÉ et al., 2008).

Além disso, o pulso de inundação tem influência na entrada de matéria orgânica nos lagos (MELACK et al., 2009). A variação do nível d'água nas duas regiões é distinta. Na planície de inundação do Solimões a variação pode chegar a 12 metros (QUEIROZ, 2007) enquanto que na planície de inundação do baixo Amazonas a variação fica em torno de 7 metros entre seca e cheia (BARBOSA, 2005).

Analisando a variabilidade do $a_{CDOM}(440)$ entre as fases da hidrógrafa nas duas regiões, é possível notar que, no geral, a maioria dos valores está distribuída entre 0,5 e 2,5 m^{-1} (Figura 4.13). Somente os pontos pertencentes a Buabuá e Mamirauá na enchente estão acima desse valor. Entretanto, a variação dos valores ocorre de maneira distinta entre os lagos.

A dinâmica do $a_{CDOM}(440)$ nos lagos conectados ao rio Japurá (planície do Solimões) não se diferencia daquela observada no baixo Amazonas, caracterizada por baixos valores $a_{CDOM}(440)$ independentemente da fase da hidrógrafa. Na planície do Solimões, os lagos conectados ao Japurá recebem na enchente contribuição direta do rio principal pelos canais, sem que a água se propague pela floresta alagada. Esse comportamento também ocorre na planície do baixo Amazonas, onde a água entra nos lagos por meio de canais conectados diretamente ao rio Amazonas.

Figura 4.13 - Boxplot da variação sazonal do $a_{\text{CDOM}}(440)$ (m^{-1}) na região do da planície de inundação do Solimões e do baixo Amazonas.



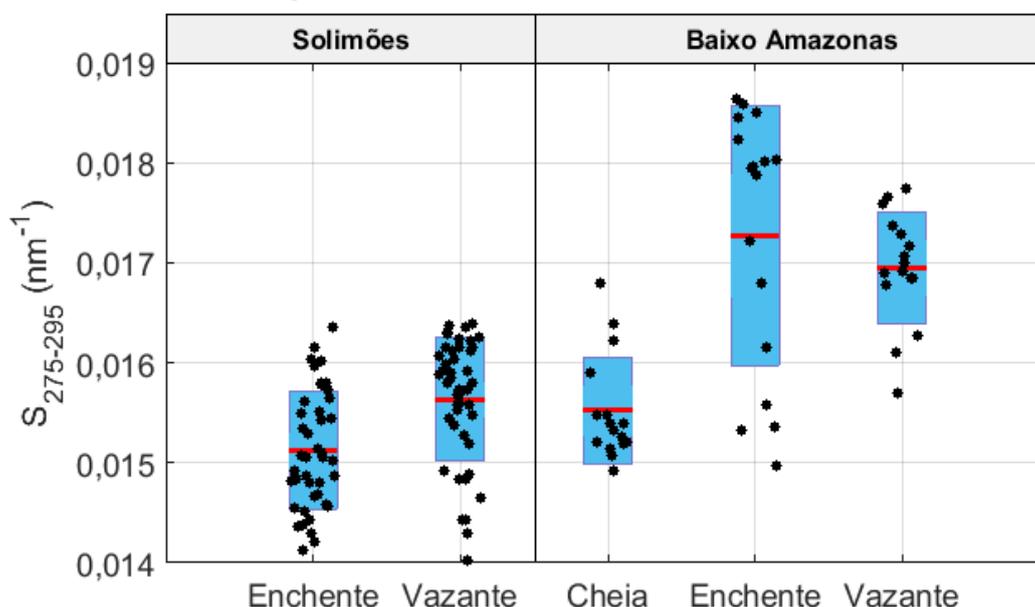
As linhas vermelhas representam a média mensal do $a_{\text{CDOM}}(440)$; os pontos pretos representam o valor $a_{\text{CDOM}}(440)$ em cada estação amostrada; e as caixas azuis representam o intervalo entre o primeiro e o terceiro quartil.

Fonte: Produção do autor.

Já nos lagos Mamirauá e Buabuí, cercados por floresta, na planície de inundação do Solimões, é observada uma relação contrária a descrita anteriormente. A provável causa dessa variabilidade é que no Solimões, a entrada de água do rio nos lagos durante a enchente acontece por meio do extravasamento de água da calha dos rios, que atravessa a floresta inundável em direção aos lagos. Esse processo favorece a entrada de matéria orgânica recente e de origem alóctone, a qual absorve mais radiação, resultando em maior valor de $a_{\text{CDOM}}(440)$.

Os valores de $S_{275-295}$ comprovam que durante a enchente no baixo Amazonas, a MOD tem menor peso molecular, pois os valores são maiores nesse período (Figura 4.14). Os valores de $S_{275-295}$ variam mais na região do baixo Amazonas do que no Solimões. A média mais baixa dos valores de $S_{275-295}$ é encontrada na enchente do Solimões e a maior na enchente do baixo Amazonas.

Figura 4.14 - Boxplot da variação sazonal do $S_{275-295}$ (nm^{-1}) na região do da planície de inundação do Solimões e do baixo Amazonas.

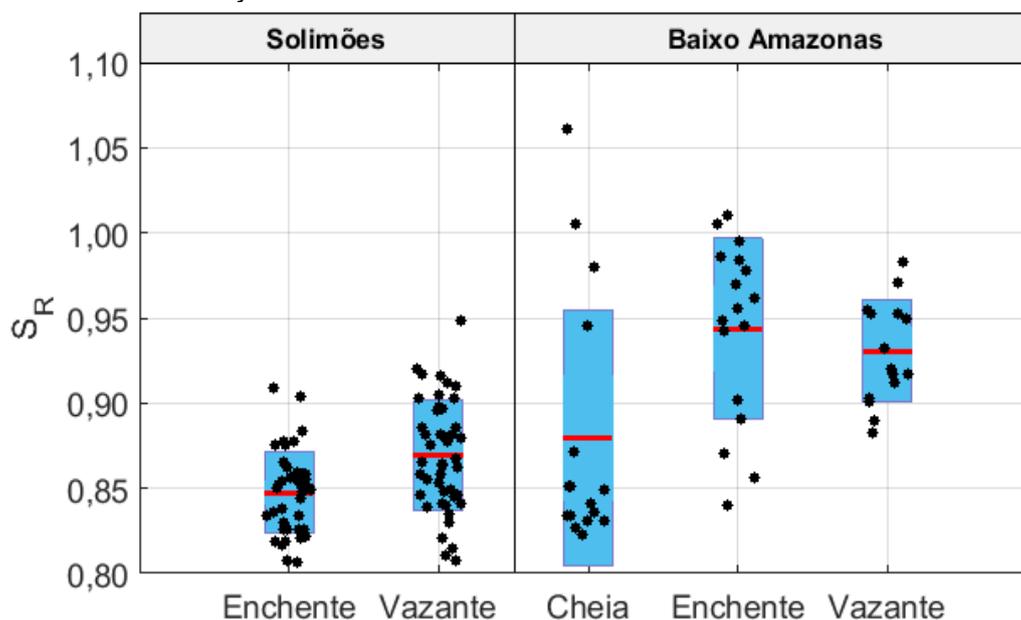


As linhas vermelhas representam a média do $S_{275-295}$; os pontos pretos representam o valor $S_{275-295}$ em cada estação amostrada; e as caixas azuis representam o intervalo entre o primeiro e o terceiro quartil.

Fonte: Produção do autor.

Como observado previamente (seção 4.1.2 e 4.2.2), os valores de S_R seguem a tendência dos de $S_{275-295}$ (Figura 4.15). Entretanto, é possível notar que na região do baixo Amazonas, na cheia, os valores são mais variáveis entre os pontos, principalmente pelos quatro pontos com maiores valores. Esses pontos pertencem ao Lago Grande. Nesse lago, a entrada de água de diferentes fontes dificulta as análises da provável causa do aumento desses valores, sendo necessários dados complementares.

Figura 4.15 - Boxplot da variação sazonal do S_R na região do da planície de inundação do Solimões e do baixo Amazonas.



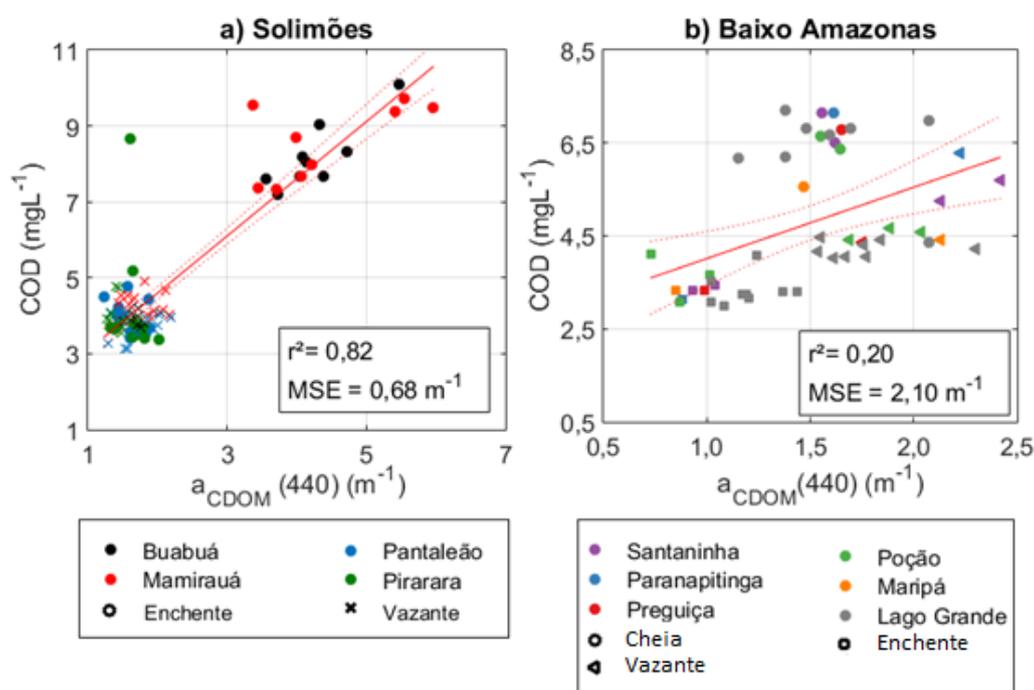
As linhas vermelhas representam a média do S_R ; os pontos pretos representam o valor S_R em cada estação amostrada; e as caixas azuis representam o intervalo entre o primeiro e o terceiro quartil.

Fonte: Produção do autor.

4.4 Relação entre a_{CDOM} e COD nos lagos da planície de inundação amazônica

A relação entre a_{CDOM} (440) e COD foi testada nos lagos da planície de inundação do Solimões e baixo Amazonas (Figura 4.16). Nos lagos da planície de inundação do Solimões (Figura 4.16a) a tendência linear entre as variáveis é forte ($r^2 = 0,82$). Entretanto, o valor da estatística é influenciado pela presença de dois *clusters*: um com altos valores de a_{CDOM} (440) ($>3 \text{ m}^{-1}$) e COD ($>6 \text{ mgL}^{-1}$) e outro com baixos valores de a_{CDOM} (440) e de COD. Nesse segundo *cluster*, para diferentes concentrações de COD é encontrado valores semelhantes de a_{CDOM} (440), o que resulta em baixo valor de correlação quando consideramos somente as amostras desse *cluster* ($r^2 = 0,002$). Dessa forma, o aumento na concentração de COD não necessariamente está resultando no aumento do a_{CDOM} dessas amostras.

