



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/03.07.19.20-TDI

CARACTERIZAÇÃO DA ÓTICA E DO CARBONO ORGÂNICO DISSOLVIDO NO RESERVATÓRIO DE TRÊS MARIAS/MG

Renato Martins Passos Ferreira

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs. Cláudio Clemente Faria Barbosa, e Aurea Maria Ciotti, aprovada em 31 de março de 2014.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3FSFSNP>

INPE
São José dos Campos
2014

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):

Presidente:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/03.07.19.20-TDI

CARACTERIZAÇÃO DA ÓTICA E DO CARBONO ORGÂNICO DISSOLVIDO NO RESERVATÓRIO DE TRÊS MARIAS/MG

Renato Martins Passos Ferreira

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs. Cláudio Clemente Faria Barbosa, e Aurea Maria Ciotti, aprovada em 31 de março de 2014.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3FSFSNP>

INPE
São José dos Campos
2014

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Ferreira, Renato Martins Passos.

F413c Caracterização da ótica e do carbono orgânico dissolvido no reservatório de Três Marias/MG / Renato Martins Passos Ferreira. – São José dos Campos : INPE, 2014.
xviii + 108 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/03.07.19.20-TDI)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2014.

Orientadores : Drs. Cláudio Clemente Faria Barbosa, e Aurea Maria Ciotti.

1. bio-ótica. 2. propriedades óticas inerentes e aparentes. 3. reservatório. 4. qualidade da água. 5. constituintes óticamente ativos. I. Título.

CDU 528.8:556.55(815.1)



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/).

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

Dra. Evlyn Márcia Leão de Moraes Novo



Presidente / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Cláudio Clemente Faria Barbosa



Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

Dra. Aurea Maria Ciotti



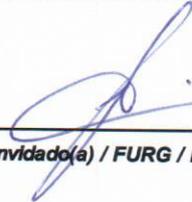
Orientador(a) / USP / São Sebastião - SP

Dr. João Antonio Lorenzetti



Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Dr. João Sarkis Yunes



Convidado(a) / FURG / Rio Grande - RS

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

(x) unanimidade

Aluno (a): **Renato Martins Passos Ferreira**

São José dos Campos, 31 de Março de 2014

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que contribuíram, direta ou indiretamente, para que esta dissertação pudesse se concretizar.

Aos meus orientadores, Cláudio e Aurea, agradeço pelos ensinamentos, discussões, sugestões e incentivos ao longo do desenvolvimento deste trabalho. Agradeço também pela paciência e prontidão em auxiliar e sanar todas as intermináveis dúvidas. O Claudio ao longo destes dois anos foi sempre uma referência, disposto a expandir o conhecimento e ajudar na resolução de todos os problemas que por ventura surgissem. A Aurea, apesar de distância, aceitou a missão da orientação e esteve sempre apta a contribuir, fornecendo importantes dicas e compartilhando conhecimento.

À Evlyn pelas inestimáveis dicas e sugestões e pela transmissão de positividade nos momentos mais difíceis.

Especialmente ao amigo Lino pelas inúmeras discussões e explicações ao longo deste trabalho. Sempre com paciência e disposição ele contribuiu significativamente para esta dissertação.

Aos colegas da turma PGSER2012, do Sigma, da Batcaverna e do basquete por tornarem esta longa jornada mais prazerosa. Aos amigos Joaquim, Carlos e Pétala pelo companherismo e pelo esforço ao longo do cansativo trabalho de campo.

Aos familiares e amigos de Belo Horizonte e Itabira pela torcida e apoio incondicional durante a realização deste mestrado. Particularmente ao professor, orientador e amigo Sergio Faria por me incentivar a fazer pós-graduação no INPE.

A meus pais, Gilson e Maria, e a meu irmão Alexandre pela confiança e suporte ao longo de minhas escolhas profissionais. Vocês souberam compreender a distância e me incentivaram a buscar horizontes mais amplos e trilhar novos caminhos. Obrigado!

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais e à Divisão de Sensoriamento Remoto pela oportunidade de estudo e estrutura disponibilizada. À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior pelo apoio financeiro.

A Agência Nacional de Energia Elétrica – ANEEL/CEPEL projeto nº 8000003629 pelo apoio financeiro para equipamentos e campanhas de campo.

RESUMO

Medidas de concentração dos constituintes opticamente ativos, de absorção, de espalhamento e retroespalhamento e de grandezas radiométricas foram realizadas em vinte e duas estações amostrais no reservatório de Três Marias (MG), durante campanha de campo realizada de 17 a 22 de junho de 2013. As propriedades óticas inerentes e aparentes, medidas *in situ*, foram corrigidas de acordo com metodologias disponíveis na literatura. A análise deste conjunto de dados permitiu tanto a caracterização bio-ótica do reservatório quanto sugerir a divisão espacial do reservatório em dois conjuntos, cujos processos biológicos, óticos e hidrodinâmicos apresentam características distintas. Não foi encontrada correlação entre a absorção pela matéria orgânica dissolvida colorida e a concentração de carbono orgânico dissolvido. Modelos empíricos foram testados para estimar dados de absorção a partir de imagens do sensor *Operational Land Imager*. Variações significativas foram observadas ao longo do reservatório nos constituintes opticamente ativos e conseqüentemente nas propriedades inerentes e aparentes da água.

OPTICAL AND DISSOLVED ORGANIC CARBON CHARACTERIZATION IN TRÊS MARIAS/MG RESERVOIR

ABSTRACT

Measurements of concentration of optically active constituents, absorption, scattering, backscattering and radiometric quantities were performed in twenty-two sampling stations in Três Marias (MG) reservoir, during field campaign held between 17th and 22th June 2013. Inherent and apparent optical properties measured *in situ* were corrected according to methodologies available in literature. Data undertaken joint analysis allowed bio-optical characterization of the reservoir as well as suggest a spatial division of the water body into two sets, whose biological, optical and hydrodynamic processes have different characteristics. No correlation was found between absorption by colored dissolved organic matter and concentration of dissolved organic carbon. Empirical models were applied to estimate absorption data from *Operational Land Imager* sensor imagery. Significant variations were observed throughout the reservoir for optically active constituents and, as consequence, for water inherent and apparent properties.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 - Geometria de definição das propriedades inerentes	10
Figura 2.2 - Espectro de absorção da água pura	14
Figura 2.3 - Espectro de absorção específica dos principais pigmentos em fitoplânctons.	15
Figura 2.4 - Coeficiente de absorção do CDOM em diferentes corpos d'água.	17
Figura 3.1 - Localização da represa de Três Marias/MG e estações de coleta.....	23
Figura 3.2 - Equipamentos utilizados para coleta de dados in-situ:	24
Figura 3.3 - Geometria ótica de funcionamento do HydroScat.....	26
Figura 4.1 - Variação de concentração dos constituintes opticamente ativos em subsuperfície.	45
Figura 4.2 – Dispersão espacial e variação de concentração de clorofila-a	46
Figura 4.3 - Dispersão espacial e variação de concentração de material em suspensão total	47
Figura 4.4 - Dispersão espacial e variação de concentração de carbono dissolvido total	49
Figura 4.5 - Valores de absorção por CDOM em 443nm.....	51
Figura 4.6 - Relação entre: (i) <i>acdom</i> (443) e <i>CDOC</i> ; (ii) <i>acdom</i> (443) e <i>S380 – 700</i>	53
Figura 4.7 - Espectros de absorção de vinte e uma estações amostrais obtidos a partir de amostras de águas coletadas in-situ e analisadas por espectrofotometria	54
Figura 4.8 - Razão espectral entre espalhamento e atenuação para quinze estações amostrais.....	57
Figura 4.9 - Porcentagem de variação espectral entre os valores de absorção originalmente medidos com o AC-S e após a correção de espalhamento.	58
Figura 4.10 - Coeficiente de absorção em função da profundidade em oito comprimentos de onda para vinte estações amostrais.	60
Figura 4.11 - Coeficiente de absorção em função da profundidade em oito comprimentos de onda para duas estações amostrais.....	61
Figura 4.12 - Coeficiente de absorção espectral para vinte estações amostrais.	61
Figura 4.13 - Variação da turbidez em função da profundidade.	62
Figura 4.14 - Relação entre absorção total e concentração dos constituintes opticamente ativos.....	64
Figura 4.15 - Coeficiente de atenuação em função da profundidade.	65
Figura 4.16 - Coeficiente de atenuação em função da profundidade	66
Figura 4.17 - Coeficiente de espalhamento espectral.	67
Figura 4.18 - (i) Porcentagem de variação espectral entre os valores de retroespalhamento originalmente medidos com o HydroScat e após a correção; (ii) Coeficiente de determinação entre porcentagem de variação dos valores de retroespalhamento e coeficiente de absorção em 420, 442, 470, 510, 590 e 700nm.....	68
Figura 4.19 - Coeficiente de retroespalhamento em função da profundidade.....	69
Figura 4.20 - Coeficiente de retroespalhamento em função da profundidade.....	70

Figura 4.21 - (i) Coeficiente de retroespalhamento espectral; (ii) Razão entre retroespalhamento e espalhamento.....	70
Figura 4.22 - (i) Irradiância descendente na coluna de água antes da normalização; (ii) Irradiância descendente na coluna de água após normalização.....	72
Figura 4.23 - (i) Diminuição da irradiância descendente integrada para a região PAR na coluna d'água em função da profundidade; (ii) coeficiente de atenuação vertical ponderado na coluna d'água.....	72
Figura 4.24 - Temperatura, oxigênio dissolvido e reflectância de sensoriamento remoto para estação P4.....	73
Figura 4.25 - (i) Coeficiente de atenuação vertical difusa espectral; (ii) Relação entre concentração de clorofila-a e coeficiente de atenuação vertical ponderado; (iii) Relação entre concentração de material suspenso inorgânico e coeficiente de atenuação vertical ponderado; (iv) Relação entre concentração de carbono orgânico dissolvido e coeficiente de atenuação vertical ponderado.....	75
Figura 4.26 - (i) Relação entre absorção em 450nm e coeficiente de atenuação vertical ponderado; (ii) Relação entre atenuação em 450nm e coeficiente de atenuação vertical ponderado; (iii) Relação entre retroespalhamento em 442nm e coeficiente de atenuação vertical ponderado.....	77
Figura 4.27 – (i) Profundidade da zona eufótica em relação à distância da barragem; (ii) Relação entre profundidade da zona eufótica e profundidade do Disco de Secchi.....	77
Figura 4.28 - (i) Reflectância de sensoriamento remoto; (ii) Reflectância de sensoriamento remoto normalizada pela média.....	78
Figura 4.29 - Relação entre absorção em 450(i), 550(ii) e 670(iii)nm e razão de bandas entre valores de reflectância de sensoriamento remoto.....	80
Figura 4.30 - Correlação entre coeficiente de absorção por CDOM calculado a partir de amostras de água coletadas <i>in situ</i> e absorção por CDOM estimada a partir de imagem OLI.....	83
Figura 4.31 - (i) Correlação entre coeficiente de absorção por CDOM calculado a partir de amostras de água coletadas <i>in situ</i> e absorção por CDOM calculada a partir de dados de reflectância de sensoriamento remoto obtidos <i>in situ</i> ; (ii) Correlação após retirada das estações P25 e P26.....	85
Figura A1 - Imagem OLI do dia 13 de junho de 2013, composição cor verdadeira R4G3B1. Diferença de coloração da água sugere comportamentos ópticos distintos para as estações circuladas.....	105
Figura A2 - Relação entre absorção total (450, 550 e 670nm) e concentração de clorofila-a.....	106
Figura A3 - Relação entre absorção total (450, 550 e 670nm) e concentração dos constituintes opticamente ativos para as dezesseis estações do grupo 1 (excluídas P13, P22, P23 e P24).....	106
Figura A4 - Relação entre absorção total (450, 550 e 670nm) e concentração dos constituintes opticamente ativos para as estações do grupo 2(P13, P22, P23 e P24)....	107

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 2.1. Bandas espectrais do sensor <i>Operational Land Imager</i>	20
Tabela 4.1. Características limnológicas das estações amostrais obtidas a partir de amostras de água coletadas em subsuperfície durante medidas <i>in-situ</i>	48
Tabela 4.2. Absorção e características da matéria orgânica dissolvida colorida.....	52
Tabela A1 – Análise de agrupamento (K-médias).	107
Tabela A2 – Parâmetros limnológicos e óticos das estações amostrais no reservatório de Três Marias	108

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

- DTC – Carbono total dissolvido
- DOC – Carbono orgânico dissolvido
- DIC – Carbono inorgânico dissolvido
- CDOM – Matéria orgânica dissolvida colorida
- Chl-a – Clorofila-a
- Feo - Feofitina
- MST – Material suspenso total
- MSI – Material suspenso inorgânico
- MSO – Material suspenso orgânico
- C_{CHL} - Concentração de clorofila-a
- C_{MST} - Concentração de material suspenso total
- C_{MSI} - Concentração de material suspenso inorgânico
- C_{DTC} - Concentração de carbono total dissolvido
- C_{DOC} - Concentração de carbono orgânico dissolvido
- C_{DIC} - Concentração de carbono inorgânico dissolvido
- a_{CDOM} – Absorção por matéria orgânica dissolvida colorida
- S – Slope ou decaimento da curva de absorção
- E_d – Irradiância espectral descendente
- E_u – Irradiância espectral ascendente
- E_{sky} – Irradiância espectral incidente na superfície
- L_{sky} – Radiância espectral difusa na atmosfera
- L_w – Radiância emergente do corpo de água
- L_u – Radiância ascendente na coluna de água

K_d – Coeficiente de atenuação difusa vertical da irradiância descendente

$^w K_d$ – Coeficiente de atenuação difusa vertical da irradiância descendente ponderado

Z_{eu} – Profundidade limite da zona eufótica

β - Função de espalhamento volumétrico

R_{rs} – Reflectância de sensoriamento remoto

Z_{eu} – Profundidade limite da zona eufótica

PAR – Região fotossinteticamente ativa

AC-S – Spectral absorption and attenuation meter

RAMSES - Radiation measurement sensor with enhanced spectral resolution

a – Coeficiente de absorção

c – Coeficiente de atenuação

b – Coeficiente de espalhamento

b_b – Coeficiente de retroespalhamento

ATCOR - Atmospheric / Topographic Correction for Satellite Imagery

CV – Coeficiente de variação

IOP – Propriedades óticas inerentes

AOP – Propriedades óticas aparentes

COA – Constituintes óticamente ativos

OLI – Operational Land Imager

ALI – Advanced Land Imager

G1 – Grupo um

G2 – Grupo dois

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1. HIPÓTESE.....	3
1.2. OBJETIVOS	4
1.2.1. <i>Objetivo geral</i>	4
1.2.2. <i>Objetivos específicos</i>	4
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	5
2.1. CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DE RESERVATÓRIOS.....	5
2.2. CARACTERIZAÇÃO BIO-ÓTICA	6
2.3. COMPONENTES BIO-ÓTICOS E ZONA EUFÓTICA	7
2.4. SENSORIAMENTO REMOTO DA COR DA ÁGUA	8
2.5. PROPRIEDADES ÓTICAS INERENTES	10
2.6. PROPRIEDADES ÓTICAS APARENTES	11
2.7. CONSTITUINTES OPTICAMENTE ATIVOS.....	13
2.7.1. <i>Água pura</i>	13
2.7.2. <i>Fitoplânctons</i>	14
2.7.3. <i>Sedimentos em suspensão</i>	15
2.7.4. <i>CDOM</i>	16
2.8. DOC E CDOM	18
2.9. SENSOR OLI	19
3 MATERIAIS E MÉTODOS.....	23
3.1. MATERIAIS.....	23
3.1.1. <i>Área de estudo</i>	23
3.1.2. <i>Equipamentos</i>	24
3.1.2.1. Espectrofotômetro PerkinElmer Lambda 35	25
3.1.2.2. Spectral absorption and attenuation meter – AC-S	25
3.1.2.3. HydroScat-6.....	25
3.1.2.4. Ramses TriOS.....	27
3.1.2.5. Sonda multiparamétrica YSI 6600	27
3.2. MÉTODOS.....	27
3.2.1. <i>Amostragem e variação espacial</i>	27
3.2.2. <i>Limnologia</i>	29
3.2.3. <i>CDOM</i>	30
3.2.4. <i>Absorção e atenuação</i>	32
3.2.5. <i>Retroespalhamento</i>	34
3.2.6. <i>Propriedades óticas aparentes</i>	35
3.2.7. <i>Imagens orbitais</i>	40
3.2.8. <i>Modelos CDOM</i>	42
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES	45
4.1. CARACTERIZAÇÃO BIO-ÓTICA	45
4.1.1. <i>Variação dos constituintes opticamente ativos</i>	45
4.1.2. <i>CDOM</i>	51
4.1.3. <i>Propriedades óticas inerentes</i>	56
4.1.3.1. Coeficiente de absorção e atenuação	56
4.1.3.2. Coeficiente de retroespalhamento	67
4.1.4. <i>Propriedades óticas aparentes</i>	71
4.1.5. <i>Proposta de divisão ótica do reservatório</i>	81

4.2.	MODELAGEM CDOM/DOC	82
5	CONCLUSÕES	87
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	91
	APÊNDICE A	105

1 INTRODUÇÃO

Reservatórios podem ser compreendidos como sistemas aquáticos, criados a partir da construção de barragens, intermediários entre rios e lagos cujas características variam de acordo com tamanho, profundidade e tempo de residência da água (CASAMITJANA et al., 2003). Em geral, comportam-se como ambientes lênticos e são fortemente impactados por forçantes físicas (ALCÂNTARA et al., 2010), como vento, passagens de frentes frias e distribuição de radiação de ondas curtas e longas. A dinâmica de entrada e saída de água do reservatório e as diversas atividades desenvolvidas em sua bacia de drenagem contribuem para regular seus ciclos biogeoquímicos e suas propriedades óticas.

O monitoramento da qualidade da água dos reservatórios é importante para garantir sua plena utilização, tanto para necessidades humanas quanto para a reprodução de variadas espécies que fazem parte desse ecossistema (THORNTON et al., 1996). Alterações no fluxo e volume de saída de água, na temperatura da água, na concentração de diversos constituintes como, fitoplâncton, matéria orgânica dissolvida, sedimentos em suspensão e oxigênio, podem impactar significativamente as condições do reservatório e do sistema hídrico à jusante (COLLIER et al., 1996).

Lagos e reservatórios são importantes compartimentos para o transporte, transformação e armazenamento de grandes quantidades de carbono (TRANVIK et al., 2009), em especial devido aos sedimentos (COLE et al., 2007). Neste contexto, o carbono inorgânico dissolvido (DIC), em geral de origem terrestre, é particularmente importante devido a sua participação na dinâmica de troca de gases entre ar e água (MUDULI et al., 2013) e, conseqüentemente, no ciclo global do carbono. Características físicas, químicas e biológicas como troca de CO_2 com a atmosfera, velocidade do vento, pH, salinidade, profundidade, temperatura, remineralização, respiração e fotossíntese influenciam na concentração de DIC na água (MUDULI et al., 2013). Além de sua importância em estudos de ciclos biogeoquímicos relacionados à troca de gás carbônico entre atmosfera e água, o carbono inorgânico dissolvido pode ser também um indicador de atividade biológica em comunidades aquáticas. Kim et al. (2014) reportam que a reação

fotossintética é limitada pela disponibilidade de DIC no sistema aquático durante o estágio inicial de crescimento de fitoplâncton.

A determinação das características físicoquímicas e biológicas de reservatórios representa um desafio para técnicas clássicas de monitoramento já que esses ambientes podem apresentar fortes gradientes espaciais de seus constituintes, o que dificulta a coleta de dados e pode demandar maior quantidade de tempo e de recursos (NOVO, 2001). Nesse contexto, o sensoriamento remoto representa uma interessante ferramenta para o monitoramento da qualidade da água, uma vez que permite obter dados da constituição do corpo hídrico de forma sinótica, valendo-se de sua revisita temporal e de sua capacidade de análise espectral (JENSEN, 2007).

Contudo, as informações obtidas a partir de imagens de satélite ou sensores aerotransportados estão limitadas às camadas superficiais do ambiente aquático e sujeitas às condições meteorológicas do momento de aquisição (DEKKER, 1993; MOBLEY, 1994). Portanto, apesar de ser uma importante ferramenta na coleta de dados, o sensoriamento remoto sozinho não é suficiente para descrever todas as variações observadas em corpos hídricos.

Dessa forma, a utilização de dados radiométricos e limnológicos coletados *in-situ* permite a compreensão da estrutura vertical do ambiente aquático e possibilita a interpretação das imagens remotamente adquiridas. A integração entre dados de campo e dados orbitais ou aerotransportados pode ser feita através de modelos empíricos ou semianalíticos, que permitem relacionar as propriedades óticas inerentes e aparentes da água. Dessa forma, é possível estimar variáveis limnológicas, como concentração de constituintes óticamente ativos, e analisar sua variação temporal e espacial (AMMENBERG et al., 2002). Os modelos óticos empíricos relacionam uma grandeza radiométrica com a composição do meio através de relações estatísticas e, em geral, são limitados ao conjunto de dados utilizados e às condições momentâneas de aquisição dos mesmos. Os modelos semianalíticos são baseados em propriedades óticas inerentes (IOP) e em resoluções da equação de transferência radiativa, podendo ser aplicados a diferentes ambientes e condições de contorno.

Um exemplo de constituinte que pode ser quantificado por sensoriamento remoto orbital e relacionado a uma variável limnológica é a matéria orgânica dissolvida colorida (CDOM). Kutser et al. (2005b) mostraram ser possível utilizar o sensor *Advanced Land Imager* (ALI) para mapear o CDOM de forma sinótica em lagos boreais e correlacioná-lo com o carbono orgânico dissolvido (DOC) nesses ambientes. Apesar da baixa revisita temporal (16 dias) este sensor é uma alternativa interessante para aplicação em lagos e águas interiores devido à sua resolução espacial (30m), compatível com o tamanho dos ambientes estudados. Além disso, o sensor permite o monitoramento das características óticas e limnológicas dos corpos d'água.

O mapeamento do CDOM através de imagens de satélite se apresenta como uma interessante ferramenta de apoio à caracterização bio-ótica dos sistemas aquáticos e para a determinação da qualidade da água (KUTSER et al., 2005a). Todavia, em caso de águas do Caso 2, a influência de outros constituintes óticamente ativos em uma mesma faixa de análise do espectro eletromagnético e as variações de composição e gênese do CDOM podem dificultar a aplicação dessa metodologia. Os baixos sinais retroespalhados por corpos d'água com elevada absorção, como aqueles com alta concentração de matéria orgânica dissolvida, também representam impencilhos para utilização de sensoriamento remoto para mapeamento de CDOM.

Dessa forma, aplicar, testar e adaptar metodologias propostas para outras regiões do globo representam um caminho possível para a caracterização das variáveis limnológicas (clorofila-a, sólidos em suspensão, matéria orgânica dissolvida, temperatura, turbidez) em lagos, reservatórios e rios brasileiros, e conseqüentemente, para o monitoramento da qualidade da água.

1.1. Hipótese

Essa dissertação foi desenvolvida a partir da seguinte hipótese: é possível estimar carbono orgânico dissolvido (DOC) em sistemas aquáticos tropicais a partir de medidas de absorção por matéria orgânica dissolvida colorida, complementadas com medidas radiométricas coletadas de forma simultânea.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo geral

O objetivo principal deste trabalho é a caracterização das propriedades bio-ópticas do reservatório de Três Marias/MG a partir de dados espectro-radiométricos e limnológicos coletados *in-situ*.

1.2.2. Objetivos específicos

Para atingir o objetivo geral os seguintes objetivos específicos foram propostos:

- a) Caracterizar a variação espacial dos constituintes ópticamente ativos no reservatório a partir de amostras de água coletadas *in-situ*.
- b) Determinar as propriedades ópticas inerentes e aparentes ao longo do reservatório a partir dos dados ópticos e radiométricos coletados em campanha de campo.
- c) Determinar as alterações espaciais da zona eufótica no reservatório.
- d) Analisar a relação entre absorção por matéria orgânica dissolvida colorida e concentração de carbono orgânico dissolvido.
- e) Mapear carbono orgânico dissolvido a partir de dados de absorção da luz pela matéria orgânica dissolvida e de imagens do sensor *Operational Land Imager* (OLI).

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. Características físicas de reservatórios

Reservatórios são ambientes aquáticos criados ou alterados artificialmente que podem apresentar distintas características hidrológicas e morfométricas, bem como variações em sua estrutura horizontal e vertical (RIBEIRO FILHO et al., 2011). Dentre os diversos usos a que se destinam incluem-se: armazenamento de água; geração de energia; resfriamento de atividades industriais; irrigação; regularização de rios; controle de inundações; atividades comerciais e recreativas; e navegação (THORNTON et al., 1996).

As características intermediárias dos reservatórios entre aquelas de rios e lagos naturais são função do tempo de residência da água (KIMMEL; GROEGER, 1984), do montante de contribuição fluvial recebido e de seu tamanho e profundidade (CASAMITJANA et al., 2003). Quando comparados a lagos, em geral, os reservatórios possuem uma elevada razão entre área da bacia de drenagem e lâmina d'água, contudo, o tempo de residência da água é significativamente mais curto devido à dinâmica de operação das barragens (TUNDISI; MATSUMURA-TUNDISI, 2003).

Segundo Thornton et al. (1981), observam-se três zonas distintas em um reservatório, sejam elas, zona fluvial ou ribeirinha, zona de transição e zona lacustre. Suas características variam de acordo com gradientes longitudinais relacionados a propriedades químicas, físicas e biológicas. Dentre elas, pode-se destacar: turbidez; concentração de nutrientes; profundidade de mistura; profundidade eufótica; velocidade de fluxo da água; concentração de clorofila; produtividade primária; distribuição de comunidades bióticas; abundância de macrófitas; e estrutura da comunidade bêntica.

A zona fluvial ou ribeirinha é relativamente estreita e apresenta grande mistura de materiais particulados orgânicos e inorgânicos provenientes dos cursos d'água tributários, resultando em baixa penetração da luz que limita a produtividade primária (GORDON; BEHEL, 1984) do fitoplâncton. A zona de transição caracteriza-se por significativa deposição dos sedimentos e conseqüente aumento na penetração da luz (KENNEDY et al., 1982). A zona lacustre se aproxima das características de um lago,

no qual a deposição de partículas inorgânicas é pequena e a penetração da luz torna-se suficiente para estimular o crescimento da comunidade fitoplactônica, elevando assim a produção primária (WETZEL, 2001). A zona lacustre sofre influência direta da saída de água do sistema, capaz de promover fluxos internos e maior mistura da água.

A estrutura vertical da coluna d'água em um reservatório pode ser caracterizada a partir de variáveis físico-químicas e de características limnológicas do reservatório, como por exemplo, a temperatura. Para este trabalho, no entanto, a principal divisão diz respeito à penetração da luz na água, sendo, portanto, possível dividir o reservatório em duas regiões: zona eufótica, na qual há presença de luz suficiente para estimular a produtividade primária; e zona afótica, na qual a disponibilidade de luz somente permite o equilíbrio entre os processos de fotossíntese e de respiração ou não há penetração da luz (WETZEL, 2001). A profundidade da zona eufótica é particularmente importante para estudos de sensoriamento remoto, uma vez que pode ser relacionada a características do corpo d'água, como variação dos constituintes opticamente ativos e estrutura da coluna de água.

2.2. Caracterização bio-ótica

O conceito de estado bio-ótico de corpos d'água foi introduzido por Smith e Baker (1978) e buscava representar uma medida do efeito dos processos biológicos nas propriedades óticas de águas naturais. O termo bio-ótico é, desde então, constantemente utilizado em trabalhos de sensoriamento remoto aplicado a ambientes aquáticos e refere-se às medidas da variação no campo luminoso dentro dos corpos d'água que são consequência direta das interações entre a radiação eletromagnética e os componentes biológicos presentes no meio. A porção bio do termo inclui todos os constituintes opticamente ativos, pois apesar de não serem vivos, influenciam diretamente a resposta espectral do fitoplâncton ao alterar a distribuição espectral e geométrica do campo de luz subaquático (CIOTTI, 2005).

Compreender a interação entre os processos físicos e biológicos na água possibilita o desenvolvimento de estudos como: estimativas de concentrações de constituintes, de produtividade primária e de visibilidade; armazenamento e transferência de calor em

corpos d'água; troca de calor e de gases entre atmosfera e água; e detecção de florações. De uma maneira geral, os modelos bio-óticos buscam explicar as propriedades do corpo d'água como função da atividade biológica nesse corpo (MOREL; MARITORENA, 2001).

2.3. Componentes bio-óticos e zona eufótica

A produtividade primária representa a principal entrada de carbono e energia biológica no ecossistema aquático e pode ser utilizada como um indicador do funcionamento desse sistema. Está diretamente associada a fluxos de energia e aos ciclos biogeoquímicos de elementos como carbono, nitrogênio, fósforo, oxigênio e enxofre (McNAUGHTON et al., 1989; SALA; AUSTIN, 2000). Em corpos d'água a produção primária, conversão de carbono inorgânico em matéria orgânica principalmente através da fotossíntese, é dominada pelo fitoplâncton e está intrinsecamente ligada à variação espacial e temporal desse constituinte (SMITH et al., 1982).

Variações na concentração e densidade da biomassa fitoplanctônica, em especial na forma de clorofila-a, causam alterações nas propriedades óticas do campo de luz subaquático e podem determinar a mudança do estado trófico do corpo d'água (TORNÉS et al., 2014). A composição e a biomassa das espécies de fitoplâncton em reservatórios são dependentes de fatores como temperatura, disponibilidade de luz e de nutrientes, presença de comunidades de zooplâncton (IMAI et al., 2009), bem como da batimetria e do tempo de retenção da água (ROBSON; HAMILTON, 2004). Estudos como de Kawara et al. (1998), Nogueira (2000) e Sullivan et al. (2001) indicam crescimento da biomassa fitoplanctônica em reservatórios nas áreas de transição entre a zona ribeirinha e a zona lacustre. Esse crescimento é atribuído à redução da velocidade de fluxo da água, ao aumento do tempo de retenção e da transparência da água e a diminuição da intensidade de mistura vertical.

Eventos de precipitação e ação de ventos influenciam a dinâmica do fitoplâncton devido à entrada de nutrientes, a circulação termal, a alteração do volume e nível da água e a resuspensão de sedimentos e nutrientes (ARFI, 2001). A abundância e o grupo de espécies de fitoplâncton fornecem importantes informações a respeito da qualidade da

água do ecossistema aquático e de potenciais riscos a saúde humana, uma vez que organismos fitoplanctônicos (em especial as cianobactérias) podem produzir diversos componentes tóxicos (GREGOR et al., 2005). As florações de algas modificam a interação da luz ao longo da coluna d'água e ocasionam o aumento da produção primária integrada entre subsuperfície e o limite da zona eufótica (MILUTINOVIĆ; BERTINO, 2011).

A zona eufótica é a parte de uma coluna de água suficientemente iluminada pela luz solar para que ocorra o processo fotossintético e consequente produtividade primária (SOPPA et al., 2013). Estende-se desde a interface ar-água até a profundidade na qual a radiação fotossinteticamente ativa (PAR) atinge 1% de sua intensidade em subsuperfície (JERLOV, 1968; KIRK, 2011).

Seu limite, chamado de profundidade da zona eufótica, depende da atenuação da luz ao longo da coluna de água e pode variar desde alguns poucos centímetros em águas muito turbidas até cerca de 150 metros em regiões oceânicas (SHANG et al., 2011). A profundidade da zona eufótica é uma medida de transparência da água, sendo uma importante propriedade para a produção primária e para a transferência de calor na camada superior de corpos de água (PLATT; SATHYENDRANATH, 1988; SATHYENDRANATH et al., 1991).

2.4. Sensoriamento remoto da cor da água

Águas interiores apresentam complexa constituição em relação a seus componentes, notadamente matéria orgânica dissolvida, sedimentos em suspensão e fitoplâncton. Estes interagem de maneira distinta com a radiação eletromagnética incidente nos sistemas aquáticos (IOCCG, 2000) e proporcionam comportamentos espectrais variados de acordo com sua natureza e concentração (BARBOSA, 2005).

Os componentes de um sistema aquático absorvem e espalham seletivamente a luz incidente na coluna d'água, resultando em modificações na cor da mesma de acordo com faixas espectrais de maior ou menor absorção e espalhamento. Os grupos fitoplanctônicos, por exemplo, possuem absorção elevada na região do azul e do vermelho, tornando a água esverdeada. O CDOM é responsável por grande absorção em

comprimentos de onda menores (azul), resultando em águas mais amareladas (KAMPEL; NOVO, 2005).

A radiação que chega ao sensor remoto possui diferentes componentes, provenientes do espalhamento atmosférico, de reflexões especulares da radiação solar direta e difusa e do fluxo de radiação emergente dos alvos observados (KIRK, 2011). No caso da água, apenas este último carrega dados a respeito dos constituintes em suspensão e dissolvidos no perfil do corpo d'água (NOVO, 2001), e é, portanto, o de maior relevância para estudo destes ambientes por sensoriamento remoto.

A luz ao penetrar e se propagar em um corpo de água natural sofre atenuação, compreendida como consequência da soma de processos de absorção e de espalhamento que ocorrem entre os fótons e os materiais orgânicos e inorgânicos presentes no corpo d'água (inclusive das próprias moléculas de água pura). A atenuação pode ser definida em função do coeficiente de atenuação total, que por sua vez pode ser decomposto em coeficiente de absorção total e coeficiente de espalhamento total (BUKATA et al., 1995).

A aplicação do sensoriamento remoto ao estudo de sistemas aquáticos geralmente limita-se a uma estreita faixa do espectro eletromagnético quando comparada a outros tipos de alvos. Usualmente utiliza-se a faixa entre 400 e 850nm, uma vez que comprimentos de ondas menores estão associados a uma baixa irradiância solar, devido à alta absorção atmosférica, e comprimentos de ondas maiores apresentam significativo aumento de absorção da energia eletromagnética por parte da água, resultando em sinais muito baixos para serem detectados e corretamente discriminados (DEKKER, 1993).

Realizar interpretações quantitativas do sinal remotamente detectado requer o conhecimento do comportamento de seus constituintes opticamente ativos e da estrutura e propriedades do campo de luz subaquático. As características de absorção e de espalhamento dos constituintes determinam o formato final da curva de reflectância da água, enquanto a concentração é responsável pela magnitude das feições e da energia refletida em subsuperfície. O campo de luz define as condições de distribuição da

radiação na coluna d'água e é essencial para compreensão do comportamento de corpos de água (MOBLEY, 1994; BUKATA et al., 1995; KIRK, 2011).

2.5. Propriedades óticas inerentes

Mobley (1994) discute que as propriedades óticas inerentes (IOP) da água são aquelas dependentes somente do meio e cujos coeficientes são independentes das variações na estrutura do campo de luz nesse meio. As três propriedades óticas inerentes fundamentais são o coeficiente de absorção, o coeficiente de espalhamento e a função de espalhamento volumétrico.

Os processos físicos associados às IOPs são mostrados na Figura 2.1. Em um pequeno volume de água, com espessura Δr , iluminado por um feixe colimado de luz monocromática, parte da luz incidente ($\Phi_i(\lambda)$) será absorvida ($\Phi_a(\lambda)$), parte será espalhada ($\Phi_s(\lambda)$) para fora do feixe com um dado ângulo ψ , e o restante será transmitido ($\Phi_t(\lambda)$) por esse meio sem mudança na direção de propagação.

