



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM  
GEOCIÊNCIAS APLICADAS E GEODINÂMICA

Tese de Doutorado nº 80

**MONITORAMENTO CONTÍNUO DE MATERIAL PARTICULADO  
EM SUSPENSÃO POR RADIOMETRIA HIPERESPECTRAL IN-SITU DE ALTA  
FREQUÊNCIA. DESENVOLVIMENTO DE UMA METODOLOGIA  
INOVADORA APLICADA A CORPOS HÍDRICOS CONTINENTAIS**

**HENRIQUE DANTAS BORGES**

*Área de concentração: Geoprocessamento e Análise Ambiental*

BRASÍLIA – DF  
2023

**HENRIQUE DANTAS BORGES**

**MONITORAMENTO CONTÍNUO DE MATERIAL PARTICULADO EM  
SUSPENSÃO POR RADIOMETRIA HIPERESPECTRAL IN-SITU DE ALTA  
FREQUÊNCIA. DESENVOLVIMENTO DE UMA METODOLOGIA  
INOVADORA APLICADA A CORPOS HÍDRICOS CONTINENTAIS**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica (Área de concentração Geoprocessamento Análise Ambiental) do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, como requisito para a obtenção do título de Doutor.

**Prof. Dr. Jean-Michel Martinez**

Orientador

**Prof. Dra. Rejane Ennes Cicerelli**

Coorientadora

BRASÍLIA – DF

2023

## FICHA CATALOGRÁFICA

BH519m Borges, Henrique Dantas  
MONITORAMENTO CONTÍNUO DE MATERIAL PARTICULADO EM  
SUSPENSÃO POR RADIOMETRIA HIPERESPECTRAL IN-SITU DE ALTA  
FREQUÊNCIA. DESENVOLVIMENTO DE UMA METODOLOGIA INOVADORA  
APLICADA A CORPOS HÍDRICOS CONTINENTAIS / Henrique Dantas  
Borges; orientador Jean-Michel Martinez ; co-orientador  
Rejane Ennes Cicerelli. -- Brasília, 2023.  
114 p.

Tese (Doutorado em Geociências Aplicadas) -- Universidade  
de Brasília, 2023.

1. Sensoriamento Remoto. 2. Cor da água. 3. Material  
Particulado em Suspensão. 4. Radiometria da água. 5.  
Monitoramento contínuo. I. Martinez, Jean-Michel, orient.  
II. Cicerelli, Rejane Ennes, co-orient. III. Título.

**MONITORAMENTO CONTÍNUO DE MATERIAL  
PARTICULADO EM SUSPENSÃO POR RADIOMETRIA HIPERESPECTRAL  
IN-SITU DE ALTA FREQUÊNCIA. DESENVOLVIMENTO DE UMA  
METODOLOGIA INOVADORA APLICADA A CORPOS HÍDRICOS  
CONTINENTAIS**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, como requisito parcial para a obtenção do grau de Doutor.

**HENRIQUE DANTAS BORGES**

**Banca Examinadora:**

Prof. Dr. Jean-Michel Martinez (Orientador – Universidade de Brasília)

Prof. Dr. Henrique Llacer Roig (Universidade de Brasília)

Prof. Dr. Rogério Ribeiro Marinho (Universidade Federal do Amazonas)

Prof. Dr. Tobias Bernward Bleninger (Universidade Federal do Paraná)

Brasília, fevereiro de 2023

## **AGRADECIMENTOS**

Aos orientadores, Prof. Jean-Michel e Prof. Rejane pelos valiosos ensinamentos, conselhos e orientações que foram fundamentais para a realização deste estudo. Fui sempre muito bem orientado, e tive todo o suporte durante todos esses anos, mesmo em face de todas as dificuldades.

Ao Instituto de Geociências, e à UnB por proporcionar as condições necessárias para a realização deste trabalho.

Aos demais professores da pós-graduação, pelos ensinamentos e contribuições que enriqueceram o meu conhecimento.

Aos colegas do programa de pós-graduação. À Agência Nacional de Águas (ANA) e ao Franck Timouk do IRD, pelo suporte na montagem dos experimentos. Ao pesquisador Tristan Harmel, pelas contribuições.