Figura 4.16 – Correlação entre $a_{\text{CDOM}}(440)$ (m^{-1}) e COD (mgL^{-1}) para os lagos da planície de inundação do a) Solimões e b) baixo Amazonas.



A linha vermelha indica a relação linear traçada entre as variáveis e as duas linhas vermelhas pontilhadas representam o intervalo de confiança de 95%.

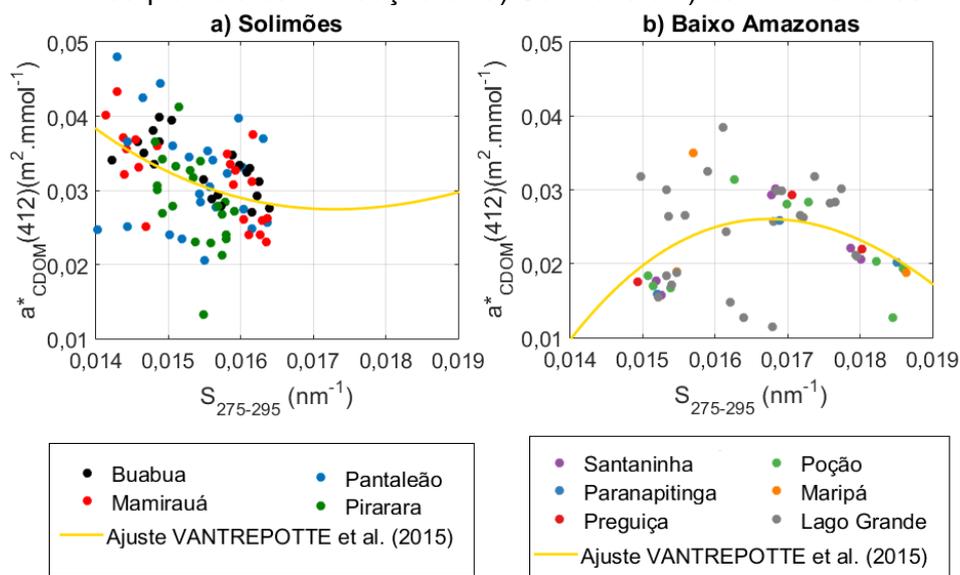
Fonte: Produção do autor.

Nos lagos da planície de inundação do baixo Amazonas (Figura 4.16b) a relação entre a_{CDOM} e COD quando considerado todas as fases da hidrógrafa mostra fraca tendência linear ($r^2 = 0,20$). Também ocorre a variação na concentração de COD para valores similares de $a_{\text{CDOM}}(440)$ em torno de $1,5 \text{ m}^{-1}$. Entretanto, quando são consideradas somente as fases de cheia e vazante, a tendência linear é mais significativa ($r^2 = 0,67$).

A relação não linear entre a_{CDOM} e COD pode ser resultado do fotobranqueamento e fotodegradação por reduzir a capacidade de absorção da CDOM e transformação do COD em carbono inorgânico dissolvido (VODACEK et al., 1997). A baixa cobertura de nuvens na região (MARTINS et al., 2017b) é um *proxy* para a indicação de que os processos de fotodegradação são intensos nas duas regiões. Esses resultados evidenciam a necessidade de

caracterizar a MOD de maneira mais qualitativa de modo a desenvolver modelos mais robustos de estimativa de COD via a_{CDOM} . Uma das formas de avaliar a qualidade da MOD é inserir a informação do $S_{275-295}$. A relação entre o a_{CDOM}^* (412) e $S_{275-295}$ (Equação 6 em VANTREPOTTE et al., 2015) foi testada para os lagos da planície de inundação do Solimões (Figura 4.17a) e para os lagos da planície de inundação do baixo Amazonas (Figura 4.17b).

Figura 4.17 - Correlação entre a_{CDOM}^* (412) ($m^2 \cdot mmol^{-1}$) e $S_{275-295}$ (nm^{-1}) para os lagos da planície de inundação do a) Solimões e b) baixo Amazonas.



A linha amarela indica o ajuste do modelo proposto por Vantrepotte et al., 2015 para cada conjunto de dados.

Fonte: Produção do autor.

O modelo de ajuste aos dados para os lagos da planície do Solimões (Equação 4.3) e para os lagos do baixo Amazonas (Equação 4.4) estão representados abaixo:

$$a_{CDOM}^* (412) = 1,04 \cdot (e^{-112,26 \cdot S_{275-295}} + e^{-25,33 \cdot S_{275-295}}) + 0,54 \quad (4.3)$$

$$a_{CDOM}^* (412) = 2,79 \cdot (e^{-29,59 \cdot S_{275-295}} + e^{-105,53 \cdot S_{275-295}}) - 1,20 \quad (4.4)$$

É esperado que quanto maior seja a_{CDOM}^* (412), menor seja o valor de $S_{275-295}$, pois moléculas de APM (menor $S_{275-295}$) absorvem mais radiação (maior a_{CDOM}^* (412)). No caso dos lagos da planície de inundação do Solimões a curva de

ajuste do modelo segue a tendência descrita, sugerindo que a baixa acurácia do modelo pode ser atribuída ao pequeno intervalo amostrado. No caso do estudo de Vantrepotte et al. (2015), realizado na região costeira com maior contraste de aportes de MOD e processos de fotodegradação, o intervalo de variação do $S_{275-295}$ está entre 0,010 e 0,025 nm^{-1} , enquanto que neste estudo o intervalo amostrado foi entre 0,014 e 0,019 nm^{-1} . Já nos lagos do baixo Amazonas, a curva de ajuste segue o padrão inverso ao da área anterior, indicando que não há correlação aparente entre a^*_{CDOM} (412) e COD.

4.5 Aplicabilidade dos modelos de sensoriamento remoto no estudo da MOD em lagos da planície de inundação Amazônica

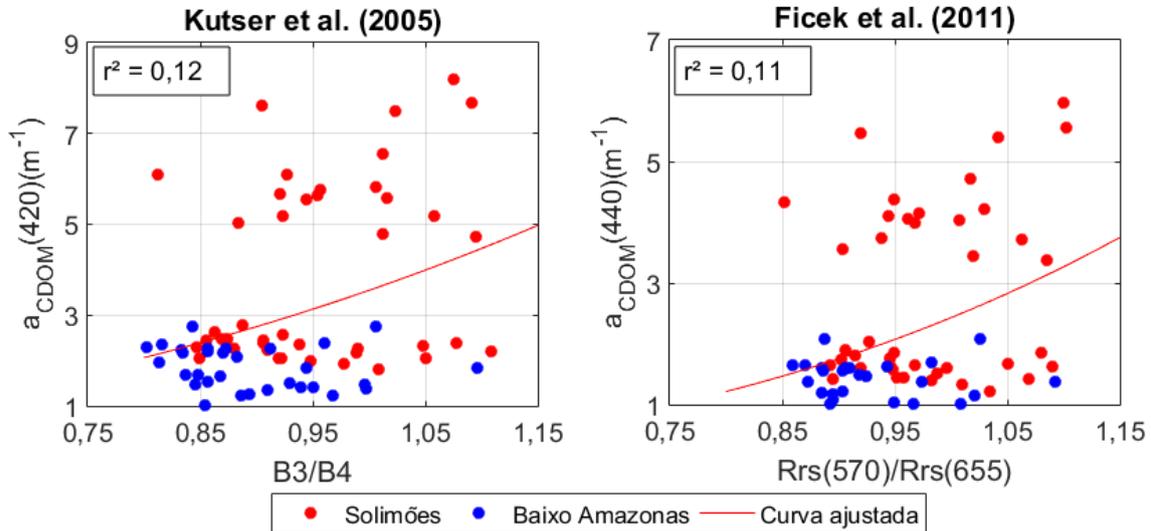
Neste tópico, primeiramente buscou-se aplicar modelos empíricos disponíveis na literatura para determinação do a_{CDOM} . Em segundo lugar, buscou-se desenvolver um modelo empírico específico para os lagos estudados devido à sua complexidade e particularidade.

4.5.1 Teste de modelos disponíveis na literatura para estimativa do a_{CDOM}

Kutser et al. (2005) propõem o uso de bandas na região do verde e vermelho para a estimativa do a_{CDOM} (420). Os resultados da regressão, utilizando todo o conjunto de dados, entre a razão de bandas simuladas, do MSI, 3 (528-602 nm) e 4 (645-685 nm) e a_{CDOM} (420) mostrou que não há um bom ajuste da função de potência para todo o conjunto de dados (Figura 4.18a).

O mesmo acontece com o modelo desenvolvido por Ficek et al. (2011) que relaciona a razão da R_{SR} em comprimentos de onda específicos, em 570 e 655 nm, com o a_{CDOM} (440). Os comprimentos de onda selecionados também estão na região do verde e vermelho e não é possível ajustar uma função de potência que seja significativa para correlacionar as variáveis (Figura 4.18b).

Figura 4.18 – Regressão entre a) razão de bandas proposta por KUTSER et al. (2005) e o $a_{CDOM}(420)$ e b) razão de comprimentos de onda proposta por FICEK et al. (2011) e $a_{CDOM}(440)$.



Fonte: Produção do autor.

É possível notar que os dois modelos testados não têm bom ajuste tanto na região do Solimões (pontos vermelhos Figura 4.18) quanto na região do baixo Amazonas (pontos azuis Figura 4.18). Apesar da razão entre as bandas do verde e vermelho normalmente apresentar bons resultados na estimativa de CDOM (CHEN et al., 2017), as bandas mais efetivas podem variar de uma região a outra por conta da interferência da alta concentração dos demais COAs (ZHU et al., 2014). Ambas as regressões apresentaram resultados parecidos, provavelmente por conta da utilização da razão de R_{SR} nas mesmas regiões. Dessa forma, nos lagos de planície de inundação Amazônica somente o uso da razão entre as bandas do verde e vermelho pode não ser suficiente para isolar a influência do a_{CDOM} na R_{SR} .

4.5.2 Desenvolvimento de um modelo para os lagos da planície de inundação para estimativa do a_{CDOM}

Por conta da singularidade da área de estudo, foi desenvolvido um modelo de sensoriamento remoto específico para os lagos da planície de inundação Amazônica. O modelo buscou selecionar bandas para isolar a influência do

a_{CDOM} dos demais COAs, especialmente do a_{NAP} (ver seção 3.2.5.2). O modelo foi calibrado via Monte Carlo e validado utilizando dados simulados de dois sensores com potencial de aplicação nos estudos da MOD, o OLI/ Landsat-8 e o MSI/ Sentinel-2A (TOMING et al., 2016; CHEN et al., 2017). Na tabela 4.3 estão os resultados da validação dos modelos. Abaixo são discutidos esses resultados e mostrado os gráficos de dispersão da validação.