O coeficiente de absorção (a) é definido como a fração do fluxo incidente que é absorvida dividida pela distância de propagação na camada e é expressa em m^{-1} . O coeficiente de espalhamento (b), de forma semelhante, é definido como a fração do fluxo incidente que é espalhada dividida pela distância de propagação na camada e possui a mesma unidade do coeficiente de absorção (KIRK, 2011).

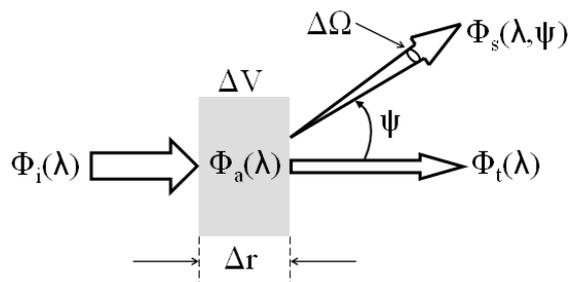


Figura 2.1 - Geometria de definição das propriedades inerentes

Fonte: Mobley (1994).

A função de espalhamento volumétrico (β), descrita em Kirk (2011), é a intensidade radiante em uma dada direção de um elemento de volume iluminado por um feixe

paralelo de luz, por unidade de irradiância na seção transversal desse volume, por unidade de volume, conforme mostrado na equação a seguir,

$$\beta(\psi, \lambda) = \lim_{\Delta V \rightarrow 0} \frac{I_s(\psi, \lambda)}{E_i(\lambda)\Delta V} \quad (2.1)$$

Onde, $\beta(\psi, \lambda)$ é a função de espalhamento volumétrico, $I_s(\psi, \lambda)$ é a intensidade radiante espalhada para fora do feixe original em um ângulo ψ , $E_i(\lambda)$ é a irradiância incidente em um volume de água, e ΔV é o volume de água iluminado pelo feixe incidente. A unidade da função de espalhamento volumétrico é $\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$.

Mobley (1994) sugere que as IOPs fundamentais podem ser reduzidas ao coeficiente de absorção e a função de espalhamento volumétrico, já que esta última ao ser integrada para todas as direções representa justamente o coeficiente de espalhamento. A função de espalhamento volumétrico especifica, portanto, o comportamento físico, em termos de forma e distribuição angular, do fluxo espalhado resultante do processo de espalhamento primário na coluna d'água (MOBLEY, 1994; KIRK, 2011).

2.6. Propriedades óticas aparentes

As propriedades óticas aparentes (AOP) da água são aquelas que dependem tanto do meio quanto da estrutura direcional do campo de luz ambiente, e cujas variações apresentem feições regulares e com relativa estabilidade que permitam descrever o sistema aquático (PREISENDORFER, 1961; MOBLEY, 1994). As principais propriedades óticas aparentes da água são a reflectância ou razão de irradiância, a reflectância de sensoriamento remoto e o coeficiente de atenuação difusa da irradiância descendente.

A reflectância de irradiância ou razão de irradiâncias (R) é a razão entre a irradiância ascendente (E_u) e a irradiância descendente (E_d) em uma dada profundidade (z) e comprimento de onda (λ) (MOBLEY, 1994; BUKATA et al., 1995). Por ser uma razão entre duas grandezas semelhantes seu valor é adimensional.

$$R(z, \lambda) = \frac{E_u(z, \lambda)}{E_d(z, \lambda)} \quad (2.2)$$

A reflectância de sensoriamento remoto (R_{rs}) é a razão entre a radiância que deixa a coluna d'água (L_w) em uma direção (θ, Φ) e a irradiância incidente sobre essa coluna (E_d). É uma medida de quanto da luz incidente na superfície da água eventualmente retorna para a atmosfera e pode ser detectada por um sensor (MOBLEY, 1994). É expressa em unidade de ângulo sólido, sr^{-1} . Para estudos de sensoriamento remoto é mais conveniente utilizar a $R_{rs}(0^+)$, ou seja, considerar os valores de radiância e irradiância logo acima da superfície da água.

$$R_{rs}(\theta, \Phi, \lambda, 0^+) = \frac{L_w(\theta, \Phi, \lambda)}{E_d(\lambda, 0^+)} \quad (2.3)$$

O coeficiente de atenuação difusa da irradiância descendente (K_d) representa a taxa de decaimento da irradiância descendente (em todas as direções descendentes) com o aumento da profundidade (MOBLEY, 1994; KIRK, 2011) e pode ser utilizado como bom estimador de propriedades óticas inerentes e de constituintes opticamente ativos, fornecendo uma boa conexão entre ótica e biologia (SMITH; BAKER, 1978).

$$K_d(z, \lambda) = -\frac{1}{E_d(\lambda)} \frac{dE_d(z)}{dz} \quad (2.4)$$

Os valores de K_d são comumente utilizados em estudos de ambiente aquáticos como forma de caracterizar o comportamento da luz no corpo d'água em função da profundidade. De acordo com Kirk (2003), esses valores podem ser obtidos a partir de diferentes formulações, como regressão linear dos valores de $\ln E_d$ em função da profundidade ou a partir de dois valores de irradiância em um intervalo de profundidade específico. A adoção de diferentes metodologias pode acarretar em pequenas diferenças no valor final calculado (KIRK, 2003). Além disso, Gege (2012) sugere que os valores de K_d podem ser influenciados por variações na irradiância descendente, devido a mudanças na cobertura de nuvens, na intensidade de ventos e ondas e na geometria de aquisição dos dados.

Como forma de contornar esse problema, Mueller (2000) propôs a normalização dos espectros de irradiância descendente a partir de um espectro de referência coletado acima da água. Dessa forma, é possível quantificar o quanto da variação é resultante de alterações nas condições de iluminação devido à cobertura de nuvens e remover tais efeitos do resultado final.

Diversos autores (BAKER; SMITH, 1979; MOBLEY, 1994; BUKATA et al., 1995) destacam que as variações observadas a partir de mudanças na estrutura do campo de luz são geralmente menos significativas que as variações observadas a partir de mudanças na constituição da água e apontam a utilização de modelos físicos teóricos de transferência radiativa como forma de relacionar as propriedades óticas inerentes e aparentes da água.

2.7. Constituintes opticamente ativos

Os processos de absorção e de espalhamento em ambientes aquáticos podem ser atribuídos a quatro componentes presentes nesses sistemas: água pura; fitoplâncton; sedimentos em suspensão; e matéria orgânica dissolvida colorida, também chamada de substâncias amarelas. O resultado da interação das propriedades de absorção e de espalhamento de cada um desses componentes define o comportamento espectral da água e a variação de suas concentrações regula a intensidade da radiação retroespalhada na coluna d'água (BARBOSA, 2010).

2.7.1. Água pura

A absorção pela água pura varia de acordo com a região espectral, conforme mostrado na Figura 2.2. Em comprimentos de onda menores (300 a 500nm) a absorção é muito baixa, havendo predomínio do espalhamento. A partir de 500nm observa-se um crescimento significativo nos valores de absorção com o aumento do comprimento de onda. Os “ombros” observados em torno de 510, 600 e 660nm podem ser associados a processos vibracionais da molécula de água no estado líquido (KIRK, 2011).

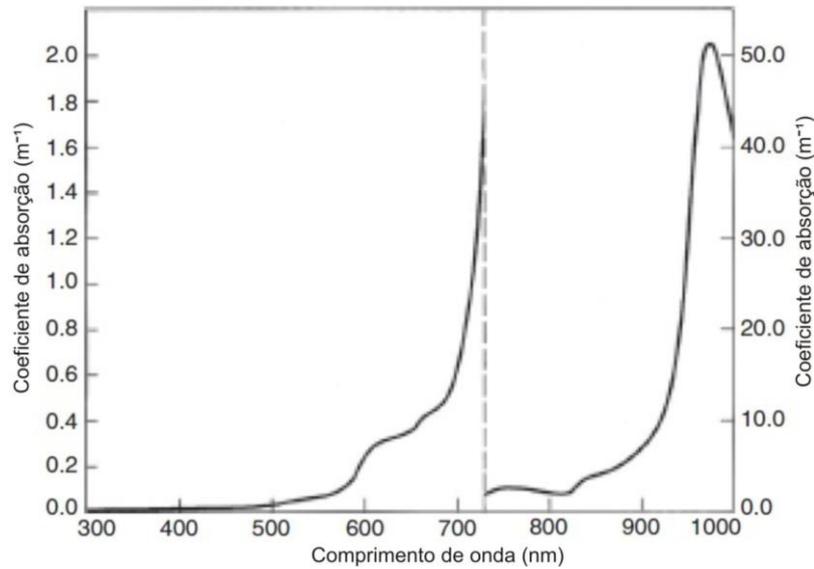


Figura 1.2 - Espectro de absorção da água pura

Fonte: Kirk (2011)

Após 690nm ocorre um rápido aumento da absorção, chegando a um pico em torno de 740nm, seguido de uma ligeira queda nos valores próximos a 810nm. A partir dessa região do espectro nota-se um crescimento bastante expressivo da absorção.

A contribuição da água pura para a absorção da luz na região fotossinteticamente ativa (PAR) torna-se importante a partir de 500nm, coincidindo com a região a partir da qual a influência dos efeitos de temperatura mostra-se relevante (PEGAU; ZANEVELD, 1993; SULLIVAN et al., 2006).

2.7.2. Fitoplânctons

A Figura 2.3 mostra o espectro do coeficiente de absorção específico dos principais pigmentos encontrados nos organismos fitoplanctônicos em ambientes aquáticos.

Apesar da existência de uma série de pigmentos capazes de absorver radiação eletromagnética, a clorofila-a destaca-se como o principal componente fitoplanctônico em estudos de sensoriamento remoto de corpos d'água. Por estar presente em todos os tipos de algas de águas continentais e marinhas é usualmente adotada como indicadora de bio-produção em ambientes aquáticos (RUDORFF, 2006).

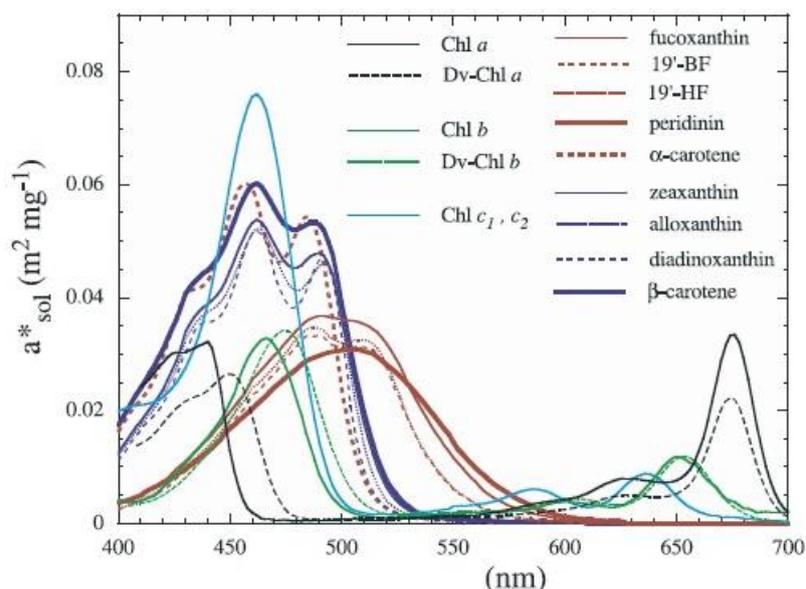


Figura 2.2 - Espectro de absorção específica dos principais pigmentos em fitoplânctons.

Fonte: Bricaud et al. (2004).

A clorofila-a é responsável por forte absorção da radiação nas bandas referentes ao azul e ao vermelho, com picos próximos a 430 e 670nm, e elevada reflectância na região do verde (MOBLEY, 1994). Em comprimentos de onda muito curtos (400 a 500nm) a presença de clorofila-a pode ser de difícil determinação, uma vez que outros constituintes, como a matéria orgânica dissolvida, podem influenciar o sinal da radiação eletromagnética captada pelos sensores (DEKKER et al., 1995).

O aumento da concentração de clorofila-a pode indicar aumento de biomassa do fitoplâncton e impactar os valores de reflectância na faixa espectral do infravermelho próximo (KIRK, 2011), aproximando-se de um comportamento esperado para vegetação.

A fluorescência da clorofila-a acarreta um pico de reflectância próximo a 675nm. Neste processo, os pigmentos re-emitem entre 1 e 3% da energia absorvida durante a fotossíntese, o que pode ocasionar diferenças nos valores radiométricos medidos (KIRK, 2011).

2.7.3. Sedimentos em suspensão

Os sedimentos em suspensão podem apresentar concentrações elevadas em águas continentais, sendo que esses são por vezes dominados por materiais inorgânicos.

Nessas situações, os sedimentos inorgânicos são os principais determinantes nas propriedades de absorção e de espalhamento em águas naturais. São, portanto, responsáveis pelas principais variações nas propriedades óticas inerentes da água ao longo do tempo e do espaço (MOBLEY, 1994).

A origem do material particulado em suspensão está ligada a carreamentos de minerais provenientes de solos e rochas, ocorridos a partir da ação do vento ou da chuva. Efeitos como ressuspensão e erosão de fundo também podem influenciar a concentração desse constituinte na água (SINGER; DUNNE, 2006).

O material em suspensão ocasiona aumento na atenuação em comprimentos de onda em direção ao ultravioleta próximo e em comprimentos de onda maiores que 700nm, com mínimo de absorção na faixa entre 590 e 630nm (POZDNYAKOV; GRASSL, 2003). Por serem os principais responsáveis pelo espalhamento na coluna d'água, é possível estabelecer uma relação direta entre a concentração dos sólidos em suspensão na água e o coeficiente de espalhamento da mesma (NOVO, 2001).

2.7.4. CDOM

A matéria orgânica dissolvida colorida (CDOM ou substância amarela) presente na água tem origem na decomposição de materiais vegetais resultantes da atividade fotossintética (autóctone) ou da entrada direta de material terrestre no sistema aquático (alóctone) (CHEN et al., 2004).

É representada principalmente por ácidos húmicos e fúlvicos, apesar de ser constituída por um vasto conjunto de compostos orgânicos quimicamente complexos dissolvidos na água. Os ácidos húmicos, em geral, possuem cor amarela e são responsáveis por forte absorção da radiação eletromagnética. Os ácidos fúlvicos, apesar de absorverem menos luz, estão presentes em maior quantidade, resultando em um equilíbrio na distribuição da absorção entre compostos húmicos e fúlvicos (KIRK, 2011).

A presença dessas substâncias ocasiona alta absorção da radiação em comprimentos de onda curtos, relativos à região do azul e do ultravioleta, conforme mostrado na Figura 2.4. Observa-se uma queda exponencial do coeficiente de absorção com o

aumento do comprimento de onda, sendo que os valores acima de 700nm tornam-se muito pequenos e praticamente desprezíveis (principalmente quando considerada a absorção pela água pura nessa região) (BUKATA et al., 1995).

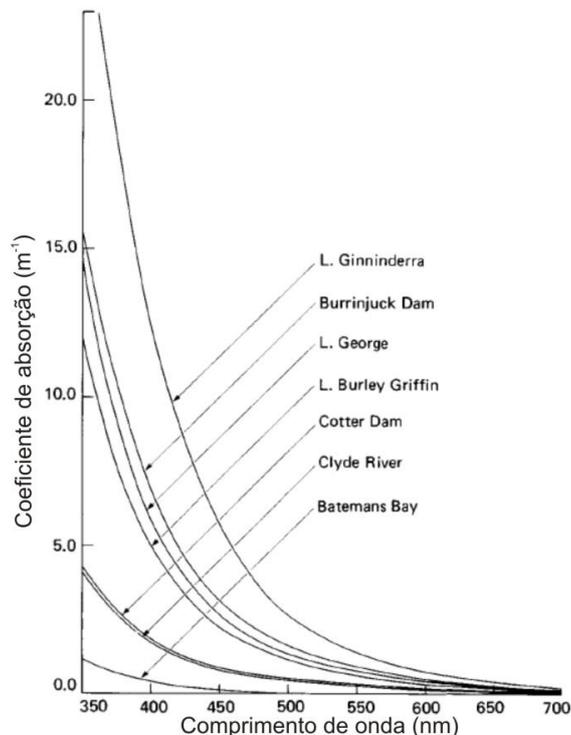


Figura 2.3 - Coeficiente de absorção do CDOM em diferentes corpos d'água.

Fonte: Kirk (2011).

Devido a sua forte absorção na região entre 280 e 400nm o CDOM ajuda a mitigar os efeitos destrutivos da radiação solar ultravioleta em organismos aquáticos (revisão por BOOTH et al., 1997). Por outro lado, o CDOM compete pela radiação na região do visível com o fitoplâncton, o que pode ocasionar redução na produção primária (XIE et al., 2012). Segundo Jensen (2007), pode-se notar a influência de matéria orgânica observando-se a coloração da água, uma vez que uma maior concentração dessas substâncias resulta em águas mais escuras ou amareladas.

Bukata et al. (1995) afirmam não ser possível diferenciar entre matéria orgânica dissolvida autóctone e alóctone por meio da assinatura espectral da absorção na região do visível, porém, feições na região do ultravioleta podem auxiliar na distinção da origem das substâncias observadas. Assim sendo, análises do coeficiente de absorção do

CDOM em diferentes faixas espectrais podem ser bastante significativas na caracterização bio-ótica e na determinação da qualidade da água de um corpo hídrico.

Entre as principais saídas de CDOM de um sistema aquático destacam-se a mistura de camadas, a biodegradação, a floculação e a fotodegradação. Esta última representa a conversão de carbono orgânico em compostos inorgânicos (carbono inorgânico dissolvido e monóxido de carbono) a partir da incidência da luz solar. A fotodegradação pode afetar as propriedades óticas da água e influenciar a penetração da luz ultravioleta e da radiação PAR, alterando assim as atividades dos organismos autótrofos e heterótrofos no corpo de água (MORAN et al., 2000).

2.8. DOC e CDOM

O carbono orgânico dissolvido (DOC) tem sua origem associada à decomposição de plantas e animais e de produtos excretados por esses organismos, como carboidratos, lipídios, vitaminas, toxinas e compostos húmicos. Também pode se originar de componentes de diversos efluentes e resíduos inseridos no sistema aquático (WETZEL, 1990), bem como pela fixação de CO_2 . As principais perdas de DOC são devido à sedimentação do carbono, ao efluxo para atmosfera, à fotodegradação e às atividades metabólicas do fitoplâncton.

Sua concentração está diretamente ligada ao estado trófico do corpo d'água e é determinada por meio de técnicas laboratoriais, como contagem a partir de um analisador de carbono orgânico total (TOC), utilizando-se filtros com poros de $0,45\mu\text{m}$ de diâmetro (WETZEL; LIKENS, 1991). Entretanto, esse processo demanda grandes quantidades de recursos e de tempo de análise, além da limitação em relação às áreas de amostragem.

Diante desse contexto, muitos autores propõem a utilização dos valores de absorção do CDOM como alternativa para estimar a concentração de DOC na água, já que o CDOM pode ser determinado a partir de imagens de satélite de maneira sinótica. Vodacek et al. (1997) apontam que é possível estabelecer uma relação linear entre a absorção por CDOM, tendo como referência 355nm, e a concentração de DOC, desde que sejam

considerados processos como fotodegradação e a participação de elementos não absorvedores no total de carbono.

Fichot e Benner (2011) propõem a utilização do coeficiente de absorção específico do CDOM (a_g^*) em 355nm e o coeficiente de decaimento espectral entre 275 e 295nm ($S_{275-295}$) como forma de obter a concentração de DOC. Segundo os autores, uma regressão linear múltipla fornece melhor resultado para a base de dados testada quando comparada a regressão linear simples e o modelo pode ser facilmente parametrizado para outras regiões.

Asmala et al. (2012) testaram a metodologia proposta por Fichot e Benner (2011) e concluíram que a utilização de dois comprimentos de ondas próximos (275-295nm) pode levar a resultados não significativos estatisticamente, uma vez que pode haver alta covariância entre os dados. Assim sendo, os autores propõem um modelo de regressão linear simples, utilizando apenas um comprimento de onda entre 250 e 270nm. Eles alertam ainda para diferenças significativas no desempenho do modelo quando aplicado para diferentes estações do ano ou para diferentes locais de coleta, o que sugere variações espaço-temporais na composição da matéria orgânica dissolvida.

Dessa forma, apesar de diversos trabalhos (FERRARI et al., 1996; FERRARI; DOWEL, 1998; KUTSER et al., 2005b; YIN et al., 2011) indicarem correlação positiva significativa entre a absorção por CDOM e a concentração de DOC em rios e lagos, as relações entre CDOM e DOC podem variar bastante de acordo com a localização geográfica e a estação do ano (FERRARI et al., 1996; NELSON et al., 1998), bem como serem afetadas por processos como a fotodegradação (VODACEK et al., 1997) e a atividade microbiótica (NELSON et al., 1998).

2.9. Sensor OLI

O sensor *Operational Land Imager* (OLI), a bordo da plataforma *LDCM satellite observatory*, representa a continuação dos sensores *Landsat*, com melhorias em relação às resoluções espectral e radiométrica. O OLI possui nove bandas, sendo uma pancromática (500 a 680nm) com quinze metros de resolução espacial, e oito bandas

espectrais com resolução espacial de trinta metros (BARSÍ et al., 2011), conforme mostrado na Tabela 2.1.

Tabela 2.1. Bandas espectrais do sensor *Operational Land Imager*

Banda	Comprimento de onda (μm)	Resolução espacial(m)
Banda 1 - Coastal/aerosol	0,433-0,453	30
Banda 2 - Azul	0,450-0,515	30
Banda 3 - Verde	0,525-0,600	30
Banda 4 - Vermelho	0,630-0,680	30
Banda 5 - NIR	0,845-0,885	30
Banda 6 - SWIR 1	1,560-1,660	30
Banda 7 - SWIR 2	2,100-2,300	30
Banda 8 - Pan	0,500-0,680	15
Banda 9 - Cirrus	1,360-1,390	30

Fonte: Adaptado de Irons et al. (2012)

Esse sensor apresenta algumas modificações em relação ao seu antecessor como tecnologia *pushbroom* de imageamento, resolução radiométrica de 12 bits e duas novas bandas (banda coastal/aerosol e banda cirrus). A faixa de imageamento do sensor é de 170x185km e o tempo de revisita do satélite é de dezesseis dias (BARSÍ et al., 2011; IRONS et al., 2012).

A plataforma *LDCM* possui órbita semelhante ao *Landsat-7* e às missões anteriores, permitindo a continuidade da observação da Terra e a comparação entre dados obtidos por diferentes instrumentos (IRONS et al., 2012).

Tendo sido lançado há aproximadamente um ano (11 de fevereiro de 2013), existem poucas publicações utilizando dados provenientes do sensor. Entretanto, sua variedade de bandas espectrais abre possibilidades para uma série de estudos em diferentes áreas. A banda 1 (*coastal/aerosol*) destina-se à ampliação das observações de zonas costeiras. A banda 2 (azul) pode ser utilizada para mapeamento batimétrico, distinção entre solo e vegetação e entre vegetação conífera e decídua. A banda 3 (verde) enfatiza o pico de resposta da vegetação, sendo útil para determinar o vigor vegetal. A banda 4 (vermelho) ressalta a diferença da resposta espectral da vegetação entre o visível e o infravermelho, sendo utilizada para o cálculo de uma série de índices espectrais. A banda 5

(infravermelho próximo) enfatiza a separação entre ambiente terrestre e água e também pode ser usada em índices espectrais. As bandas 6 e 7 (SWIR 1 e SWIR 2) destinam-se a detecção de estresse hídrico em vegetações e a determinação de áreas de queimadas. A banda 8 (pancromática) pode ser utilizada para melhorar a visualização das imagens multiespectrais, facilitando a distinção entre os objetos na cena. Por fim, a banda 9 (cirrus) tem como finalidade melhorar a detecção de nuvens do tipo cirrus e auxiliar em procedimentos de correção atmosférica (USGS, 2013).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Materiais

3.1.1. Área de estudo

O reservatório da Usina Hidrelétrica (UHE) de Três Marias (S 18°08'54'', W 45°41'15'' e S 19°06'27'', W 44°36'40''), inaugurada em 1962, localiza-se na Região Central do estado de Minas Gerais, bioma Cerrado, no alto curso do rio São Francisco (Figura 3.1). Possui forma dendrítica e área alagada de aproximadamente 927,1 km² formada pelo barramento do rio São Francisco, com volume útil de água de cerca de 15 bilhões de m³. Sua usina hidrelétrica tem potência instalada de 396 megawatts, sendo responsável por 80% da energia consumida na região norte de Minas Gerais (CEMIG).

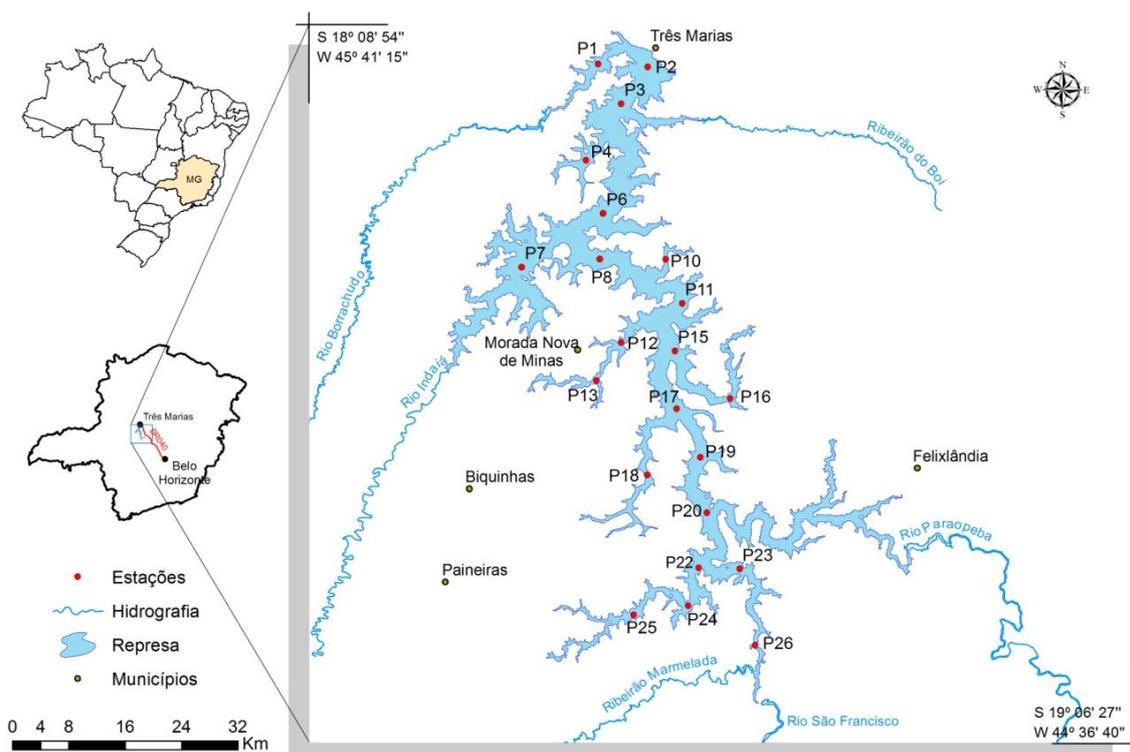


Figura 3.1 - Localização da represa de Três Marias/MG e estações de coleta

Os objetivos de sua construção eram a regularização do curso das águas do rio São Francisco durante as cheias, a melhoria da navegabilidade no rio, a produção hidrelétrica e o fomento à indústria e irrigação na região. Seus principais afluentes são o Rio São Francisco, o Rio Paraopeba, o Rio Pará e o Rio Indaiá (EUCLYDES, 2007).

Dentre as principais atividades desenvolvidas no entorno do reservatório que podem gerar impactos para a qualidade da água destacam-se: expansão urbana e de volume de descarga sanitária; atividades de extração mineral; silvicultura; e garimpo (ALMEIDA, 2010).

A região na qual está localizada a represa possui clima tropical quente semiúmido com duas estações bem definidas e distintas, sendo a estação chuvosa de outubro a abril e a estação seca de maio a setembro. A temperatura média anual do ar varia entre 20 e 28° C, enquanto a precipitação média anual é de aproximadamente 1500mm.

A represa está inserida na região hidrográfica do Alto São Francisco, que compreende as nascentes dos rios São Francisco, Pará, Paraopeba, Indaiá e Borrachudo, e seus afluentes, até o reservatório de Três Marias. Sua área de drenagem é de 57.097 km², cortando uma região de topografia moderadamente acidentada, com serras e terrenos ondulados de altitudes entre 600 e 1600m. Além do bioma cerrado a área de drenagem contempla fragmentos de Mata Atlântica, em especial próximos às cabeceiras.

3.1.2. Equipamentos

Os equipamentos utilizados durante a campanha de campo e análises de laboratório são mostrados na Figura 3.2 e descritos nos itens a seguir.

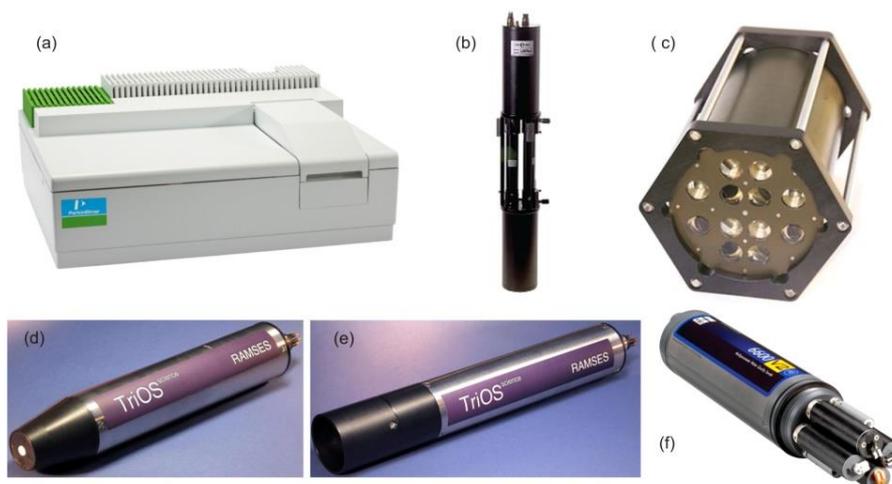


Figura 3.2 - Equipamentos utilizados para coleta de dados in-situ: (a) espectrofotômetro PerkinElmer; (b) AC-S; (c) HydroScat-6; (d) radiômetro Ramses ACC; (e) radiômetro Ramses ARC; (f) sonda YSI6600.

3.1.2.1. Espectrofotômetro PerkinElmer Lambda 35

O espectrofotômetro PerkinElmer Lambda 35 é um sensor de ótica de duplo feixe capaz de realizar medidas de absorvância, transmitância e reflectância nas regiões do ultravioleta, do visível e do infravermelho próximo (entre 190 e 1100nm). É equipado com lâmpada halógena de deutério e tungstênio e possui resolução espectral variável entre 0,5 e 4nm.

3.1.2.2. Spectral absorption and attenuation meter – AC-S

O *Spectral Absorption and Attenuation Meter*, denominado pela sigla AC-S, é um instrumento desenhado para medir o coeficiente de absorção e de atenuação total da água em cerca de 80 comprimentos de onda no intervalo de 400 a 750nm, com resolução espectral de 4nm. O equipamento, que pode ser submergido a até 500 metros de profundidade, possui taxa de amostragem de até quatro *Hertz* e sensor de pressão acoplado (VAN ZEE et al., 2005).

O AC-S é composto por dois tubos distintos, sendo um associado à medida de atenuação e outro a medida de absorção. Quando o sistema é ativado amostras de água são bombeadas para os dois tubos e são feitas as medidas da absorção e da atenuação total (VAN ZEE et al., 2005). Valendo-se da relação entre atenuação, absorção e espalhamento ($c = a + b$) é possível estimar o espalhamento total na coluna de água a partir das medidas realizadas com esse equipamento, após correções.

3.1.2.3. HydroScat-6

O HydroScat-6 é um sensor multi-espectral capaz de medir o retroespalhamento em águas naturais em seis comprimentos de ondas diferentes. O equipamento trabalha, por padrão, nos seguintes comprimentos de ondas (em nanômetros): 420; 442; 470; 510; 590; e 700. Contudo, outros comprimentos de onda podem ser utilizados: 394; 488; 532; 550; 620; 676; e 852nm (HOBILABS, 2010). A largura de banda é de 10nm, exceto para os comprimentos de onda 676 e 700nm, onde a largura é 20nm e 40nm,

respectivamente. O ângulo nominal de retroespalhamento é de 140° (HOBILABS, 2010).

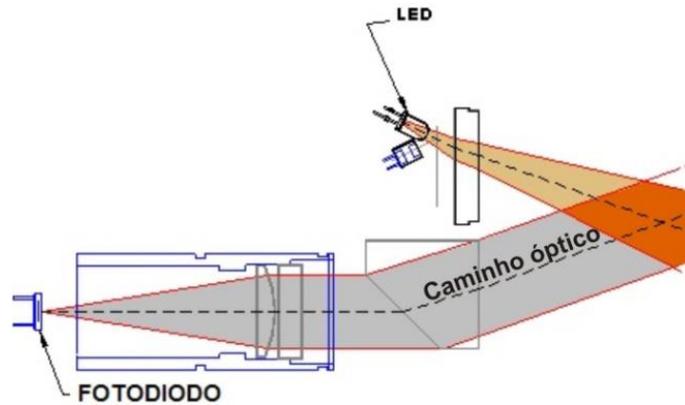


Figura 3.3 - Geometria óptica de funcionamento do HydroScat. Luz emitida por LED penetra na água, é retroespalhada, percorre o caminho óptico e é medida no volume de detecção do sensor.

Fonte: HobiLabs (2010).

A Figura 3.3 mostra a geometria de funcionamento do HydroScat-6. O feixe de luz se origina em um diodo emissor de luz (LED), passa por uma lente para ajuste quanto a sua divergência (HOBILABS, 2010) e em seguida por um prisma, antes de entrar na água. A radiação retroespalhada, após percorrer o caminho óptico, passa novamente por um prisma, e por um filtro que determina o comprimento de onda da medida. Em seguida, uma lente é responsável por focar a radiação sobre um detector de silício (HOBILABS, 2010).

O sensor mede o valor da função de espalhamento volumétrico $\beta(\Psi)$, na qual Ψ é o ângulo de espalhamento, para uma faixa fixa de ângulos. Esse valor é convertido em coeficiente de retroespalhamento (b_b) a partir da integração para todos os ângulos de retroespalhamento e de um coeficiente que relaciona $\beta(\Psi)$ e b_b e é considerado aproximadamente constante para medidas realizadas em ângulos próximos a 140°. Os valores de (b_b) são calculados conforme,

$$b_b = 2\pi\chi(\beta - \beta_w) + b_{bw} \quad (3.1)$$

onde, β_w é a função de espalhamento volumétrico da água pura na faixa de ângulos medidos pelo sensor, b_{bw} é o coeficiente de retroespalhamento da água pura e χ é o

coeficiente de proporcionalidade entre β e b_b para partículas, que apesar de não ser constante para todos os tipos de partículas, apresenta pouca variação em águas naturais. O valor padrão desse coeficiente é 1,08 (HOBILABS, 2010).

3.1.2.4. Ramses TriOS

O *Ramses TriOS* é um espectro-radiômetro desenhado para medir grandezas radiométricas como radiância e irradiância nas regiões do ultravioleta, do visível e do infravermelho próximo (entre 320 e 950nm). Sua resolução espectral é de 3,3nm, com tempo de integração variável entre 4ms e 8s. O *Ramses TriOS* é modular e pode ser utilizado com vários sensores ao mesmo tempo. O módulo *Ramses ACC* é equipado com coletor cosseno e com sensores de inclinação e pressão, já o módulo *Ramses ARC* possui coletor com campo de visada (FOV) de 7°. Várias unidades de cada módulo podem ser integradas para realizar medidas acima da água e na coluna d'água simultaneamente.