À minha família, que está crescendo, e à minha amada esposa, Ana, pelo apoio e motivação durante essa jornada.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

## RESUMO

O monitoramento das concentrações de material particulado em suspensão (MPS) é um recurso crucial para a gestão de bacias hidrográficas e reservatórios. No entanto, em muitos casos, as condições ambientais da água e a concentração do MPS podem mudar rapidamente, de modo com que metodologias tradicionais de medição, por oferecerem dados com baixa resolução temporal, não sejam suficientes para elucidar adequadamente a dinâmica destes ambientes aquáticos. Nesse contexto, a utilização de dados de radiometria de superfície é potencial alternativa para aprimorar a capacidade de se monitorar a dinâmica do MPS e de outros componentes opticamente ativos (COAs) em águas continentais. Apesar desta tecnologia ser amplamente usada na calibração de dados de satélite, ela praticamente não é aplicada como ferramenta direta de monitoramento de corpos d'água. Por isso, este estudo propõe a utilização de estação composta por sensores hiperespectrais para mensurar a concentração de sedimentos em suspensão de forma contínua e em alta-frequência. Os resultados obtidos são apresentados nos capítulos 3, 4 e 5. No capítulo 3, um conjunto de dados radiométricos in-situ de superfície são coletados de forma contínua e diferentes métodos são utilizados para obter espectros de refletância de sensoriamento remoto ( $R_{rs}$ ). Algoritmos de inversão, para a obtenção de concentrações de MPS, também foram aplicados e avaliados. Uma sequência de processamento é proposta, que reduz variabilidades indesejadas no conjunto de dados, alcançando valores de diferença percentual absoluta (DPA) de 10,4% em condições de céu nublado e de 4,6% em céu aberto, quando comparadas a valores de DPA de 88,2% e 13,2% usando uma abordagem de cálculo simples. Dessa forma, é constatado que a abordagem de processamento proposta é eficaz na obtenção de concentrações de MPS, mesmo em condições de iluminação adversas, reduzindo o coeficiente de variação (CV) da concentração de MPS de 69,5% para 2,7%. No capítulo 4, são apresentados e analisados os dados de radiometria da superfície da água obtidos durante o período noturno no reservatório da UHE Queimado. Para suprir a falta de radiação solar no período noturno, é utilizada iluminação artificial. Com isso, dados radiométricos são mensurados e, após correções, são obtidos valores de refletância noturna - inéditos na literatura - e de concentrações de MPS. Uma abordagem inicial encontra um DPA de 18%, à 550 nm, que é reduzido à 10% após aplicações de algoritmo de correção. Os dados obtidos mostram concordância com os valores obtidos durante o dia, demonstrando o sucesso da proposta. No capítulo 5, são analisados dados obtidos, continuamente, durante 7 dias, em estação radiométrica instalada em uma galeria de águas pluviais em ponto localizado junto à saída do efluente de uma estação de tratamento de esgoto, no bairro do Riacho Fundo – DF. Combinando dados de vazão com os dados de concentração de MPS obtidos a partir dos dados radiométricos é possível analisar a dinâmica sedimentar da galeria de água e estimar a descarga total de sólidos provenientes da drenagem urbana. É constatado que 72% do transporte de sedimentos na galeria ocorre em apenas 1 evento de vazão, correspondente a 1,6% do tempo total de monitoramento. De modo geral, o trabalho mostra a viabilidade do uso de dados de radiometria in-situ e abre caminho para o uso dessa técnica não invasiva no monitoramento de alta frequência de concentrações de MPS em águas continentais.