Tabela 4.3 – Resumo dos resultados da validação do modelo para o sensor OLI/ Landsat-8 e MSI/ Sentinel-2A para diferentes conjuntos de dados.

Conjunto de dados	OLI/ Landsat-8		MSI/ Sentinel-2A	
	$a_{cdom}(440) = x \cdot e^{(B2/B3)} - (y \cdot e^{(B5/B4)} + z)$		$a_{cdom}(440) = x \cdot e^{(B2/B3)} - (y \cdot e^{(B6/B5)} + z)$	
	R ²	%NRMSE	R ²	%NRMSE
Todos os pontos	0,42	7,95	0,38	8,05
Todas as fases - Solimões	0,37	9,60	0,53	16,00
Enchente - Solimões	0,86	10,32	0,78	10,82
Todas as fases - baixo Amazonas	0,64	17,80	0,58	14,00
Enchente e cheia - baixo Amazonas	0,56	23,9	0,44	14,87

Fonte: Produção do autor.

4.5.2.1 Modelo OLI/ Landsat-8

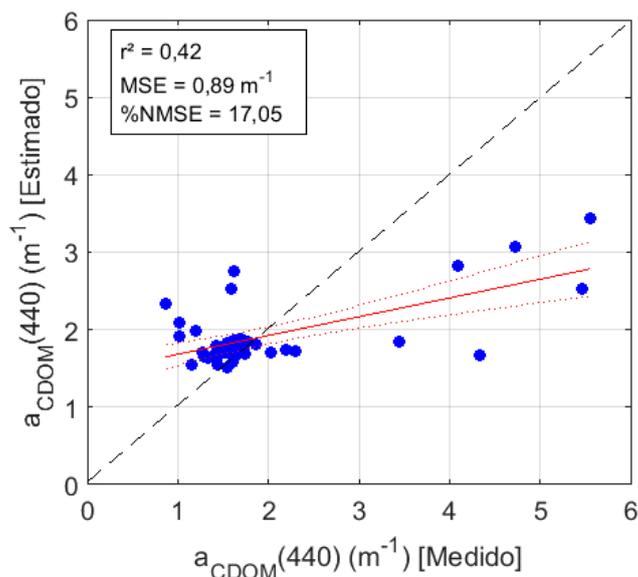
Primeiramente o modelo desenvolvido para o sensor OLI/ Landsat-8 foi aplicado a todo o conjunto de dados, englobando as duas áreas de estudo (136 amostras). O modelo mais representativo selecionado pelo método Monte Carlo ($MSE = 0,71 \text{ m}^{-1}$) está expresso na Equação 4.5.

$$a_{CDOM}(440) = 1,63 \cdot e^{(B2/B3)} + 0,86 \cdot e^{(B5/B4)} - 2,05 \quad (4.5)$$

Os resultados da validação do modelo mostram que todos os valores acima de 2 m^{-1} são subestimados, divergindo da linha 1:1 (Figura 4.19). Além disso o resultado da estatística (r^2) mostra que não há correlação linear significativa entre os valores estimados e medidos ($r^2=0,42$).

Na tentativa de melhor ajustar um modelo aos dados e verificar as potencialidades e fragilidades do mesmo, o conjunto de dados foi separado por área de estudo.

Figura 4.19 - Validação do modelo OLI/ Landsat-8: medido versus estimado de $a_{CDOM}(440)$ (m^{-1}) para todo conjunto de dados.



A linha sólida vermelha indica a linha de regressão entre valores medidos e estimados; as duas linhas vermelhas pontilhadas são o intervalo de confiança de 95%; e a linha tracejada preta é a linha 1:1.

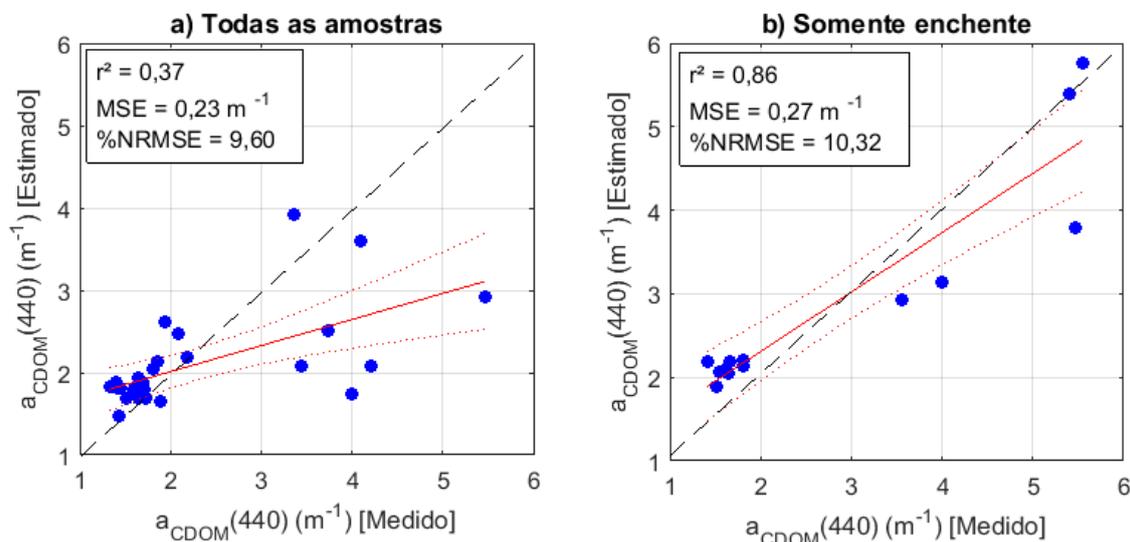
Fonte: Produção do autor.

O modelo para a planície de inundação do Solimões ($MSE = 0,83 m^{-1}$) está representado na Equação 4.6.

$$a_{CDOM}(440) = 0,34 \cdot e^{(B2/B3)} + 3,91 \cdot e^{(B5/B4)} - 3,10 \quad (4.6)$$

O resultado da validação mostrou que os valores acima de $2 m^{-1}$ ainda são subestimados (Figura 4.20a). A estatística de validação (r^2) mostrou que o modelo perdeu significância, quando comparado ao anterior que utilizava todo o conjunto de dados.

Figura 4.20 - Validação do modelo OLI/ Landsat-8: medido versus estimado de $a_{CDOM}(440)$ (m^{-1}) para a) todo conjunto de dados da planície do Solimões e b) somente para a enchente.



A linha sólida vermelha indica a linha de regressão entre valores medidos e estimados; as duas linhas vermelhas pontilhadas são o intervalo de confiança de 95%; e a linha tracejada preta é a linha 1:1.

Fonte: Produção do autor.

O modelo parametrizado somente para o período em que há correlação estatisticamente significativa entre a_{CDOM} e $S_{275-295}$, ou seja, na enchente, teve pior ajuste aos dados ($MSE = 0,74 m^{-1}$) (Equação 4.7).

$$a_{CDOM}(440) = 4,83 \cdot e^{(B2/B3)} + 1,32 \cdot e^{(B5/B4)} - 4,56 \quad (4.7)$$

Entretanto, o resultado da validação deste modelo foi melhor, obtendo valor de r^2 de 0,86 (Figura 4.20b). A linha de tendência linear entre os valores medidos e estimados também se aproxima da linha 1:1. Esses resultados sugerem que durante os meses da enchente é possível estimar o $a_{CDOM}(440)$ nos lagos a partir de imagens do sensor OLI/ Landsat-8 com certa acurácia.

Nessa região já foi demonstrado que o pulso de inundação afeta as propriedades ópticas dos lagos entre as fases da hidrógrafa (JORGE et al., 2017a). Esse resultado demonstra que durante a enchente, período em que foi

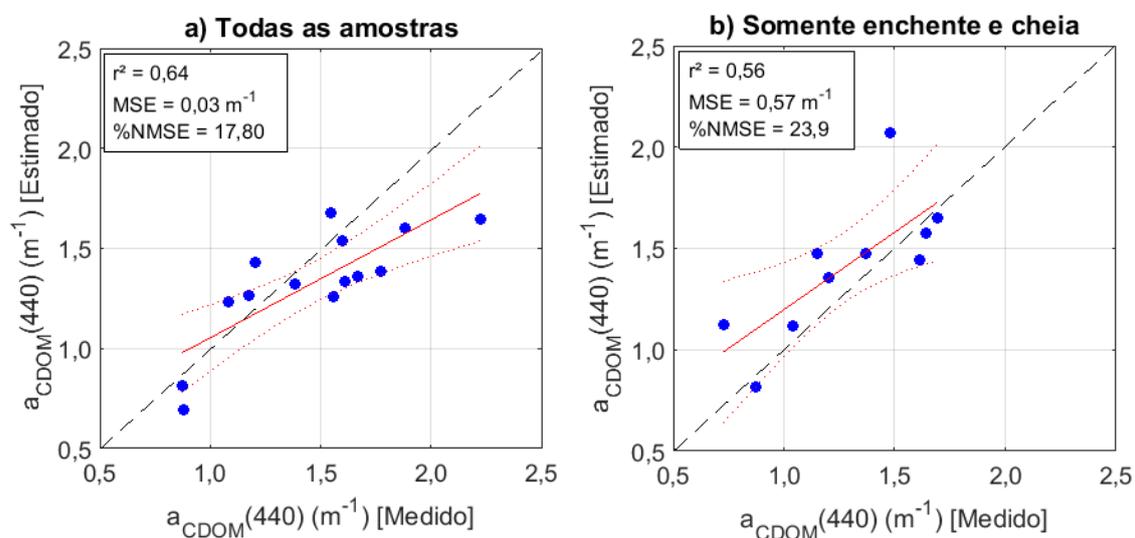
amostrado o maior intervalo de valores do $a_{CDOM}(440)$, é possível estimar o $a_{CDOM}(440)$ nos lagos estudados na planície de inundação do Solimões.

Na região do baixo Amazonas, o modelo ajustado aos dados dessa região (MSE=0,09 m^{-1}) está expresso na Equação 4.8:

$$a_{CDOM}(440) = -4,93 \cdot e^{(B2/B3)} + 1,40 \cdot e^{(B5/B4)} - 8,25 \quad (4.8)$$

O resultado do modelo aplicado a todo o conjunto de dados dessa região apesar de não apresentar bons resultados de estatística (Figura 4.21a), se mostra encorajador. Isso porque o intervalo amostrado de $a_{CDOM}(440)$ é baixo nessa área de estudo e os valores não ultrapassam 2,2 m^{-1} . Além da dificuldade de ajustar modelos em conjuntos de dados com baixa variação, essa faixa de a_{CDOM} tem se mostrado uma das mais difíceis em se estabelecer uma correlação, sendo que a maioria dos modelos superestima os valores (ZHU et al., 2014).