3.1.2.5. Sonda multiparamétrica YSI 6600

A sonda multiparamétrica *YSI 6600* permite analisar a qualidade da água por meio de sensores que coletam parâmetros como: oxigênio dissolvido; turbidez; condutividade elétrica; sólidos totais dissolvidos; resistividade; pH; potencial de óxido redução; salinidade; e temperatura.

3.2. Métodos

3.2.1. Amostragem e variação espacial

Em ambientes aquáticos de grandes dimensões, um desafio é como amostrar o ambiente de forma a capturar a variabilidade e as principais massas de água presente. Neste estudo, a quantidade e a posição geográfica das estações de medida foram definidas examinando-se uma imagem *Landsat-TM* (bandas 1, 2, 3, 4 e 7) em período próximo à campanha de campo, seguindo metodologia de Barbosa et al. (2010). Foi selecionada imagem *TM Landsat5*, órbita-ponto 219/73, de 27 de agosto de 2011. Essa imagem foi escolhida por estar em época semelhante à realização da campanha de campo para o presente estudo e pela disponibilidade e ausência de cobertura de nuvens.

A sequência de processamento da imagem inclui: (1) restauração, através do método do Filtro Inverso Modificado (FIM) desenvolvido por Fonseca et al. (1993) para modelar a degradação a partir das informações do *Effective Instantaneous Field Of View* (EIFOV); (2) registro, usando como referência um mosaico *GeoCover TM Landsat5*. Foram utilizadas transformações polinomiais de primeiro grau e interpolação pelo método do vizinho mais próximo. O erro médio quadrático obtido manteve-se inferior a 0,5 pixel; (3) calibração, de acordo com os coeficientes estabelecidos por Chander et al. (2009); (4) correção atmosférica, através do *Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes* (FLAASH), baseada no modelo de transferência radiativa MODTRAN4. A visibilidade média da cena e a quantidade de aerossóis foram definidas a partir do método K-T (KAUFMAN et al., 1997). A elevação média da cena foi obtida a partir do modelo TOPODATA (VALERIANO, 2008); (5) filtragem por convolução, utilizando-se filtro da média com máscara 3x3; (6) criação de máscara d'água a partir da banda 7 e recorte da área de interesse; (7) segmentação por algoritmo de crescimento de regiões; (8) classificação não-supervisionada K-médias baseada no resultado da segmentação. Foram definidos cinco temas, valor arbitrário considerado suficiente para apreender variações espectrais no corpo d'água, e dez iterações, pois valores maiores apresentaram alterações pouco significativas no resultado da classificação.

Como resultado desse processamento foi gerado uma imagem classificada em que cada classe representa uma massa homogênea de água em termos de resposta espectral. A hipótese neste caso é que estas massas homogêneas possuem certa composição e concentração de componentes opticamente ativos e, conseqüentemente, assinaturas espectrais distintas. As estações de amostragem foram distribuídas ao longo das cinco classes definidas buscando cobrir as variações espaciais de cada uma ao longo do reservatório.

Inicialmente foi previsto um total de trinta estações para coleta, contudo, somente vinte duas foram efetivamente amostradas, em função de dificuldades logísticas no decorrer da campanha de campo como: número de dias limitado para o trabalho; custos de pessoal e análises; tamanho (aproximadamente 119km entre o ponto mais distante e a barragem) e formato dendrítico do reservatório; restrições no deslocamento de barco

(peso e ondas); elevado tempo gasto para execução de cada estação devido a quantidade de equipamentos e a dinâmica de operação de cada; além de horário de trabalho limitado pela posição solar e condições atmosféricas.

Nas vinte e duas estações, um conjunto de equipamentos ópticos foi utilizado para perfilagem hidrográfica e determinação das propriedades óticas inerentes e aparentes do corpo d'água. As coletas foram limitadas entre 09h30min e 14h30min (horário local) para minimizar efeitos da reflexão especular nas medidas. As condições de aquisição, como cobertura de nuvens e presença de ondas foram registradas para posterior utilização na análise dos dados.

3.2.2. Limnologia

Amostras de água foram coletadas em vinte e duas estações durante campanha de campo realizada entre os dias 17 e 22 de junho de 2013 para a determinação da concentração dos componentes opticamente ativos no reservatório de Três Marias. Quatro litros de água foram coletados em superfície para cada uma das estações utilizando-se frascos de polietileno revestidos com papel alumínio e fita adesiva. As amostras foram armazenadas em baixas temperaturas e filtradas no mesmo dia. Os filtros foram mantidos em temperaturas inferiores a 0° Celsius até as análises laboratoriais, realizadas em até duas semanas após a coleta em campo.

Filtros de fibra de vidro *Whatman GF/F* foram usados para determinar a concentração de clorofila-a e feofitina, seguindo a metodologia proposta por Nush (1980). A clorofila é extraída com etanol 80% a quente (75° C) por cinco minutos em tubos de ensaio, sendo feito choque térmico em seguida, mergulhando os tubos em água gelada (0° C). A extração é mantida por um período de 6 a 24 horas no refrigerador e na ausência de luz. A solução de etanol contendo clorofila extraída é passada para tubo de vidro encapado com 20ml de capacidade e a leitura é feita por espectrofotometria em cubetas de quartzo de 50mm de caminho óptico nos seguintes comprimentos de onda: 750 e 665nm. Após a leitura, a amostra é acidificada com ácido clorídrico (HCl) 0,4 N para um pH entre 2,4 e 2,8, e a leitura é feita novamente em 750 e 665nm para determinação da feofitina.

Para a análise do material em suspensão foram utilizados filtros de fibra de vidro *Whatman GF/C* pré-calcinados a 480°C e pesados. Foi aplicado o método de Wetzel e Likens (1991). Em laboratório, o filtro é secado a 60° C por um período de 24 horas e pesado para determinação do material em suspensão total (MST). Em seguida, o filtro é colocado em cadinho de porcelana numerado e levado à mufla por um período de 1 hora a 480°C. O cadinho com o filtro é levado ao dessecador contendo sílica-gel, mantido até o resfriamento e novamente pesado para determinação do material em suspensão inorgânico (MSI). Pela diferença entre material em suspensão total e inorgânico, o material em suspensão orgânico (MSO) é determinado.

O método de análise de gás por infravermelho, no qual a amostra de água é passada ao estado gasoso por combustão não dispersiva a 680°C, através de um analisador de carbono orgânico total, foi utilizado para a determinação de carbono orgânico e inorgânico dissolvido (DOC e DIC, respectivamente).

Medidas in-situ de pH, turbidez, temperatura da água, concentração de oxigênio dissolvido, condutividade e profundidade do Disco de Secchi foram realizadas em cada estação. A determinação da absorção pelo material particulado e pelo fitoplâncton não pode ser realizada neste trabalho devido a problemas no armazenamento dos filtros durante a campanha de campo.

3.2.3. CDOM

Frascos de polipropileno envoltos com fita isolante foram usados para a aquisição de água destinada à determinação da absorção por CDOM. Imediatamente após a coleta, ainda no barco, as amostras de água passaram por um filtro de fibra de vidro *Whatman GF/F* e em seguida por um filtro Policap (em série), com poros de 0,22µm. A água resultante deste processo foi armazenada em garrafas de vidro escuro *Qorpak* previamente esterilizadas e mantidas em ambiente refrigerado até o momento das análises. Amostras de água, antes da filtragem, foram avaliadas através de um fluorômetro *AquaFluor Handheld* (Turner Designs). As medidas, em partes por bilhão (ppb), foram feitas em unidades relativas, já que o objetivo era verificar a variação espacial da concentração de CDOM entre as estações de amostragem.

Análises espectroscópicas das amostras de CDOM foram realizadas utilizando um espectrofotômetro *PerkinElmer Lambda 35 UV/VIS* com cubetas de quartzo de 10cm na faixa espectral entre 256 e 800nm com intervalo de 1nm. Água *Milli-Q* (Millipore) foi usada como referência para todas as amostras e subtraída como branco para as medições de absorvância. As amostras foram mantidas a temperatura ambiente durante as análises para evitar efeitos de temperatura, em especial em comprimentos de onda acima de 600nm. As amostras foram avaliadas novamente através do fluorômetro *AquaFluor Handheld* (Turner Designs) com o objetivo de perceber a degradação do CDOM entre a coleta e a análise laboratorial.

Foi calculado um *offset* para o espectro de absorvância utilizando-se a média dos valores entre 750 e 800nm, uma vez que esses valores eram diferentes de zero. Esse procedimento visa remover potenciais erros de espalhamento nas medidas, atribuídos a diferenças no índice de refração das amostras e da referência ou a existência de pequenas partículas remanescentes na solução filtrada (GREEN; BLOUGH, 1994; TWARDOWSKI et al., 2004). O valor médio foi subtraído de todo o espectro. Os valores de absorvância foram transformados para coeficiente de absorção de acordo com Bricaud et al. (1981) empregando-se a equação,

$$a_{cdom}(\lambda) = 2,303 \times \frac{A(\lambda)}{L} \quad (3.2)$$

Onde A é a absorvância espectral medida e L é o tamanho da cubeta em metros (0,1m).

O formato do espectro de absorção entre 380 e 700nm foi caracterizado pela determinação do coeficiente de decaimento exponencial espectral (S), que representa uma medida de como a absorção diminui com o aumento do comprimento de onda. Os valores no ultravioleta (UV) foram descartados, pois apresentaram comportamento bastante distinto do observado na região do visível, com alteração significativa na inclinação da curva de absorção. Muitos espectros não apresentaram tendência bem definida de decaimento exponencial com o aumento do comprimento de onda nessa região. Valores maiores que 700nm foram desconsiderados em função dos efeitos de temperatura no momento das medidas em laboratório.

Determinou-se S_{CDOM} por meio do ajuste de um modelo exponencial simples. O código para ajuste foi obtido em: <http://misclab.umeoce.maine.edu/software.php>. Adotou-se o método não-linear dos mínimos quadrados utilizando a rotina de minimização “fminsearch” do MATLAB (MathWorks). Os parâmetros de otimização foram definidos como: (i) MaxIter (número máximo de iterações permitidas) = 4000; (ii) MaxFunEvals (número máximo de avaliações da função permitido) = 2000; (iii) TolFun (tolerância de fim para o valor da função) = 10^{-9} . Os valores de referência de entrada (best guesses) foram ajustados para: (i) amplitude em 443nm = 0,5; e (ii) Slope = 0,01. A função de custo utilizada foi a soma dos quadrados da diferença entre a curva ajustada e os dados de entrada.

Baseado nos valores fornecidos pelo ajuste, considerando-se como referência a absorção em 443nm, o espectro de absorção pelo CDOM (entre 380 e 700nm) foi derivado de acordo com Bricaud et al. (1981), conforme,

$$a_{cdom}(\lambda) = a_{cdom}(\lambda_0)e^{-S(\lambda-\lambda_0)} \quad (3.3)$$

Onde $a_{cdom}(\lambda)$ é o coeficiente de absorção em um comprimento de onda qualquer, $a_{cdom}(\lambda_0)$ é o coeficiente de absorção em um comprimento de onda de referência (λ_0) e S é o parâmetro de decaimento exponencial.

3.2.4. Absorção e atenuação

Os coeficientes espectrais de absorção $a(\lambda)$ e atenuação $c(\lambda)$ foram medidos a partir da perfilagem com um espectrofotômetro AC-S (WetLabs). Para evitar a formação de bolhas de ar, as medidas iniciaram-se na profundidade máxima de cada estação, definida de acordo com o limite da zona eufótica. Os perfis foram tomados de modo contínuo (frequência de quatro hertz) utilizando-se uma estrutura metálica..

Os dados originais de absorção e atenuação medidos com o AC-S foram interpolados linearmente a cada 1nm na faixa entre 400 e 750nm, já que os comprimentos de onda centrais de cada uma das 84 bandas dos tubos de absorção e de atenuação são diferentes entre si. Um filtro de mediana com janela de convolução de quinze medidas foi utilizado para remover picos e anomalias observadas nos espectros dos coeficientes de

absorção e de atenuação. Filtros da mediana com janelas de cinco e dez medidas foram testados.

Os espectros foram separados em “subida” e “descida” de acordo com a direção de deslocamento do equipamento durante a aquisição dos perfis. Para subida, o equipamento iniciou as medidas em máxima profundidade e foi recolhido, de maneira contínua, até a superfície. No procedimento de descida as medidas iniciaram-se em subsuperfície e o equipamento foi submergido até a máxima profundidade. Objetivando garantir amostragens semelhantes, procurou-se manter taxas de deslocamento do equipamento semelhantes em ambos os processos.

Segundo Pegau e Zaneveld (1993), a absorção pela água é dependente da temperatura e da salinidade, variando de intensidade de acordo com o comprimento de onda (pequena dependência em comprimentos de onda do visível e significativa influência nos comprimentos de onda do infravermelho). Assim sendo, os dados medidos pelo AC-S foram corrigidos para temperatura de acordo com,

$$a_{mts}(\lambda) = a_m(\lambda) - [\Psi_t * (t - t_r) + \Psi_{sa} * S] \quad (3.4)$$

e

$$c_{mts}(\lambda) = c_m(\lambda) - [\Psi_t * (t - t_r) + \Psi_{sc} * S] \quad (3.5)$$

onde, $a_{mts}(\lambda)$ e $c_{mts}(\lambda)$ são a absorção e atenuação espectrais, respectivamente, corrigidos para temperatura da água e salinidade, $a_m(\lambda)$ e $c_m(\lambda)$ são a absorção e atenuação espectrais medidas, Ψ_t e Ψ_s são parâmetros específicos de correção para temperatura e salinidade respectivamente, t e S são a temperatura e a salinidade no momento da medida, e t_r é a temperatura de referência na qual o equipamento foi calibrado. Os valores de Ψ_t e Ψ_s são tabelados e podem ser encontrados no protocolo do equipamento (*WetLabs AC-S User's Guide*), disponível em: <<http://www.wetlabs.com/sites/default/files/documents/acprotq.pdf>>.

Para este trabalho o termo em função da salinidade foi desconsiderado, já que a variação esperada pode ser considerada desprezível em águas interiores (Kirk, 2011). Medidas de salinidade não foram feitas nas estações amostradas. Os valores de Ψ_t foram

interpolados linearmente a cada 1nm para compatibilidade com os valores de absorção e atenuação medidos.

Zaneveld et al. (1994) e Tzortziou (2004) destacam que em função da geometria do equipamento parte da luz espalhada do feixe emitido no tubo de absorção “a” do AC-S não é coletada, ocasionando a superestimativa dos valores de coeficiente de absorção. Para compensar essa superestimativa, os valores de absorção (pós-correção de temperatura) foram corrigidos para os efeitos de espalhamento conforme Leymarie et al. (2010),

$$a_c(\lambda) = a_{mts}(\lambda) - a_{mts}(\lambda_r) * \frac{b_m(\lambda)}{b_m(\lambda_r)} \quad (3.6)$$

onde, $a_c(\lambda)$ é o valor final corrigido do coeficiente de absorção, $a_{mts}(\lambda)$ é o coeficiente de absorção corrigido para temperatura (e salinidade, caso se aplique), $a_{mts}(\lambda_r)$ é o coeficiente de absorção corrigido para temperatura (e salinidade, caso se aplique) em um comprimento de onda de referência, b_m é o coeficiente de espalhamento medido e $b_m(\lambda_r)$ é o coeficiente de espalhamento medido em um comprimento de onda de referência.

Os valores de absorção em 750nm foram adotados como referência para a absorção e para o espalhamento, já que esse era o maior comprimento de onda com dados disponíveis (valores em 715 e 730nm foram testados, mas os resultados foram inferiores, resultando em absorção negativa em comprimentos de onda do infravermelho). O cálculo do espalhamento foi realizado a partir dos dados de absorção e atenuação corrigidos para temperatura, de acordo com a relação: $c = a + b$.

3.2.5. Retroespalhamento

Os valores de retroespalhamento (b_b) foram determinados em seis comprimentos de onda (420, 442, 470, 510, 590 e 700nm) a partir do sensor HydroScat-6 (HOBILabs). Os perfis foram tomados de maneira contínua (frequência de quatro *hertz*) desde a superfície até a profundidade máxima em cada estação, definida, assim como para o AC-S, como o limite da zona eufótica.

Os dados foram filtrados a partir de um filtro da mediana com janela de convolução de tamanho cinco para remover picos e variações observadas no coeficiente de retroespalhamento. Filtro da mediana de dez medidas também foi testado.

O feixe de luz emitido pelo equipamento no momento das medidas pode sofrer atenuação pela água devido a sua geometria de operação. Parte da luz que seria detectada como retroespalhamento pode ser perdida pela atenuação na água entre o instrumento e o volume de detecção (Figura 3.3) resultando em valores subestimados de retroespalhamento. Assim sendo, as medidas de retroespalhamento foram corrigidas de maneira independente segundo,

$$\beta = \sigma(K_{bb})\beta_u \quad (3.7)$$

onde, β_u é o retroespalhamento não corrigido. $\sigma(K_{bb})$ é uma complexa função da geometria ótica do sensor, que pode ser aproximada por,

$$\sigma(K_{bb}) = k_1 e^{(k_{exp} K_{bb})} \quad (3.8)$$

onde, K_{bb} é o coeficiente de atenuação da luz no caminho percorrido entre a emissão e a detecção, k_{exp} é um parâmetro característico de cada instrumento específico, incluso em sua calibração, e k_1 é um valor definido para satisfazer o requerimento de que $\sigma(K_{bbw}) = 1$, conforme indicação do fabricante.

O valor de K_{bb} foi obtido a partir das medidas de absorção e espalhamento fornecidos pelo AC-S, considerando-se a relação,

$$K_{bb} = a + 0,4b \quad (3.9)$$

3.2.6. Propriedades óticas aparentes

Medidas de dados espectro-radiométricos foram coletadas simultaneamente utilizando-se seis módulos de radiômetros *Ramses* (TriOS), sendo três fixos ao barco e três instalados em uma gaiola para perfilagem. Os sensores presos ao barco coletaram irradiância espectral incidente na superfície $E_{sky}(\lambda)$ e radiâncias espectrais emergente $L_w(\theta, \Phi, \lambda)$ e difusa $L_{sky}(\theta', \Phi', \lambda)$. Os sensores acoplados à gaiola mediram

irradiâncias espectrais ascendente $E_u(\lambda)$ e descendente $E_d(\lambda)$ e radiância espectral ascendente $L_u(\theta', \phi', \lambda)$ na coluna d'água. Os módulos para coleta de irradiâncias são equipados com coletores cosseno e sensores de inclinação e de pressão. Os módulos para coleta de radiância possuem campo de visada de 7°.

Foram realizadas medidas acima da água, em subsuperfície (logo abaixo da interface ar-água) e em profundidade a cada metro até o limite da zona eufótica. Quinze medidas foram feitas para cada um dos níveis de aquisição com o intuito de evitar variações externas e obter espectro representativo das grandezas mensuradas. Essa é uma interessante estratégia para perfilagens discretas em campo, uma vez que um intervalo de amostragem mais amplo é necessário para reduzir as oscilações decorrentes da presença de ondas e dos efeitos de focagem e desfocagem por elas produzidos. Para evitar efeitos da reflexão especular das radiações direta e difusa o barco foi orientado de maneira a manter ângulos entre 90 e 135° em relação à posição do Sol, e os sensores externos foram posicionados com ângulo de visada próximos a 45° em relação ao nadir.

Os dados dos seis sensores *Ramses* foram interpolados linearmente na faixa espectral entre 320 e 950nm com o intuito de garantir a compatibilidade entre os dados de cada um dos instrumentos, uma vez que sensores do tipo cosseno têm bandas centrais diferentes dos medidores de radiância. Para quantificar e remover as variações provocadas por mudanças na iluminação solar, durante as medidas, decorrentes de alterações na cobertura de nuvens foi feita a normalização de todas as medidas a partir dos dados de irradiância incidente E_{sky} .

Utilizou-se a primeira medida de E_s para o cálculo do fator de normalização, de acordo com Mueller (2000) e Mishra et al. (2005),

$$F_n(z_m, \lambda) = \frac{E_{sky}(t(z_1), \lambda)}{E_{sky}(t(z_m), \lambda)} \quad (3.10)$$

onde, $E_{sky}(t(z_1), \lambda)$ é a irradiância incidente na superfície da água medida no barco no momento da primeira medida. Um valor de fator de normalização igual a 1 significa que não houve variação em relação ao instante de referência. Valores maiores que 1 indicam

diminuição de E_{sky} em relação ao tempo inicial, e valores menores que um indicam aumento de E_{sky} no momento da medida em relação ao instante de referência.

As medidas dos demais sensores foram normalizadas de acordo com,

$$M'_i(z_m, \lambda) = M_i(z_m, \lambda)F_n(z_m, \lambda) \quad (3.11)$$

onde, $M'_i(z_m, \lambda)$ é a medida normalizada do sensor "i" na profundidade z_m , $M_i(z_m, \lambda)$ é a medida original do sensor "i" na profundidade z_m coletada pelo *Ramses TriOS* durante a perfilagem, e $F_n(z_m, \lambda)$ é o fator de normalização na profundidade z_m .

Para definição de qual dos quinze espectros medidos seria utilizado como representativo de cada sensor, em cada profundidade, adotou-se o seguinte procedimento: (i) cálculo da mediana das quinze medidas para cada comprimento de onda, entre 320 e 950nm; (ii) determinação de qual espectro contém a mediana em cada comprimento de onda; (iii) contagem de quantas vezes a mediana aparece em cada espectro. Foi escolhida como medida representativa aquela cujo espectro possuía mais valores pertencentes à mediana. Em caso de coincidência entre dois ou mais espectros, arbitrou-se escolher aquele coletado primeiramente. Todos os processamentos seguintes foram baseados nos espectros assim determinados.

O coeficiente de atenuação difusa vertical (K_d) foi calculado para três comprimentos de onda distintos na região do visível (450, 550 e 670nm) e para a região da radiação fotossinteticamente ativa (PAR) conforme Gordon et al. (1975),

$$K_d(z) = -\frac{1}{E_d(z)} \frac{dE_d(z)}{dz} \quad (3.12)$$

onde, $E_d(z)$ é a irradiância descendente na coluna d'água na profundidade z . Para a região PAR foi integrada toda a energia radiante entre 400 e 700nm.

Segundo Kirk (2003), o cálculo do K_d utilizando-se regressão linear do logaritmo natural de $E_d(z)$ em função da profundidade ou a partir de dois valores de irradiância em um dado intervalo de profundidade, apesar de muito utilizado e útil pode ser um

pouco arbitrário, portanto, o autor sugere uma nova abordagem. Dessa forma, foi calculado um coeficiente de atenuação vertical difusa ponderado usando,

$${}^wK_d(av) = \frac{\sum_{i=1}^N K_d(z_i, z_{i+2}) E_d(z_{i+1})}{\sum_{i=1}^N E_d(z_{i+1})} \quad (3.13)$$

onde, ${}^wK_d(av)$ é o coeficiente de atenuação vertical difusa para a irradiância descendente e E_d é a irradiância descende. O somatório do produto entre K_d e E_d para todas as profundidades é dividido pelo somatório de E_d em todas as profundidades. O valor de K_d foi definido de acordo com,

$$K_d(z_i, z_{i+2}) = \frac{1}{2\Delta z} \ln \frac{E_d(z_i)}{E_d(z_{i+2})} \quad (3.14)$$

onde, Δz é o intervalo de profundidade entre as medidas de irradiância.

Nessa abordagem, o coeficiente de atenuação vertical difuso considera a diminuição na irradiância descendente entre dois intervalos de profundidade e é ponderado pelo valor intermediário de irradiância nesse intervalo.

O limite e o ponto médio da zona eufótica (Z_{eu} e Z_m , respectivamente) foram calculados a partir de,

$$Z_{eu} = \frac{4,605}{{}^wK_d(PAR)} \quad (3.15)$$

e

$$Z_m = \frac{2,302}{{}^wK_d(PAR)} \quad (3.16)$$

onde, ${}^wK_d(PAR)$ é o coeficiente de atenuação vertical difusa ponderado para a região da radiação fotossinteticamente ativa (PAR). Z_{eu} e Z_m correspondem à profundidade na qual a irradiância descendente em PAR (400 a 700nm) é reduzida a 1% e 10%, respectivamente, do valor de irradiância em subsuperfície (Kirk, 2011).

A razão de irradiâncias (ou reflectância de irradiâncias) foi determinada conforme,

$$R(z, \lambda) = \frac{E_u(z, \lambda)}{E_d(z, \lambda)} \quad (3.17)$$

onde, $R(z, \lambda)$ é a razão de irradiâncias espectrais na profundidade z , $E_u(z, \lambda)$ é a irradiância espectral ascendente na coluna d'água na profundidade z , e $E_d(z, \lambda)$ é a irradiância espectral descendente na coluna d'água na profundidade z .

Foi calculada a reflectância de sensoriamento remoto de subsuperfície $R_{rs}(0^-)$, usando-se os valores de radiância ascendente no corpo de água conforme,

$$R_{rs}(\theta, \Phi, \lambda, 0^-) = \frac{L_u(\theta, \Phi, \lambda, 0^-)}{E_d(\lambda, 0^-)} \quad (3.18)$$

onde, $L_u(\theta, \Phi, \lambda, 0^-)$ é a radiância espectral ascendente em subsuperfície na direção (θ, Φ) e $E_d(\lambda, 0^-)$ é a irradiância espectral descendente logo abaixo da superfície.

Contudo, para estudos utilizando sensores orbitais, a reflectância de sensoriamento remoto de superfície $R_{rs}(0^+)$ é mais indicada para comparação entre dados *in-situ* e imageados, já que essa é a grandeza medida pelos sensores remotos e os dados de subsuperfície estão mais sujeitos a variações pelos efeitos de ondas. Dessa forma, ela foi calculada por,

$$R_{rs}(\theta, \Phi, \lambda, 0^+) = \frac{L_w(\theta, \Phi, \lambda)}{E_d(\lambda, 0^+)} \quad (3.19)$$

onde, $L_w(\theta, \Phi, \lambda)$ é a radiância espectral emergente da coluna d'água na direção (θ, Φ) detectada pelo sensor fixo ao barco apontado para a água, e $E_d(\lambda, 0^+)$ é a irradiância espectral descendente imediatamente acima da superfície.

Como descrito em Mobley (1999), o valor medido pelo sensor apontado para a água, porém, não corresponde somente à radiância emergente do corpo de água. O sensor na verdade capta a soma entre a radiância emergente e qualquer radiância na atmosfera que tenha sido refletida pela superfície da água na direção do campo de visada do equipamento. Dessa forma, a medida total pode ser descrita como,

$$L_t(\theta, \Phi, \lambda) = L_w(\theta, \Phi, \lambda) + L_r(\theta, \Phi, \lambda) \quad (3.20)$$

onde, $L_t(\theta, \Phi, \lambda)$ é a radiância espectral total medida pelo sensor na direção (θ, Φ) , $L_w(\theta, \Phi, \lambda)$ é a radiância espectral acima da superfície originada da luz subaquática e transmitida através da superfície da água na direção (θ, Φ) , e $L_r(\theta, \Phi, \lambda)$ é a radiância espectral na atmosfera refletida pela superfície do corpo de água na direção (θ, Φ) . Mobley (1999) indica que $L_r(\theta, \Phi, \lambda)$ pode ser obtida a partir dos valores da radiância difusa na atmosfera usando a relação,

$$L_r(\theta, \Phi, \lambda) = \rho L_{sky}(\theta', \Phi', \lambda) \quad (3.21)$$

onde, $L_{sky}(\theta', \Phi', \lambda)$ é a radiância espectral difusa na atmosfera na direção (θ', Φ') , que representa a direção para a qual o sensor deve estar apontado para captar a radiância que seria refletida pela superfície na direção (θ, Φ) , e ρ é um fator de proporcionalidade que relaciona a radiância medida quando o detector observa o céu com a radiância atmosférica refletida medida quando o detector observa a superfície da água.

Esse fator é dependente da direção, do comprimento de onda, da velocidade do vento, do campo de visada do detector e da distribuição de irradiância na atmosfera. Foi assumido o valor de 0,028 para ρ , conforme proposto por Mobley (1999) após uma série de simulações. Assim sendo, o valor de $L_w(\theta, \Phi, \lambda)$ foi definido como,

$$L_w(\theta, \Phi, \lambda) = L_t(\theta, \Phi, \lambda) - 0,028 L_{sky}(\theta', \Phi', \lambda) \quad (3.22)$$

3.2.7. Imagens orbitais

Duas imagens do sensor *Operational Land Imager* (órbita 219, ponto 73) das datas mais próximas à realização da campanha de campo foram adquiridas junto ao Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS). As imagens disponíveis eram de 13 de junho de 2013, quatro dias antes do início da campanha de campo, e de 29 de junho de 2013, uma semana após o fim dos trabalhos de campo. As imagens foram adquiridas no nível 1T e apresentaram baixa cobertura de nuvem (zero e 9,34%, respectivamente).

As imagens nível 1T do sensor OLI foram submetidas a correção atmosférica através do software *Atmospheric / Topographic Correction for Satellite Imagery* (ATCOR), que se baseia no modelo de transferência radiativa MODTRAN-5 para a remoção dos efeitos

de absorção e espalhamento atmosférico (RICHTER e SCHLÄPFER, 2011). Foi utilizada a licença de avaliação para a versão 8.3 do software ATCOR2/3. Esse método de correção foi escolhido, pois, de acordo com Kutser (comunicação pessoal), apresentou melhores resultados para correção de imagens OLI quando comparado a outros métodos (QAC, FLAASH e GRASS). Durante suas análises, Kutser utilizou dados radiométricos coletados em campo (não publicados), simultâneos à passagem do satélite, para verificar os resultados da correção atmosférica.

Os seguintes parâmetros foram definidos para a correção radiométrica: fator de escala igual a um; tipo de atmosfera tropical rural; elevação média da cena de 650m e faixa de adjacência igual a 0,5km. Como opções de processamento foram selecionadas visibilidade variável, remoção de *glint* e de neblina sobre a água, e remoção de nuvens *cirrus*. A opção de remoção de sombras não foi utilizada, pois pode haver grande confusão entre pixels de sombra e de água.

Os mesmos parâmetros de entrada foram definidos para ambas as imagens adquiridas, a exceção da visibilidade atmosférica, que varia de acordo com a condição de imageamento de cada cena. Apesar de selecionada a opção de visibilidade variável, a visibilidade média inicial foi definida como 111 km para a imagem do dia 13 de junho e como 80 km para a imagem do dia 29 de junho. Esses valores foram calculados pelo próprio software, que utiliza as bandas da imagem (região do infravermelho de ondas curtas ou infravermelho próximo) para determinar a espessura ótica e o tipo de aerossóis na atmosfera no momento de aquisição da imagem.

A correção geométrica foi feita no software ENVI 4.8 tendo como base a imagem registrada usada na definição das estações de amostragem (seção 3.2.1). Foram aplicadas transformações polinomiais de primeiro grau e o método de interpolação escolhido foi por vizinho mais próximo. Os erros médios quadráticos foram menores do que 0,5 pixel para cada imagem, tendo sido definidos quinze pontos de controle por imagem. Os dados de reflectância de superfície dos pixels nos quais se inseriram cada um dos vinte e dois pontos de coleta foram extraídos para as bandas 1, 2, 3, 4 e 5.

3.2.8. Modelos CDOM

Para mapear carbono orgânico dissolvido no reservatório de Três Marias foram testados modelos empíricos propostos por Kutser et al. (2005a) e por Ficek et al. (2011). Esses modelos permitem estimar os valores de absorção por CDOM em comprimentos de onda da região do azul e relacioná-los à concentração de DOC. Os modelos foram escolhidos devido à facilidade de aplicação, aos bons resultados reportados por Zhu et al. (2014) para águas dos estuários dos rios Kawkawlin e Saginaw e do Lago Huron, na Região dos Grandes Lagos, e por terem sido desenvolvidos para ambientes de lagos.

O modelo proposto por Kutser et al. (2005a) foi desenvolvido a partir de dados de lagos temperados da Finlândia, com grande variação dos constituintes opticamente ativos (absorção por CDOM em 420nm entre $0,68$ e $11,13m^{-1}$; concentração de clorofila-a entre $0,23$ e $33mgL^{-1}$; e concentração de total de sólidos suspensos de $0,67$ a $10,4gm^{-3}$), e de uma razão entre bandas do sensor *Advanced Land Imager* (ALI). O modelo permite determinar a absorção por CDOM em 420 nm conforme,

$$a_{cdom}(420) = 5,13 \left(\frac{B2}{B3} \right)^{-2,67} \quad (3.23)$$

Onde, $a_{cdom}(420)$ é a absorção pelo CDOM em 420nm, B2 é o valor de reflectância de superfície da banda 2 (525-605nm) do sensor ALI e B3 é o valor de reflectância de superfície da banda 3 (630-690nm) do sensor ALI.

Apesar do sensor ALI ser um protótipo para o desenvolvimento do OLI, existem algumas diferenças entres os dois. Dessa forma, neste trabalho foram empregadas as faixas correspondentes do sensor OLI, já que as diferenças de largura de banda são pequenas entre os dois instrumentos: banda 3 (525-600nm) e banda 4 (630-680nm). Foram ainda testados diferentes comprimentos de onda entre 400 e 443nm para a estimativa de CDOM.

O modelo de Ficek et al. (2011) foi criado a partir de uma base de dados de 235 estações amostrais ao longo de 15 lagos poloneses, coletadas entre 2007 e 2010, com alta variabilidade dos constituintes opticamente ativos: absorção por CDOM em 440nm

entre $0,1$ e $17,4m^{-1}$; concentração de clorofila-a entre $1,3$ e $336mgL^{-1}$; e concentração de total de sólidos suspensos de $1,4$ a $52gm^{-3}$). O modelo baseia-se em uma razão de banda entre dados de reflectância de sensoriamento remoto medidas *in-situ* conforme,

$$a_{cdom}(440) = 3,65 \left(\frac{R_{rs}(570)}{R_{rs}(655)} \right)^{-1,93} \quad (3.24)$$

Onde, $a_{cdom}(440)$ é a absorção pelo CDOM em $440nm$, $R_{rs}(570)$ é o valor de reflectância de sensoriamento remoto em $570nm$ e $R_{rs}(655)$ é o valor de reflectância de sensoriamento remoto em $655nm$.

O modelo de Ficek et al (2011) foi aplicado utilizando-se os dados radiométricos coletados durante a campanha de campo para avaliar sua aplicação a um reservatório tropical, com características distintas dos lagos para os quais foi formulado. Ainda, a razão entre $R_{rs}(570)$ e $R_{rs}(655)$ foi substituídas pela razão entre as bandas 3 e 4 do sensor OLI, com o intuito de testar a viabilidade de mapeamento do CDOM a partir de imagem orbital utilizando-se esse modelo.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados estão divididos entre caracterização bio-ótica do reservatório, incluindo variações espaciais dos dados limnológicos e das propriedades inerentes e aparentes da água, e aplicação de modelos empíricos para estimativa de absorção por CDOM.

4.1. Caracterização bio-ótica

4.1.1. Variação dos constituintes opticamente ativos

As concentrações dos COAs em subsuperfície apresentaram variações espaciais irregulares ao longo do corpo de água, que podem ser atribuídas a fatores como: tamanho e formato do reservatório; influência de resíduos e substâncias provenientes de cidades próximas; atividades de agricultura no entorno; influência de cursos d'água afluentes; e alterações em dinâmicas e processos bio-óticos. Apesar de valores moderados em magnitude, observa-se uma variabilidade de concentração dos constituintes nas estações amostradas (Figura 4.1), o que sugere certa heterogeneidade do corpo de água (coeficiente de variação (CV) indicado na figura), exceto para o carbono total.