## ABSTRACT

Monitoring the concentrations of suspended particulate matter (SPM) is a crucial resource for managing watersheds and reservoirs. However, in many cases, environmental conditions of water and SPM concentrations can change quickly, making traditional measurement methodologies, which provide low temporal resolution data, inadequate for properly understanding the dynamics of these aquatic environments. In this context, the use of above-water radiometry data is a potential alternative for improving the ability to monitor the dynamics of SPM and of other optically active components (OACs) in continental waters. Despite this technology being widely used in satellite data calibration, it has been hardly applied as a direct water body monitoring tool. Therefore, this study proposes the usage of a hyperspectral sensor station to measure continuously and with high frequency suspended sediment concentrations. The results obtained are presented in chapters 3, 4 and 5. In chapter 3, a set of in-situ above-water radiometry data is continuously collected, and different methods are used to obtain remote sensing reflectance spectra ( $R_{rs}$ ). Inversion algorithms for obtaining SPM concentrations were also applied and evaluated. A processing sequence is proposed, which reduces unwanted variations in the data set, achieving unsigned percentage difference (UPD) values of 10.4% in cloudy and 4.6% in clear-sky conditions, when compared to UPD values of 88.2% and 13.2% using a simple calculation approach. Thus, it is found that the proposed processing approach is effective in obtaining SPM concentrations, even under adverse lighting conditions, reducing the coefficient of variation (CV) of SPM concentration from 69.5% to 2.7%. In chapter 4, surface water radiometry data obtained during the night period in the Queimado hydroelectric dam reservoir are presented and analyzed. To compensate for the lack of solar radiation during the night period, artificial lighting is used. This allows radiometric data to be measured, and after corrections, night reflectance values - unprecedented in the literature - and SPM concentrations are obtained. An initial approach finds an UPD of 18%, at 550 nm, which is reduced to 10% after applying a correction algorithm. The data shows agreement with values obtained during the day, demonstrating the success of the proposal. In chapter 5, data obtained continuously for 7 days at a radiometric station installed in a stormwater gallery in a location next to the effluent outlet of a sewage treatment plant in the Riacho Fundo neighborhood in Brazil are analyzed. Combining flow with SPM concentration data obtained from the radiometric station allows for the analysis of the sedimentary dynamics of the water gallery and the estimation of the total solid discharge of the urban drainage. This chapter shows that 72% of the total sediment transport in the gallery occurs in a single flow event, which corresponds to 1.6% of the total monitoring time. Overall, this work shows the feasibility of using in-situ radiometric data and opens the way for the use of this non-invasive technique in the high-frequency monitoring of MPS concentrations in continental waters.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Coeficientes de absorção da água pura ( $a_w$ ), CDOM ( $a_{CDOM}$ ), partículas não-algais ( $a_{NAP}$ ) e do fitoplâncton ( $a_x$ ), em duas amostras distintas com concentrações de chl-a de $4.6 \text{ mg m}^{-3}$ (A) e $58.1 \text{ mg m}^{-3}$ (B). Fonte: Adaptado de Gurlin (2012).....	17
Figura 2 - Representações esquemáticas de diferentes métodos de aquisição de dados radiométricos na água. 1) Radiometria sub-aquática em profundidade fixa; 2) Radiometria sub-aquática com perfilamento vertical; 3) Radiometria da superfície da água, com correção de skyglint; 4) Radiometria na superfície da água com bloqueio da luz do céu. Adaptado de (RUDDICK et al., 2019).....	22
Figura 3 - Resposta espectral de diferentes bandas de sensores à bordo do Landsat-8, Sentinel-2 (S2) e Sentinel-3 (S3). Cada linha mostra a relação entre refletância (R) e MPS para cada banda (unidade da banda em nm). Adaptado de Giardino et al. (2017).32	32
Fig 4. Map showing measurement station location in central Brazil. ....	38
Fig 5. Data processing methodology schematic. ....	40
Fig. 6 - Sun zenith angle and sun-sensor relative azimuth corresponding to all the radiometric measurements collected during the 18-day experiment. ....	45
Fig 7. Radiometric measurements. Panel (a) shows radiometric values at 550 nm that were recorded on the 7th day of measurement, $L_u$ and $L_d$ values are shown in the main axis, and $E_d$ values are in the secondary axis. Panels (b),(c),(d) show cosine normalized radiometric spectra recorded on the 7th day of measurement. Panels (e),(f),(g) show percentile values of radiometric spectra for the whole dataset (all 18 days).....	47
Fig 8 - Histogram of cosine normalized irradiance at 550 nm for the 18-day experiment. ....	48
Fig. 9 - Reference $R_{rs}$ spectra obtained by each calculation method used. a. 3C; b. M99(1); c. M99(2); d. M15; e. OSOAA(fine); f. OSOAA(coarse) . Each curve is the reference $R_{rs}$ of a day of measurement that correspond to the best measurement acquisition conditions. ....	49
Fig. 10 - Each column corresponds to a $R_{rs}$ post-processing method, while each row corresponds to a $R_{rs}$ calculation method. As such, each panel shows UPD(%) values wavelengths in the 400-700 range, for different model combinations and for different sky conditions (clear, cloudy and ideal). ....	51
Fig. 11 - The first column shows spectra $R_{rs}$ percentile for the whole dataset, and the second column shows all $R_{rs}$ spectra obtained from data of the 7th day of measurement. (a) M99(1); (b) 3C; (c) OSOAA(fine) + J20; (d) OSOAA(fine) + R05(2). ....	53
Fig. 12 - Comparison of $R_{rs}$ at 665nm, obtained using i) M99 method; ii) OSOAA(fine) post processed with R05 method; iii) OSOAA(fine) post processed with R05 method with a final application of a 15-min rolling median filter. Data presented for the 7th (above) and 8th (below) day of measurement. ....	54
Fig. 13 - UPD(%) of different $R_{rs}$ models measured in clear-sky conditions, at different relative azimuth and sun zenith angles. (a) M99(1); (b) 3C; (c) OSOAA(fine) + J20; (d) OSOAA(fine) + R05(2). ....	55
Figura 14 - Componentes da estação radiométrica. a. Holofonte de luz visível; b. Holofote de luz Infra-vermelha; c. Radiômetro de Irradiância, medindo $E_d$ ; d.	