Figura 4.21 - Validação do modelo OLI/ Landsat-8: medido versus estimado de $a_{CDOM}(440)$ (m^{-1}) para a) todo conjunto de dados da planície do baixo Amazonas e b) somente para a enchente e cheia.



A linha sólida vermelha indica a linha de regressão entre valores medidos e estimados; as duas linhas vermelhas pontilhadas são o intervalo de confiança de 95%; e a linha tracejada preta é a linha 1:1.

Fonte: Produção do autor.

Na região do baixo Amazonas, a relação estatisticamente significativa entre $a_{CDOM}(440)$ e $S_{275-295}$ foi traçada para a cheia e enchente. O modelo calibrado para essas fases teve ajuste melhor aos dados ($MSE=0,06\text{ m}^{-1}$) (Equação 4.9)

$$a_{CDOM}(440) = -3,89 \cdot e^{(B2/B3)} + 0,64 \cdot e^{(B5/B4)} - 7,36 \quad (4.9)$$

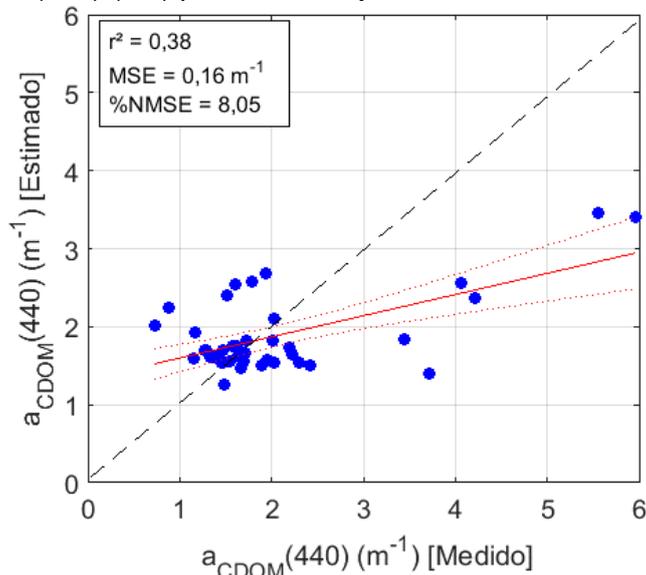
O modelo aplicado aos dados de cheia e enchente do baixo Amazonas resultou em valores de estatística piores (Figura 4.21b) do que quando aplicado as três fases amostradas nessa região. O pior desempenho do modelo pode ser por conta do intervalo ainda menor amostrado nessas duas fases.

O mesmo processo descrito anteriormente foi aplicado aos dados do sensor MSI/ Sentinel-2A. O modelo desenvolvido para este sensor utiliza as bandas 2 ($\lambda_{cc} = 490\text{ nm}$), 3 ($\lambda_{cc} = 560\text{ nm}$), 5 ($\lambda_{cc} = 705\text{ nm}$) e 6 ($\lambda_{cc} = 740\text{ nm}$). Após a aplicação do Monte Carlo, o modelo mais representativo quando ajustado a todo o conjunto de dados ($MSE = 0,77\text{ m}^{-1}$) foi selecionado (Equação 4.10).

$$a_{CDOM}(440) = 1,94 \cdot e^{(B2/B3)} + 0,71 \cdot e^{(B6/B5)} - 2,80 \quad (4.10)$$

A validação desse modelo obteve um r^2 mais baixo ($r^2=0,38$) do que o encontrado para o modelo do OLI/ Landsat-8 ($r^2=0,42$) (Figura 4.22). Assim como no caso do outro sensor, é possível observar que grande parte do conjunto de dados tem um valor de $a_{CDOM}(440)$ abaixo de 2 m^{-1} . Além disso, os valores estimados e medidos divergem da linha 1:1, sendo a maioria dos valores subestimados.

Figura 4.22 - Validação do modelo MSI/ Sentinel-2A: medido versus estimado de $a_{CDOM}(440)$ (m^{-1}) para todo conjunto de dados.



A linha sólida vermelha indica a linha de regressão entre valores medidos e estimados; as duas linhas vermelhas pontilhadas são o intervalo de confiança de 95%; e a linha tracejada preta é a linha 1:1.

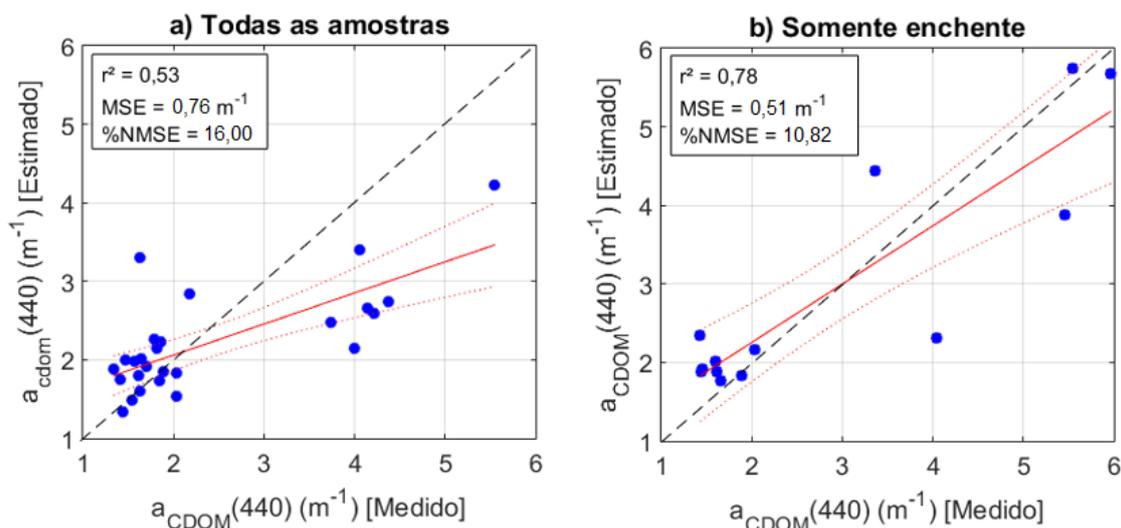
Fonte: Produção do autor.

O modelo desenvolvido com os dados da planície de inundação do Solimões obteve ajuste pior do que o modelo para todo conjunto de dados ($MSE = 0,81 m^{-1}$) (Equação 4.11).

$$a_{CDOM}(440) = -0,60 \cdot e^{(B2/B3)} + 4,11 \cdot e^{(B6/B5)} - 2,62 \quad (4.11)$$

Entretanto, os resultados da validação (Figura 4.23a) mostram uma melhora em relação a correlação entre valores estimados e medidos ($r^2=0,53$), apesar de que os valores ainda ficam longe da linha 1:1. No geral, o modelo superestima os valores abaixo de $2 m^{-1}$ e superestima os valores acima desse limiar. Esse modelo obteve resultado melhores quando aplicado aos dados do sensor MSI/ Sentinel-2A do que aos dados do sensor OLI/ Landsat-8.

Figura 4.23 - Validação do modelo MSI/ Sentinel-2: medido versus estimado de $a_{CDOM}(440)$ (m^{-1}) para a) todo conjunto de dados da planície do Solimões e b) somente para a enchente.



A linha sólida vermelha indica a linha de regressão entre valores medidos e estimados; as duas linhas vermelhas pontilhadas são o intervalo de confiança de 95%; e a linha tracejada preta é a linha 1:1.

Fonte: Produção do autor.

Também foi testado um modelo somente para o conjunto de dados da planície do Solimões durante e enchente, período esse em que há correlação entre $a_{CDOM}(440)$ e $S_{275-295}$. O modelo para os dados da enchente ($MSE = 0,65 m^{-1}$) nessa região é expresso na Equação 4.12:

$$a_{CDOM}(440) = 4,39 \cdot e^{(B2/B3)} + 0,59 \cdot e^{(B6/B5)} - 6,67 \quad (4.12)$$

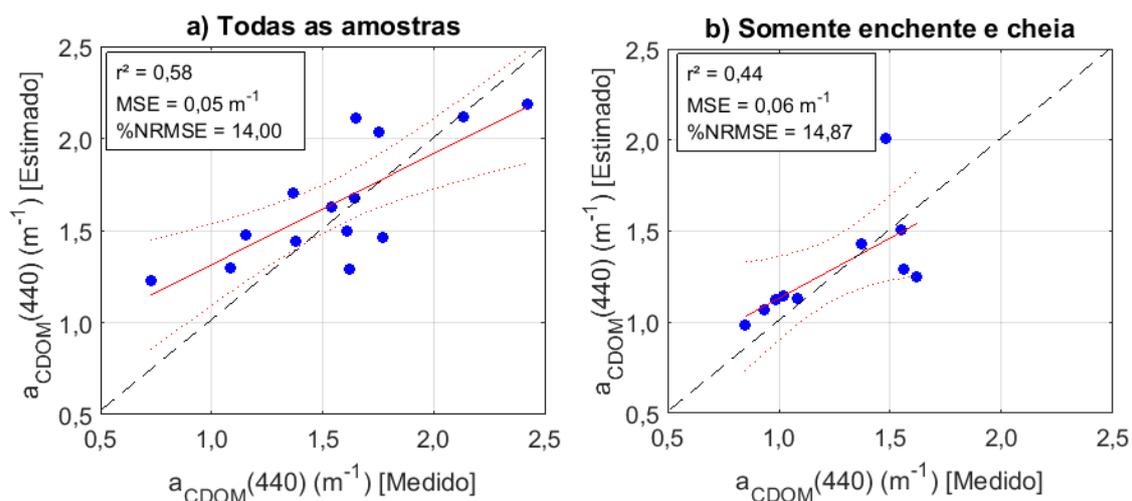
Assim como no caso do sensor OLI/ Landsat-8, a validação do modelo (Figura 4.23b) mostra que os parâmetros estatísticos (r^2 , MSE e $\%NRMSE$) apresentam boa precisão nas estimativas de $a_{CDOM}(440)$. Além disso, os valores estimados estão bem próximos aos medidos.

Nos lagos da planície de inundação do baixo Amazonas, o modelo ajustado a todo o conjunto de dados ($MSE = 0,08 m^{-1}$) está expresso na Equação 4.13:

$$a_{CDOM}(440) = -5,28 \cdot e^{(B2/B3)} + 0,94 \cdot e^{(B6/B5)} + 9,82 \quad (4.13)$$

Assim como no caso do sensor OLI/ Landsat-8 a validação desse modelo possui resultados encorajadores (Figura 4.24a).

Figura 4.24 - Validação do modelo Sentinel-2A: medido versus estimado de $a_{CDOM}(440)$ (m^{-1}) para a) todo conjunto de dados da planície do baixo Amazonas e b) somente para a enchente e cheia.



A linha sólida vermelha indica a linha de regressão entre valores medidos e estimados; as duas linhas vermelhas pontilhadas são o intervalo de confiança de 95%; e a linha tracejada preta é a linha 1:1.

Fonte: Produção do autor.