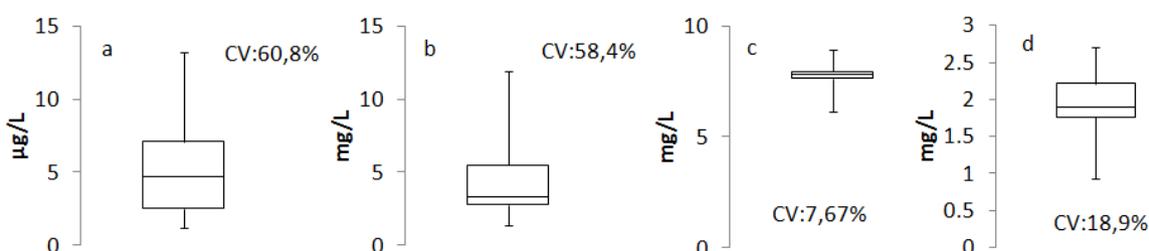


Figura 4.1 - Variação de concentração dos constituintes opticamente ativos em subsuperfície: (a) clorofila-a; (b) material em suspensão total; (c) carbono total; (d) carbono orgânico dissolvido.

A concentração de clorofila-a (C_{chl}) variou entre 1,17 e 13,22 μgL^{-1} , com média de 5,47 μgL^{-1} . De uma maneira geral os menores valores se distribuíram nas partes superior (próximo às entradas dos rios São Francisco e Paraopeba) e inferior do reservatório (próximo à barragem). Em ambas as regiões a concentração pode ser afetada pela circulação da água, que impede a fixação do fitoplâncton. No primeiro caso a dinâmica é regulada pela existência de correnteza nas entradas dos rios e no segundo é

dependente do fluxo gerado pela saída de água do sistema devido ao funcionamento das turbinas de geração de energia. A Figura 4.2 mostra a dispersão espacial dos valores de concentração de clorofila de acordo com a localização das estações amostrais.

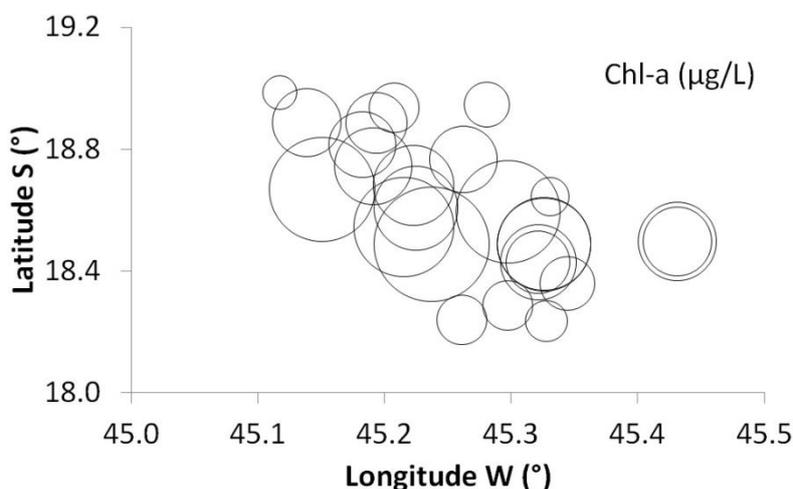


Figura 4.2 – Dispersão espacial e variação de concentração de clorofila-a. Círculos maiores representam maior concentração.

Os valores mais altos de C_{chl} foram encontrados na porção intermediária, em especial nos “braços” do reservatório, o que pode estar relacionado com a entrada de nutrientes no corpo d’água. Valores baixos esparsos também foram observados nessa região, ressaltando a alta variação da concentração de clorofila. Por exemplo, as estações P12 e P13, apesar de próximas entre si, apresentaram valores de C_{chl} muito diferentes. Neste caso, a variação pode ser explicada pela influência direta da entrada de material de origem urbana oriundo de Morada Nova de Minas na estação P12 e/ou pela formação de manchas de maior concentração, associadas à estrutura espacial na distribuição do fitoplâncton (STRASS, 1992; MARTIN, 2003).

Os valores de C_{chl} são próximos da faixa de valores encontrados por IAP (2009) para o reservatório de Itaipu entre os anos 2005 e 2008 ($1,04$ a $17,17 \mu gL^{-1}$), Campbell et al. (2011) no reservatório de *Burdekin Falls*, no norte da Austrália (entre 2 e $7 \mu gL^{-1}$), Ammenberg et al. (2002) no Lago Mälaren na Suécia ($2,5$ a $18,9 \mu gL^{-1}$), Kutser et al. (2005b) em treze lagos finlandeses (2 a $33 \mu gL^{-1}$) e Arenz et al. (1996) em sete de oito reservatórios estudados no Colorado ($0,8$ a $11,7 \mu gL^{-1}$).

As baixas correlações entre C_{chl} e os demais constituintes opticamente ativos (material em suspensão $R^2 = 0,01$; carbono $R^2 = 0,28$) demonstram que as águas do reservatório de Três Marias são águas do caso 2 (MOREL e PRIEUR, 1977), ou seja, águas complexas que representam um desafio para a compreensão das variações observadas. Esses valores, associados à baixa correlação entre C_{chl} e concentração de carbono orgânico dissolvido ($R^2 = 0,14$), indicam que o material em suspensão total (MST) e o carbono orgânico dissolvido (DOC) são majoritariamente de origem terrestre ou de resuspensão de sedimentos, em detrimento da degradação do fitoplâncton.

As medidas de concentração de material em suspensão total (C_{MST}) variam entre 1,33 e $11,93\text{mgL}^{-1}$ e o valor médio obtido foi $4,34\text{mgL}^{-1}$. Assim como ocorrido com C_{chl} , os valores de C_{MST} se mostraram irregularmente distribuídos no corpo d'água (Figura 4.3). Ao contrário do que poderia ser inicialmente esperado, concentrações baixas foram encontradas nos “braços” dos reservatórios e em regiões menos profundas, com exceção das estações diretamente sob influência do Rio São Francisco (P23 e P26). Tendo em vista o período de realização da campanha de campo (estação seca) e a hidrodinâmica do reservatório, a baixa concentração pode estar associada à deposição de parte do material suspenso. Nas estações P23 e P26, a turbulência ocasionada pelo deslocamento da água do rio não permitiria a deposição do material particulado.

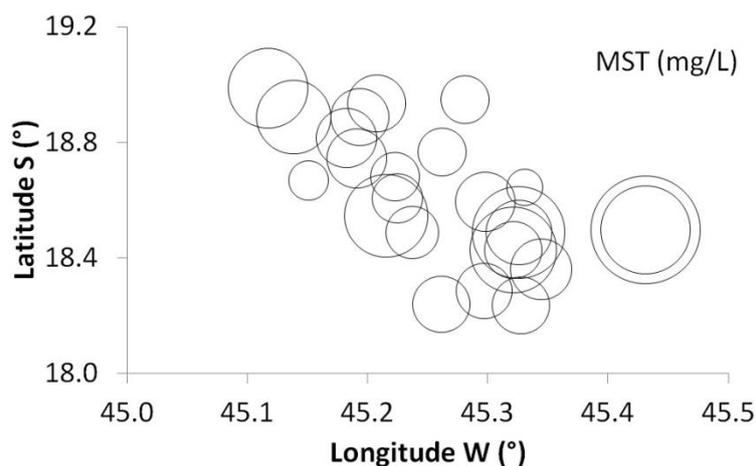


Figura 4.3 - Dispersão espacial e variação de concentração de material em suspensão total. Círculos maiores representam maior concentração.

Os valores de C_{MST} são semelhantes àqueles encontrados por O'Donnell et al. (2010) para o Lago Erie ($1,8$ a $12,8\text{mgL}^{-1}$) e ligeiramente superiores aos obtidos por Kutser et al. (2005b) para lagos finlandeses ($0,67$ a $6,6\text{mgL}^{-1}$). Em contrapartida, os valores são

significativamente superiores aos medidos por Belzile et al. (2004) para um lago de águas transparentes na Nova Zelândia (0,35 a $1,6\text{mgL}^{-1}$) e inferiores a dados obtidos por Braga et al. (1993) para a Baía de Guanabara (9 a $42,60\text{mgL}^{-1}$), Shi et al. (2014) para o extremamente turbido lago Taihu (7,2 a $246,9\text{mgL}^{-1}$).

Tabela 4.1. Características limnológicas das estações amostrais obtidas a partir de amostras de água coletadas em subsuperfície durante medidas *in-situ*.

Estação	Chl-a ($\mu\text{g/L}$)	Feo ($\mu\text{g/L}$)	M.S.T. (mg/L)	M.S.I. (mg/L)	M.S.O (mg/L)	DTC (mg/L)	DIC (mg/L)	DOC (mg/L)	Secchi (m)	Temp ($^{\circ}\text{C}$)	Turb (NTU)
P1	1,69	0,96	3,30	1,23	2,07	8,02	5,88	2,14	3,26	24,37	-
P2	2,51	0,82	3,27	1,20	2,07	7,90	5,93	1,97	4,62	23,92	0,1
P3	2,52	0,35	3,13	1,93	1,20	8,17	6,41	1,76	4,17	24,54	-
P4	2,95	0,35	3,77	2,45	1,32	7,64	5,82	1,82	3,40	24,61	0,4
P6	4,00	0,74	3,27	2,13	1,13	7,77	5,94	1,82	2,42	24,68	0,3
P6B*	5,71	0,50	7,47	2,43	5,03	7,81	5,60	2,21	-	24,33	0,4
P7	4,73	0,43	7,95	1,70	6,25	7,68	5,99	1,69	2,02	24,43	0,9
P7B*	6,21	0,52	11,93	5,90	6,03	7,79	6,15	1,63	-	25,59	1,0
P8	8,67	0,23	4,27	2,67	1,60	8,50	6,38	2,12	2,35	25,57	0,9
P8B*	8,84	0,27	8,60	3,70	4,90	7,81	5,91	1,90	-	24,59	0,7
P10	13,22	0,46	2,77	2,20	0,57	8,90	6,19	2,71	1,65	25,75	2,1
P11	9,92	0,48	6,97	5,85	1,12	8,70	6,32	2,38	1,99	25,12	1,1
P12	10,68	0,67	3,57	1,47	2,10	7,85	5,61	2,24	1,70	25,12	2,4
P13	1,47	0,45	1,33	0,53	0,80	6,72	4,38	2,34	1,41	23,71	4,3
P15	7,11	0,16	2,50	1,40	1,10	7,94	5,84	2,09	2,74	25,04	0,9
P16	11,04	1,25	1,60	1,27	0,33	7,77	5,91	1,86	1,53	25,26	2,8
P17	6,42	0,56	2,40	1,60	0,80	7,60	5,74	1,85	2,84	25,14	0,9
P18	4,52	0,10	2,33	0,94	1,40	7,46	5,62	1,84	2,61	25,23	0,9
P19	5,98	0,28	3,53	2,82	0,72	7,91	6,52	1,39	2,93	24,42	0,5
P20	4,40	0,20	3,58	1,26	2,32	7,35	5,70	1,65	2,22	23,90	0,9
P22	3,72	0,72	3,33	2,13	1,20	7,91	5,43	2,48	1,79	23,70	3,1
P23	4,67	0,65	5,50	2,90	2,60	7,83	6,09	1,74	1,98	24,74	2,6
P24	2,47	0,17	3,33	2,33	1,00	6,66	4,76	1,90	1,96	24,05	2,3
P25	2,04	0,18	2,36	1,41	0,96	6,16	3,93	2,23	0,85	24,67	12,5
P26	1,17	0,63	6,41	3,50	2,91	8,30	7,37	0,93	0,50	21,03	24,1

Clorofila (Chl-a); Feofitina (Feo); Material em suspensão total (MST); Material inorgânico em suspensão (MSI); Material orgânico em suspensão (MSO); Carbono total dissolvido (DTC); Carbono inorgânico dissolvido (DIC); Carbono orgânico dissolvido (DOC); Profundidade do disco Secchi (Secchi); Temperatura (Temp); Turbidez (Turb). *Indica medidas coletadas em uma mesma estação em dias distintos. **Tabela completa apresentada no Apêndice A.

A participação das frações inorgânicas e orgânicas no total de concentração (Tabela 4.1) não segue padrão espacial bem definido, contudo, a maioria das estações (68%) apresenta maior quantidade de partículas inorgânicas. Essas partículas usualmente

possuem menor diâmetro, quando comparadas às partículas orgânicas, maior índice de refração em relação ao meio e tendem a causar maior espalhamento da luz incidente (TWARDOWSKI et al., 2001; BOWERS et al., 2014), resultando em atenuação mais rápida na coluna de água. Entretanto, essa atenuação não é uniforme para todos os comprimentos de onda.

Ao contrário dos demais componentes, as concentrações de carbono dissolvido total (C_{DTC}) apresentaram baixa variação, tanto espacialmente quanto em magnitude (Tabela 4.1; Figura 4.1; Figura 4.4). Os valores variaram entre $6,16$ e $8,9\text{mgL}^{-1}$, com média $7,77\text{mgL}^{-1}$. A razão entre concentração de carbono inorgânico (C_{DIC}) e C_{DTC} variou entre $0,63$ e $0,88$ indicando predominância do material inorgânico ao longo de todo o reservatório. Essas duas grandezas foram significativamente correlacionadas entre si ($R^2 = 0,71$, $p < 0,0001$). Associada à pequena oscilação dos valores de DOC, essa relação mostra que a variação de C_{DTC} se deveu primordialmente às mudanças de concentração de sua fração inorgânica. A estação P26 apresentou a maior diferença entre carbono inorgânico e orgânico, que pode ser atribuído à entrada de material carregado pelo Rio São Francisco.

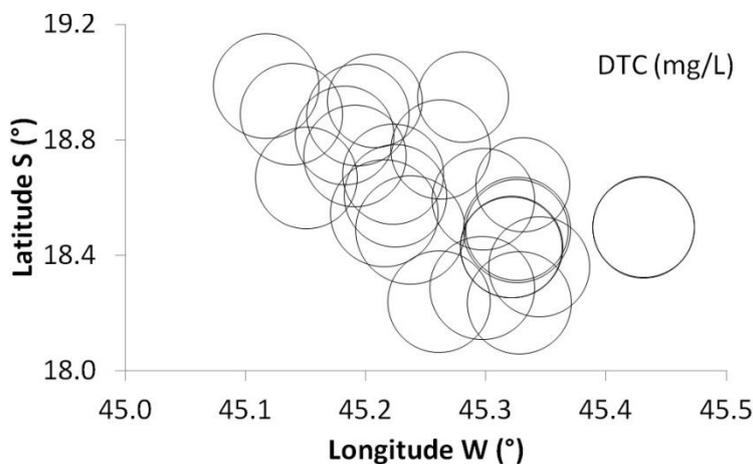


Figura 4.4 - Dispersão espacial e variação de concentração de carbono dissolvido total. Círculos maiores representam maior concentração.

Concentrações de carbono orgânico dissolvido (C_{DOC}) apresentaram valores baixos em todo o reservatório, com pouca variação em magnitude ($0,93$ a $2,71\text{mgL}^{-1}$, média $1,95\text{mgL}^{-1}$) e distribuição espacial irregular. À exceção das estações P22, P24 e P25, os maiores valores de C_{DOC} foram observados na metade inferior do reservatório. As

três estações discrepantes estão em uma região do reservatório que recebe influência direta de águas provenientes de áreas próximas a pequenas comunidades (Galheiros, Gerais e Patos do Abaeté) e a áreas de intensa agricultura, o que pode ocasionar a entrada de compostos orgânicos e elevar os valores de C_{DOC} .

As medidas de C_{DOC} são similares às obtidas por Chen et al. (2004) no estuário do rio Pearl, na China ($1,03$ a $3mgL^{-1}$), porém, consistentemente inferiores às encontradas por outros autores, especialmente em reservatórios e lagos. Arenz et al. (1996) reportaram valores entre $1,77$ e $8,69mgL^{-1}$ ao longo de oito reservatórios no Colorado, Pace e Cole (2002) relatam concentrações de $4,8$ a $19,2mgL^{-1}$ em vinte lagos no norte de Michigan, Kutser et al. (2005b) obtiveram valores entre 6 e $12,3mgL^{-1}$ para treze lagos na Finlândia e Rochelle-Newall et al. (2013) encontraram valores de $4,1$ a $30,6mgL^{-1}$ em lagos rasos do Zimbábue. Os valores baixos de C_{DOC} se aproximam de comportamentos observados em estudos oceânicos, como os de Fichot e Benner (2011), que encontraram valores entre $0,7$ e $7,3mgL^{-1}$ no norte do Golfo do México, e de Vignudeli et al. (2004), que obtiveram medidas entre $0,67$ e $0,92mgL^{-1}$ para águas costeiras da Itália.

As baixas concentrações podem, em parte, ser resultantes do processo de fotodegradação da parte colorida do carbono orgânico dissolvido em função da incidência da radiação solar no corpo d'água (DEL VECCHIO; BLOUGH, 2002). Os compostos de CDOM são destruídos mediante a exposição à luz solar, produzindo carbono inorgânico, compostos voláteis como o sulfeto de carbonila, e matéria orgânica dissolvida biodisponível de baixo peso molecular (DE HAAN, 1993; KIEBER et al., 2007; YAMASHITA et al., 2013). Os valores moderados de concentração de clorofila-a também podem guardar ligação com concentrações de DOC, uma vez que a taxa de decomposição dos organismos fitoplanctônicos seria pequena e limitaria a injeção de carbono no sistema, o que pode ser corroborado pela baixa proporção entre feofitina e clorofila-a. Deve-se considerar também que as medidas foram realizadas durante o período de estiagem na região do reservatório e, portanto, a entrada de compostos orgânicos carregados pelos fluxos pluvial e fluvial tende a ser mais restrita.

De uma maneira geral, as águas do reservatório de Três Marias podem ser caracterizadas como intermediárias entre ambientes transparentes e túrbidos, com

gradientes espaciais irregularmente distribuídos e complexa constituição, o que dificulta a definição de um componente opticamente ativo dominante neste ambiente. O formato bastante recortado do reservatório, com entradas de água de diferentes contribuintes, permite a formação de massas d'água heterogêneas, cujas respostas representam a mistura de todos os componentes nelas presentes.

4.1.2. CDOM

A Tabela 4.2 mostra os parâmetros de caracterização da absorção por CDOM em vinte e uma estações amostrais no reservatório de Três Marias (a estação P7 foi desconsiderada, pois os resultados obtidos por espectrofotometria apresentaram erros). Portanto, todas as considerações desta seção são baseadas em dados de vinte e uma estações amostrais, sendo que nas estações P6, P7 e P8 foram coletadas amostras em dois dias distintos. Os dados referentes ao segundo dia de coleta são identificados como P6B, P7B e P8B. Devido a problemas nas medidas óticas, estas três estações tiveram que ser revisitadas, permitindo assim a coleta de amostras de água em dois dias distintos.

A absorção por CDOM em 443nm ($a_{cdom}(443)$) variou entre 0,18 e $1,5m^{-1}$, com média de $0,47m^{-1}$ (Figura 4.5), sendo que somente três estações apresentaram valores acima de $0,8m^{-1}$. Os valores estão dentro da faixa obtida por Song et al. (2010) para um reservatório e um lago natural no nordeste da China ($0,29$ a $4,35m^{-1}$, em 440nm) e por Ficek et al. (2011) para quinze lagos na Polônia ($0,1$ a $17,4m^{-1}$, em 440nm). Contudo, os valores são baixos quando comparados aos obtidos por Kutser et al. (2005b) para treze lagos na Finlândia ($1,28$ a $7,74m^{-1}$, em 420nm).

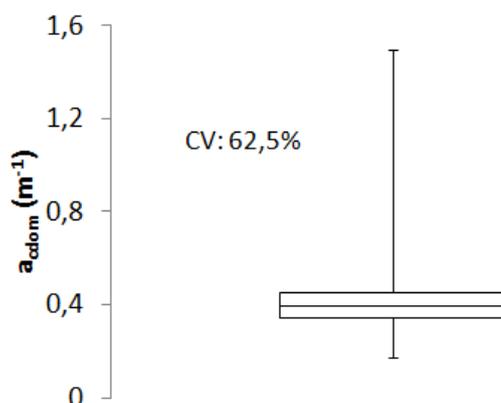


Figura 4.5 - Valores de absorção por CDOM em 443nm. CV: coeficiente de variação.

Embora coincida com dados existentes na literatura, a amplitude de valores de $a_{cdom}(443)$ é muito menor do que a observada nesses trabalhos e pode ser atrelada à pouca variação e pequena magnitude dos valores de concentração de carbono orgânico dissolvido, bem como ao tamanho do reservatório. Curtis (1998) indica que lagos grandes, em geral, apresentam menores concentrações de CDOM devido a menores razões entre área de escoamento e precipitação e ao maior tempo de retenção da água. Esses fatores implicam degradação mais ampla do CDOM importado para o sistema e maior proporção de matéria dissolvida não colorida.

Tabela 4.2. Absorção e características da matéria orgânica dissolvida colorida

Estação	DOC (mg/L)	Coeficiente de absorção CDOM (m^{-1})					Flu (Coleta)	Flu (Lab)	Slope (nm^{-1})
		380nm	400nm	420nm	440nm	443nm			
P1	2,14	0,92	0,69	0,52	0,39	0,37	10,11	15,07	0,014
P2	1,97	0,61	0,45	0,33	0,24	0,23	10,98	11,03	0,016
P3	1,76	0,58	0,40	0,28	0,19	0,18	10,85	11,45	0,018
P4	1,82	0,56	0,39	0,27	0,19	0,18	9,80	10,47	0,019
P6	1,82	0,73	0,59	0,47	0,38	0,37	13,19	11,25	0,011
P6B	2,21	0,66	0,48	0,34	0,25	0,24	-	13,25	0,016
P7B	1,63	0,67	0,50	0,37	0,28	0,27	-	11,10	0,015
P8	2,12	1,02	0,88	0,76	0,66	0,64	16,10	13,45	0,007
P8B	1,90	0,87	0,68	0,53	0,41	0,40	-	13,59	0,012
P10	2,71	0,88	0,68	0,53	0,41	0,40	14,05	14,35	0,013
P11	2,38	0,96	0,75	0,59	0,47	0,45	13,99	13,76	0,012
P12	2,24	1,02	0,80	0,62	0,49	0,47	15,20	14,12	0,012
P13	2,34	1,45	1,15	0,92	0,73	0,71	15,78	15,70	0,011
P15	2,09	0,87	0,67	0,52	0,40	0,38	14,14	13,80	0,013
P16	1,86	0,87	0,68	0,53	0,41	0,40	13,02	11,83	0,012
P17	1,85	0,96	0,73	0,56	0,42	0,41	14,09	14,74	0,014
P18	1,84	0,74	0,54	0,40	0,29	0,28	10,38	13,07	0,016
P19	1,39	0,95	0,73	0,55	0,42	0,40	16,73	16,28	0,014
P20	1,65	0,93	0,70	0,53	0,40	0,38	19,26	16,30	0,014
P22	2,48	0,93	0,70	0,52	0,38	0,37	18,80	15,61	0,015
P23	1,74	2,12	1,60	1,21	0,92	0,88	16,26	18,27	0,014
P24	1,90	1,04	0,78	0,58	0,44	0,42	16,72	17,43	0,014
P25	2,23	3,59	2,72	2,06	1,56	1,50	20,26	21,90	0,014
P26	0,93	2,25	1,72	1,31	1,01	0,97	20,99	18,26	0,013

Carbono orgânico dissolvido (DOC); Fluorescência no momento da coleta de água em campo (Flu(Coleta)); Fluorescência no momento da análise em laboratório (Flu(Lab)); Slope determinado entre 380 e 700nm.

Assim como ocorrido com C_{DOC} , $a_{cdom}(443)$ não possui uma distribuição espacial bem definida, embora seja possível perceber algumas tendências. À exceção da estação P8, os maiores valores de absorção encontram-se na porção superior do reservatório e/ou nos “braços”, notadamente sob a influência da entrada de água dos principais afluentes. Os menores valores, por sua vez, estão na parte inferior, em meio ao corpo do reservatório e próximos da barragem (exceto estações P18 e P22). Surpreendentemente esse comportamento tende a ser oposto ao observado para os valores de C_{DOC} .

A Figura 4.6 mostra a relação entre $a_{cdom}(443)$ e C_{DOC} obtida a partir da análise das amostras de água coletadas em vinte e uma estações amostradas durante campanha de campo. As medidas mostraram-se irregularmente distribuídas e não foi possível estabelecer correlação entre as duas variáveis, ao contrário do relatado na literatura por diversos autores (FERRARI et al., 1996; VODACEK et al., 1997; KUTSER et al., 2005a,b; FICHOT; BENNER, 2011; ASMALA et al., 2012).

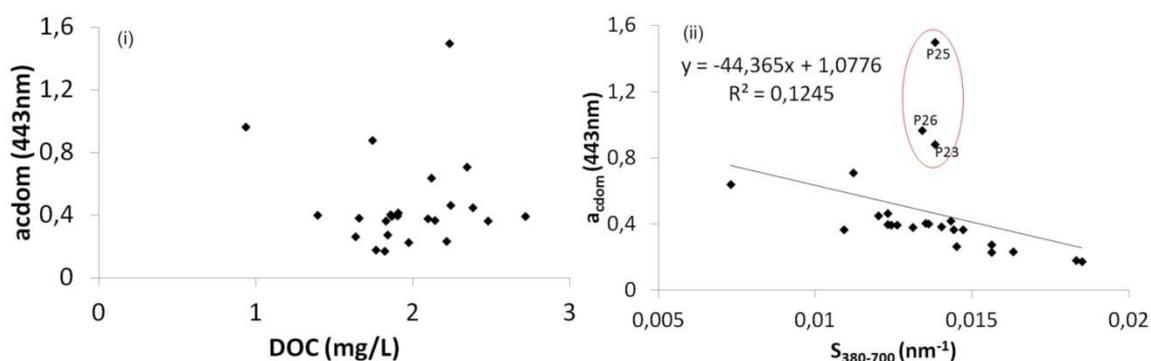


Figura 4.6 - Relação entre: (i) $a_{cdom}(443)$ e C_{DOC} ; (ii) $a_{cdom}(443)$ e $S_{380-700}$

Os resultados podem, em parte, ser justificados pela época do ano na qual foi feita a campanha de campo (NELSON et al., 1998) e pela relação entre a fração capaz de interagir com a luz e a fração não absorvedora que compõem os compostos de carbono orgânico (FERRARI; DOWELL, 1998). De acordo com Vodacek et al. (1997), a fotodegradação pode reduzir a relação linear entre absorção e DOC devido a transformação de CDOM em elementos não coloridos e carbono inorgânico dissolvido. Em termos estatísticos, as variações restritas de amplitude de $a_{cdom}(443)$ e de C_{DOC}

também podem contribuir para o enfraquecimento da relação (coeficiente de variação de 62 e 18%, respectivamente).

Os espectros de absorção por CDOM para vinte e uma estações amostrais são mostrados na Figura 4.7. Embora todos os espectros tenham sido definidos a partir de um decaimento exponencial da absorção com o aumento do comprimento de onda, é possível observar significativa variação entre as estações amostradas.

Como descrito acima, há uma tendência de concentração das curvas entre valores baixos de absorção (0 a 1 m^{-1}) e uma considerável variação de inclinação entre as estações. Estes podem ser indicativos de mudanças na composição do CDOM ao longo do reservatório, incluindo razão entre ácidos húmicos e fúlvicos, distribuição de peso molecular e aromaticidade (BLOUGH; GREEN, 1995).

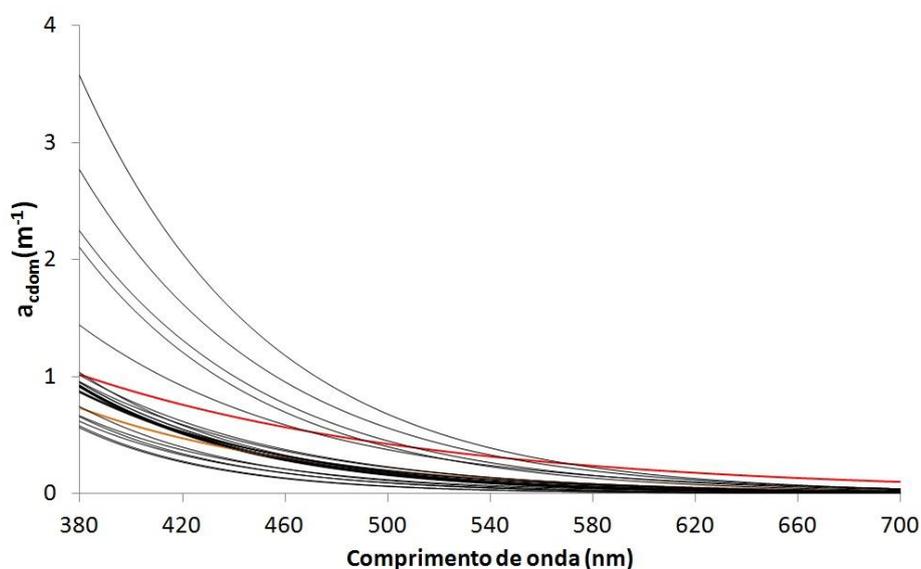


Figura 4.7 - Espectros de absorção de vinte e uma estações amostrais obtidos a partir de amostras de águas coletadas in-situ e analisadas por espectrofotometria. Espectro da estação P8 é destacado em vermelho e espectro da estação P6 em laranja.

Os valores do coeficiente de decaimento da absorção por CDOM calculado entre 380 e 700nm ($S_{380-700}$) variaram de $0,007$ a $0,019\text{ nm}^{-1}$, com média de $0,014 \pm 0,002\text{ nm}^{-1}$. A maior parte das estações (66%) apresenta valores entre $0,013$ e $0,016\text{ nm}^{-1}$, o que está de acordo com dados ajustados obtidos por Bricaud et al. (1981) para uma série de amostras de água de diferentes regiões oceânicas.

Valores acima dessa faixa também são encontrados na literatura (DEL CASTILLO et al., 1999; SCHWARZ et al., 2002) e podem estar associados a escolha da região espectral para o ajuste. Esses valores estariam relacionados a comprimentos de onda menores, notadamente do ultravioleta (abaixo de 350nm), região na qual outros elementos absorvedores, como oxigênio, brometo e nitrato, podem levar ao aumento de S (TWARDOWSKI et al., 2004). O processo de fotodegradação também pode contribuir para esse fato ao ocasionar a passagem de complexos de CDOM de grande peso molecular, absorvedores em comprimentos de onda mais longos, para complexos de menor peso molecular, absorvedores em comprimentos de onda mais curtos (WHITEHEAD et al., 2000; HELMS et al., 2008).

O valor de S encontrado para a estação P8 difere fortemente dos demais valores, inclusive de dados publicados em estudos anteriores. O espectro de absorção aproxima-se de um comportamento retilíneo, especialmente entre 400 e 600nm (Figura 4.7). Não há alterações das propriedades limnológicas e radiométricas analisadas neste trabalho suficientes para justificar o comportamento observado. Essa variação pode estar ligada à composição e origem do material dissolvido e sugere a presença de compostos capazes de absorver radiação eletromagnética em comprimentos de ondas mais longos. Os resultados obtidos para a estação P6, espacialmente próxima à estação P8, podem corroborar essa hipótese, porém, uma análise mais detalhada da composição do CDOM é necessária.

A relação entre $a_{cdom}(443)$ e $S_{380-700}$ é mostrada na Figura 4.6. Apesar do valor baixo do coeficiente de determinação ($R^2 = 0,12$) é possível perceber uma tendência de linearidade entre a maior parte das estações (87%), notadamente aquelas abaixo da linha de ajuste. Essa tendência revela que o intervalo espectral utilizado para ajuste do decaimento exponencial da absorção é adequado para descrever o comportamento da maioria das medidas e sugere que a dinâmica dessas duas propriedades da matéria dissolvida é gerida pelo mesmo processo (FICHOT; BENNER, 2011).

Ao retirar as estações de maior valor de absorção (P23, P25 e P26) da análise, a relação torna-se significativa ($R^2 = 0,72$, $p < 0,0001$). Esse resultado indica que a separação das estações em grupos distintos e a adoção de diferentes regiões espectrais para o ajuste do

decaimento exponencial podem ser alternativas para compreender a variação de $a_{cdom}(443)$ e de $S_{380-700}$ nas águas do reservatório de Três Marias.

Pouca variação foi verificada a partir das medidas de fluorescência tomadas entre o momento da coleta (F_{col}) e o momento das análises de laboratório (F_{lab}) (Tabela 4.2). A média de variação absoluta dos dados foi de 1,48, o que indica pequena degradação das amostras entre esses dois momentos. Isso foi possível devido a forma e ao tempo de armazenamento das amostras (cerca de duas semanas). Os coeficientes de determinação entre $a_{cdom}(443)$ e F_{col} e entre $a_{cdom}(443)$ e F_{lab} foram, respectivamente, 0,48 ($p < 0,001$) e 0,68 ($p < 0,01$). Essa diferença pode ser uma consequência das amostras no momento da coleta terem sido analisadas antes do procedimento de filtragem e estarem sujeitas a influência de outros compostos além do CDOM.

4.1.3. Propriedades óticas inerentes

4.1.3.1. Coeficiente de absorção e atenuação

O filtro de mediana com janela de convolução de tamanho de quinze medidas, aplicado aos dados do AC-S, foi o que apresentou o melhor resultado na remoção de picos e anomalias das medidas espectrais de atenuação e de absorção. Filtros com janela de tamanhos cinco e dez não foram adequados para remoção dos dados espúrios. Esses resultados podem ser associados às oscilações no deslocamento do equipamento e à taxa de amostragem elevada (quatro medidas por segundo). Após a aplicação do filtro, obteve-se, aproximadamente, um valor de absorção e atenuação a cada 10 a 15cm de variação de profundidade.

Durante a coleta dos dados, sete estações (P10, P11, P15, P23, P24, P25 e P26) apresentaram problemas nas medidas de absorção, possivelmente devido à presença de bolhas ou à entrada de luz no tubo. Dessa forma, os dados de absorção excederam a capacidade de detecção do equipamento e foram descartados. As medidas de atenuação não apresentaram esse mesmo problema. Para evitar a perda de parte considerável das medidas, os valores de absorção foram estimados para estes pontos a partir da relação entre espalhamento e atenuação nas demais estações.

A razão espectral (400 a 750nm) entre espalhamento e atenuação foi calculada para as quinze estações que não apresentaram problemas na aquisição dos dados, e em seguida média e mediana desses valores foram determinadas. A diferença entre os resultados das duas métricas foi muito pequena (Figura 4.8), e optou-se por utilizar os valores de média. A absorção foi determinada para as estações acima listadas a partir dos valores originais de atenuação e da média da razão entre b e c conforme,

$$a(\lambda) = c(\lambda) - (c(\lambda) * r(\lambda)) \quad (4.1)$$

Onde, $a(\lambda)$ é a absorção espectral, $c(\lambda)$ é a atenuação espectral medida pelo AC-S e $r(\lambda)$ é a razão espectral entre espalhamento e atenuação.