Radiômetro de radiância, medindo $L_d$ (o outro sensor da imagem não foi utilizado); e.	
Radiômetro de radiância, medindo $L_u$ .	65
Figura 15. Características radiométricas dos holofotes. a. Irradiância do holofote visível, à 550 nm, em função da distância. b. Irradiância normalizada do holofote IV c. Irradiância normalizada do holofote visível, em preto, e uma irradiância (normalizada à 550 nm) do hemisfério superior observada em condição de céu aberto, em azul. d. Irradiância total da soma dos dois holofotes, normalizada pela irradiância do holofote visível, à 550 nm, aqui chamado de $E_{unitário}$ .	67
Figura 16 - Boxplots dos valores de grandezas radiométricas obtidas para cada noite de medição. Também é mostrado, para comparação, os valores do $R_{rs}$ diurno. a. $L_u$ ; b. Rnoite; c. Correção eq.(28).	72
Figura 17 - Todos os painéis mostram os percentis de grandezas radiométricas referentes ao conjunto das medições noturnas realizadas com os LEDs ligados. Em todos os painéis, a curva em azul se refere ao valor do $R_{rs}$ de referência diurno médio já corrigido. a. $L_u$ ; b. Rnoite obtido pela eq. (25) e (26); c. Rnoite corrigido pela eq. (28); d. Rnoite corrigido pela eq. (29).	73
Figura 18- Valores calculados de diferença percentual absoluta entre os valores do $R_{rs}$ diurno de referência e os obtidos por cada método de correção por comprimento de onda.	75
Figura 19. Valores de irradiância, à 550 nm, medidos durante a campanha de campo. A escala está ajustada para ressaltar os valores medidos durante a noite.	76
Figura 20. Percentis dos valores de $L_u$ medido nos momentos em que os LEDs se encontravam desligados, por comprimento de onda.	77
Figura 21. Razão sinal ruído relativa às medições de $L_u$ , por comprimento de onda.	78
Figura 22. Curva de referência de qualidade do $R_{rs}$ conforme a relação entre o menor $R_{rs}$ de interesse a ser medido e a irradiância que chega à superfície do corpo d'água, relativo a um valor de RSR de 10, para uma altura entre o sensor e a água de 6,8m. Em laranja, é uma curva equivalente a interferência que a irradiância lunar causa nas medições radiométricas.	79
Figura 23 - $R_{rs}$ , à 550 nm, durante a totalidade do experimento, combinando os dados diurnos e noturnos. As faixas sem dados se referem aos períodos com azimute $<70^\circ$ , durante o dia, que não foram processados; e aos valores anteriores às 20h no período noturno (horário em que os holofotes foram ligados).	80
Figura 24 - Concentração de material particulado em suspensão, durante a totalidade do experimento, combinando os dados diurnos e noturnos.	81
Figura 25 - Localização da bacia de drenagem urbana da RA Riacho Fundo I. O local de instalação da estação radiométrica está em destaque, em verde.	86
Figura 26 – Estação radiométrica instalada na galeria de águas pluviais. a. Holofote visível; b. Holofote Infravermelho; c. Radiômetros; d. painéis solares; e. Caixa de controle.	87
Figura 27 – Visada do radiômetro na galeria de águas pluviais. O tubo de saída da ETE aparece logo a jusante na margem esquerda da galeria (cor branca).	87
Figura 28 - Componentes do linígrafo e da instalação no local. (a) Logger com roldana; (b) Leitor infravermelho; (c) e (d) Boia e contrapeso. (e) Contador de variação de nível;	