Com base na relação encontrada entre $a_{CDOM}(440)$ e $S_{275-295}$ na cheia e enchente, o modelo para estimativa de a_{CDOM} também foi ajustado utilizando somente os dados desses dois meses. O modelo selecionado pelo método Monte Carlo teve ajuste melhor do que o anterior ($MSE = 0,06 m^{-1}$) (Equação 4.14).

$$a_{cdom}(440) = -3,72 \cdot e^{(B2/B3)} + 0,25 \cdot e^{(B6/B5)} + 7,88 \quad (4.14)$$

Assim como no caso do sensor OLI/ Landsat-8 os resultados da validação mostram que o modelo perdeu significância quando ajustado somente a esse período (Figura 4.24b).

Nos lagos da planície de inundação do Solimões, para a fase da enchente, os dois sensores mostraram potencial de aplicação, demonstrando que o a_{CDOM}

pode ser estimado como *proxy* para a estimativa de $S_{275-295}$ nessa fase. Já nos lagos estudados da região do baixo Amazonas, não foi possível encontrar um modelo de ajuste estatisticamente significativo para os dois sensores. Alguns dos possíveis fatores que dificultam o ajuste de um modelo significativo a região são: 1) o baixo intervalo amostrado; e 2) altas concentrações de outros COAS, especialmente TSS. O TSS além de absorver radiação de maneira semelhante à CDOM espalha muito, aumentando a R_{sr} no verde e vermelho, dificultando a separação da CDOM (KIRK, 2011). Com isso pode também explicar o desempenho inadequado da subtração da entre as inclinações do vermelho e infravermelho, uma vez que os coeficientes da equação para esta razão apresentaram sinal negativo. Em ambientes onde ocorre a dominância de TSS, como no caso dos lagos da planície de inundação do baixo Amazonas, essa separação se torna ainda mais desafiadora por conta da dominância de resposta do TSS sobre a de CDOM. Além disso, o modelo foi baseado na absorção insignificante de fitoplâncton, o que não ocorre na planície do baixo Amazonas, principalmente durante a enchente e vazante, em que podem ser observadas altas concentrações de clorofila-a (Tabela 3.2).

5 CONCLUSÃO

O presente estudo indica que o uso dos índices ópticos, a_{CDOM} e $S_{275-295}$, proporcionou uma compreensão mais profunda sobre as conexões entre o pulso de inundação dos rios e as propriedades da MOD dos lagos da planície de inundação Amazônica. As análises do a_{CDOM} (440) provaram estar ligadas às fases da hidrógrafa, à distribuição e à conexão dos lagos com os rios em ambas as regiões.

A inundação dos rios Solimões e Japurá representa um importante fator na distribuição espacial das propriedades MOD na planície de inundação do Solimões. Os lagos rodeados por florestas inundável, que não estão diretamente ligados aos rios principais, recebem MOD predominantemente alóctone, composta por carbono aromático, caracterizada por maiores valores de a_{CDOM} (440) durante a fase de enchente. Lagos ligados ao rio Japurá, não apresentaram diferenças significativas nos valores de a_{CDOM} (440) entre enchente e vazante. Na verdade, durante a fase de vazante, não há diferenças nos valores de a_{CDOM} (440) entre os lagos estudados na planície de inundação do Solimões.

Na planície de inundação do baixo Amazonas, não há diferenças significativas dos valores de a_{CDOM} (440) entre os lagos. Somente há diferença entre as fases de enchente e vazante. Durante a enchente, a MOD presente na planície é originada da decomposição e senescência de plantas aquática e apresenta menor peso molecular, enquanto que na cheia e vazante a MOD é produzida na planície e exportada para o rio.

$S_{275-295}$ foi útil para distinguir propriedades da MOD, como peso molecular e fonte. A forma da curva do a_{CDOM} também indicou a origem da MOD de forma semelhante ao $S_{275-295}$. Os processos de degradação da MOD, especialmente os que são regulados pela disponibilidade de luz (fotodegradação) também são intensos na área de estudo, limitando a identificação da fonte e exigindo o

desenvolvimento de novas abordagens para o estudo das características da MOD a partir de suas propriedades ópticas.

Os valores amostrados de $a_{\text{CDOM}}(440)$ em ambas as regiões são baixos, exceto pelos de Buabuí e Mamirauá durante a enchente. Dessa forma, na comparação dos resultados das duas regiões, a importância da floresta de inundação como fonte de MOD alóctone para os lagos foi ressaltada.

A análise da relação entre a_{CDOM} e COD indicou que mudanças na qualidade da MOD influenciam nessa relação. O fotobranqueamento e a origem, tanto do COD como da MOD, aparentam ser fatores-chaves nessa relação, sugerindo a necessidade de pesquisas para explorar novos tipos de índices integrando tanto as propriedades espectrais ópticas como os dados de sensoriamento remoto.

Os resultados indicaram que o $a_{\text{CDOM}}(440)$ pode ser usado como proxy do $S_{275-295}$ como uma ferramenta para explorar as propriedades de MOD durante a enchente, em ambas as áreas de estudo, e na cheia, nos lagos da planície de inundação do baixo Amazonas. Apesar de o novo modelo para estimativa de $a_{\text{CDOM}}(440)$ via R_{SR} ter um ajuste local e sazonal, este mostrou resultados melhores do que os disponíveis na literatura e demonstrou potencial de aplicação tanto para o sensor MSI/ Sentinel-2A quanto para o sensor OLI/ Landsat-8 nas áreas de estudo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AFFONSO, A. G.; QUEIROZ, H. L.; NOVO, E. M. L. D. M. Limnological characterization of floodplain lakes in Mamirauá Sustainable Development Reserve, Central Amazon (Amazonas State, Brazil). **Acta Limnologica Brasiliensia**, Rio Claro, v.23, n.1, p. 95–108, 2011.

AFFONSO, A. G. **Relação entre parâmetros ambientais e a densidade de Pirarucu nos lagos de várzea de Mamirauá: uma análise multi-sensor**. 2012. 173 p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Especiais, São José dos Campos, 2012.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). **Hidroweb**. Disponível em: <<http://www.snirh.gov.br/hidroweb/>>. Acesso em: 25 jan. 2018.

AGÊNCIA ESPACIAL EUROPEIA - EUROPEAN SPACE AGENCY (ESA). **User guides**. Disponível em: <<https://earth.esa.int/web/sentinel/user-guides/sentinel-2-msi/resolutions/spatial>> Acesso em: 23 jun. 2017.

AIKEN, G.; COTSARIS, E. Soil and hydrology: their effect on NOM. **Journal of American Water Works Association**, v. 87, n. 1, p. 36–45, 1995.

ALMEIDA, F. F.; MELO, S. Limnological considerations about an Amazonian floodplain lake (Catalão lake - Amazonas State, Brazil). **Acta Scientiarum. Biological Sciences**, v. 31, n. 4, p. 387-395, 2009.

AMADO, M. A.; FARJALLA, V. F.; ESTEVES, F. A.; BOZELLI, L. R.; ROLAND, F.; ENRICH-PRAST, A. Complementary pathways of dissolved organic carbon removal pathways in clear-water Amazonian ecosystems: photochemical degradation and bacterial uptake. **Microbiology Ecology**, v. 56, p. 8-17, 2006.

AMARAL, J. H. F. **Fotodegradação e degradação microbiana da matéria orgânica dissolvida no baixo Rio Negro, Amazônia Central**. 2010. 64 p. Dissertação (Mestrado em Ciências Biológicas) – Instituto Nacional de Pesquisas Amazonicas, Manaus, 2010.

AMON, R. M. W.; BENNER, R. Bacterial utilization of different size classes of dissolved organic matter. **Limnology and Oceanography**, v. 41, p. 41–51, 1996.

ARCHER, D. Carbon cycle: checking the thermostat. **Nature Geoscience**, v.1, p. 289–290, 2008.

ARRAUT, E. M.; MARMONTEL, M.; MANTOVANI, J. E.; NOVO, E. M. L. M., MACDONALD, D. W.; KENWARD, R. E. The lesser of two evils: seasonal

migrations of Amazonian manatees in the Western Amazon. **Journal of Zoology**, v. 280, p. 247–256, 2010.

AUGUSTO-SILVA, P. B.; OGASHAWARA, I.; BARBOSA, C. C. F.; SANDER DE CARVALHO, L. A.; JORGE, D. S. F.; FORNARI, C. I.; STECH, J. L. Analysis of MERIS reflectance algorithms for estimating chlorophyll-a concentration in a Brazilian reservoir. **Remote Sensing**, v.6, p. 11689–11707, 2014.

AYRES, J. M. **As matas de várzea do Mamirauá: médio Rio Solimões**. Brasília: MCT- CNPq; Sociedade Civil Mamirauá, 1995.

BABIN, M.; STRAMSKI, G. M.; FERRARI, H.; CLAUSTRE, A.; BRICAUD, G. Variations in the light absorption coefficients of phytoplankton, nonalgal particles, and dissolved organic matter in coastal waters around Europe. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, p. 3211, 2003.

BARBARISI, B.F. **Integração de imagens MODIS e de dados censitários na avaliação do impacto da pecuária sobre o estado trófico de sistemas aquáticos do baixo Amazonas**. 2010, 150 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.

BARBOSA, C.C.F. **Sensoriamento remoto da dinâmica da circulação da água do sistema planície de Curuai / Rio Amazonas**. 2005, 287p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005.

BERTILSSON, S.; TRANVIK, L. J. Photochemical transformation of dissolved organic matter in lakes. **Limnology and Oceanography**, v. 45, p. 753–762, 2000.

BITTENCOURT, M. M.; AMADIO, S.A. Proposta para identificação rápida dos períodos hidrológicos em áreas de várzea do rio Solimões-Amazonas nas proximidades de Manaus. **Acta Amazonia**, v. 37, p. 303–308, 2007.

BONNET, M.P.; BARROUX, G.; MARTINEZ, J.M.; SEYLER, F.; MOREIRA-TURQ, P.; COCHONNEAU, G.; MELACK, J.M.; BOAVENTURA, G., MAURICE-BOURGOIN, L.; LÉON, J.G.; ROUX, E.; CALMANT, S.; KOSUTH, P., GUYOT, J.L.; SEYLER, P., 2008. Floodplain hydrology in an Amazon floodplain lake (Lago Grande de Curuai). **Journal of Hydrology**, v. 349, p. 18–30, 2008.

BOURGOIN, L.M.; BONNET, M.P.; MARTINEZ, J.M.; KOSUTH, P.; COCHONNEAU, G.; MOREIRA-TURCQ, P.; GUYOT, J.L.; VAUCHEL, P.; FILIZOLA, N.; SEYLER, P. Temporal dynamics of water and sediment exchanges between the Curuai floodplain and the Amazon River, Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 335, p. 140–156, 2007.

BREZONIK, P.L.; OLMANSON, L.G.; FINLAY, J.C.; BAUER, M.E. Factors affecting the measurement of CDOM by remote sensing of optically complex inland waters. **Remote Sensing of Environment**, v. 157, p. 199–215, 2015.

BRICAUD, A.; MOREL, A.; PRIEUR, L. Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains. **Limnology and Oceanography**, v. 26, p. 43–53, 1981.