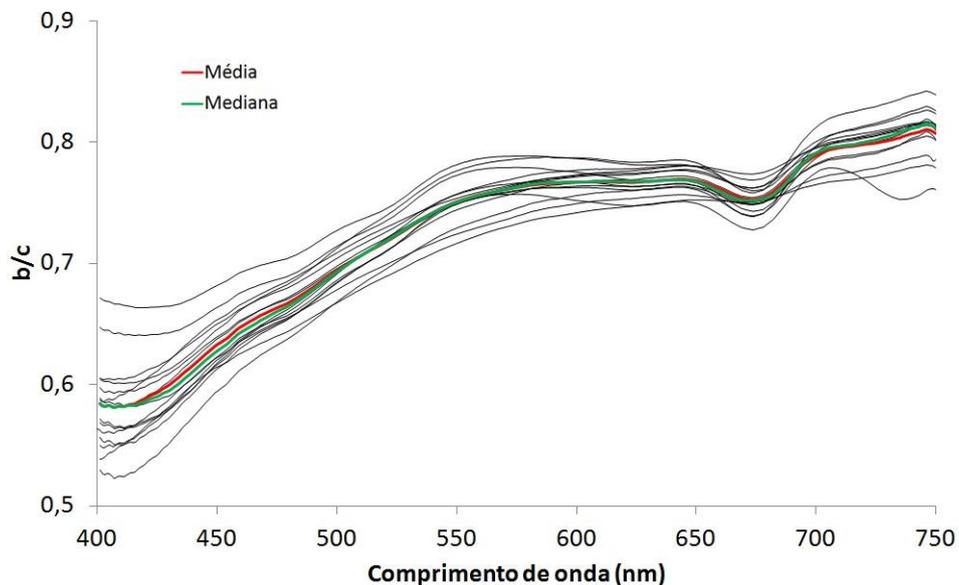


Figura 4.8 - Razão espectral entre espalhamento e atenuação para quinze estações amostrais. Os valores de média e mediana são destacados em vermelho e verde, respectivamente.

Apesar da separação dos dados de atenuação e absorção entre subida e descida, de acordo com o deslocamento do equipamento durante os perfis hidrológicos, não foi possível determinar uma métrica de escolha para todas as estações de amostragem. Devido a pequenas variações ao longo da aquisição dos dados para cada estação, a direção escolhida foi determinada de maneira arbitrária para cada caso, a partir de análise visual dos dados. Procurou-se selecionar o perfil que apresentasse maior regularidade ao longo das medidas, e cujas medidas de absorção e atenuação apresentassem maior semelhança entre si.

A correção de temperatura (o termo referente à salinidade foi desconsiderado) resultou em variações muito pequenas dos dados de atenuação e absorção, uma vez que as mudanças de temperatura nas camadas superiores do corpo d'água são pouco expressivas, exceto em casos de grande estratificação (IMBERGER e HAMBLIM, 1982). Esse procedimento é mais indicado para estudos de águas oceânicas, onde as medidas alcançam algumas centenas de metros, e para regiões temperadas, onde pode haver maior diferença de temperatura entre as camadas de água.

Ao contrário do ocorrido com a correção de temperatura, a correção de espalhamento para os dados do tubo de absorção resultou em grandes alterações nas medidas espectrais (Figura 4.9). Os valores de absorção apresentaram redução em todo o espectro, contudo, o impacto da correção variou de acordo com o comprimento de onda: foi mínimo nos comprimentos de onda mais curtos e aumentou em direção ao infravermelho, com máximo próximo ao comprimento de onda de referência (750nm), onde os valores de absorção são próximos a zero.

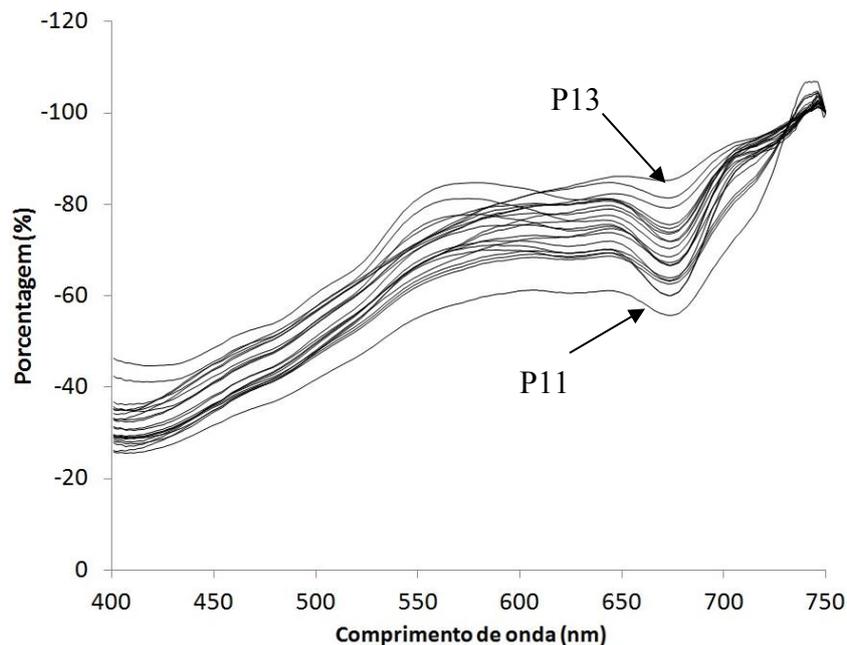


Figura 4.9 - Porcentagem de variação espectral entre os valores de absorção originalmente medidos com o AC-S e após a correção de espalhamento.

Esse comportamento é obviamente afetado pela referência utilizada e sua variação mostra uma tendência aproximadamente linear de crescimento com o aumento do comprimento de onda, com exceção à região próxima a 675nm. Essa faixa coincide com

o pico de absorção do fitoplâncton e as estações com maiores concentrações de clorofila-a (P11, P10, P16) apresentaram as menores porcentagens de variação, enquanto as estações com baixas concentrações apresentaram as maiores porcentagens de variação (P13, P1, P22). Menores variações próximas aos picos de absorção do fitoplâncton também foram observadas por Leymarie et al. (2010) em simulação Monte Carlo a partir de valores de IOP modelados para uma série de águas naturais.

As maiores variações devido à correção por espalhamento são esperadas para águas com maior concentração de material particulado, responsável pelo aumento do espalhamento na coluna d'água (LEYMARIE et al., 2010). Essa característica, entretanto, não é regularmente observada neste estudo, uma vez que estações com maior concentração de material em suspensão total apresentaram variação menor na absorção, por exemplo, a estação P11. A influência dos diversos componentes opticamente ativos nessas estações pode justificar os resultados obtidos, já que não há dominância de um único COA.

Os perfis finais de absorção total (a) para as vinte e duas estações amostrais são mostrados nas Figura e Figura .

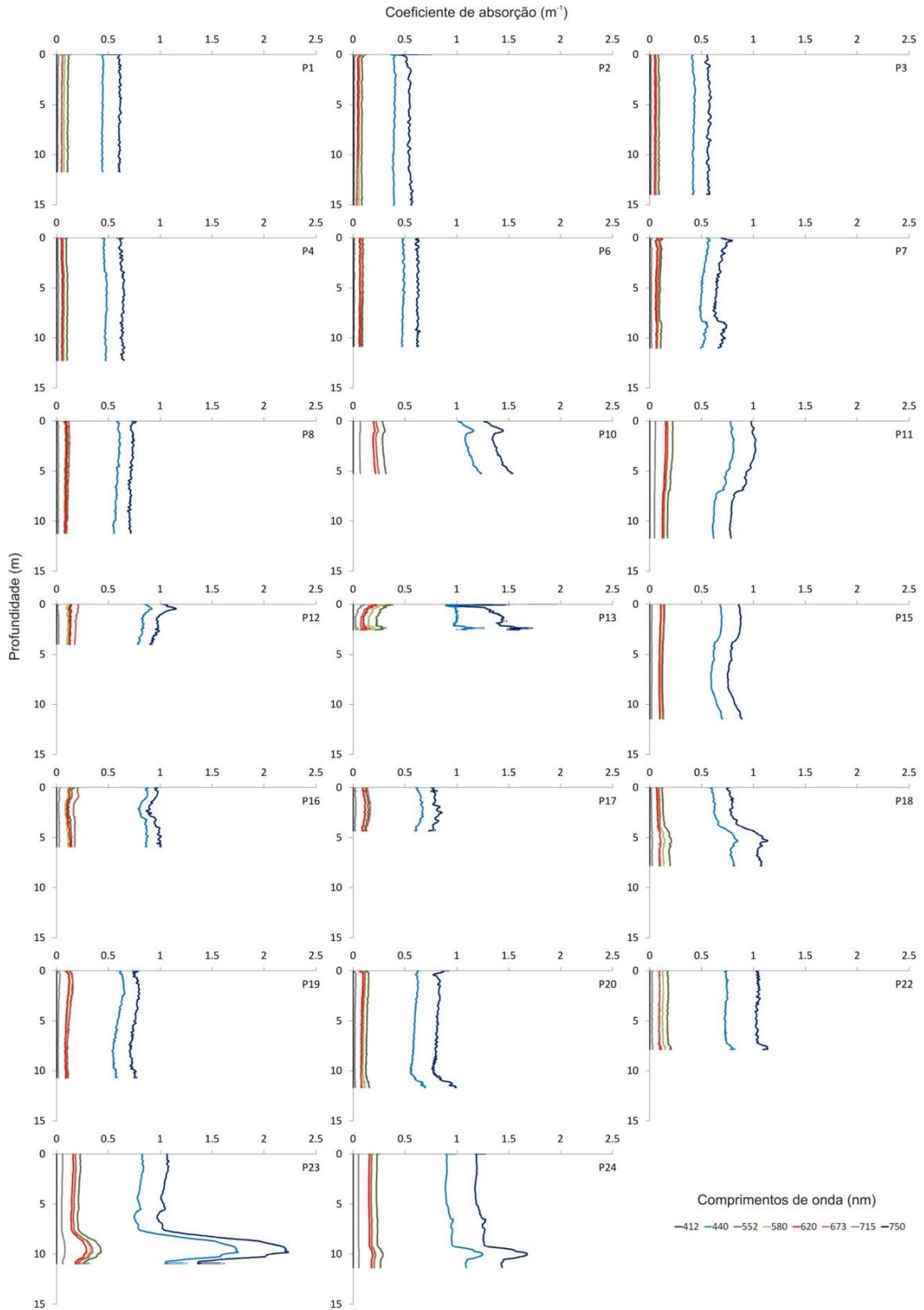


Figura 4.10 - Coeficiente de absorção em função da profundidade em oito comprimentos de onda para vinte estações amostrais.

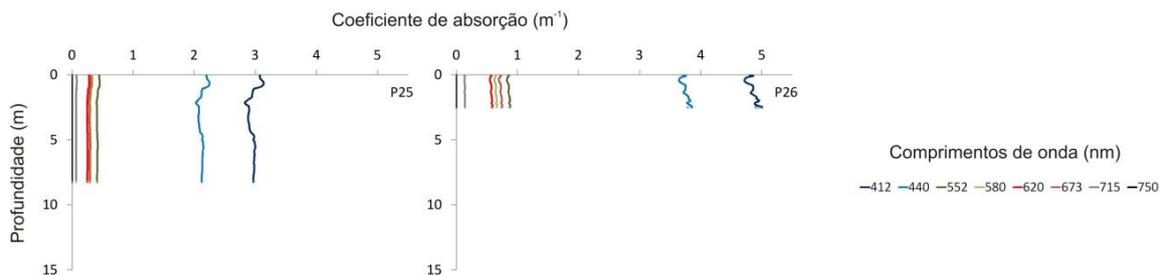


Figura 4.11 - Coeficiente de absorção em função da profundidade em oito comprimentos de onda para duas estações amostrais.

Os coeficientes de absorção variaram espectralmente entre zero (em função da referência utilizada) e aproximadamente $5m^{-1}$, contudo, para a maioria das estações (86%) os valores máximos foram inferiores a $2m^{-1}$. O formato dos espectros de absorção total (retirado os valores da água pura) seguiu um padrão de decaimento aproximadamente exponencial com o aumento do comprimento de onda, à exceção da região espectral próxima a 675nm, na qual nota-se pico de absorção referente à clorofila-a em algumas estações (Figura 4.12). Para valores de C_{chl} acima de $4,7mgL^{-1}$ é possível perceber diferença pronunciada entre os valores de absorção em 650 e 675nm.

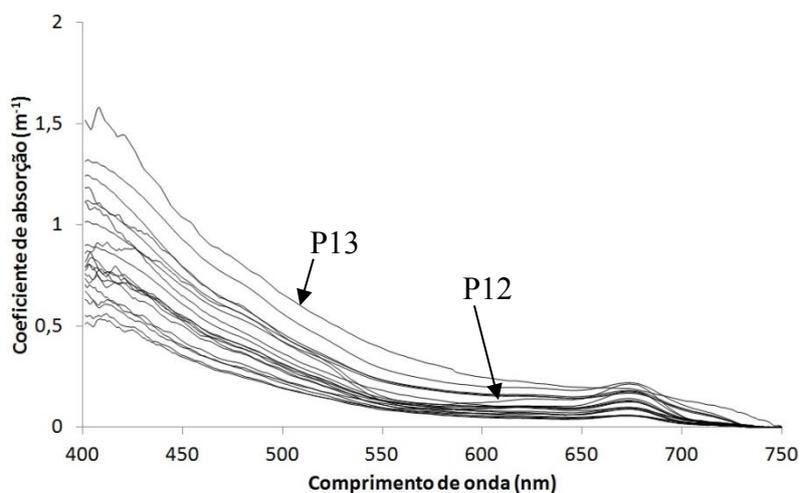


Figura 4.12 - Coeficiente de absorção espectral para vinte estações amostrais.

As estações com maior concentração de clorofila-a apresentaram as feições de absorção mais destacadas em 675nm (P10, P11, P12, P16), enquanto as estações com baixa concentração (P1, P2, P3, P4, P13) mantiveram decaimento exponencial inalterado nessa faixa espectral. A estação P13 destaca-se devido aos maiores valores de absorção, contudo, apresenta o menor valor de C_{MST} , o segundo menor valor de C_{chl} , e o terceiro

menor valor de C_{DTC} . Esse comportamento pode ser justificado em comprimentos de onda mais curtos pela fração orgânica do carbono, responsável por grande absorção, entretanto a absorção em comprimentos de onda maiores ($>550\text{nm}$) é atípica.

Os valores médios de absorção para as vinte e duas estações, em subsuperfície, para 450, 550 e 670nm foram, respectivamente: $0,83$, $0,20$ e $0,16\text{ m}^{-1}$. Esses resultados são inferiores aos obtidos por Reinart et al. (2004) para o Lago Peipsi (aproximadamente, 6 m^{-1} em 450nm; $2,5\text{ m}^{-1}$ em 550nm; $1,5\text{ m}^{-1}$ em 670nm) e por Ma et al. (2006) para o Lago Taihu (aproximadamente, 1 a 10 m^{-1} em 450nm; 0,5 a $3,8\text{ m}^{-1}$ em 550nm; 0,1 a $1,8\text{ m}^{-1}$ em 670nm). A diferença de valores pode ser explicada, além da distinção entre os ambientes estudados, pelo método proporcional utilizado no presente estudo para a correção pelo espalhamento no tubo de absorção do AC-S.

Devido à variação de concentração e a distribuição espacial não bem definida, a contribuição de cada constituinte opticamente ativo para as medidas de absorção varia de acordo com a estação amostral. As estações P10, P11, P12 e P16, por exemplo, foram mais influenciadas pela clorofila, as estações P7 e P26 pelo material em suspensão e as estações P13, P18, P22 e P25 pela matéria orgânica dissolvida. Outras estações não apresentaram a dominância de um constituinte nos valores de absorção.

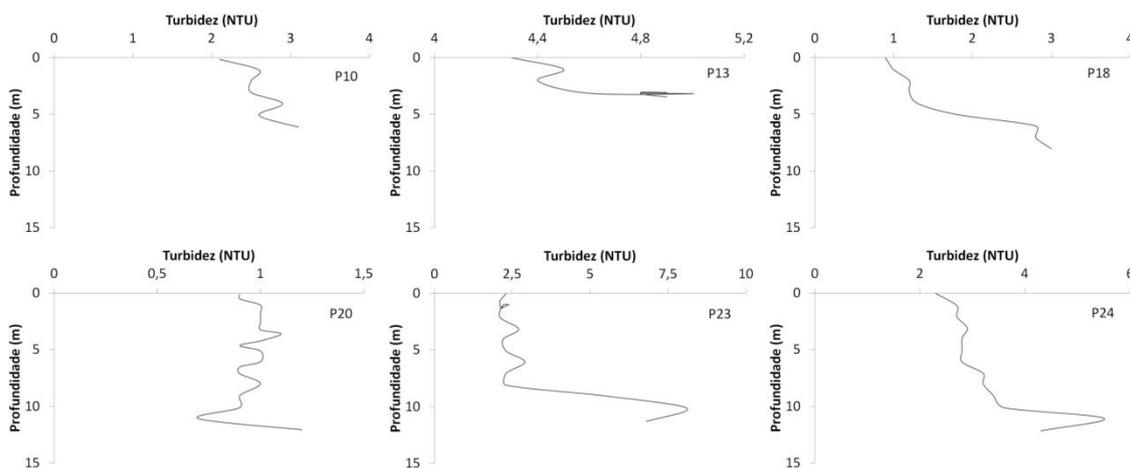


Figura 4.13 - Variação da turbidez em seis estações amostrais em função da profundidade.

Nota-se uma tendência de manutenção dos valores de absorção com o aumento da profundidade para a maioria das estações (68%), o que sugere maior mistura e homogeneidade na coluna d'água ao longo do reservatório. As estações P10, P18, e P26

apresentam ligeiro aumento dos valores de a com o aumento da profundidade, enquanto as estações P7, P11 e P12 mostram tendência contrária, com absorção ligeiramente superior em subsuperfície. As alterações bruscas observadas nas estações P10, P13, P18, P23, P24 e, em menor escala, P20 estão relacionadas ao aumento da turbidez com a profundidade, conforme mostrado na Figura 4.13.

As estações P25 e P26 apresentaram valores de absorção claramente distintos dos demais locais de medidas, em especial nos comprimentos de onda mais curtos. No caso da estação P26, esses valores podem ser explicados pela influência direta do Rio São Francisco e pela concentração de material em suspensão. Essas partículas ocasionam o aumento do espalhamento da luz no corpo d'água, e conseqüentemente, o aumento da probabilidade de absorção dos fótons incidentes. Para a estação P25, o comportamento observado pode ser associado à concentração de DOC e à maior absorção por CDOM, o que resulta em valores de absorção elevados nos comprimentos de onda menores.

Os valores de absorção total, em subsuperfície, para três comprimentos de onda (450, 550 e 670nm) foram relacionados às concentrações dos constituintes opticamente ativos em vinte estações amostrais (Figura 4.14). As estações P25 e P26 foram retiradas dessa análise devido a seu comportamento óptico discrepante em relação ao restante do reservatório, caracterizando-se como outliers. Foram utilizados os valores de material em suspensão inorgânico (MSI) ao invés de material em suspensão total (MST) já que a fração inorgânica é a principal responsável pelos efeitos de absorção e espalhamento por partículas na coluna d'água.

As medidas de absorção mostraram-se correlacionadas com a concentração de clorofila-a e de matéria orgânica dissolvida. A correlação com a clorofila é maior em 450 e 670nm, regiões espectrais próximas aos picos de absorção do fitoplâncton. Os melhores resultados obtidos para 670nm indicam a interferência dos outros constituintes na absorção em comprimentos de ondas mais curtos, devido a sua natureza de decaimento exponencial com o aumento do comprimento de onda. Esse fato pode ser comprovado pelas correlações obtidas para o DOC nos três comprimentos de onda (mínima em 670nm).

O CDOM é responsável por cerca de 35% da absorção na faixa entre 400 e 500nm, 17% entre 501 e 600nm e 6% entre 601 e 700nm. Apesar da diminuição da absorção por CDOM com o aumento do comprimento de onda, o DOC mostra-se melhor correlacionado com a absorção em 550nm do que em 450nm, o que pode ser atribuído à interferência da clorofila-a na absorção em 450nm e à baixa concentração de matéria orgânica dissolvida.

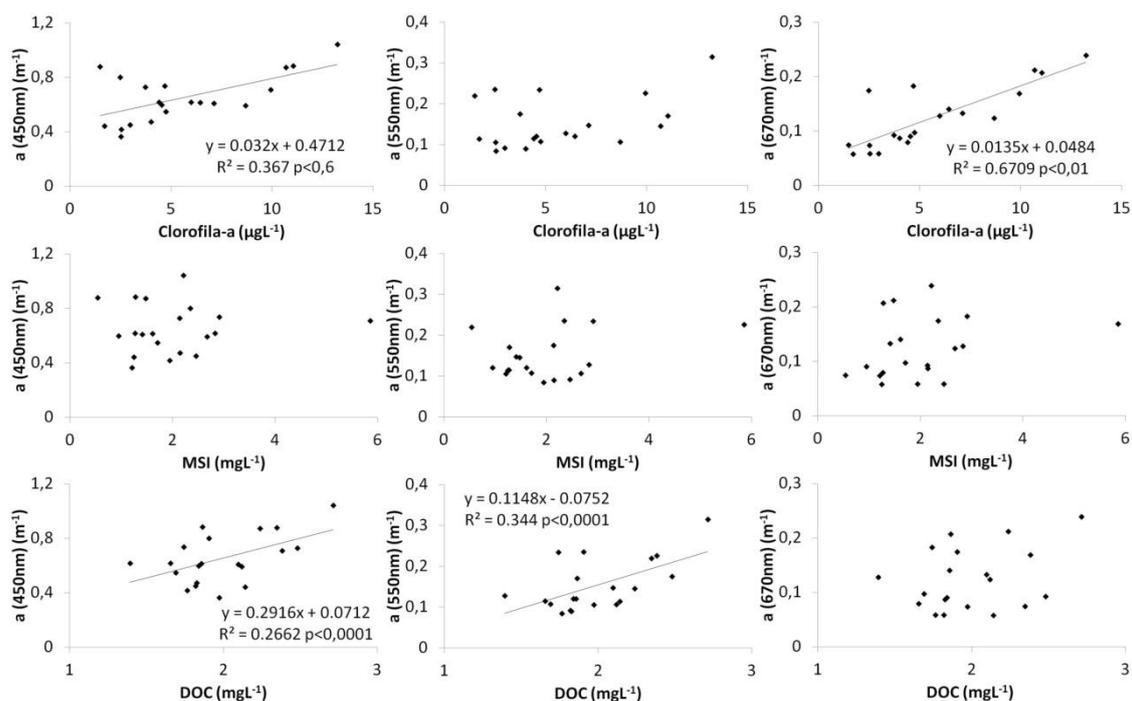


Figura 4.14 - Relação entre absorção total (450, 550 e 670nm) e concentração dos constituintes opticamente ativos.

Ao remover os valores espectrais de absorção por CDOM dos valores de absorção total obtidos com o AC-S, a correlação com a concentração de clorofila-a torna-se mais significativa em 450 e 670nm ($R^2 = 0,51$, $p < 0,01$ e $R^2 = 0,71$, $p < 0,001$, respectivamente). A diferença observada sugere a influência do material particulado não-vivo nos valores de absorção, apesar de não ter havido correlação entre o material em suspensão inorgânico e os valores de absorção.

De maneira análoga à absorção, os perfis finais de atenuação (c) para as vinte e duas estações são apresentados na Figura 4.15 e na Figura 4.16. Os valores de atenuação variaram espectralmente de $0,5$ a $18,5\text{m}^{-1}$, entretanto, para 86% das estações os valores máximos são inferiores a 8m^{-1} . Os valores médios de atenuação para todas as estações, em subsuperfície, em 450, 550 e 670nm foram, respectivamente: $3,72$, $2,71$ e $2,13\text{m}^{-1}$.

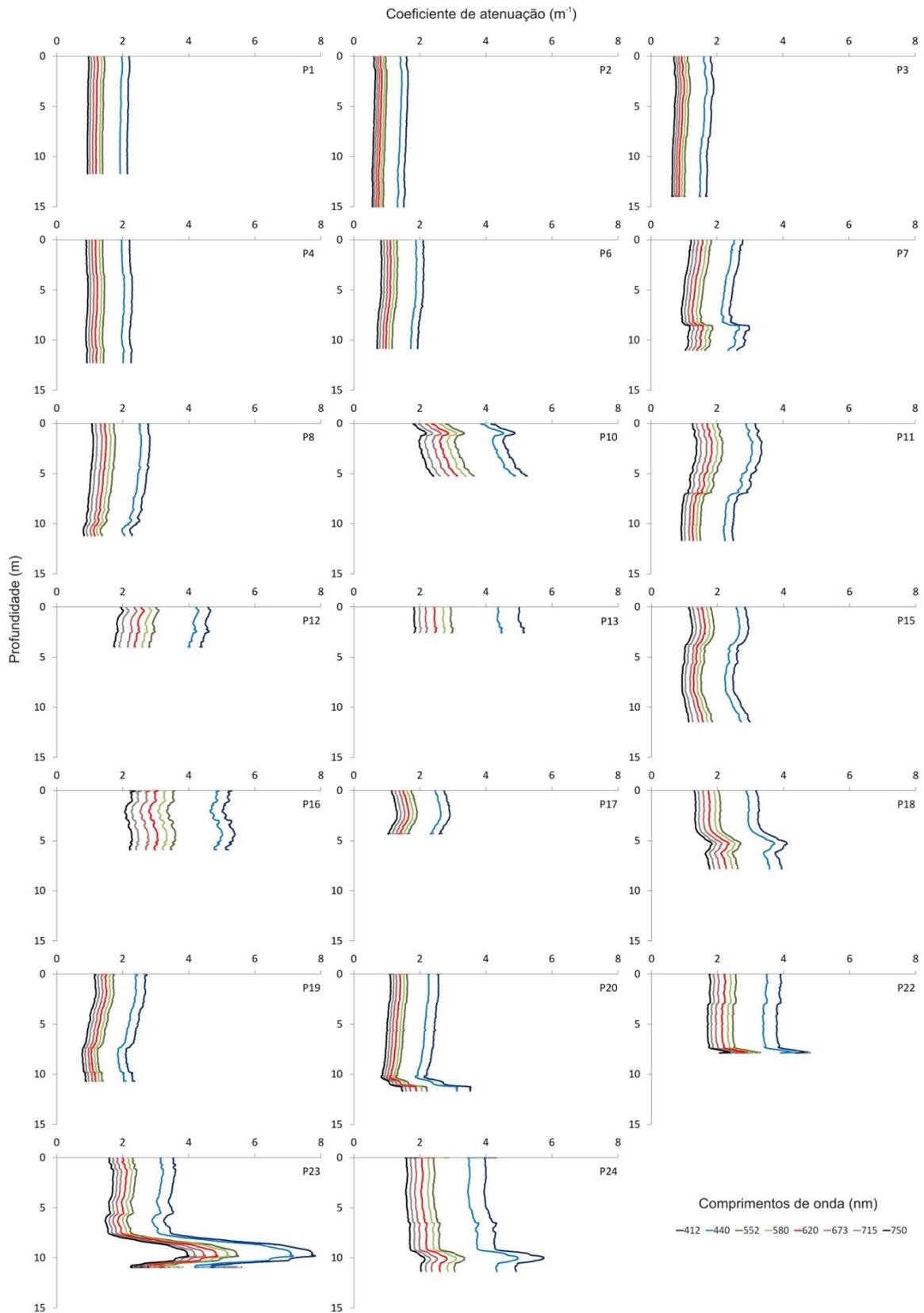


Figura 4.15 - Coeficiente de atenuação em função da profundidade em oito comprimentos de onda para vinte estações amostrais.

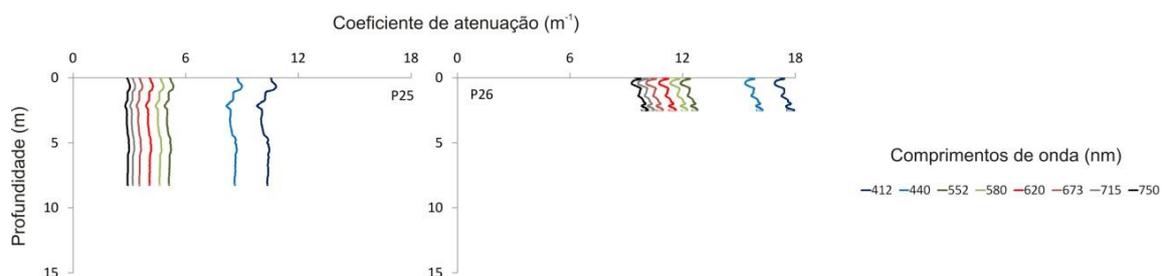


Figura 4.16 - Coeficiente de atenuação em função da profundidade em oito comprimentos de onda para duas estações amostrais.

O coeficiente de atenuação apresenta comportamento similar ao descrito para os dados de absorção, porém, as alterações oriundas de mudanças de turbidez na coluna d'água (Figura 4.13) são mais pronunciadas neste caso. Maiores valores de turbidez estão relacionados ao aumento de concentração de partículas em suspensão, que ocasionam maior espalhamento da radiação incidente, e, conseqüentemente, maior atenuação.

De uma forma geral, observa-se que a absorção e, conseqüentemente, a atenuação no reservatório de Três Marias são fortemente influenciadas pelo CDOM e, em menor escala, pelo fitoplâncton. Ao contrário do esperado, o material sólido em suspensão não apresentou correlação significativa com os valores de absorção e, principalmente, atenuação. Essa inconsistência estatística pode ser atribuída à influência dos outros componentes opticamente ativos e à baixa concentração de material suspenso para a maioria dos locais amostrados.

A absorção e a atenuação mostram diferenças grandes de acordo com a faixa espectral analisada (Figura 4.12; Figura 4.14): (i) na região do azul e do verde absorção e atenuação são dominadas pelo CDOM e, aparentemente, sofrem influência do material particulado não vivo, e a absorção pelo fitoplâncton é mascarada por esses outros componentes; (ii) na região do vermelho e do infravermelho próximo o fitoplâncton domina a absorção total, com pico proeminente em 675nm, e a contribuição do material particulado e do CDOM diminui rapidamente.

A Figura 4.17 apresenta o coeficiente de espalhamento espectral em subsuperfície para vinte estações amostrais. O espalhamento diminui de maneira aproximadamente linear com o aumento do comprimento de onda, o que pode ser atribuído primeiramente à composição e a distribuição do tamanho das partículas (BABIN et al., 2003;

O'DONNELL et al., 2010). Neste contexto, é possível perceber diferenças substanciais na composição das partículas espalhadoras nas estações amostradas. Os mínimos de espalhamento observados próximo a 440 e 670nm, apesar de sutis, podem ser atribuídos aos efeitos da absorção pelo fitoplâncton (O'DONNELL et al., 2010). As feições mais proeminentes estão associadas às estações com maior concentração de clorofila-a, por exemplo, estação P16.

Ao contrário da absorção, observa-se uma separação entre os espectros de espalhamento para cada estação e uma variação significativa na inclinação das curvas, que podem sugerir mudanças no tipo e no tamanho das partículas espalhadoras para as diferentes áreas do reservatório.

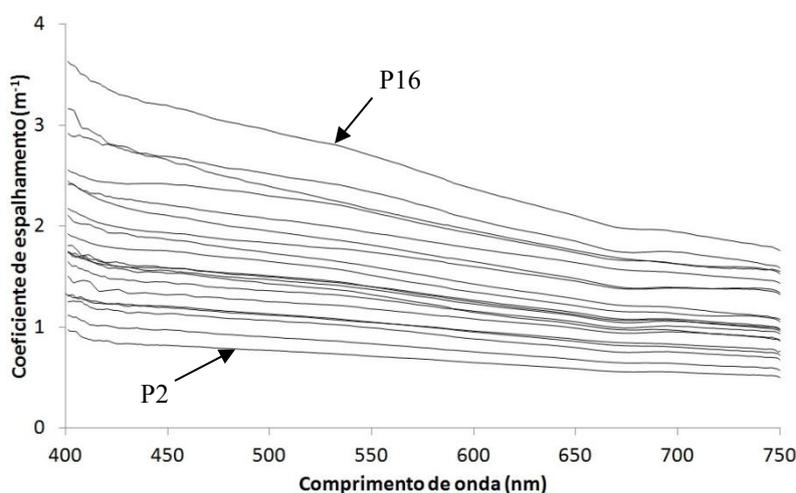


Figura 4.17 - Coeficiente de espalhamento espectral para vinte estações amostrais.

4.1.3.2. Coeficiente de retroespalhamento

O filtro da mediana com janela de tamanho cinco foi eficiente na remoção de valores anômalos e variações bruscas nos dados de retroespalhamento medidos com o HydroScat. O filtro de dez medidas foi preterido devido à remoção excessiva de valores.

A correção utilizada para compensar os efeitos de absorção da água entre o instrumento e o volume de detecção resultou em aumento significativo do sinal de retroespalhamento (Figura 4.18). A variação foi máxima em 420nm (12 a 41%) e diminuiu de maneira aproximadamente linear em direção a comprimentos de onda mais

longos, com mínimo em 700nm (3 a 13%). A redução dos valores de retroespalhamento foi mais intensa entre 510 e 590nm.

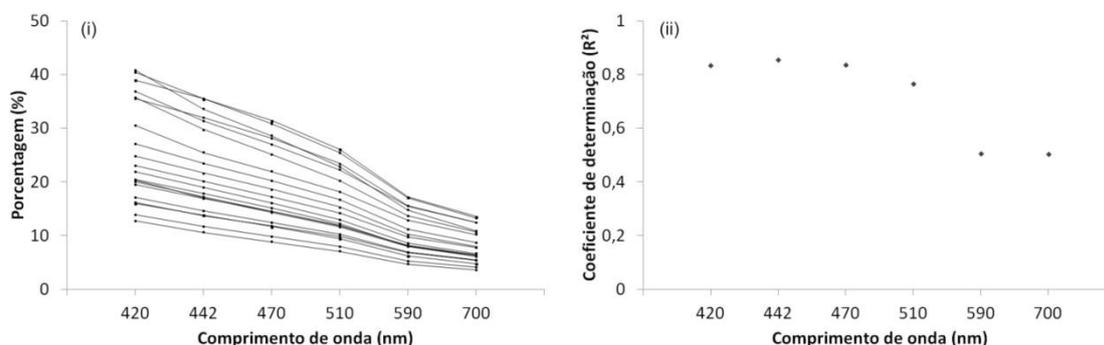


Figura 4.18 - (i) Porcentagem de variação espectral entre os valores de retroespalhamento originalmente medidos com o HydroScat e após a correção; (ii) Coeficiente de determinação entre porcentagem de variação dos valores de retroespalhamento e coeficiente de absorção em 420, 442, 470, 510, 590 e 700nm.

A porcentagem de variação dos valores de retroespalhamento mostrou-se positivamente correlacionada aos valores de absorção ($R^2 = 0,83$, $p < 0,001$, para 420nm) e as estações que apresentaram mais alteração foram aquelas de maior absorção (P10, P13, P26). As estações com menores valores de absorção (P2, P3), além de estarem menos sujeitas a alterações devido ao método de correção, apresentam menor variação de acordo com a região espectral. Observa-se uma diminuição da correlação entre a porcentagem de variação e a absorção para os comprimentos de onda de 590 e 700nm (Figura 4.18).

Os valores de b_b decaíram com o aumento do comprimento de onda (Figura 4.19 e Figura 4.20) e variaram entre $0,01$ e $0,71m^{-1}$ para as medidas em subsuperfície. As médias obtidas para 420, 442, 470, 510, 590, 700, em subsuperfície, foram, respectivamente: $0,119$, $0,121$, $0,107$, $0,102$, $0,083$, e $0,067m^{-1}$.

A variação espectral do retroespalhamento foi mais intensa para as estações que apresentaram maior atenuação da radiação eletromagnética (P10, P13, P24, P25, P26), o que pode ser atribuído aos efeitos do espalhamento causado pelas partículas em suspensão e também ao método de correção aplicado. Por utilizar os valores de absorção e de espalhamento, os resultados gerados por esse método são fortemente influenciados pelo comportamento espectral dessas duas propriedades, o que ocasiona maiores alterações em comprimentos de onda mais curtos.

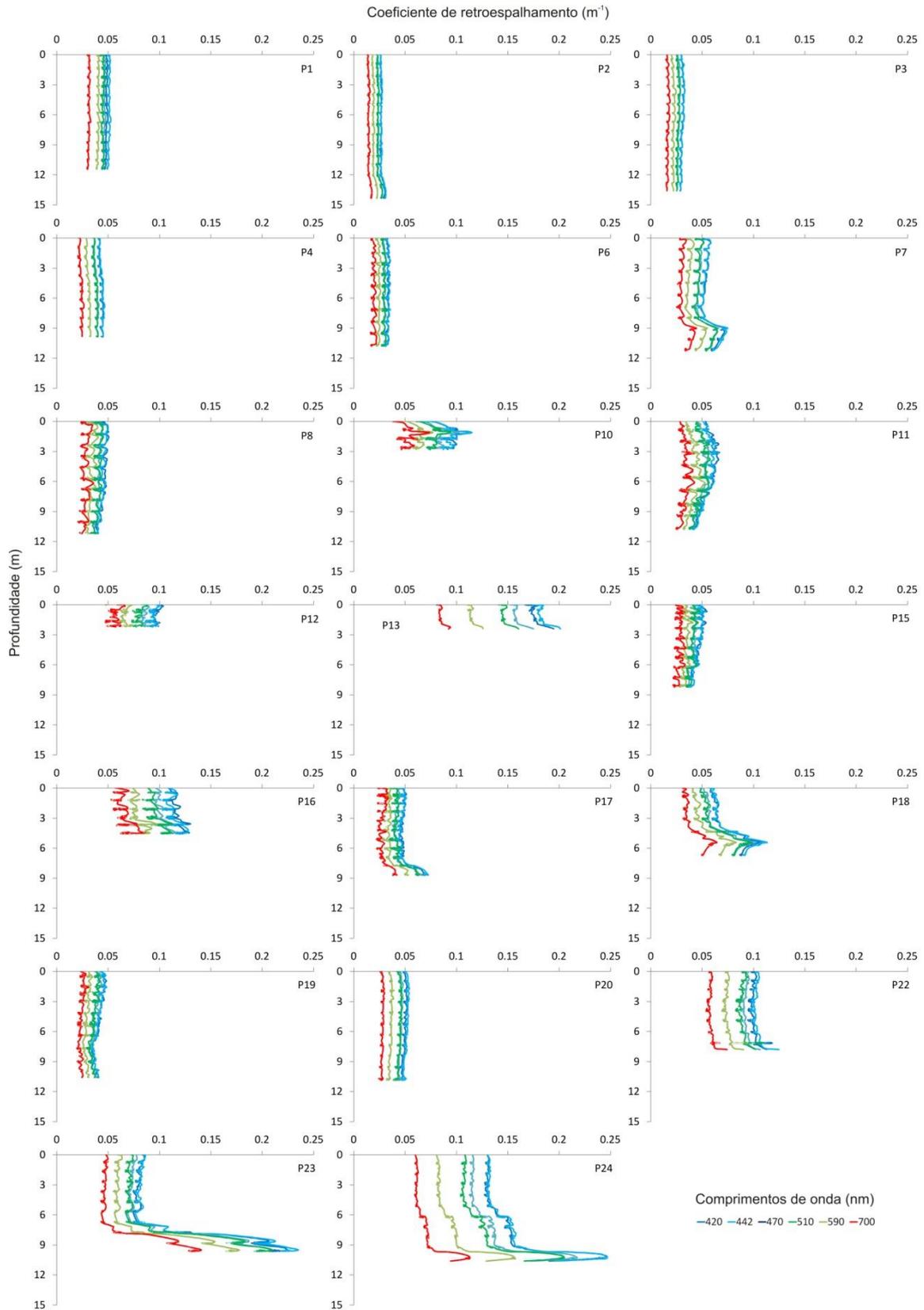


Figura 4.19 - Coeficiente de retrospalhamento em função da profundidade para vinte estações amostrais.

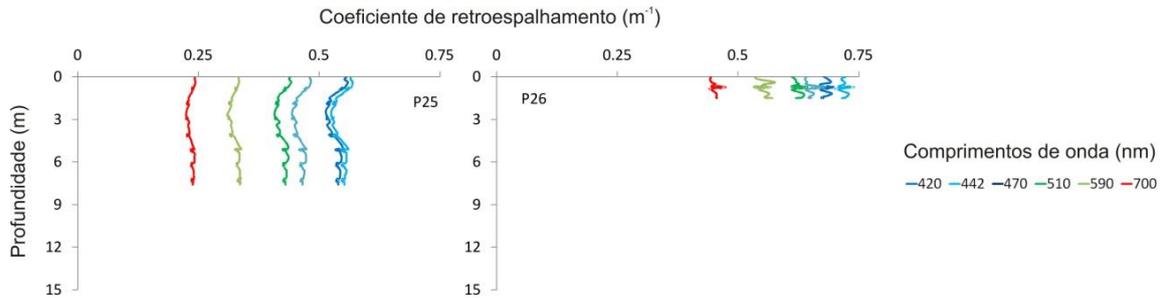


Figura 4.20 - Coeficiente de retroespalhamento em função da profundidade para duas estações amostrais.

O efeito decorrente da metodologia de correção pode ser mais claramente observado devido à inversão entre os valores de retroespalhamento em 420 e 442nm. Espera-se que b_b diminua com o aumento do comprimento de onda, porém, os valores em 442nm são sistematicamente superiores aos em 420nm (Figura 4.21), em função da maior absorção no comprimento de onda mais curto.

A probabilidade de retroespalhamento ($\frac{b_b}{b}$) apresentou uma tendência de comportamento linear ao longo do espectro, já que tanto b_b quanto b possuem um decaimento aproximadamente exponencial com o aumento do comprimento de onda (boa correlação entre as medidas, $R^2 = 0,76$, $p < 0,0001$ para 420nm, $R^2 = 0,82$, $p < 0,0001$ para 700nm). Entretanto, também é possível observar nessa razão a inversão de valores em alguns comprimentos de onda, sendo mais notada àquela entre 420 e 442nm. A probabilidade de espalhamento variou entre 0,02 e 0,07, com os maiores valores em 442nm e os menores em 700nm.

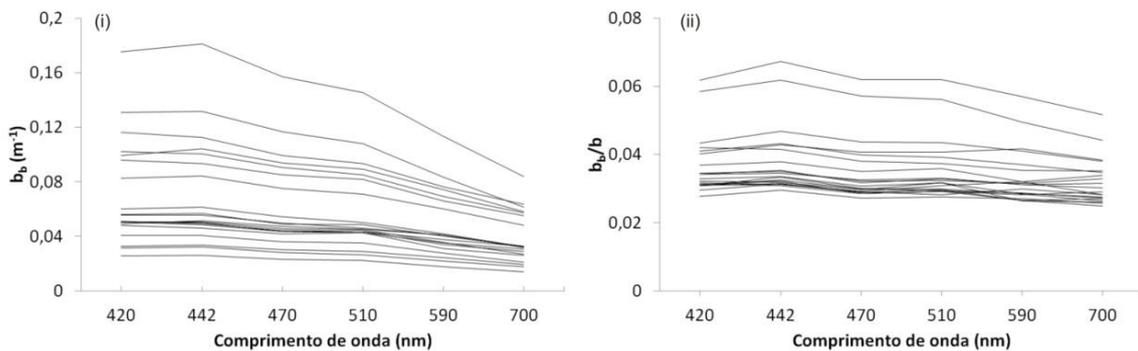


Figura 4.21 - (i) Coeficiente de retroespalhamento espectral para vinte estações amostrais; (ii) Razão entre retroespalhamento e espalhamento para vinte estações amostrais. P25 e P26 foram desconsideradas.

As medidas de b_b não apresentaram correlação com as concentrações dos constituintes opticamente ativos (nível de significância de 0,05) quando analisadas vinte estações amostrais. A ausência de correlação com o material em suspensão total, em especial sua fração inorgânica, é inesperada e surpreendente. Os valores de b_b , no entanto, mostraram-se fortemente correlacionados com a absorção ($R^2 = 0,83$, $p < 0,0001$ em 420nm) e com a atenuação ($R^2 = 0,84$, $p < 0,0001$ em 420nm). No caso da absorção os valores de correlação apresentaram ligeira queda com o aumento do comprimento de onda, de acordo com o comportamento espectral da absorção. A correlação entre o retroespalhamento e a atenuação permaneceu praticamente constante ao longo do espectro, indicando maior influência do espalhamento nos comprimentos de onda mais longos.

O coeficiente de retroespalhamento também apresentou alta correlação ($R^2 > 0,9$, $p < 0,0001$ nos seis comprimentos de onda medidos) com os dados de turbidez para dezoito estações amostrais - estações P1 e P3 apresentaram problemas nas medidas de turbidez e foram desconsideradas nessa análise. Os valores do coeficiente de determinação aumentaram em direção aos maiores comprimentos de onda, o que está de acordo com a maior participação do espalhamento nessa região espectral.

4.1.4. Propriedades óticas aparentes

Durante o procedimento de perfilagem das propriedades óticas aparentes, devido ao período de tempo necessário para realizar as medidas, mudanças na iluminação solar podem ocorrer, conforme ilustrado na Figura 4.22 para a estação P23. Para remover as oscilações causadas por essas mudanças, o procedimento de normalização, baseado em Muller (2000) e descrito na seção 3.2.6, foi aplicado aos dados. Conforme se pode observar na Figura 4.22, esta normalização possibilitou a remoção de efeitos decorrentes das alterações na iluminação solar ao longo das medidas.

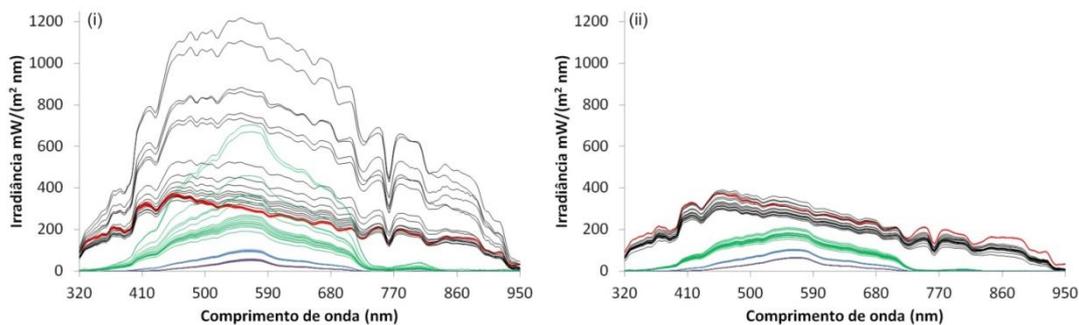


Figura 4.22 - (i) Irradiância descendente na coluna de água antes da normalização; (ii) Irradiância descendente na coluna de água após normalização. Cores representam diferentes níveis de coleta: vermelho (acima da água); preto (subsuperfície); verde (um metro); azul (dois metros); roxo (três metros).

Cerca de 50% da luz incidente na coluna d'água é atenuada (absorvida ou espalhada) nos primeiros dois metros de profundidade (Figura 4.23), sendo que para as estações de maior atenuação (P25, P26) esse valor é atingido ainda no primeiro metro. Para todas as estações, exceto P2 e P3, a irradiância descendente (E_d) da região PAR decai a menos de 10% daquela imediatamente abaixo da superfície antes de cinco metros de profundidade. A partir dessa profundidade o decaimento de E_d torna-se mais sutil e constante até a extinção da luz disponível. As estações P4 e P8 apresentaram rápida atenuação na camada superior, seguida de um aumento na quantidade de luz disponível a cerca de três metros e um decaimento mais suave a partir de então.

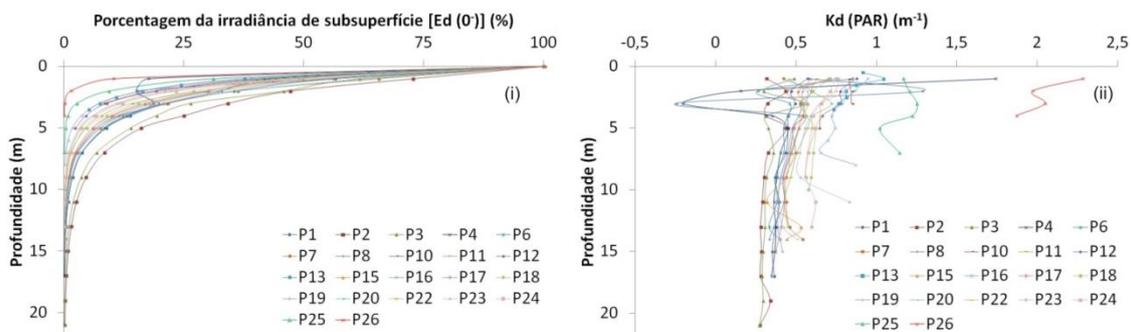


Figura 4.23 - (i) Diminuição da irradiância descendente integrada para a região PAR na coluna d'água em função da profundidade; (ii) coeficiente de atenuação vertical ponderado na coluna d'água.

Esse comportamento poderia estar associado a três cenários distintos. O primeiro seria alterações na iluminação devido a mudanças de posicionamento do barco decorrentes da presença de ondas e ventos. Essas alterações poderiam resultar em interferência da reflexão especular nas medidas e levar ao aumento da energia disponível a três metros.

Contudo, a rápida diminuição no primeiro metro e a estabilidade a partir de três metros sugerem algum efeito ligado a propriedades físicas e biológicas do corpo de água. O segundo cenário seria a estratificação da coluna d'água, com alterações na temperatura da água e na concentração de oxigênio dissolvido, conforme pode ser observado na Figura 4.24 para a estação P4. A estratificação poderia justificar o rápido decaimento da radiação incidente nos primeiros metros, entretanto, não explica a maior disponibilidade de luz abaixo do ponto de estratificação. A presença de fitoplâncton e a influência da fluorescência foram descartadas, pois não foi possível notar feições indicativas nos dados de absorção e nos espectros de reflectância. Os dados limnológicos foram coletados em superfície e, portanto, podem apresentar discrepâncias em relação às condições em outras profundidades.

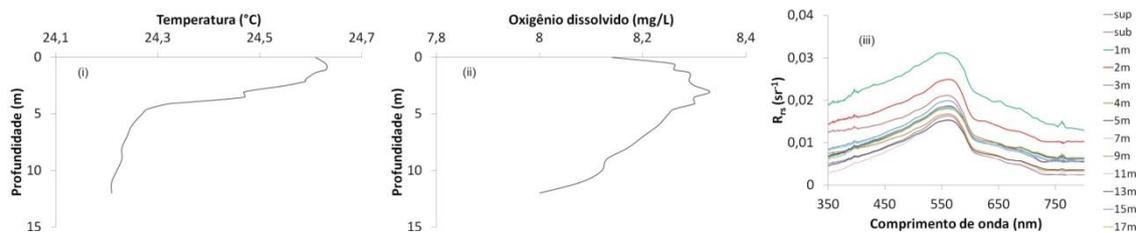


Figura 4.24 - Temperatura, oxigênio dissolvido e reflectância de sensoriamento remoto para estação P4.

O terceiro cenário possível seria a presença de uma pluma de partículas em suspensão ao longo das medidas de um e dois metros, resultando em maior espalhamento da luz e forte atenuação nessa porção da coluna d'água. Devido à circulação da água e ao espaçamento temporal entre as medições essa pluma se deslocaria, os efeitos de espalhamento seriam reduzidos e haveria mais luz disponível a partir da medida de três metros. Esse cenário pode ser corroborado pelos espectros de reflectância de sensoriamento remoto acima da água (Figura 4.24), nos quais é possível perceber que as medidas para um e dois metros possuem valores significativamente acima das demais medidas, decorrentes do maior espalhamento.

O coeficiente de atenuação vertical difusa para a irradiância descendente na região PAR ($K_d(PAR)$) é mostrado na Figura 4.23. Os diferentes valores e formas de $K_d(PAR)$ indicam variações no comportamento do campo de luz subaquático das vinte e duas estações amostrais. Entretanto, existe uma tendência de diminuição dos valores de

$K_d(PAR)$ a partir da superfície em direção ao fundo do reservatório e, quando há profundidade suficiente, os valores tendem a convergir e se manterem constantes. Essa observação está de acordo com o comportamento assintótico analisado por Berwald et al. (1998).

Em algumas estações (P16, P23, por exemplo) o aumento observado no coeficiente de atenuação difusa nas maiores profundidades está associado ao aumento da turbidez, que ocasiona maior espalhamento e, conseqüente, atenuação da luz. É possível notar também o aumento da energia disponível a três metros de profundidade nas estações P4 e P8, indicado por valores negativos de $K_d(PAR)$.

O coeficiente de atenuação vertical ponderado, determinado de acordo com Kirk (2011), para a região PAR variou entre $0,35$ e $2,09m^{-1}$, com média $0,69m^{-1}$. Esses valores estão próximos da faixa obtida por Le et al. (2013) para o estuário de Tampa Bay, nos EUA ($0,6$ a $2m^{-1}$ para PAR) e dentro dos valores analisados por Lee et al. (2005) para diferentes regiões do Golfo do México, do Mar Arábico e do Mar Báltico ($0,04$ a $4 m^{-1}$, em $490nm$). Diversos autores (LEE et al., 2005; LE et al., 2013; SAULQUIN et al., 2013) apontam alta correlação entre os valores de $K_d(PAR)$ e de $K_d(490)$, portanto, é possível comparar os valores deste trabalho com aqueles divulgados comumente na literatura. Shi et al. (2014) relatam valores em um faixa muito mais ampla do que a encontrada para o reservatório de Três Marias para o lago Taihu, na China ($0,7$ a $15,4 m^{-1}$, para PAR), enquanto Zhao et al. (2013) obtiveram valores menores e com menor variação para diferentes águas do Mar do Sul da Flórida e do Mar do Caribe ($0,03$ a $1,29 m^{-1}$, em $490nm$).

Os valores espectrais de K_d (Figura 4.25), calculado entre subsuperfície e um metro, mostram o decaimento do coeficiente de atenuação com o aumento do comprimento de onda entre 400 e $600nm$, seguindo o padrão de absorção dos COAs, e uma inversão nesse comportamento a partir de $600nm$, sendo influenciado pelo espalhamento das partículas em suspensão e pela absorção da água pura em direção ao infravermelho próximo. A estação P04 é a exceção a esse padrão, uma vez que os valores de K_d aumentam ao longo de toda a região PAR. Como descrito acima, essa estação apresentou uma diminuição muito forte da irradiância descendente na parte superior da

coluna d'água devido ao espalhamento que seria causado pela presença de pluma de partículas em suspensão no momento das medidas. Essa pluma justifica os valores maiores de K_d nessa porção do corpo d'água e o aumento do coeficiente em direção aos comprimentos de onda mais longos.

Assim como ocorrido com as propriedades óticas inerentes, as estações P25 e P26 apresentam valores de K_d muito superiores àqueles obtidos para as demais estações. A forte absorção por CDOM justifica os valores elevados para P25 entre 400 e 550nm, o que pode ser corroborado pelo fato do espectro se aproximar do comportamento das demais medidas após essa faixa espectral. Os efeitos de absorção e espalhamento resultantes da maior concentração de sedimentos inorgânicos em suspensão na estação P26 explicam os altos valores de K_d ao longo de toda a faixa espectral analisada. Em concordância com os resultados obtidos para a absorção, a estação P13 apresentou os maiores valores de K_d quando excluídas as estações P25 e P26.

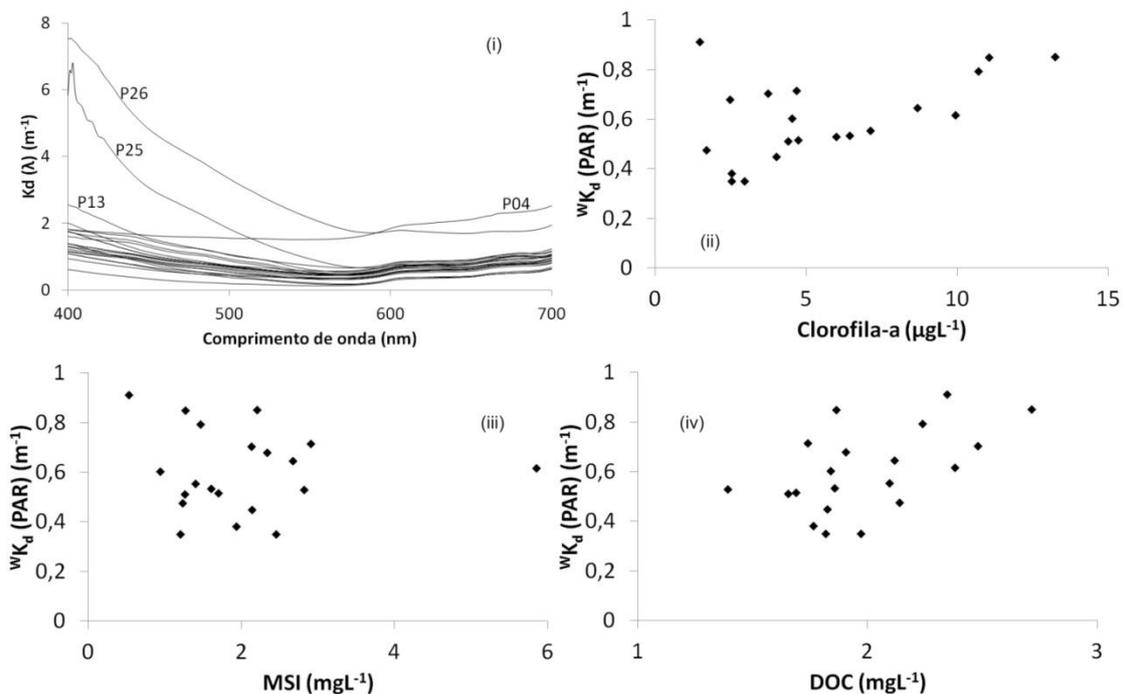


Figura 4.25 - (i) Coeficiente de atenuação vertical difusa espectral; (ii) Relação entre concentração de clorofila-a e coeficiente de atenuação vertical ponderado; (iii) Relação entre concentração de material suspenso inorgânico e coeficiente de atenuação vertical ponderado; (iv) Relação entre concentração de carbono orgânico dissolvido e coeficiente de atenuação vertical ponderado.

Tomando-se como referência os valores de wK_d em três comprimentos de onda ao longo do visível (450, 550 e 670nm), percebe-se que os maiores valores são encontrados na região do azul e os menores no verde, enquanto o vermelho apresenta uma posição intermediária entre estes. Esse padrão indica maior penetração da luz na região do verde, seguida do vermelho e do azul, e guarda relação com a maior produtividade do ambiente e com as concentrações de matéria orgânica dissolvida e de fitoplâncton (KIRK, 2011). Nas estações P25 e P26 observa-se a inversão entre os comprimentos de onda do verde e do vermelho, com maior atenuação em 550nm e maior penetração em 670nm. De acordo com Kirk (2011), isso acontece quando os valores de concentração das substâncias amarelas são muito elevados, como é o caso dessas estações e pode ser comprovado pelos valores de absorção por CDOM em 443nm (seção 4.1.2).

As correlações entre ${}^wK_d(PAR)$ e as concentrações dos constituintes opticamente ativos para vinte estações amostrais (excluídas P25 e P26) são mostradas na Figura 4.25. O coeficiente de atenuação difusa vertical ponderado correlaciona-se apenas fracamente com as concentrações de clorofila-a e de carbono orgânico dissolvido, e não possui correlação com a concentração de material inorgânico em suspensão. Esses resultados podem ser explicados em parte pela variação irregular dos COA e pelo comportamento óptico distinto entre as diferentes estações amostradas, o que dificulta a análise integrada dos dados. Apesar da fraca correlação, os resultados apontam que a variabilidade de ${}^wK_d(PAR)$ é dominada primeiramente pelo CDOM e em seguida pelo fitoplâncton. A influência do CDOM na atenuação da luz pode restringir a atividade primária na coluna d'água, uma vez que ele compete com o fitoplâncton pela radiação disponível e limita a penetração da luz às camadas superiores.

Ao contrário do ocorrido com os COAs, o ${}^wK_d(PAR)$ mostra-se significativamente correlacionado às propriedades inerentes do corpo d'água (Figura 4.26). Esse resultado é esperado, uma vez que ${}^wK_d(PAR)$ é primeiramente uma função da absorção e da atenuação no corpo d'água. Conforme Le et al. (2013), o retroespalhamento é um componente secundário de ${}^wK_d(PAR)$. Entretanto, para este trabalho nota-se significativa correlação entre $b_b(420)$ e ${}^wK_d(PAR)$ devido ao espalhamento causado pelas partículas em suspensão.

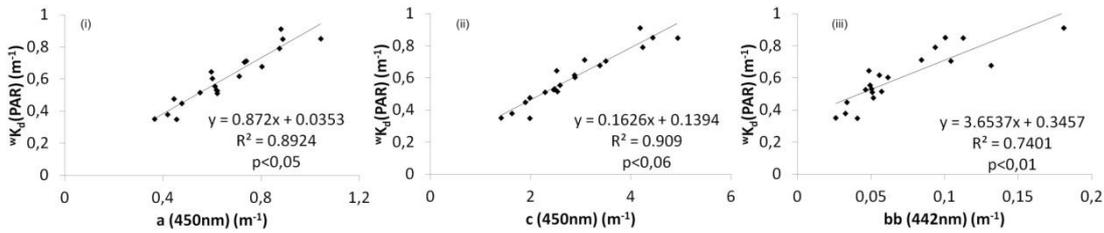


Figura 4.26 – Relação entre coeficiente de atenuação vertical ponderado e propriedades óticas inerentes. (i) Absorção em 450nm; (ii) Atenuação em 450nm; (iii) Retroespalhamento em 442nm.

O limite da zona eufótica, definido a partir dos valores de $^wK_d(PAR)$, variou entre 2,2 e 13,1m ao longo do reservatório, com média 7,7m. Os menores valores estão associados às estações com maior atenuação, como P25 e P26, que guardam relação com a absorção por CDOM e a atenuação pelas partículas inorgânicas em suspensão, respectivamente. As estações P2, P3 e P4 apresentam as maiores profundidades do limite da zona eufótica, justificadas pela baixa concentração de clorofila-a e de material em suspensão e pela fraca absorção por CDOM nesses locais.

É possível perceber uma tendência de diminuição do limite da zona eufótica (Z_{eu}) à medida que aumenta a distância para a barragem (Figura 4(i)). Apesar de algumas variações, em especial na parte intermediária do reservatório, a diminuição revela que a água tende a se tornar mais transparente em direção ao barramento, o que pode ser associado à deposição dos sedimentos suspensos, à menor disponibilidade de nutrientes para o crescimento da biota aquática e à degradação do CDOM. Z_{eu} e a profundidade do disco de Secchi são medidas de transparência do corpo d'água e encontram-se fortemente correlacionadas, conforme mostrado na Figura 4(ii).

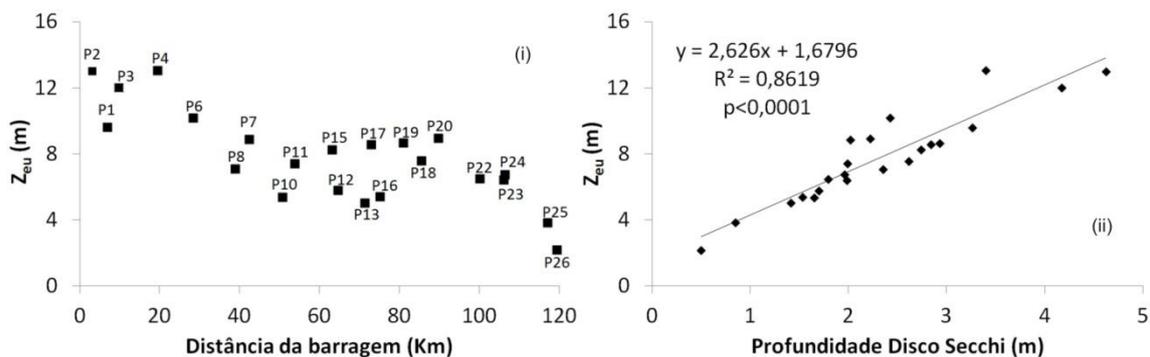


Figura 4 – (i) Profundidade da zona eufótica em relação à distância da barragem; (ii) Relação entre profundidade da zona eufótica e profundidade do Disco de Secchi

As variações irregulares da profundidade da zona eufótica, notadamente nas estações P10, P12, P13 e P16, são explicadas pela posição geográfica destas estações. Elas estão em regiões menos profundas e sob maior influência da entrada e resuspensão de sedimentos e nutrientes, que podem acarretar em aumento da atenuação e consequente restrição da penetração da luz. Como a zona eufótica é uma medida cumulativa das propriedades biogeoquímicas na camada superior da coluna d'água (SHANG et al., 2011), as alterações podem indicar padrões ambientais associados à qualidade da água e à produtividade primária. Em geral, maiores profundidades da zona eufótica estão associadas ao aumento da produção primária, uma vez que há mais luz disponível para os processos fotossintéticos (SOPPA et al., 2013). Cabe ressaltar que essa relação direta é válida para casos onde não há restrição na disponibilidade de nutrientes.

Os espectros de reflectância de sensoriamento remoto (R_{rs}) e reflectância de sensoriamento remoto normalizada ($R_{rs}(n)$) das vinte e duas estações amostrais são apresentados na Figura 4.28. Os espectros normalizados foram obtidos dividindo-se os valores espectrais pela média de cada espectro calculada entre 350 e 900nm. De maneira similar ao ocorrido com os valores de $^wK_d(PAR)$ e com as propriedades óticas inerentes, R_{rs} apresentou significativa variabilidade em magnitude e formato ao longo do reservatório. Uma feição comum para os espectros de reflectância foi o pico na região do verde, próximo a 560nm, que pode ser entendido como o resultado de valores espectrais de b_b relativamente uniformes combinados com valores altos de absorção no azul, devido a CDOM e fitoplâncton, e no vermelho, devido a água pura e fitoplâncton.

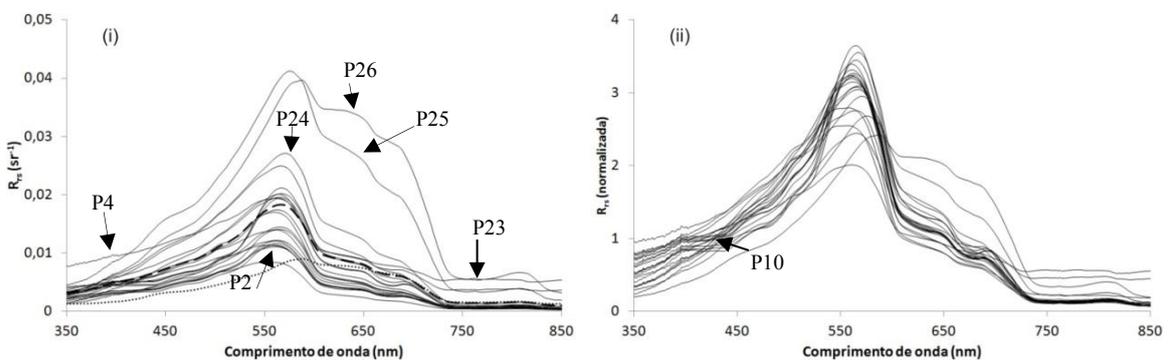


Figura 4.28 - (i) Reflectância de sensoriamento remoto para 22 estações amostrais. A linha tracejada representa a média e a linha pontilhada indica o desvio padrão; (ii) Reflectância de sensoriamento remoto normalizada pela média.

A reflectância na região do azul (400 a 500nm) apresentou valores entre 0,002 e $0,022sr^{-1}$, com média $0,007sr^{-1}$ e variação de mais de quatro vezes entre as estações. Nessa faixa não foram notadas feições espectrais pronunciadas. Por exemplo, não foi possível distinguir o pico de absorção da clorofila-a próximo a 440nm devido às baixas concentrações e à influência da absorção por CDOM nessa região. A feição, no entanto, torna-se mais evidente nos espectros normalizados das estações de maior concentração de clorofila-a, como P10, P12 e P16 (Figura 4.28).

O máximo de reflectância foi obtido na faixa do verde (500 a 600nm) em torno de 560nm, com valores que variaram de 0,008 a $0,042sr^{-1}$. Na porção do vermelho (600 a 700nm) diferentes feições espectrais foram destacadas: um pequeno “ombro” próximo a 650nm, indicando ligeiro aumento da reflectância; um mínimo próximo a 676nm, correspondente ao máximo de absorção da clorofila-a no vermelho; e um aumento da reflectância em torno de 690 a 700nm, resultante do espalhamento causado pelo sedimento em suspensão e pelas células fitoplanctônicas. Os menores valores de reflectância foram obtidos na faixa do infravermelho (700 a 850nm) em decorrência da forte absorção pela água pura. As estações P25 e P26 apresentaram um pico de reflectância próximo a 810nm, associado à maior concentração de partículas em suspensão nos locais de amostragem. O comportamento da água pura, que apresenta ligeira queda na absorção próxima a esse comprimento de onda, também pode contribuir para evidenciar essa feição.

Os detalhes espectrais e as diferenças entre os espectros são resultantes das variações das propriedades inerentes e de suas relações com a concentração e a composição dos constituintes opticamente ativos. Os maiores valores de R_{rs} foram obtidos para estações localizadas na parte superior do reservatório e em regiões de menor profundidade (P13, P24, P25 e P26). O deslocamento do pico de reflectância em direção a comprimentos de onda mais longos e as mudanças de formato do espectro indicam a maior influência das partículas suspensas nestas estações. Os valores mais baixos de R_{rs} pertencem a estações localizadas na parte inferior do reservatório e em meio ao corpo do reservatório (P2, P3, P8, P11). As feições mais suaves observadas nesses locais estão associadas a

menores concentrações dos constituintes opticamente ativos e a maior participação da água pura na absorção.

A estação P4 apresenta valores de R_{rs} significativamente superiores ao restante do corpo d'água na região entre 350 e 400nm. Esse comportamento poderia ser associado à baixa concentração de matéria orgânica e absorção por CDOM e ao alto espalhamento causado pelas moléculas de água. Atrélado à baixa concentração de clorofila, essas características explicariam a inclinação suave observada até aproximadamente 550nm. Porém, o comportamento espectral após 700nm (alta reflectância e ausência de pico próximo a 810nm) sugere a influência significativa de *glint* nessa medida. O espectro assemelha-se, em forma, a outras estações e as diferenças de magnitude observadas podem ser explicadas pelo deslocamento causado pela reflexão especular direta ao longo de toda a faixa analisada. Efeito semelhante pode ser observado para a estação P23, entretanto em menor escala, o que sugere maior influência da reflexão especular difusa e pode ser corroborado pela variação na cobertura de nuvens no momento da aquisição das medidas radiométricas nessa estação.

Os valores de R_{rs} foram integrados para as bandas dois e três do sensor OLI e a razão entre bandas foi correlacionada aos dados de coeficiente de absorção em três comprimentos de onda do visível (450, 550 e 670nm) (Figura 4.29). As bandas foram escolhidas por representarem porções do espectro nas quais feições de absorção e reflectância são destacadas. A razão entre as bandas três e quatro também foi testada, em função das feições de absorção no vermelho, contudo, não foram obtidas boas correlações, o que pode estar atrelado à influência do espalhamento pelo material suspenso e ao aumento da absorção pela água pura nessa região do espectro.