BROWN, M. Transmission spectroscopy examinations of natural waters. **Estuarine and Coastal Marine Science**, v. 5, p. 309–317, 1977.

BUKATA, R. P. J.; JEROME, J. H.; KONDRATYEV, K. Y.; POZDNYAKOV, D. V. **Optical properties and remote sensing of inland and coastal waters**. Boca Taton, Florida: CRC Press LCC, 1995, 362 p.

CAPBELL, N. A.; REECE, J. B. **Biology**. San Francisco: Pearson Benjamin Cummings, 2005.

CAMPHORA, V. P. **Índice de antropização da várzea amazônica: uma proposta metodológica de integração de dados censitários e de sensoriamento remoto**. 2016, 150 p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.

CARDER, K. L.; HAWES, S.; BAKER, K.; SMITH, R.; STEWARD, R., MITCHELL, B. Reflectance model for quantifying chlorophyll a in the presence of productivity degradation products. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, p. 20599–20611, 1991.

CARVALHO, M.L. **Alimentação do tambaqui jovem (Colossoma macropomum Cuvier, 1818) e sua relação com a comunidade zooplanktonica do Lago Grande-Manaquiri, Solimoes-AM**. Manaus: INPA/FUA, 1981. 90 p.

CASTELLO, L.; VIANA, J.P.; WATKINS, G.; PINEDO-VASQUEZ, M.; LUZADIS, V.A. Lessons from integrating fishers of arapaima in small-scale fisheries management at the mamirauá reserve, amazon. **Environmental Management**, v. 43, p. 197–209, 2009.

CHEN, J.; ZHU, W.-N.; TIAN, Y.Q.; YU, Q.; Estimation of colored dissolved organic matter from Landsat-8 imagery for complex inland water: case study of Lake Huron. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 55, n. 4, p. 1–12, 2017a.

COBLE, P.G. Marine optical biogeochemistry: the chemistry of ocean color. **Chemical Reviews**, v. 107, p. 402–418, 2007.

COLE, J.J.; PRAIRIE, Y.T.; CARACO, N.F.; MCDOWELL, W.H.; TRANVIK, L.J.; STRIEGL, R.G.; DUARTE, C.M.; KORTELAINE, P.; DOWNING, J.A.;

MIDDELBURG, J.J.; MELACK, J. Plumbing the global carbon cycle: integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. **Ecosystems**, v. 10, p. 171–184, 2007.

DALMAGRO, H.J.; JOHNSON, M.S.; DE MUSIS, C.R.; LATHUILLIÈRE, M.J.; GRAESSER, J.; PINTO-JÚNIOR, O.B.; COUTO, E.G. Spatial patterns of DOC concentration and DOM optical properties in a Brazilian tropical river-wetland system. **Journal of Geophysical Research Biogeosciences**, v. 122, n. 8, p. 1883–1902, 2017.

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**, v.112, p. 836–844, 2008.

DEL CASTILLO, C. Remote sensing of organic matter in coastal waters. In: MILLER, R. L.; DEL CASTILLO, C. E.; MCKEE, B. A. (Eds.). **Remote sensing of coastal aquatic environments: technologies, techniques and applications**. Dordrecht, The Netherlands: Springer, 2005. p.157-180.

DEL VECCHIO, R.; N. V. BLOUGH. Spatial and seasonal distribution of chromophoric dissolved organic matter and dissolved organic carbon in the Middle Atlantic Bight. **Marine Chemistry**, v. 89, p. 169–187, 2004.

EDZWALD, J. K.; TOBIASON, J. E. Chemical principles source water composition and watershed protection. In: EDZWALD, J. K. (Ed.). **Water quality & treatment: a handbook on drinking water**. Colorado: McGraw-Hill, 2010. 1696p.

ERTEL, J.R.; HEDGES, J.I.; DEVOL, A.H.; RICHEY, J.E.; RIBEIRO, M. N. B. Dissolved humic substances of the Amazon River system. **Limnology and Oceanography**, v. 31, p. 739–754, 1986.

EVANS, C. D.; MONTEITH, D. T.; COOPER, D. M. Long-term increases in surface water dissolved organic carbon: observations, possible causes and environmental impacts. **Environmental Pollution**, v. 137, n. 1, p. 55–71, 2005.

FARJALLA, V. F.; AMADO, A. M.; SUHETT, A. L.; MEIRELLES-PEREIRA, F. DOC removal paradigms in highly humic aquatic ecosystems. **Environmental Science and Pollution Research**, v. 16, n. 5, p. 531-538, 2009.

FARMER, C.; HANSELL, D. Determination of dissolved organic carbon and total dissolved nitrogen in sea water. In: DICKSON, A.G.; SABINE, C.L.; CHRISTIAN, J. R. (Eds.). **Guide to best practices for ocean CO₂ measurements**. Sidney: North Pacific Marine Science Organization, 2007. p. 191.

- FERREIRA-FERREIRA, J.; SILVA, T. S. F.; STREHER, A. S.; AFFONSO, A. G.; DE ALMEIDA FURTADO, L. F.; FORSBERG, B. R.; VALSECCHI, J.; QUEIROZ, H. L.; NOVO, E. M. L. M. Combining ALOS/PALSAR derived vegetation structure and inundation patterns to characterize major vegetation types in the Mamirauá Sustainable Development Reserve, Central Amazon floodplain, Brazil. **Wetlands Ecology and Management**, v. 23, n. 1, p. 41-59, 2015.
- FICEK, D.; ZAPADKA, T.; DERA, J. Remote sensing reflectance of pomeranian lakes and the baltic. **Oceanologia**, v. 53, n. 4, p. 959–970, 2011.
- FICHOT, C. G.; BENNER, R. A novel method to estimate DOC concentrations from CDOM absorption coefficients in coastal waters. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 3, L03610, 2011.
- FICHOT, C. G.; BENNER, R. The spectral slope coefficient of chromophoric dissolved organic matter ($S_{275-295}$) as a tracer of terrigenous dissolved organic carbon in river-influenced ocean margins. **Limnology and Oceanography**, v. 57, n.5, p.1453-1466, 2012.
- FICHOT, C. G.; KAISER, K.; HOOKER, S. B.; AMON, R. M. W.; BABIN, M.; BÉLANGER, S.; WALKER, S. A; BENNER, R. Pan-arctic distributions of continental runoff in the arctic ocean. **Scientific Reports**, v. 3, p. 1053, 2013.
- FICHOT, C. G.; LOHRENZ, S. E.; BENNER, R. Pulsed, cross-shelf export of terrigenous dissolved organic carbon to the Gulf of Mexico. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 119, n. 2, p. 1176-1194, 2014.
- FURTADO, L.F.D.A.; SILVA, T.S.F.; FERNANDES, P.J.F.; NOVO, E.M.L.D.M. Land cover classification of Lago Grande de Curuai floodplain (Amazon, Brazil) using multi-sensor and image fusion techniques. **Acta Amazonica**, v. 45, p. 195–202, 2015.
- GREEN, S. A.; BLOUGH, N. V. Optical absorption and fluorescence properties of chromophoric dissolved organic matter in natural waters. **Limnology and Oceanography**, v. 39, p. 1903–1916, 1994.
- GRIFFIN, C. G.; FREY, K. E.; ROGAN, J.; HOLMES, R. M. Spatial and interannual variability of dissolved organic matter in the Kolyma River, East Siberia, observed using satellite imagery. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 116, n. G3, G03018, 2011.
- HANSEN, A. M.; KRAUS, T. E. C.; PELLERIN, B. A.; FLECK, J. A.; DOWNING, B. D.; BERGAMASCHI, B. A. Optical properties of dissolved organic matter (dom): effects of biological and photolytic degradation. **Limnology and Oceanography**, v. 61, n. 3, p. 1015–1032, 2016.

HANSELL, D.A.; CARLSON, C.A.; REPETA, D.J.; SCHLITZER, R. Dissolved organic matter in the ocean: A controversy stimulates new insights. **Oceanography**, v. 22, p.202–211, 2009.

HEDGES, J. I.; COWIE, G. L.; RICHEY, J. E.; QUAY, P. D.; BENNER, R.; STROM, M.; FORSBERG, B. R. Origins and processing of organic matter in the amazon river as indicated by carbohydrates and amino acids. **Limnology and Oceanography**, v. 39, n. 4, p. 743–761, 1994.

HEDGES, J.I.; CLARK, W.A.; QUAY, P.D.; RICHEY, J.E.; DEVOL, A.H.; SANTOS, U.D.M. Compositions and fluxes of particulate organic material in the Amazon River. **Limnology and Oceanography**, v. 31, p. 717–738, 1986.

HELMS, J. R.; STUBBINS, A.; PERDUE, E. M.; GREEN, N. W.; CHEN, H.; MOPPER, K. Photochemical bleaching of oceanic dissolved organic matter and its effect on absorption spectral slope and fluorescence. **Marine Chemistry**, v. 155, p. 81–91, 2013.

HELMS, J. R.; STUBBINS, A.; RITCHIE, J. D.; MINOR, E. C.; KIEBER, D. J.; MOPPER, K. Absorption spectral slopes and slope ratios as indicators of molecular weight, source, and photobleaching of chromophoric dissolved organic matter. **Limnology and Oceanography**, v. 53, n. 3, p. 955–969, 2008.

HESTIR, E.L.; BRANDO, V.; CAMPBELL, G.; DEKKER, A.; MALTHUS, T. The relationship between dissolved organic matter absorption and dissolved organic carbon in reservoirs along a temperate to tropical gradient. **Remote Sensing of Environment**, v. 156, p.395–402, 2015.

HOBBIE, J.E. A comparison of the ecology of planktonic bacteria in fresh and salt-water. **Limnology and Oceanography**, v. 33, p. 750–764, 1988.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA – INMET. **Série histórica de dados mensais**. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/projetos/rede/pesquisa/inicio.php>>. Acesso em: 03 jul. 2016.

INSTITUTO DE DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL DE MAMIRAUÁ. **Banco de dados fluviométricos da Reserva de Desenvolvimento Sustentável de Mamirauá**. Disponível em: < <http://mamiraua.org.br/pt-br/pesquisa-e-monitoramento/monitoramento/fluviometrico/>>. Acesso em: 23 jul. 2017.

JAFFÉ, R.; MCKNIGHT, D.; MAIE, N.; CORY, R.; MCDOWELL, W. H.; CAMPBELL, J. L. Spatial and temporal variations in DOM composition in ecosystems: the importance of long-term monitoring of optical properties. **Journal of Geophysical Research Biogeoscience**, v. 113, G04032, 2008.

JORGE, D.S.F.; BARBOSA, C.C.F.; AFFONSO, A.G.; NOVO, E.M.L.M. Spatial-temporal characterization of optical properties of 4 lakes in the Mamirauá Sustainable Development Reserve - AM (MSDR). In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 18., 2017, Santos/SP. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2017a.

JORGE, D.S.F.; BARBOSA, C.C.F.; SANDER DE CARVALHO, L.A.; AFFONSO, A.G.; LOBO, F. DE L.; NOVO, E.M.L.M. SNR (Signal-To-Noise Ratio) impact on water constituent retrieval from simulated images of optically complex Amazon lakes. **Remote Sensing**, v. 9, p. 644, 2017b.

JUNK, W. J.; BAYLEY, P. B.; SPARKS, R. E. The flood pulse concept in river-floodplain systems. **Canadian Journal of Fishers and Aquatic Sciences**, v.106, p.110-127, 1989.

JUNK, W. J. **The Central Amazon Floodplain: ecology of a pulsing system.** Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 1997.

KELLERMAN, A.M.; DITTMAR, T.; KOTHAWALA, D.N.; TRANVIK, L.J. Chemodiversity of dissolved organic matter in lakes driven by climate and hydrology. **Nature Communications**, n.4804, 2014.

KIRK, J. T. O. **Light and photosynthesis in aquatic ecosystems.** 3.ed. Cambridge, England: Cambridge University Press, 2011. 649 p.

KUTSER, T.; PIERSON, D. C.; KALLIO, K. Y.; REINART, A.; SOBEK, S. Mapping lake CDOM by satellite remote sensing. **Remote Sensing of Environment**, v. 94, n. 4, p. 535–540, 2005.

KUTSER, T.; VERPOORTER, C.; PAAVEL, B.; TRANVIK, L. J. Estimating lake carbon fractions from remote sensing data. **Remote Sensing of Environment**, v. 157, p. 138–146, 2015.

KUTSER, T.; CASAL PASCUAL, G.; BARBOSA, C.; PAAVEL, B.; FERREIRA, R.; CARVALHO, L.; TOMING, K. Mapping inland water carbon content with Landsat 8 data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 37, n. 13, p. 2950-2961, 2016.

LENNON, J. T.; PFAFF, L. E. Source and supply of terrestrial carbon affects aquatic microbial metabolism. **Aquatic Microbial Ecology**, v. 39, p. 107–119, 2005.

LI, S.; ZHANG, J.; MU, G.; JU, H.; WANG, R.; LI, D. Spatiotemporal characterization of Chromophoric Dissolved Organic Matter (CDOM) and CDOM-DOC relationships for highly-polluted river. **Water**, v. 8, n. 9, p. 399, 2016.

LI, P.; HUR, J. Utilization of UV-Vis spectroscopy and related data analyses for Dissolved Organic Matter (DOM) studies: a review. **Critical Reviews in Environmental Science and Technology**, v. 47, n. 3, p. 131-154, 2017.

MAIA, C. M.; VOLPATO, G. L. Environmental light color affects the stress response of Nile tilapia. **Zoology**, v. 116, n. 1, p. 64-66, 2013.

MANNINO, A.; RUSS, M. E.; HOOKER, S. B. Algorithm development and validation for satellite-derived distributions of DOC and CDOM in the U.S. middle Atlantic bight. **Journal of Geophysical Research Oceans**, v. 113, n. 7, p. 1–19, 2008.

MARTINS, V. S.; BARBOSA, C. C. F.; DE CARVALHO, L. A. S.; JORGE, D. S. F.; LOBO, F. DE L.; DE MORAES NOVO, E. M. L. Assessment of atmospheric correction methods for Sentinel-2 MSI images applied to amazon floodplain lakes. **Remote Sensing**, v. 9, n. 4, e322, 2017a.

MARTINS, V. S.; LYAPUSTIN, A.; CARVALHO, L. A. S.; BARBOSA, C. C. F.; NOVO, E. M. L. M. Validation of high-resolution MAIAC aerosol product over South America. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.22, n. 14, p. 7537–7559, 2017b.

MASSICOTTE, P.; STEDMON, C.; MARKAGER, S. Spectral signature of suspended fine particulate material on light absorption properties of CDOM. **Marine Chemistry**, v. 196, p. 98-106, 2017.

MCCLAIN, M. E.; RICHEY, J. E.; BRANDES, J. A. Dissolved organic matter and terrestrial-lotic linkages in the central amazon basin of Brazil. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 11, n. 3, p. 295-311, 1997.

MEADE, R.H. **Suspended Sediment in the Amazon River and its Tributaries in Brazil during 1982-1984**. U.S. Geological Survey Open File Report 85-492, Denver, 1985. 39 p.

MELACK, J.M.; NOVO, E. M. L. M.; FORSBERG, B. R.; PIEDADE, M. T. F.; MAURICE, L. Floodplain ecosystem processes. In: KELLER, M.; BUSTAMANTE, M.; GASH, J.; DIAS, P.S. (Eds.) **Amazonia and global change**. Washington, DC: American Geophysical Union, 2009. p. 525–542.

MERTES, L. A. K.; DUNNE, T.; MARTINELLI, L.A. Channel-floodplain geomorphology along the Solimões-Amazon River, Brazil. **Geological Society of American Bulletin**, v. 108, n.9, p.1089–1107, 1996.

MINOR, E. C.; SWENSON, M. M.; MATTSON, B. M.; OYLER, A. R. Structural characterization of dissolved organic matter: a review of current techniques for isolation and analysis. **Environmental Science Processes Impacts**, v. 16, n. 9, p. 2064–2079, 2014.

MOBLEY, C. D. **Light and water**: radiative transfer in natural waters. San Diego: Academic Press, 1994. 593p.

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

MOBLEY, C. D. Polarized reflectance and transmittance properties of wind-blown sea surfaces. **Applied Optics**, v.54, n.15, p.4828, 2015.

MORAN, M. A.; SHELDON, W. M.J.; ZEPP, R. G. Carbon loss and optical property changes during long-term photochemical and biological degradation of estuarine organic matter. **Limnology and Oceanography**, v. 45, n. 6, p. 1254-1264, 2000.

MOREIRA-TURCQ, P.; JOUANNEAU, J. M.; TURCQ, B.; SEYLER, P.; WEBER, O.; GUYOT, J. L. Carbon sedimentation at lago grande de Curuai, a floodplain lake in the low amazon region: insights into sedimentation rates. **Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology**, v. 214, n. 1/2, p. 27–40, 2004.

MOREIRA-TURCQ, P.; BONNET, M. P.; AMORIM, M.; BERNARDES, M.; LAGANE, C.; MAURICE, L.; PEREZ, M.; SEYLER, P. Seasonal variability in concentration, composition, age, and fluxes of particulate organic carbon exchanged between the floodplain and Amazon River. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 27, n. 1, p. 119-130, 2013.

MORRIS, D. P.; ZAGARESE, H.; WILLIAMSON, C. E.; BALSEIRO, E. G.; HARGREAVES, B. R.; MODENUTTI, B.; MOELLER, R.; QUEIMALINOS, C. The attenuation of solar uv radiation in lakes and the role of dissolved organic carbon. **American Society of Limnology and Oceanography**, v. 40, n. 8, p. 1381–1391, 1995.

MOUW, C. B.; GREB, S.; AURIN, D.; DIGIACOMO, P. M.; LEE, Z.; TWARDOWSKI, M.; BINDING, C.; HU, C.; MA, R.; MOORE, T.; MOSES, W.; CRAIG, S. E. Aquatic color radiometry remote sensing of coastal and inland waters: challenges and recommendations for future satellite missions. **Remote Sensing of Environment**, v. 160, p. 15–30, 2015.

PANGALA, S. R.; ENICH-PRASR, A.; BASSO, L. S.; PEIXOTO, R. B.; BASTVIKEN, D.; HORNIBROOK, E. R. C.; GATTI, L. V.; MAROTTA, H.; CALAZANS, L. S. B.; SAKURAGUI, C. M.; BASTOS, W. R.; MALM, O.; GLOOR, E.; MILLER, J. B.; GAUCI, V. Large emissions from floodplain trees close the Amazon methane budget. **Nature**, v. 552, n. 7684, p. 230, 2017.

PAROLIN, P.; SIMONE, O DE; HAASE, K; WALDHOFF, D; HOTTENBERGER, S; KUHN, U; KESSELMEIER, J; KLEISS, B; SCHIMIDT, W; PIEDADE, M. T. F.;

JUNK, W. J. Central Amazonian floodplain forests: botanical review. **The New York Botanical Garden**, v. 70, n. 3, p. 357-380, 2004.

QUEIROZ, H.L. Classification of water bodies based on biotic and abiotic parameters at the várzeas of Mamirauá Reserve, Central Amazon. **Uakari**, v. 3, n. 2, p. 19-34, 2007.

SOMOZA, R. D. L. C. **Impacto do desflorestamento na velocidade de propagação da água em zonas de várzea do baixo Amazonas**. 2015, 139 p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015.

RENÓ, V. F.; NOVO, E. M. L. M.; SUEMITSU, C.; RENNÓ, C. D.; COSTA, M.; SILVA, T. S. F. Assessment of deforestation in the Lower Amazon floodplain using historical Landsat MSS/TM imagery. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, p. 3446-3456, 2011.

RICHEY, J. E.; MELACK, J. M.; AUFDENKAMPE, A. K.; BALLESTER, V. M.; HESS, L. L. Outgassing from amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO₂. **Nature**, v. 416, n. 6881, p. 617–620, 2002.

RODRÍGUEZ-ZÚÑIGA, U. F.; MILORI, D. M. B. P.; DA SILVA, W. T. L.; MARTIN-NETO, L.; OLIVEIRA, L. C.; ROCHA, J. C. Changes in optical properties caused by uv-irradiation of aquatic humic substances from the amazon river basin: seasonal variability evaluation. **Environmental Science and Technology**, v. 42, n. 6, p. 1948–1953, 2008.

ROCHA, J. C.; ROSA, A. H. **Substâncias húmicas aquáticas**: interação com espécies metálicas. São Paulo: Editora UNESP, 2003. 126 p.

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

ROSA, L. P.; SANTOS, M. A.; MATVIENKO, B.; SANTOS, E. O.; SIKAR, E. Greenhouse gas emissions from hydro-electric reservoirs in tropical regions. **Climate Change**, v. 66, p.9– 21, 2004.

ROTH, V. N.; DITTMAR, T.; GAUPP, R.; GLEIXNER, G. Ecosystem-specific composition of dissolved organic matter. **Vadose Zone Journal**, v. 13, n. 7, 2014.

RUDORFF, C. M.; MELACK, J. M.; BATES, P. D. Flooding dynamics on the lower Amazon floodplain: 2. seasonal and interannual hydrological variability. **Water Resources Research**, v. 50, n. 1, p. 635–649, 2014.

SANDER DE CARVALHO, L.A. **Bio-optical characterization of Amazon floodplain lakes and evaluation of the retrieval of optically active**

constituent using remote sensing. 2016, 203p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.

SALONEN, K.; VÄHÄTALO, A. Photochemical mineralisation of dissolved organic matter in Lake Skjervatjern. **Environment international**, v. 20, n. 3, p. 307-312, 1994.

SAWAKUCHI, H. O.; NEU, V.; WARD, N. D.; BARROS, M. L. C.; VALERIO, A. M.; GAGNE-MAYBARD, W.; CUNHA, A. C.; LESS, D. F. S.; DINIZ, J. E. M.; BRITO, D. C.; KRUSCHE, A. V.; RICHEY, J. Carbon dioxide emissions along the lower Amazon River. **Frontiers in Marine Science**, v. 4, p. 76, 2017.