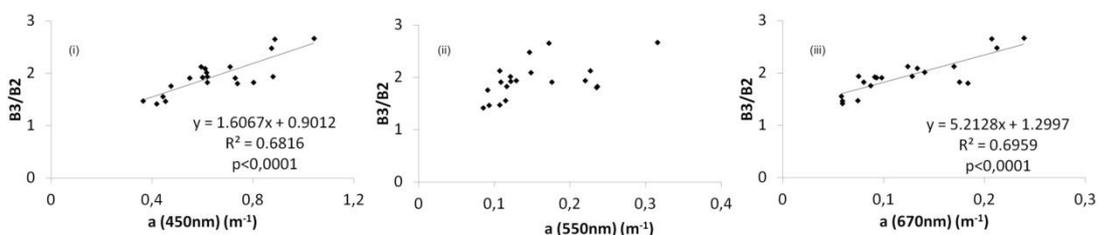


Figura 4.29 - Relação entre absorção em 450(i), 550(ii) e 670(iii)nm e razão de bandas entre valores de reflectância de sensoriamento remoto para vinte estações amostrais (valores de a para estações P25 e P26 configuram-se como *outliers*). Os valores de R_{rs} foram integrados para as bandas do sensor OLI, conforme Tabela 2.1.

Foram obtidas fortes correlações entre a razão das bandas três e dois e os valores de a em 450nm e em 670nm. A correlação mostrou-se mais fraca e pouco significativa em 550nm. O ligeiro aumento observado em 670nm em relação a 450nm pode estar associado à participação da matéria orgânica dissolvida na absorção em comprimentos de onda mais curtos. Os resultados refletem as feições observadas em R_{rs} e a influência dos pigmentos fitoplanctônicos, que ocasionam alta absorção no azul e no vermelho e maior espalhamento na região do verde. A razão de bandas permite destacar diferenças entre pontos de máxima reflectância e pontos de alta absorção, que guardam relação direta com a concentração dos constituintes opticamente ativos e, conseqüentemente, com as propriedades óticas inerentes.

4.1.5. Proposta de divisão ótica do reservatório

O comportamento ótico heterogêneo do corpo de água, a variação espacial irregular nas concentrações dos constituintes opticamente ativos e a ausência de correlações entre concentrações de COA e absorção (seção 4.1.3.1) ou retroespalhamento (seção 4.1.3.2), suscitaram análises mais amplas e permitiram perceber certa segmentação espacial no reservatório de Três Marias. Com auxílio de imagem composição cor verdadeira do sensor OLI (Apêndice A - Figura A5), adquirida quatro dias antes do início do trabalho de campo, e a observação conjunta de análise de agrupamento dos espectros normalizados de reflectância de sensoriamento remoto (Apêndice A - Tabela A1) e dos diagramas de dispersão entre concentração de clorofila-a e absorção em 450, 550 e 670nm (Apêndice A - Figura A6) foi feita a divisão das estações de coleta em dois grupos principais com comportamentos óticos distintos.

O grupo um (G1) é composto por dezesseis estações (P1, P2, P3, P4, P6, P7, P8, P10, P11, P12, P14, P16, P17, P18, P19, P20) e o grupo dois (G2) por quatro estações (P13, P22, P23, P24). As estações P25 e P26 permaneceram como *outliers* em ambos os grupos e, portanto, não foram consideradas nesta análise. É possível perceber pela imagem OLI (R4G3B1) que a maioria das estações de G1 está em áreas associadas ao corpo do reservatório, de maior profundidade e com valores de reflectância menores. Os valores médios de C_{CHL} , C_{MST} e C_{DTC} em G1 foram, respectivamente: $6,27\mu gL^{-1}$;

$3,64 \text{ mgL}^{-1}$; $7,95 \text{ mgL}^{-1}$. G2, por sua vez, está em áreas de maior reflectância e diretamente influenciado pela entrada de água dos principais cursos tributários. Os valores médios de C_{CHL} , C_{MST} e C_{DTC} em G2 foram, respectivamente: $3,08 \mu\text{gL}^{-1}$; $3,38 \text{ mgL}^{-1}$; $7,28 \text{ mgL}^{-1}$.

Observa-se um aumento significativo da relação entre a concentração dos constituintes opticamente ativos e os valores de absorção após a separação entre os grupos (exceto para MSI no caso de G1). Apesar de não haver significância estatística, devido ao limitado número de amostras, as estações de G2 apresentam certa tendência de comportamento, conforme pode ser observado nos diagramas de dispersão da Figura A8 (Apêndice A). As alterações dos resultados de correlação para G1 e a tendência apresentada em G2 corroboram a separação das estações amostrais e evidenciam uma divisão espacial no reservatório em termos de características bio-ópticas.

A divisão obtida indica a presença de dois ambientes distintos ao longo do reservatório, controlados por diferentes processos biológicos, ópticos e hidrodinâmicos. Em G1, processos autóctones, como degradação dos constituintes opticamente ativos e deposição de sedimentos em suspensão, parecem dominar o comportamento bio-óptico. A influência de aportes de água, sedimentos e nutrientes nas estações deste grupo é espacialmente restrita. Em G2, processos externos associados à grande influência dos principais afluentes dominam as propriedades biológicas e ópticas. As regiões ocupadas pelas estações pertencentes a G2 podem ser definidas ainda como áreas de transição entre os rios e o reservatório propriamente dito.

4.2. Modelagem CDOM/DOC

Conforme mostrado na seção 4.1.2, não houve correlação entre os dados de CDOM e de DOC. Aos argumentos apresentados naquela seção, Kutser (comunicação pessoal) acrescenta que a pouca variabilidade dos dados justifica a dificuldade em determinar a correlação entre a_{CDOM} e C_{DOC} . Apesar da impossibilidade de mapear DOC para este estudo, os modelos empíricos foram testados com o objetivo de avaliar sua adaptabilidade a ambientes aquáticos tropicais na determinação dos valores de absorção por CDOM.

As correlações entre o coeficiente de absorção por CDOM calculado a partir de amostras de água coletadas durante a campanha de campo e a absorção por CDOM estimada a partir de imagens do sensor OLI, corrigidas para efeitos atmosféricos, são apresentadas na Figura 4.30. Não foi possível estabelecer correlação significativa para os dois modelos testados utilizando-se as imagens de 13 de junho de 2013 e de 29 de junho de 2013. As estações P25 e P26 classificam-se claramente como *outliers* e influenciam os resultados estatísticos obtidos em ambas as datas. A estação P24 também aparece como *outlier* para a imagem do dia 29 de junho, devido à presença de nuvens esparsas na porção superior do reservatório. A retirada dessas estações ocasiona apenas uma melhoria sutil nas correlações observadas, conforme pode ser sugerido pela dispersão dos pontos amostrais.

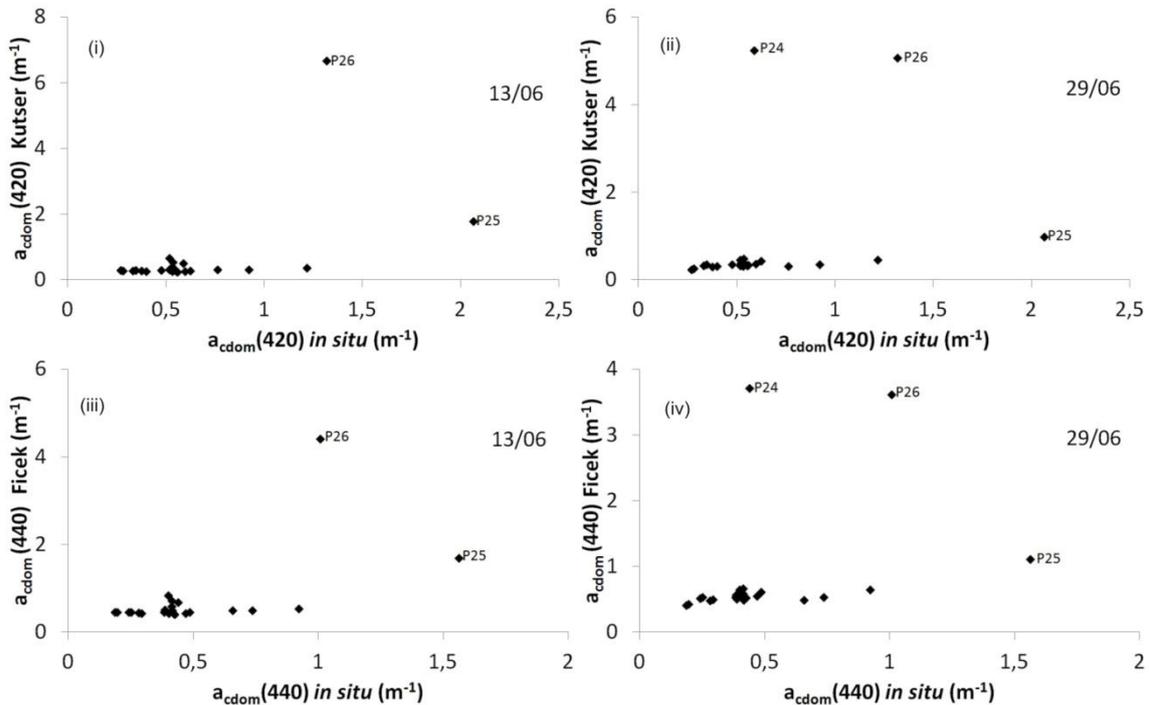


Figura 4.30 - Relação entre coeficiente de absorção por CDOM calculado a partir de amostras de água coletadas in situ e absorção por CDOM estimada a partir de imagem OLI atmosféricamente corrigida (13 e 29 de junho de 2013) usando os modelos de Kutser et al. (2005a) e Ficek et al. (2011).

Diversas razões podem explicar os resultados obtidos. Primeiramente, os modelos utilizados foram desenvolvidos a partir de dados empíricos, que refletem as características locais no momento de coleta. Apesar da utilização de bases de dados relativamente amplas, ambos os modelos pertencem a lagos boreais com características

distintas das observadas no presente estudo. A faixa de variação dos valores de CDOM é muito mais restrita no reservatório de Três Marias quando comparada aos valores apresentados por Kutser et al. (2005a) e por Ficek et al. (2011). Mudanças na origem e na composição do CDOM, associadas às diferentes condições geográficas nas quais se inserem os ambientes estudados (clima, temperatura, tipo de vegetação do entorno, composição do solo) também podem dificultar a reprodução de modelos empíricos em outras áreas. A reparametrização dos modelos de acordo com as características do reservatório de Três Marias não foi possível devido à fraca relação entre absorção por CDOM e os dados orbitais. Odertmatt et al. (2012) destacam que modelos para estimativa de CDOM em águas complexas e ópticamente profundas permanecem relativamente imprecisos e inconsistentes, com grandes variações nos resultados a partir de metodologias comparáveis.

A defasagem entre o período de coleta dos dados em campo e o imageamento por satélite também pode embutir erros na estimativa de CDOM. Apesar da esperada pouca variação do CDOM em um curto período de tempo, as mudanças espaciais decorrentes da dinâmica hidrológica e de forçantes do entorno podem alterar significativamente as concentrações de DOC e a absorção por CDOM. Além disso, a resposta captada pelo sensor representa a interação conjunta de todos os COA e, apesar da escolha de bandas mais propícias para mapeamento do CDOM, ainda há influência dos outros constituintes no sinal.

Por fim, cabe destacar as interferências oriundas dos efeitos atmosféricos, intrínsecos à utilização de dados orbitais, não obstante aos procedimentos de correção adotados. Esse fator torna-se ainda mais destacado no modelo de Ficek et al. (2011), já que este foi desenvolvido a partir de dados de reflectância de sensoriamento remoto obtidos *in situ*. Ao utilizar os valores de reflectância medidos durante a campanha de campo, o modelo de Ficek et al. (2011) apresenta resultados ligeiramente superiores (Figura 4.31).

A melhoria observada no modelo de Ficek et al. (2011), quando aplicado de acordo com sua formulação original, pode ser atribuída a dois fatores primordialmente: (i) retirada dos efeitos atmosféricos presentes nos dados orbitais; (ii) menor influência de outros constituintes opticamente ativos ao utilizar comprimentos de onda específicos (570 e

655nm) ao invés de uma banda espectral mais larga, como no caso dos dados do OLI. A exemplo do ocorrido com o modelo utilizando bandas da imagem OLI, as estações P25 e P26 aparecem como *outliers* e tornam os resultados estatísticos tendenciosos. A retirada dessas estações evita a influência de dados muito discrepantes dos demais, entretanto não proporciona correlação significativa entre valores medidos e estimados, dada a dispersão irregular das demais estações amostradas.

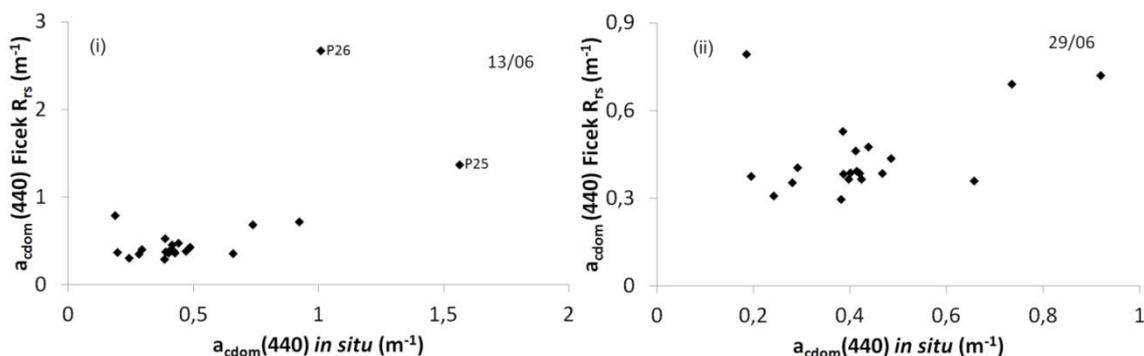


Figura 4.31 - (i) Correlação entre coeficiente de absorção por CDOM calculado a partir de amostras de água coletadas *in situ* e absorção por CDOM calculada a partir de dados de refletância de sensoriamento remoto obtidos *in situ*, usando o modelo de Ficek et al. (2011); (ii) Correlação após retirada das estações P25 e P26.

De uma maneira geral, os resultados obtidos a partir da aplicação dos modelos de Kutser e de Ficek tendem a apresentar melhorias suaves na estimativa da absorção por CDOM quando utilizados comprimentos de onda mais curtos como referência (380 a 440nm), o que pode ser atribuído ao aumento exponencial da absorção por CDOM em direção a menores comprimentos de ondas. Baseados nesse comportamento exponencial, autores como Vodacek et al. (1997), Fichot e Benner (2011) e Asmala et al. (2012) sugerem a utilização de comprimentos de onda do ultravioleta para o mapeamento de CDOM. Contudo, nestes casos a aplicação dos dados torna-se limitada a amostragens *in situ*, ao passo que a utilização de comprimentos de onda mais longos abre possibilidades para um mapeamento mais amplo, utilizando-se imagens orbitais. Neste sentido, Zhu et al. (2014) sugerem que a inclusão de comprimentos de onda acima de 600nm aumenta significativamente a acurácia da estimativa de CDOM, em especial para ambientes de água doce com complexa constituição.

5 CONCLUSÕES

O conjunto de equipamentos utilizados para determinar as propriedades óticas inerentes e aparentes da água permitiu ampla caracterização dos processos biológicos e óticos ao longo do reservatório. A aquisição de medidas em perfis possibilitou compreender a estrutura vertical da coluna de água e relacioná-la com mudanças nas variáveis limnológicas, por exemplo, a turbidez. Até o presente estudo, poucos são os trabalhos existentes apoiados no uso desses equipamentos para águas interiores brasileiras.

A caracterização bio-ótica de um ambiente aquático tropical, seguindo protocolos internacionais de coleta e correção dos dados, representa uma importante contribuição para a aplicação de sensoriamento remoto em águas interiores. Estes ambientes, a exemplo do reservatório de Três Marias, apresentam características biológicas e óticas distintas da esmagadora maioria dos trabalhos encontrados na literatura. Dessa forma, há ainda a necessidade de uma base de dados mais abrangente e de mais estudos que permitam comparar e avaliar a eficiência das metodologias largamente difundidas em estudos oceânicos quando empregadas em regiões de água doce.

Em relação à caracterização bio-ótica do reservatório de Três Marias pode-se concluir que:

1. As águas do reservatório de Três Marias configuram-se como águas complexas do caso 2, cuja variação espacial irregular dos constituintes opticamente ativos representa um desafio para sua caracterização bio-ótica.
2. As variações de concentração de COAS e das propriedades óticas inerentes e aparentes ao longo do reservatório revelam a predominância da influência de processos locais frente a uma dominação geral. As diferentes dinâmicas locais podem ser atribuídas ao tamanho e formato do reservatório, cujas diversas entradas de água e nutrientes estão associadas a diferentes condições de entorno, como atividades de agricultura e presença de municípios e pequenas comunidades.

3. A profundidade limite da zona eufótica diminuiu de maneira aproximadamente linear à medida que se aumentou a distância para a barragem. Os valores de $^wK_d(PAR)$ e de absorção diminuíram à medida que se diminuiu a distância para a barragem. Esses são indicativos de aumento da transparência da água em direção ao barramento.
4. Os resultados permitiram sugerir, para o período de coleta dos dados, a segmentação do reservatório em dois ambientes distintos em termos de comportamento ótico.

Apesar da heterogeneidade observada nas estações amostradas, a variação restrita da concentração de matéria orgânica dissolvida e a absorção significativa por parte do CDOM sugerem que este seja o constituinte dominante no reservatório. Os comportamentos do campo de luz subaquático e das propriedades inerentes mostram-se fortemente afetados por esse constituinte, mesmo nas pequenas concentrações obtidas neste trabalho, tendo em vista os valores baixos de concentração dos outros constituintes. A ausência de relação entre o material em suspensão inorgânico e as propriedades óticas inerentes e aparentes é surpreendente. A realização de duplicatas nas análises de MSI revelaram mudanças significativas nos valores determinados em cada medida para algumas estações amostrais.

De uma maneira geral, processos e influências externas, como entrada de sedimentos e compostos orgânicos, turbulência gerada pelos principais afluentes, ação de ventos e seus efeitos de resuspensão parecem impactar a dinâmica espacial das propriedades analisadas mais significativamente do que processos internos, como florações e degradação de fitoplâncton, fotodegradação do CDOM e estratificação termal. A velocidade do vento medida na estação do Sistema Integrado de Monitoramento Ambiental (SIMA) (STECH et al., 2006) variou entre 0 e $6,27ms^{-1}$, com média de $2,4ms^{-1}$ e ressalta a influência dos agentes externos, uma vez que os ventos podem levar a significativa turbulência na água e afetar a distribuição espacial dos constituintes. O reservatório mostra uma tendência de aumento da transparência da água em direção à barragem, em especial ao longo do corpo principal, devido à deposição dos sedimentos em suspensão e a diminuição, mesmo que sutil, da concentração de matéria

orgânica dissolvida. Cabe ressaltar que os resultados dizem respeito a um período específico do ano, em época seca, com menores temperaturas e maior estabilidade atmosférica. Dados da estação chuvosa, por exemplo, podem apresentar comportamentos distintos e fornecer uma base mais abrangente para a compreensão dos processos bio-ópticos e hidrodinâmicos do reservatório.

A hipótese proposta para este trabalho não pode ser confirmada ao longo de seu desenvolvimento. A ausência de correlação entre absorção por CDOM e concentração de DOC e o fraco desempenho dos modelos empíricos testados para a área de estudo inviabilizaram a estimativa de carbono orgânico dissolvido. Não obstante aos resultados, os dados aqui apresentados podem integrar um conjunto de dados mais amplo, incluindo outros ambientes brasileiros, cuja maior variabilidade permita o desenvolvimento de modelos empíricos ou semianalíticos para o mapeamento de CDOM e a estimativa de DOC em sistemas aquáticos tropicais.

Como sugestões para trabalhos futuros o autor cita: (i) realização de medidas limnológicas e óticas em períodos hidrológicos distintos, de forma a compreender a variação sazonal das características bio-ópticas do reservatório; (ii) análise da contribuição individual dos constituintes opticamente ativos para a absorção total, com o intuito de determinar a participação de cada COA nas alterações do campo de luz subaquático ao longo da região estudada; e (iii) comparação entre diferentes métodos de correção para as propriedades óticas inerentes e aparentes, objetivando avaliar a aplicação destes para águas cujas características biológicas, químicas e físicas distinguem daquelas para as quais foram desenvolvidos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALCÂNTARA, E. H.; STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A.; BONNET, M-P.; CASAMITJANA, X.; ASSIREU, A. T.; NOVO, E. M. L. M. Remote sensing of water surface temperature and heat flux over a tropical hydroelectric reservoir. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, p. 2651-2665, 2010.
- ALMEIDA, D. F. **Gestão ambiental dos sedimentos de corrente do Rio São Francisco na região de Três Marias/ Minas Gerais**. 2010. 105 p. Tese (Doutorado em Engenharia Metalúrgica e de Minas) – UFMG, Belo Horizonte, 2010.
- AMMENBERG, P.; FLINK, P.; LINDELL, T.; PIERSON, D.; STROMBECK, N. Bio-optical modelling combined with remote sensing to assess water quality. **International Journal of Remote Sensing**, v. 23, n. 8, p. 1621-1638, 2002.
- ARENZ, R. F.; LEWIS, W. M.; SAUNDERS, J. F. Determination of chlorophyll and dissolved organic carbon from reflectance data for Colorado reservoirs. **International Journal of Remote Sensing**, v. 17, n. 8, p.1547-1565, 1996.
- ARFI, R.; BOUVY, M.; CECCHI, P.; PAGANO, M.; THOMAS, S. Factors limiting phytoplankton productivity in 49 shallow reservoirs of North Côte d'Ivoire (West Africa). **Aquatic Ecosystem Health and Management Society**, v. 4, p.123-138, 2001.
- ASMALA, E.; STEDMON, C. A.; THOMAS, D. N. Linking CDOM spectral absorption to dissolved organic carbon concentrations and loadings in boreal estuaries. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 111, p.107-117, 2012.
- BABIN, M.; MOREL, A.; FOURNIER-SIERE, V.; FELL, F.; STRAMSKI, D. Light scattering properties of marine particles in coastal and open ocean waters as related to the particle mass concentration. **Limnology and Oceanography**, v 48, p.843–859, 2003.
- BAKER, K. S.; SMITH, R. C. Quasi-inherent characteristics of the diffuse attenuation coefficient for irradiance. **Proceedings of the Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers**, v. 208, p. 60-63, 1979.
- BARBOSA, C. C. F. (2005). **Sensoriamento remoto da dinâmica da circulação da água do sistema planície de Curuaí/Rio Amazonas**. 2005. 282 p. (INPE-14614-TDI/1193). Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – INPE, São José dos Campos, 2005. Disponível em: <<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZGivnJSY/KfjFc>>. Acesso em: 04 abr. 2014.
- BARBOSA, C. C. F., NOVO, E. M. L. M., MELACK, J. M., GASTIL-BUHL, M.; PEREIRA FILHO, W. Geospatial analysis of spatiotemporal patterns of pH, total suspended sediment and chlorophyll-a on the Amazon floodplain. **Limnology**, v. 11, n. 2, p.155-166, 2010. <http://dx.doi.org/10.1007/s10201-009-0305-5>

BARSI, J. A.; MARKHAM, B. L.; PEDELTY, J. A. The operational land imager: spectral response and spectral uniformity. **Proceedings of SPIE**, v. 8153, 81530G, 2011. doi: 10.1117/12.895438

BELZILE, C.; VINCENT, W. F.; HOWARD-WILLIAMS, C.; HAWES, I.; JAMES, M. R.; KUMAGAI, M.; ROESLERS, C. S. Relationships between spectral optical properties and optically active substances in a clear oligotrophic lake. **Water Resources Research**, v. 40, W12512, 2004. doi:10.1029/2004WR003090.

BERWALD, J.; STRAMSKI, D.; MOBLEY, C. D.; KIEFER, D. A. Effect of Raman scattering on the average cosine and diffuse attenuation coefficient of irradiance in the ocean. **Limnology and Oceanography**, v. 43, p. 564-576, 1998.

BLOUGH, N. V.; GREEN, S. A. Spectroscopic characterization and remote sensing of non-living organic matter, p. 23-45. In: ZEPP, R. G.; SONNTAG, C. [eds.] **The role of non-living organic matter in the earth's carbon cycle**. John Wiley & Sons, 1995. ISBN: 978-0-471-95463-7.

BOOTH, C. R.; MORROW, J. H.; COOHILL, T. P.; CULLEN, J. J.; FREDERICK, J. E.; HADER, D. P.; HOLM-HANSEN, O.; JEFFREY, W. H.; MITCHELL, D. L.; NEALE, P. J.; SOBOLEV, I.; VAN DER LEUN, J.; WORREST, R. C. Impacts of solar UVR on aquatic microorganisms. **Photochemistry and Photobiology**, v. 65, p. 252–269, 1997.

BOWERS, D. G.; HILL, P. S.; BRAITHWAITE, K. M. The effect of particulate organic content on the remote sensing of marine suspended sediments. **Remote Sensing of Environment**, v. 144, p. 172–178, 2014.

BRAGA, C. Z. F.; SETZER, A. W.; LACERDA, L. D. Water quality assessment with simultaneous Landsat-5 TM data at Guanabara Bay, Rio de Janeiro, Brazil. **Remote Sensing of Environment**, v. 45, p. 95–106, 1993.

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

BRICAUD, A.; CLAUSTRE, H.; RAS, J.; OUBELKHEIR, K. Natural variability of phytoplankton absorption in oceanic waters: influence of the size structure of algal populations. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, C11010, 2004. doi:10.1029/2004JC002419.

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

CAMPBELL, J.; ANTOINE, D.; ARMSTRONG, R. A.; ARRIGO, K. R.; BALCH, W.; BARBER, R. T.; BEHRENFELD, M.; BIDIGARE, R.; BISHOP, J.; CARR, M. E.;

ESAIAS, W.; FALKOWSKI, P. G.; HOEPFFNER, N.; IVERSON, R. L.; KIEFER, D.; LOHRENZ, S.; MARRA, J.; MOREL, A.; RYAN, J.; VEDERNIKOV, V.; WATERS, K.; YENTSCH, C.M.; YODER, J. Comparison of algorithms for estimating ocean primary production from surface chlorophyll, temperature, and irradiance. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 16, n. 3, p. 9-1-9-15, 2002. DOI: 10.1029/2001GB001444.

CAMPBELL, G.; PHINN, S.; DEKKER, A.; BRANDO, V. (2011). Remote sensing of water quality in an Australian tropical freshwater impoundment using matrix inversion and MERIS images. **Remote Sensing of Environment**, v. 115 n. 9, p. 2402-2414, 2011. doi: 10.1016/j.rse.2011.05.003.

CASAMITJANA, X.; SERRA, T.; COLOMER, J.; BASERBA, C.; PÉREZ-LOSADA, J. Effects of the water withdrawal in the stratification patterns of a reservoir. **Hydrobiologia**, v. 504, n. 1-3, p.21-28, 2003.

CHANDER, G.; MARKHAM, B. L.; HELDER, D. L. Summary of current radiometric calibration for Landsat MSS, TM, ETM+ and EO-1 ALI sensors. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, p.893-903, 2009.

CHEN, Z.; LI, Y.; PAN, J. Distributions of coloured dissolved organic matter and dissolved Organic carbon in the Pearl River Estuary, China. **Continental Shelf Research**, v. 24, p.1845-1856, 2004.

CIOTTI, A. M. Fundamentos e aplicações de dados bio-ópticos em oceanografia biológica. In: Souza, R. B. d. (Ed.). **Oceanografia por satélites**. São Paulo: Oficina de Textos, cap. 14, p.205-219, 2005.

COLE, J. J.; PRAIRE, Y. T.; CARACO, N. F.; McDOWELL, W. H.; TRANVIK, L. J.; STRIEGL, R. G.; DUARTE, C. M.; KORTELANEN, P.; DOWNING, J. A.; MIDDLEBURG, J. J.; MELACK, J. Plumbing the global carbon cycle: integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. **Ecosystems**, v. 10, p.171-184, 2007.

COLLIER, M.; WEBB, R. H.; SCHMIDT, J. C. Dams and Rivers: **A primer on the downstream effects of dams**. U.S. Geological Survey, Denver, viii, 94p, 1996.

COMPANHIA ENERGÉTICA DE MINAS GERAIS (CEMIG). **Usina Três Marias**. Disponível em:
<http://www.cemig.com.br/_layouts/usinas/wp_usinas_interna.asp?codigo=42>
Acesso: 09 out. 2012.

CURTIS, P. J. Climatic and hydrologic control on DOM concentration and quality in lakes. In: HESSEN, T. [ed] **Aquatic humic substances**. Berlin: Springer-Verlag, p.93-104., 1998.

DE HAAN, H. Solar UV-light penetration and photodegradation of humic substances in peaty lake water. **Limnology and Oceanography**, v. 38, n. 5, p.1072-1076, 1993.

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

DEKKER, A. G.; MALTHUS, T. J.; HOOGENBOOM, H. J. The Remote-sensing of Inland Water-quality. In: **Advances in Environmental Remote Sensing**, John Wiley & Sons Ltd, Baffins Lane, Chichester England, Ch.11, p.123-142, 1995.

DEL CASTILLO, C. E.; COBLE, P. G.; MORELL, J. M.; LOPEZ, J. M.; CORREDOR, J. E. Analysis of the optical properties of the Orinoco River plume by absorption and fluorescence spectroscopy. **Marine Chemistry**, v. 66, p.35-51, 1999.

DEL VECCHIO, R.; BLOUGH, N. V. Photobleaching of chromophoric dissolved organic matter in natural waters: kinetics and modeling. **Marine Chemistry**, v. 78, p.231-253, 2002.

EUCLYDES, H. P. (Coord.). **Atlas digital das águas de Minas: uma ferramenta para o planejamento e gestão dos recursos hídricos**. 2ª Ed. Belo Horizonte: RURALMINAS/ Viçosa, MG: UFV, 2007. 1 CD-ROM. ISBN 85-7601-082-8.

FERRARI, G. M.; DOWELL, M. D.; GROSSI, S.; TARGA, C. Relationship between optical properties of chromophoric dissolved organic matter and total concentration of dissolved organic carbon in southern Baltic Sea region. **Marine Chemistry**, v. 55, p.299 – 316, 1996.

FERRARI, G. M.; DOWELL, M. D. CDOM absorption characteristics with relation to fluorescence and salinity in coastal areas of the southern Baltic Sea. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**. v. 47, p.91-105, 1998.

FICEK, D.; ZAPADKA, T.; DERA, J. Remote sensing reflectance of Pomeranian lakes and the Baltic. **Oceanologia**, v. 53, n. 4, p. 959-970, 2011. doi:10.5697/oc.53-4.959

FICHOT, C. G.; BENNER, R. A novel method to estimate DOC concentrations from CDOM absorption coefficients in coastal waters, **Geophysical Research Letters**, v. 38, L03610,2011. doi:10.1029/2010GL046152

FIELD, C. B.; BEHRENFELD, M. J.; RANDERSON, J. T.; FALKOWSKI, P. Primary Production of the Biosphere: Integrating Terrestrial and Oceanic Components. **Science**, v. 281, n.5374, p. 237-240, ISSN 0036-8075, 1998.

FONSECA, L. M. G.; PRASAD, G. S. S. D.; MASCARENHAS, N. D. A. Combined interpolation-restoration of Landsat images through FIR filter design techniques. **International Journal of Remote Sensing**, v. 14, n. 13, p.2547-2561, 1993.

GEGE, P. Analytic model of the direct and diffuse components of downwelling spectra irradiance in water. **Applied Optics**, v. 51, n. 9, p.1407-1419, 2012.

GORDON, H. R.; BROWN, O. B.; JABOCS, M. M. Computed relationships between the inherent and apparent optical properties of a flat homogeneous ocean. **Applied Optics**, v. 14, n. 2, p.417-427, 1975.

GORDON, J. A.; BEHEL, R. M. Suspended sediment dynamics of Lake Cumberland, Kentucky: a report. In: **Proceedings north American lake management society**. The District, 124p, 1994.

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.

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, p. 955–969, 2008.
doi:10.4319/lo.2008.53.3.0955

HYDRO-OPTICS, BIOLOGY & INSTRUMENTATION LABORATORIES (HobiLabs). **HydroScat-6P - Spectral backscattering sensor and fluorometer: user's manual (revision j)**. 67p, 2010. Disponível em:
<<http://www.hobilabs.com/cmsitems/attachments/3/HS6ManualRevJ-2010-8a.pdf>>.
Acesso: 27 jan 2013.

IMAI, H.; CHANG, K. H.; KUSABA, M.; NAKANO, S. I. Temperature-dependent dominance of *Microcystis* (Cyanophyceae) species: *M. aeruginosa* and *M. wesenbergii*. **Journal of Plankton Research**, v. 31, p.171–178, 2009.

IMBERGER, J.; HAMBLIN, P. F. Dynamics of lakes, reservoirs, and cooling ponds. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 14, p.153-87, 1982.

INSTITUTO AMBIENTAL DO PARANÁ (IAP). **Monitoramento da qualidade das águas dos reservatórios do Estado do Paraná no período 2005 a 2008**. Curitiba, 120p, 2009.

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

IRONS, J. R.; DWYER, J. L.; BARSÍ, J. A. The next Landsat satellite: The Landsat Data Continuity Mission. **Remote Sensing of Environment**, v. 122, p.11-21, 2012.

JENSEN, J. R. **Remote sensing of the environment: an earth resource perspective**. 2 ed. Upper Saddle River: Pearson-Prentice Hall, 592p, 2007.

JERLOV, N. G. **Optical oceanography**. New York: Elsevier, 1968. xvi + 194 pp.

- KAMPEL, M.; NOVO, E. M. L. M. O sensoriamento remoto da cor da água. In: SOUZA, R. B. (Org) **Oceanografia por satélites**. São Paulo: Oficina de Textos, cap. 12, p.180-196, 2005.
- KAUFMAN, Y. J.; TANRÉ, D.; GORDON, H. R.; NAKAJIMA, T.; LENOBLE, J.; FROUIN, R.; GRASSL, H.; HERMAN, B. M.; KING, M. D.; TEILLET, P. M. Passive remote sensing of tropospheric aerosol and atmospheric correction for the aerosol effect. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, p.16815-16830, 1997.
- KAWARA, O.; YURA, E.; FUJII, S.; MATSUMOTO, T. A study on the role of hydraulic retention time in eutrophication of the Asahi River Dam Reservoir. **Water Science and Technology**, v. 37, n. 2, p.245–252, 1998.
- KENNEDY, R. H.; THORNTON, K.; GUNKEL, R. C. The establishment of water quality gradients in reservoirs. **Canadian Water Resources Journal**. v. 7, p.71–87, 1982.
- KIEBER, R. J.; WILLEY, J. D.; WHITEHEAD, R. F.; REID, S. N. Photobleaching of chromophoric dissolved organic matter (CDOM) in rainwater. **Journal of Atmospheric Chemistry**, v. 58, p.219-235, 2007. doi 10.1007/s10874-007-9089-3
- KIM, J.; LEE, J. Y.; LU, T. Effects of dissolved inorganic carbon and mixing on autotrophic growth of *Chlorella vulgaris*. **Biochemical Engineering Journal**, v. 82, p.34– 40, 2014.
- KIMMEL, B. L.; GROEGER, A. W. Factors controlling primary production in lakes and reservoirs: A perspective. In: **Lake and reservoir management**. Report EPA-440/5-84001, United States Environmental Protection Agency, Washington, D.C., p.277-281, 1984.
- KIORBOE, T. Turbulence, phytoplankton cell size and the structure of pelagic food webs. **Advances in Marine Biology**, v. 29, p.1–72, 1993.
- KIRK, J. T. O. The vertical attenuation of irradiance as a function of the optical properties of the water. **Limnology and Oceanography**, v. 48, p.9–17, 2003. doi:10.4319/lo.2003.48.1.0009
- KIRK, J. T. O. **Light and photosynthesis in aquatic ecosystems**. 3rd Ed. Cambridge, England: Cambridge University Press. 649p, 2011.
- 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, p.535-540, 2005a.
- KUTSER, T.; PIERSON, D.; TRANVIK, L.; REINART, A.; SOBEK, S.; KALLIO, K. Using satellite remote sensing to estimate the colored dissolved organic matter

absorption coefficient in lakes using satellite remote sensing. **Ecosystems**, v. 8, p.709-720, 2005b.

LE, C.; HU, C.; ENGLISH, D.; CANNIZZARO, J.; CHEN, Z.; KOVACH, C; ANASTASIOU, C. J.; ZHAO, J.; CARDER, K. L. Inherent and apparent optical properties of the complex estuarine waters of Tampa Bay: what controls light? **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 117, p.54-69, 2013.

LEE, Z. P.; DU, K. P.; ARNONE, R. A model for the diffuse attenuation coefficient of downwelling irradiance. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, C02016, 2005. doi:10.1029/2004JC002275.

LEE Z. P.; WEIDEMANN, A.; KINDLE, J.; ARNONE, R.; CARDER, K. L.; DAVIS, C. Euphotic zone depth: its derivation and implication to ocean-color remote sensing. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, C03009, 2007. doi:10.1029/2006JC003802.

LEYMARIE, E.; DOXARAN, D.; BABIN, M. Uncertainties associated to measurements of inherent optical properties in natural waters. **Applied Optics**, v. 49, n. 28, p.5415-5436, 2010. doi:10.1364/AO.49.005415,

MA, R.; TANG, J.; DAI, J.; ZHANG, Y.; SONG, Q. Absorption and scattering properties of water body in Taihu Lake, China: absorption. **International Journal of Remote Sensing**, v. 27, n. 19, p.4277–4304, 2006.

MARTIN, A. P. Phytoplankton patchiness: the role of lateral stirring and mixing. **Progress in Oceanography**, v. 57, n. 2, p.125-174, 2003. doi:10.1016/S0079-6611(03)00085-5.

McNAUGHTON, S. J.; OESTERHELD, M.; FRANK, D. A.; WILLIAMS, K. J. Ecosystem- level patterns of primary productivity and herbivory in terrestrial habitats. **Nature**, v. 341, p.142-144, 1989.

MILUTINOVIĆ, S.; BERTINO, L. Assessment and propagation of uncertainties in input terms through an ocean-color-based model of primary productivity. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, n. 8, p. 1906-1917, 2011. doi:10.1016.

MISHRA, S.; MISHRA, D. R.; NARUMALANI, S.; RUNDQUIST, D.; LAWSON, M. Characterizing the vertical diffuse attenuation coefficient for downwelling irradiance in coastal waters: Implications for water penetration by high resolution satellite data. **ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing**. v. 60, p.48–64, 2005.

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

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

- MORAN, M. A.; SHELDON, W. M.; ZEPP, R. G. Carbon loss and optical property changes during long-term photochemical and biological degradation of estuarine dissolved organic matter. **Limnology and Oceanography**, v. 45, p.1254–1264, 2000.
- MOREL, A.; PRIEUR, L. Analysis of variations in ocean color. **Limnology and Oceanography**, v. 22, n. 4, p.709–722, 1977.
- MOREL, A.; MARITORENA, S. Bio-optical properties of oceanic waters: A reappraisal. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, p.7763-7780, 2001.
- MUDULI, P. R.; KANURI, V. V.; ROBIN, R. S.; KUMAR, B. C.; PATRA, S.; RAMAN, A. V.; RAO, G. N.; SUBRAMANIAN, B. R. Distribution of dissolved inorganic carbon and net ecosystem production in a tropical brackish water lagoon, India. **Continental Shelf Research**, v. 64, p.75–87., 2013.
dx.doi.org/10.1016/j.csr.2013.05.014
- MUELLER, J. L. In-water radiometric profile measurements and data analysis protocols. In: FARGION, G. S., MUELLER, J. L. (Eds.). **Ocean optics protocols for satellite ocean color sensor validation**. Greenbelt, Maryland: Goddard Space Flight Center, 2000. NASA Tech. Memo, 2000209966/Rev2 1, p.87–97.
- NELSON, N. B.; SIEGEL, D. A.; MICHAELS, A. F. Seasonal dynamics of colored dissolved material in the Sargasso Sea. **Deep-Sea Research**, Part 1, v. 45, p.931–957, 1998.
- NOGUEIRA, M. G. Phytoplankton composition, dominance and abundance as indicators of environmental compartmentalization in Jurumirim Reservoir (Paranapanema River), São Paulo, Brazil. **Hydrobiologia**, v. 431, p.115-128, 2000.
- NOVO, E. M. L. M. Comportamento espectral da água. In: MENESES, P. R.; NETTO, J. D. S. M. (Ed.). **Sensoriamento remoto: reflectância de alvos naturais**. Brasília: Editora UNB, p.203-222, 2001.
- NUSCH, E. A. Comparison of different methods for chlorophyll and pheopigment determination. **Archives of Hydrobiology Bulletin** (Ergebnisse der Limnologie), v. 14, p.14-36, 1980.
- O'DONNELL, D. M.; EFFLER, S. W.; STRAIT, C. M.; LESHKEVICH, G. A. Optical characterizations and pursuit of optical closure for the western basin of Lake Erie through in situ measurements. **Journal of Great Lakes Research**, v. 36, p.736-746, 2010. DOI:10.116/j.jglr.2010.08.009
- PACE, M. L.; COLE, J. J. Synchronous variation of dissolved organic carbon and color in lakes. **Limnology and Oceanography**, v. 47, p.333–342, 2002.

PEGAU, W. S.; ZANEVELD, J. R. V. Temperature dependent absorption of water in the red and near infrared portions of the spectrum. **Limnology and Oceanography**, v. 38, p.188-192, 1993.

PERKIN ELMER. **Lambda 25/35/45**. Disponível em: <http://www.perkinelmer.com/CMSResources/Images/44-74448BRO_LAMBDA.pdf>. 8p. Acesso: 10 jan. 2014

PLATT, T.; SATHYENDRANATH, S. Oceanic primary production: estimation by remote sensing at local and regional scales. **Science**, v. 241, p.1613-1620, 1988.

POZDNYAKOV, D.; GRASSL, H. **Colour of inland and coastal waters: a methodology for its interpretation**. Chichester, UK: Praxis Publishing Ltd, 170p, 2003.

PREISENDORFER, R. W. Application of radiative transfer theory to light measurements in the sea. **Union de Geodesie et de Geophysique Internationale, Monographie**, v. 10, p.11–30, 1961.

REINART, A.; PAAVEL, B.; TUKIVE, L. Effect of coloured dissolved organic matter on the attenuation of photosynthetically active radiation in Lake Peipsi. **Proceedings of the Estonian Academy of Science, Biology and Ecology**, v. 53, p.88-105, 2004.

RIBEIRO FILHO, R. A; PETRERE JUNIOR, M; BENASSI, S. F.; PEREIRA, J. M. A. Itaipu reservoir limnology: eutrophication degree and the horizontal distribution of its limnological variables. **Brazilian Journal of Biology**, v. 71, n. 4, 2011. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1519-69842011000500010&lng=en&nrm=iso>. Acesso: 05 Fev 2013

RICHTER, R.; SCHLÄPFER, D. **Atmospheric / topographic correction for satellite imagery**. Wessling, Germany: DLR report DLR-IB 565-02/11, 2011. 202p.

ROBSON, B. J.; HAMILTON, D. P. Three-dimensional modelling of a Microcystis bloom event in the Swan River estuary, Western Australia. **Ecological Modelling**, v. 174, p.203–222, 2004.

ROCHELLE-NEWALL, E.; HULOT, F. D.; JANEAU, J. L.; MERROUNE, A. CDOM fluorescence as a proxy of DOC concentration in natural waters : a comparison of four contrasting tropical systems. **Environmental Monitoring and Assessment**, v. 186, n. 1, p.589-596, 2013. ISSN 0167-6369

RUDORFF, C. M. **Estudo da composição das águas da Planície Amazônica por meio de dados de reflectância do sensor Hyperion/EO-1 e de espectrômetro de campo visando à compreensão da variação temporal dos seus constituintes opticamente ativos**. 2006. 140p. (INPE-14166-TDI/1083). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006. Disponível em: <<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZGivnJSY/Lrfdb>>. Acesso em: 04 abr. 2014.

SALA, O. E.; AUSTIN, A. T. Methods of estimating aboveground net primary production. In: SALA, O. E.; JACKSON, R. B.; MOONEY, H. A.; HOWARTH, R. H. (eds) **Methods in Ecosystem Science**. New York: Springer, p. 31-43, 2000.

SAULQUIN, B.; HAMDI, A.; GOHIN, F.; POPULUS, J.; MANGIN, A.; D'ANDON, O. F. Estimation of the diffuse attenuation coefficient $K_d(\text{PAR})$ using MERIS and application to seabed habitat mapping. **Remote Sensing of Environment**, v. 128, p.224-233, 2013.

SATHYENDRANATH, S.; GOUVEIA, A. D.; SHETYE, S. R.; RAVIDRAN, P.; PLATT, T. Biological control of surface temperature in the Arabian Sea. **Nature**, v. 349, p.54-56, 1991.

SATHYENDRANATH, S.; BUKATA, R. P.; DOWELL, M.; DAVIS, C.; BABIN, M.; BERTHON, J. Colour of case 2 Waters. In: SATHYENDRANATH, S. (ed.) IOCCG, **Remote Sensing of ocean colour in coastal and other optically-complex waters**. Dartmouth: Canada, 2000.

SCHWARZ, J. N.; KOWALCZUK, P.; KACZMAREK, S.; COTA, G. F.; MITCHELL, B. G.; KAHRU, M.; CHAVEZ, F. P.; CUNNINGHAM, A.; MCKEE, D. J. C. Two models for absorption by coloured dissolved organic matter (CDOM). **Oceanologia**, v. 44, n. 2, p.209-241, 2002. ISSN 0078-3234

SHANG, S.; LEE, Z.; WEI, G. Characterization of MODIS-derived euphotic zone depth: results for the China Sea. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, p.180–186, 2011.

SHI, K.; ZHANG, Y.; LIU, X.; WANG, M.; QIN, B. Remote sensing of diffuse attenuation coefficient of photosynthetically active radiation in Lake Taihu using MERIS data. **Remote Sensing of Environment**, v. 140, p.365–377, 2014.

SINGER, M. B.; DUNNE, T. Modeling the influence of river rehabilitation scenarios on bed material sediment flux in a large river over decadal timescales. **Water Resources Research**, v. 42, W12415. 2006. doi:10.1029/2006WR004894.

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

SMITH, R. C.; EPPLEY, R. W.; BAKER, K. S. Correlation of primary production as measured aboard ship in southern California coastal waters and as estimated from satellite chlorophyll images. **Marine Biology**, v. 66, p. 218-288, 1982.

SONG, K. S.; LIU, D. W.; LI, L.; WANG, Z. M.; WANG, Y. D.; JIANG, G. J. Spectral absorption properties of colored dissolved organic matter (CDOM) and total suspended matter (TSM) of inland waters, **Proceedings of SPIE**, v. 7811, 78110B, 2010. doi:10.1117/12.859634

SOPPA, M.; DINTER, T.; TAYLOR, B.; BRACHER, A. Satellite derived euphotic depth in the Southern Ocean: Implications for primary production modeling. **Remote Sensing of Environment**, v. 37, p.198-211, 2013. doi: 10.1016.

STECH, J. L.; LIMA, I. B. T.; NOVO, E. M. L. M.; ASSIREU, A. T.; LORENZZETTI, J. A.; CARVALHO, J. C.; ROSA, R. R. Telemetric monitoring system for meteorological and limnological data acquisition. **Proceedings of the International Association of Theoretical and Applied Limnology**, v. 29, p.1747-1750, 2006.

STEDMON, C. A.; MARKAGER, S.; KAAS, H. Optical properties and signatures of Chromophoric dissolved organic matter (CDOM) in Danish coastal waters. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 51, p.267-278, 2000.

STRASS, V. Chlorophyll patchiness caused by mesoscale upwelling at fronts , **Deep-Sea Research**, v. 39, n. 1, p.75-96 , 1992.

SULLIVAN, B. E.; PRAHL, F. G.; SMALL, L. F., COVERT, P. A. Seasonality of phytoplankton production in the Columbia River: a natural or anthropogenic pattern? **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 65, n. 7, p. 1125-1139, 2001.

SULLIVAN, J. M.; TWARDOWSKI, M. S.; ZANEVELD, J. R. V.; MOORE, C. M.; BARNAED, A. H.; DONAGHAY, P. L.; RHOADES, B. The hyperspectral temperature and salt dependencies of absorption by water and heavy water in the 400 - 750 nm spectral range. **Applied Optics**, v. 45, p.5294-5309, 2006.

THORNTON, K. W.; KENNEDY, R. H.; CARROL, J. H.; WALKER, W. W.; GUNKEL, R. C.; ASHBY, S. Reservoir sedimentation and water quality - an heuristic model. In: STEFAN, H. G. (Ed.). **Proceedings of the symposium on surface water impoundments**. New York (NY): American Society of Civil Engineers, 1981.

THORNTON, A.; STEEL, A.; RAST, W. Reservoirs. In: CHAPMAN, B. (Ed.). **Water quality assessments - a guide to use of biota, sediments and water in environmental monitoring**. 2 Ed. CRC Press, 650p. 1996. ISBN-10:0419216006

TORNÉS, E.; PÉREZ, M. C.; DURÁN, C.; SABATER, S. Reservoirs override seasonal variability of phytoplankton communities in a regulated Mediterranean river. **Science of the Total Environment**, v., 475, p.225-233, 2014.
dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.04.086

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.; KORTELAINEN, 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.; WACHENFELDT, E.; WEYHENMEYER, G. A. Lakes and reservoirs as

regulators of carbon cycling and climate. **Limnology and Oceanography**, v. 54, p.2283–2297, 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/downloads/Brochures%20-%20English/RAMSES_en.pdf>. Acesso: 02 fev 2013

TUNDISI, J. G.; MATSUMURA-TUNDISI, T. Integration of research and management in optimizing multiple uses of reservoirs: the experience in South America and Brazilian case studies. **Hydrobiologia**, v. 500, n. 1-3, p.231-242, 2003.

TWARDOWSKI, M. S.; BOSS, E.; MACDONALD, J. B.; PEGAU, W. S.; BARNARD, A. H.; ZANEVELD, J. R. V. A model for estimating bulk refractive index from the optical backscattering ratio and the implications for understanding particle composition in case I and case II waters. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. C7, p.14129–14142, 2001.

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

TZORTZIOU, M. **Measurements and characterization of optical properties in the Chesapeake Bay's estuarine waters, using in-situ measurements, MODIS satellite observations and radiative transfer modelling**. PhD Dissertation, Department of Meteorology, University of Maryland, College Park, MD, 2004.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (USGS). **Sensors - Advanced Land Imager (ALI)**. 2000. Disponível em: <<http://eol.usgs.gov/sensors/ali>>. Acesso em: 08 fev 2013.

VALERIANO, M. M. **Topodata**: guia para utilização de dados geomorfológicos locais. São José dos Campos: INPE, 72 p. INPE-15318-RPE/818, 2008.

VAN ZEE, H.; HANKINS, D.; DeLESPINASSE, C.; BRICAUD, A.; ZANEVELD, J. R. V. **AC-9 and AC-S protocol document (revision J)**. WET Labs Inc., Philomath, OR. 56p, 2005.

VIGNUDELLI, S.; SANTINELLI, C.; MURRU, E.; NANNICINI, L.; SERITTI, A. Distributions of dissolved organic carbon (DOC) and chromophoric dissolved organic matter (CDOM) in coastal waters of the northern Tyrrhenian Sea (Italy). **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 60, p.133–149, 2004.

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.674-686, 1997.

XIE, H.; AUBRY, C.; BE'LANGER, S.; SONG, G. The dynamics of absorption coefficients of CDOM and particles in the St.-Lawrence estuarine system: Biogeochemical and physical implications. **Marine Chemistry**, v. 128–129, p.44–56, 2012. doi:10.1016/j.marchem.2011.10.001

ZANEVELD J. R. V.; KITCHEN, J. C.; MOORE, C. The scattering error correction of reflecting-tube absorption meters. **Proceedings of the Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers**, Ocean Optics XII. v. 2258, p.44-55, 1994.

ZHAO, J.; BARNES, B.; MELO, N.; ENGLISH, D.; LAPOINTE, B.; MULLER-KARGER, F.; SCHAEFFER, B.; HU, C. Assessment of satellite-derived diffuse attenuation coefficients and euphotic depths in south Florida coastal waters. **Remote Sensing of Environment**, v. 131, p.38–50, 2013.

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. doi.org/10.1016/j.rse.2013.10.015

WETLABS. **AC-S in-situ spectrophotometer**. Disponível em: <<http://www.wetlabs.com/ac-s>>. Acesso em: 06 fev 2013.

WETZEL, R. G. Reservoir ecosystems: conclusions and speculations. In: THORNTON, K. W., KIMMEL, B. L.; PAYNE, F. E. (eds) **Reservoir limnology: ecological perspectives**. New York: A Wiley-Interscience. p.227-238, 1990.

WETZEL, R. G.; LIKENS, G. E. **Limnological analyses**. New York: Springer Verlag, 429p, 1991.

WETZEL, R. G. **Limnology: lake and river ecosystems**. San Diego: Academic press, 1006p, 2001.

WHITEHEAD, R. F.; DE MORA, S.; DEMERS, S.; GOSSELIN, M.; MONFORT, P.; MOSTAJIR, B. Interactions of ultraviolet-B radiation, mixing, and biological activity on photobleaching of natural chromophoric dissolved organic matter: A mesocosm study. **Limnology and Oceanography**, v. 45, n. 2, p.278-291, 2000.

YAMASHITA, Y.; NOSAKA, Y.; SUZUKI, K.; OGAWA, H.; TAKAHASHI, K.; SAITO, H. Photobleaching as a factor controlling spectral characteristics of chromophoric dissolved organic matter in open ocean. **Biogeosciences**, v. 10, p.7207-7217, 2013.

YIN, Y.; ZHANG, Y.; LIU, X.; ZHU, G.; QIN, B.; SHI, Z.; FENG, L. Temporal and spatial variations of chemical oxygen demand in Lake Taihu, China, from 2005 to 2009. **Hydrobiologia**, v. 665, p.129–141, 2011.

YSI – Environmental. **YSI 6600 V2 sonde**. Disponível em:
<http://www.y.si.com/media/pdfs/E52-6600V2.pdf>. Acesso 06 fev 2013.

APÊNDICE A

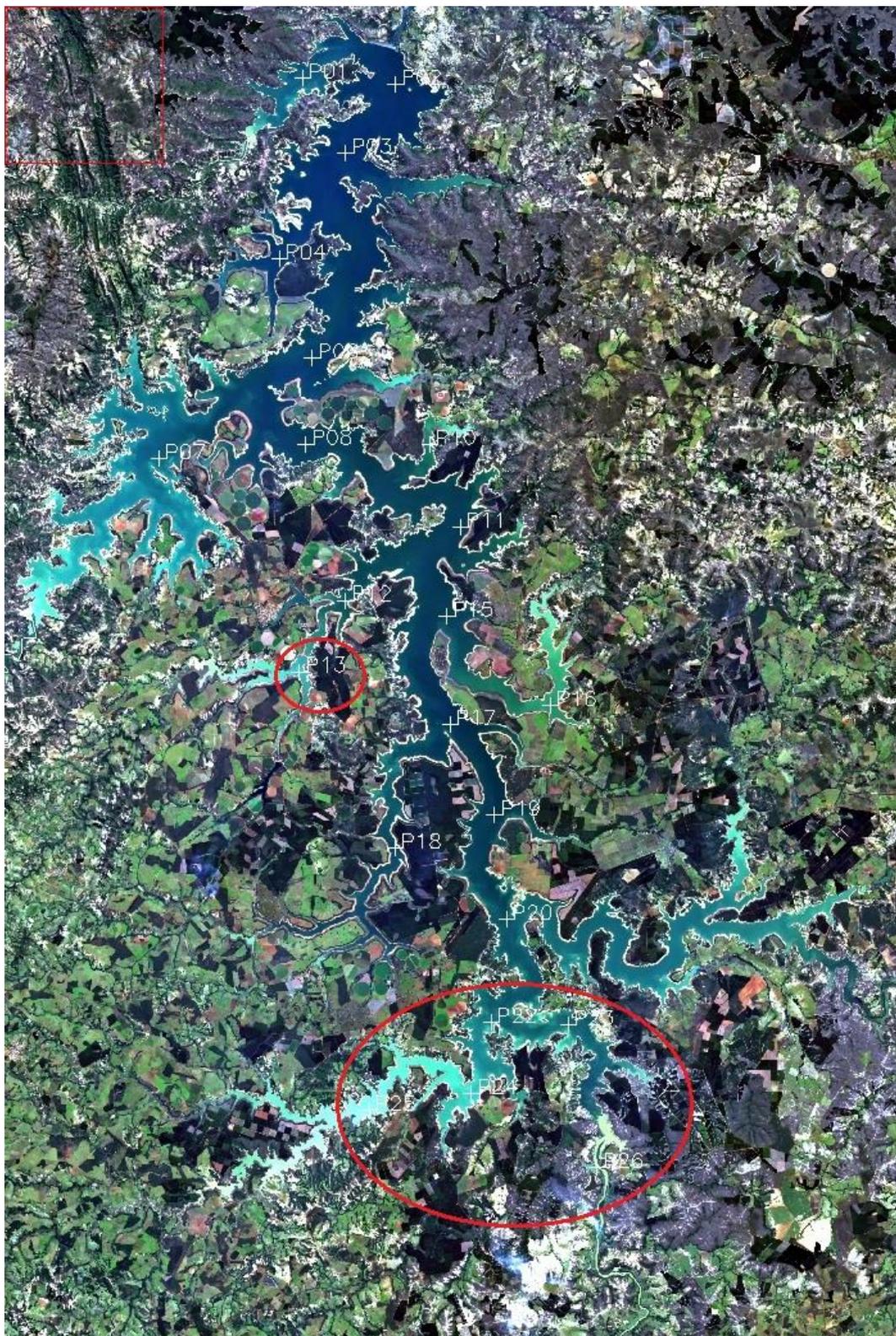


Figura A1 - Imagem OLI do dia 13 de junho de 2013, composição cor verdadeira R4G3B1. Diferença de coloração da água sugere comportamentos ópticos distintos para as estações circuladas.

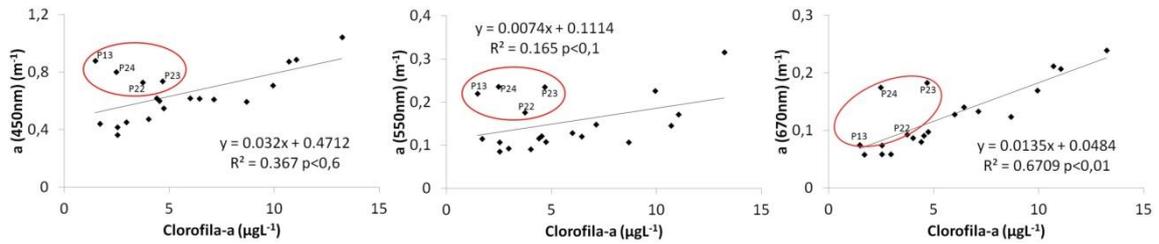


Figura A2 - Relação entre absorção total (450, 550 e 670nm) e concentração de clorofila-a. Estações com comportamento óptico distinto estão circuladas e nomeadas.

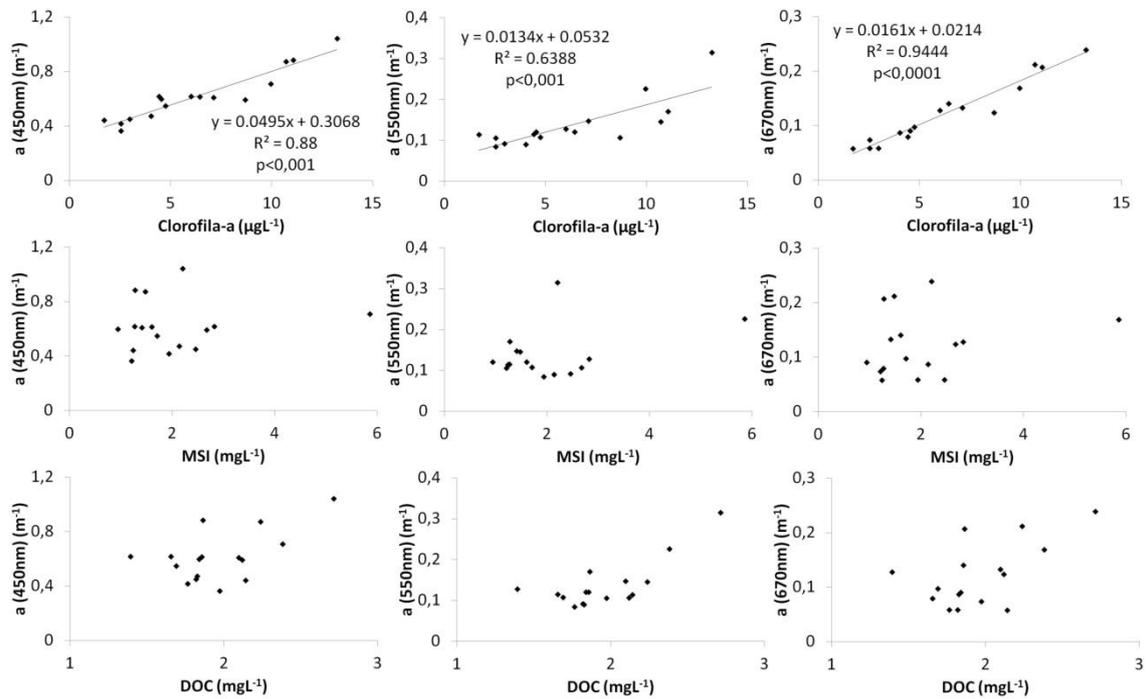


Figura A3 - Relação entre absorção total (450, 550 e 670nm) e concentração dos constituintes opticamente ativos para as dezesseis estações do grupo 1 (excluídas P13, P22, P23 e P24).

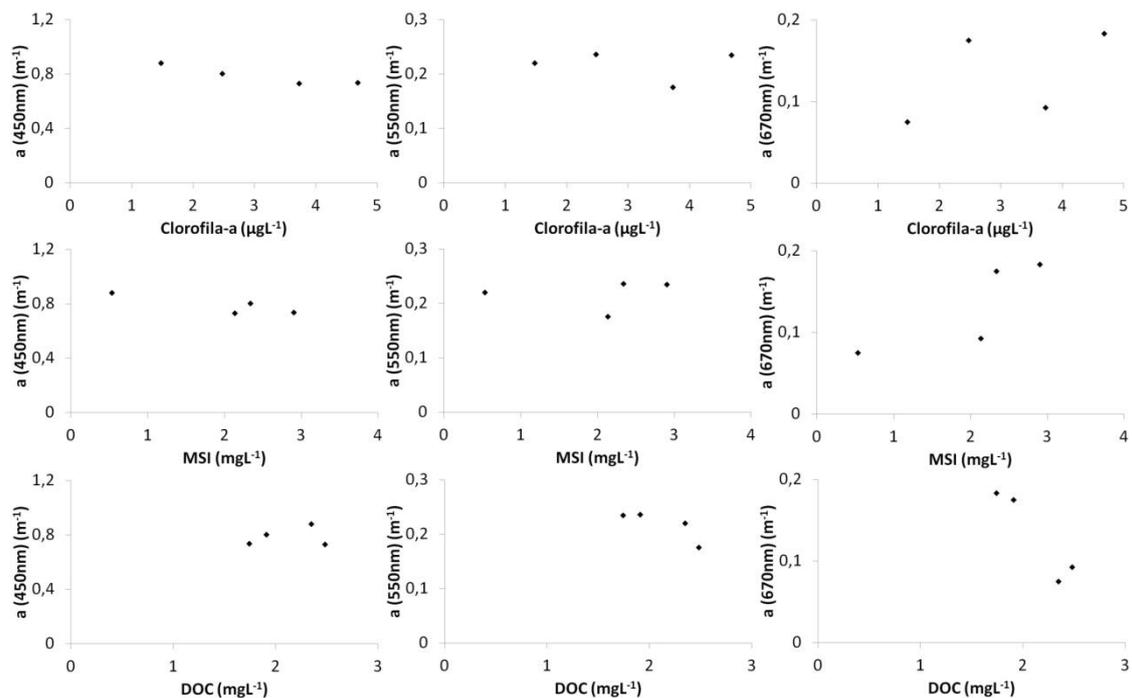


Figura A4 - Relação entre absorção total (450, 550 e 670nm) e concentração dos constituintes opticamente ativos para as estações do grupo 2(P13, P22, P23 e P24).

Tabela A1 – Grupos determinados a partir de análise de agrupamento (K-médias) dos espectros normalizados de reflectância de sensoriamento remoto entre 350 e 500nm.

Rrs (350 a 500nm)			
Grupo	1	2	3
	p1	p10	p13
	p2	p12	p20
	p3	p16	p22
	p4	p23	p24
	p6	p25	
	p7	p26	
	p8		
	p11		
	p15		
	p17		
	p18		
	p19		

Tabela A2 – Parâmetros limológicos e óticos das estações amostrais no reservatório de Três Marias

Estação	Lat	Long	Chl-a (µg/L)	Feo (µg/L)	M.S.T (mg/l)	M.S.I (mg/l)	M.S.O (mg/l)	DTC (mg/L)	DIC (mg/L)	DOC (mg/L)	Secchi (m)	Kd (PAR)	Zeu (PAR)	a_cdom (443)	S (380- 700nm)	Temp (°C)	COND (µmS/cm)	pH	TURB (NTU)	OD (mg/L)
P1	-18,24	-45,33	1,69	0,96	3,30	1,23	2,07	8,02	5,88	2,14	3,26	0,48	9,62	0,37	0,014	24,37	53,00	7,15	-	7,77
P2	-18,24	-45,26	2,51	0,82	3,27	1,20	2,07	7,90	5,93	1,97	4,62	0,35	13,01	0,23	0,016	23,92	54,00	7,14	0,10	7,85
P3	-18,29	-45,30	2,52	0,35	3,13	1,93	1,20	8,17	6,41	1,76	4,17	0,38	12,02	0,18	0,018	24,54	55,00	7,14	-	8,38
P4	-18,36	-45,34	2,95	0,35	3,77	2,45	1,32	7,64	5,82	1,82	3,40	0,35	13,06	0,18	0,019	24,61	52,00	7,16	0,40	8,07
P6	-18,43	-45,32	4,00	0,74	3,27	2,13	1,13	7,77	5,94	1,82	2,42	0,45	10,20	0,37	0,011	24,68	56,00	7,12	0,30	8,03
P6B	-18,43	-45,32	5,71	0,50	7,47	2,43	5,03	7,81	5,60	2,21	-	-	-	0,24	0,016	24,33	55,00	7,15	0,40	7,50
P7	-18,50	-45,43	4,73	0,43	7,95	1,70	6,25	7,68	5,99	1,69	2,02	0,52	8,88	-	-	24,43	54,00	7,16	0,90	7,64
P7B	-18,50	-45,43	6,21	0,52	11,93	5,90	6,03	7,79	6,15	1,63	-	-	-	0,27	0,015	25,59	56,00	7,11	1,00	8,30
P8	-18,49	-45,33	8,67	0,23	4,27	2,67	1,60	8,50	6,38	2,12	2,35	0,65	7,10	0,64	0,007	25,57	54,00	7,08	0,90	7,90
P8B	-18,49	-45,33	8,84	0,27	8,60	3,70	4,90	7,81	5,91	1,90	-	-	-	0,40	0,012	24,59	56,00	7,14	0,70	7,82
P10	-18,49	-45,24	13,22	0,46	2,77	2,20	0,57	8,90	6,19	2,71	1,65	0,85	5,38	0,40	0,013	25,75	58,00	7,50	2,10	8,93
P11	-18,54	-45,22	9,92	0,48	6,97	5,85	1,12	8,70	6,32	2,38	1,99	0,62	7,42	0,45	0,012	25,12	58,00	7,17	1,10	8,64
P12	-18,60	-45,30	10,68	0,67	3,57	1,47	2,10	7,85	5,61	2,24	1,70	0,79	5,79	0,47	0,012	25,12	57,00	7,24	2,40	8,55
P13	-18,64	-45,33	1,47	0,45	1,33	0,53	0,80	6,72	4,38	2,34	1,41	0,91	5,04	0,71	0,011	23,71	39,00	7,26	4,30	8,37
P15	-18,61	-45,22	7,11	0,16	2,50	1,40	1,10	7,94	5,84	2,09	2,74	0,56	8,26	0,38	0,013	25,04	58,00	7,19	0,90	8,11
P16	-18,67	-45,15	11,04	1,25	1,60	1,27	0,33	7,77	5,91	1,86	1,53	0,85	5,40	0,40	0,012	25,26	55,00	7,18	2,80	7,74
P17	-18,68	-45,22	6,42	0,56	2,40	1,60	0,80	7,60	5,74	1,85	2,84	0,54	8,59	0,41	0,014	25,14	59,00	7,28	0,90	8,18
P18	-18,77	-45,26	4,52	0,10	2,33	0,94	1,40	7,46	5,62	1,84	2,61	0,61	7,59	0,28	0,016	25,23	55,00	7,20	0,90	7,44
P19	-18,74	-45,19	5,98	0,28	3,53	2,82	0,72	7,91	6,52	1,39	2,93	0,53	8,67	0,40	0,014	24,42	58,00	7,28	0,50	7,78
P20	-18,82	-45,18	4,40	0,20	3,58	1,26	2,32	7,35	5,70	1,65	2,22	0,51	8,95	0,38	0,014	23,90	58,00	7,28	0,90	8,39
P22	-18,89	-45,19	3,72	0,72	3,33	2,13	1,20	7,91	5,43	2,48	1,79	0,71	6,50	0,37	0,015	23,70	55,00	7,21	3,10	7,56
P23	-18,89	-45,14	4,67	0,65	5,50	2,90	2,60	7,83	6,09	1,74	1,98	0,72	6,42	0,88	0,014	24,74	58,00	7,14	2,60	8,49
P24	-18,94	-45,21	2,47	0,17	3,33	2,33	1,00	6,66	4,76	1,90	1,96	0,68	6,76	0,42	0,014	24,05	49,00	7,24	2,30	7,57
P25	-18,95	-45,28	2,04	0,18	2,36	1,41	0,96	6,16	3,93	2,23	0,85	1,19	3,85	1,50	0,014	24,67	38,00	7,16	12,50	7,05
P26	-18,99	-45,12	1,17	0,63	6,41	3,50	2,91	8,30	7,37	0,93	0,50	2,10	2,19	0,97	0,013	21,03	65,00	7,13	24,10	8,58