SCULLY, N.M.; MCQUEEN, D.J.; LEAN, D.R.S; COOPER, W.J. Hydrogen peroxide formation: the interaction of ultraviolet radiation and dissolved organic carbon in lake waters along a 43–75 degrees N gradient. **Limnology and Oceanography**, v. 41, p. 540–548, 1996.

SCOFIELD, V.; MELACK, J. M.; BARBOSA, P. M.; AMARAL, J. H. F.; FORSBERG, B. R.; FARJALLA, V. F. Carbon dioxide outgassing from amazonian aquatic ecosystems in the negro river basin. **Biogeochemistry**, v. 129, n. 1–2, p. 77–91, 2016.

SHI, L.; MAO, Z.; WU, J.; LIU, M.; ZHANG, Y.; WANG, Z. Variations in spectral absorption properties of phytoplankton, non-algal particles and chromophoric dissolved organic matter in Lake Qiandaohu. **Water**, v. 9, n. 5, p. 352, 2017.

SIOLI, H. Gewässerchemie und vorgänge in den böden im Amazonasgebiet, **Naturwiss**, v. 41, p. 456-457, 1954.

STEINBERG, D. K.; NELSON, N. B.; CARLSON, C. A.; PRUSAK, A. C. Production of chromophoric dissolved organic matter (CDOM) in the open ocean by zooplankton and the colonial cyanobacterium *Trichodesmium* spp. **Marine Ecology Progress Series**, v. 267, p. 45–56, 2004.

STROME, D. J.; MILLER, M. C. Photolytic changes in dissolved humic substances. **Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie: Verhandlungen**, v. 20, n. 2, p. 1248-1254, 1978.

THOMAZ, S. M.; BINI, L. M.; BOZELLI, R. L. Floods increase similarity among aquatic habitats in river-floodplain systems. **Hydrobiologia**, v. 579, n. 1, p. 1–13, 2007.

THURMAN, E. M. **Organic geochemistry in natural waters**. Dodrecht: Nijhoff/Junk Publishers, 1985.

TOMING, K.; KUTSER, T.; LAAS, A.; SEPP, M.; PAAVEL, B.; NÖGES, T. First experiences in mapping lakewater quality parameters with Sentinel-2 MSI imagery. **Remote Sensing**, v. 8, n. 8, p. 1–14, 2016.

TRANVIK, L. J.; DOWNING, J. A.; COTNER, J. B.; LOISELLE, S. A.; STRIEGL, R. G.; BALLATORE, T. J.; DILLON, P.; FINLAY, K.; FORTINO, K.; KNOLL, L. B.; KORTELAINE, P. L.; KUTSER, T.; LARSEN, S.; LAURION, I.; LEECH, D. M.; MCCALLISTER, S. L.; MCKNIGHT, D. M.; MELACK, J. M.; OVERHOLT, E.; PORTER, J. A.; PRAIRIE, Y.; RENWICK, W. H.; ROLAND, F.; SHERMAN, B. S.; SCHINDLER, D. W.; SOBEK, S.; TREMBLAY, A.; VANNI, M. J.; VERSCHOOR, A. M.; VON WACHENFELDT, E.; WEYHENMEYER, G. A. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. **Limnology and Oceanography**, v. 54, n. 6, p. 2298–2314, 2009.

TriOS OPTICAL SENSORS (TRIOS). **RAMSES**: hyperspectral radiance and irradiance sensors for the UV, VIS or UV/VIS range. Disponível em: <<http://www.trios.de/en/products/sensors/ramses.html>>. Acesso em: 05 fev. 2018.

TWARDOWSKI, M. S.; BOSS, E.; SULLIVAN, J. M.; DONAGHAY, D. P. L. Modeling the spectral shape of absorbing chromophoric dissolved organic matter. **Marine Chemistry**, v. 89, p. 69–88, 2004.

VÄHÄTALO, A. V.; WETZEL, R. G. Photochemical and microbial decomposition of chromophoric dissolved organic matter during long (months-years) exposures. **Marine Chemistry**, v. 89, n. 1/4, p. 313–326, 2004.

VANTREPOTTE, V.; DANHIEZ, F.-P.; LOISEL, H.; OUIILLON, S.; MÉRIAUX, X.; CAUVIN, A.; DESSAILLY, D. CDOM-DOC relationship in contrasted coastal waters: implication for doc retrieval from ocean color remote sensing observation. **Optics Express**, v. 23, n. 1, p. 33, 2015.

VODACEK, A.; BLOUGH, N. V.; DEGRANDPRE, M. D.; PELTZER, E. T.; NELSON, R. K. Seasonal variation of CDOM and DOC in the Middle Atlantic bight terrestrial inputs and photooxidation. **Limnology and Oceanography**, v. 42, n.4, p. 647-686, 1997.

VOLPATO, G. L.; DUARTE, C. R. A.; LUCHIARI, A. C. Environmental color affects Nile tilapia reproduction. **Brazilian Journal of Medical and Biological Research**, v. 37, p. 479-483, 2004.

WEISHAAR, J.; AIKEN, G.; BERGAMASCHI, B.; FRAM, M.; FUJII, R.; MOPPER, K. Evaluation of specific ultra-violet absorbance as an indicator of the chemical content of dissolved organic carbon. **Environmental Science and Technology**, v. 37, n. 20, p. 4702–4708, 2003.

WESTERHOFF, P.; ANNING, D. Concentrations and characteristics of organic carbon in surface water in arizona: influence of urbanization. **Journal of Hydrology**, v. 236, n. 3/4, p. 202–222, 2000.

WETZEL, R. G. Gradient-dominated ecosystems: Sources and regulatory functions of dissolved organic matter in freshwater ecosystems. **Hydrobiologia**, v.229, n.1, p.181-198, 1992.

WETZEL, R. G.; LIKENS, G. E. Compositon and biomass of phytoplankton. In: _____. **Limnological analyses**. New York: Springer, 2000. p. 147-174.

YAMASHITA, Y.; TANOUE, E. Basin scale distribution of chromophoric dissolved organic matter in the Pacific Ocean. **Limnology and Oceanography**, v. 54, n. 2, p. 598–609, 2009.

YANG, L.; HUR, J. Critical evaluation of spectroscopic indices for organic matter source tracing via end member mixing analysis based on two contrasting sources. **Water Research**, v. 59, p. 80–89, 2014.

ZHU, W.; YU, Q.; TIAN, Y. Q.; BECKER, B. L.; ZHENG, T.; CARRICK, H. J. An assessment of remote sensing algorithms for colored dissolved organic matter in complex freshwater environments. **Remote Sensing of Environment**, v. 140, p. 766–778, 2014.

ZUMSTEIN, J.; BUFFLE, J. Circulation of pedogenic and aquagenic organic matter in a eutrophic lake. **Water Research**, v. 23, n. 2, p. 229-239, 1989.

APÊNDICE A

Figura 0.1 – Variação do $a_{\text{CDOM}}(440)$ ao longo das fases da hidrógrafa e lagos.

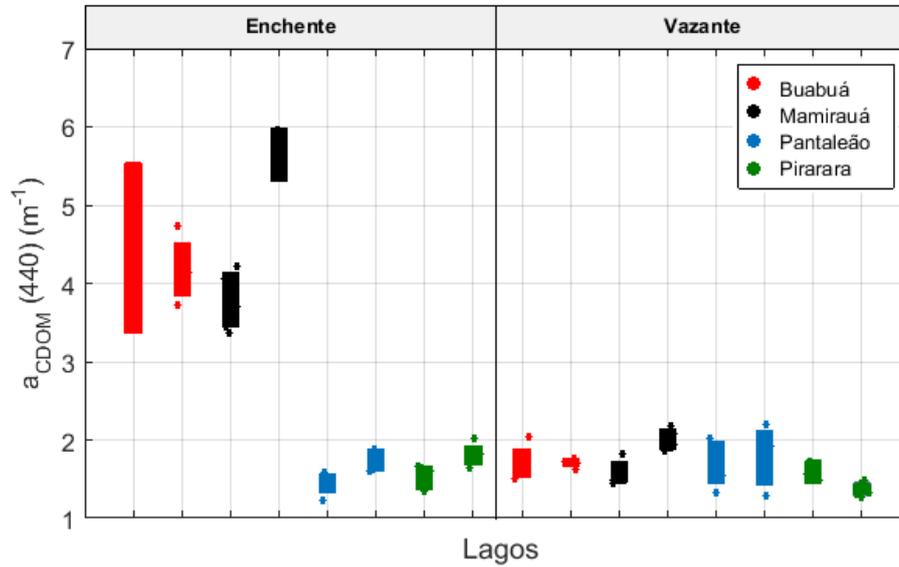


Figura 0.2- Ajuste do modelo proposto por Vantrepotte et al. (2015) (em vermelho) e ajuste do modelo de potência proposto (em amarelo) para a região do Solimões.

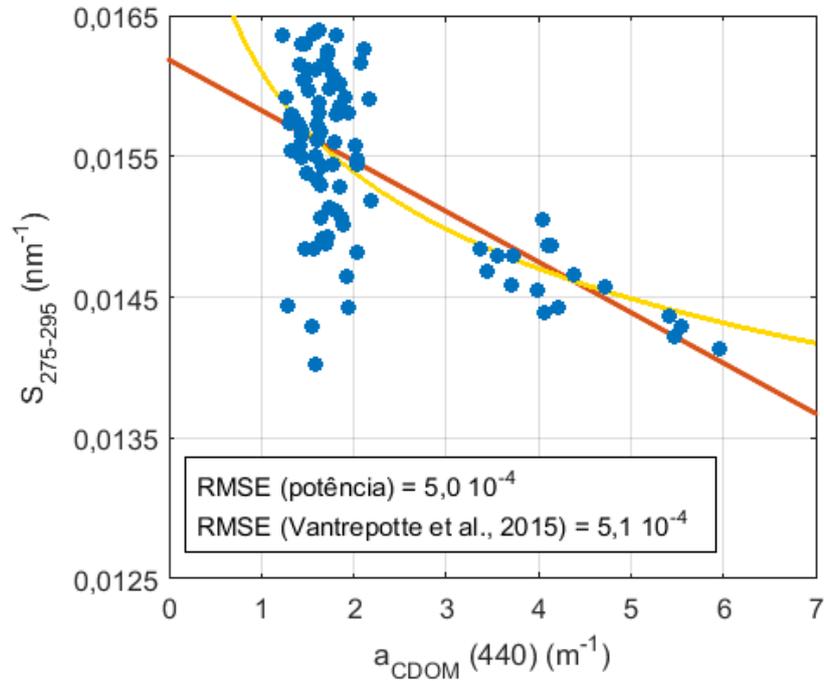


Figura 0.3- Ajuste do modelo proposto por Vantrepotte et al. (2015) (em vermelho) e ajuste do modelo de potência proposto (em amarelo) para a região do baixo Amazonas