(f) Datalogger; (g) Tubulação para o contrapeso; (h) Tubulação com comunicação com o canal, onde a boia está alocada. Adaptado de (TSUJI, 2018). .....	88
Figura 29 - Valores de $R_{rs}$ (diurnos), à 650 nm e 850 nm, correspondentes aos eventos causados provenientes das águas de drenagem pluvial. ....	90
Figura 30 - Valores de $R_{rs}$ (diurnos), à 650 nm e 850 nm, correspondentes aos eventos causados pela emissão de efluentes da ETE. ....	90
Figura 31 - Percentis, por comprimento de onda, de todas as curvas de $R_{rs}$ medidas durante os eventos pluviais diurnos. ....	91
Figura 32 - Valores de $R_{noite}$ (noturnos), à 650 nm e 850 nm, correspondentes aos eventos causados provenientes das águas de drenagem pluvial. ....	92
Figura 33 - Valores de $R_{rs}$ (diurnos), à 650 nm e 850 nm, correspondentes aos eventos causados pela emissão de efluentes da ETE. ....	92
Figura 34. Evolução temporal da concentração de sedimentos e da vazão, para cada um dos eventos pluviais. A primeira coluna mostra os valores de vazão e de MPS ao longo do tempo. A segunda coluna mostra um gráfico de dispersão, correlacionando os valores de MPS medidos à vazão correspondente. No gráfico, a cor dos pontos indica o tempo, a partir do início do evento, sendo os pontos azuis correspondendo ao início do evento. ....	95
Figura 35- Simulação do azimute relativo, entre o sensor e o sol, observado ao longo de 1 ano de observação, para diferentes latitudes. Cada linha representa os resultados encontrados para diferentes tempos de reajuste da posição do sensor. ....	111
Figura 36- Simulação do percentual do tempo em que o azimute relativo permaneceu acima de $90^\circ$ , ao longo de 1 ano de observação, para diferentes latitudes. Cada linha representa os resultados encontrados para diferentes tempos de reajuste da posição do sensor. ....	111
Figura 37 – Simulação do percentual do tempo em que o azimute relativo permaneceu acima de $90^\circ$ , ao longo de 1 ano de observação, para diferentes combinações de 2 radiômetros, posicionados em azimutes distintos. Cada painel mostra o resultado de uma latitude diferente. ....	112

## LISTA DE TABELAS

Table 1 - Coefficient of variation for cosine normalized radiometric measurements at selected wavelengths for the 18-day experiment.....	48
Table 2 - Coefficient of variation and mean of SPM values obtained using different $R_{rs}$ spectra and SPM inversion models.....	57
Tabela 3 - Resumo dos eventos de vazão registrados durante o experimento pelo linígrafo. A coluna “Tipo” se refere à origem do evento, se devido às próprias águas da drenagem pluvial, ou se oriundos dos efluentes da ETE.....	89
Tabela 4 - Carga sólida total de sedimentos transportada em cada evento e estimado a partir do monitoramento pela estação radiométrica. ....	96

## SUMÁRIO

1	Introdução Geral .....	13
1.1	Objetivo .....	15
1.1.1	Objetivos específicos .....	15
2	Estado da arte e revisão da literatura .....	16
2.1	Aspectos ópticos do sensoriamento remoto em corpos d'água .....	16
2.1.1	Sensoriamento remoto da água.....	16
2.1.2	Componentes opticamente ativos .....	17
2.1.3	Grandezas radiométricas e propriedades ópticas aparentes.....	19
2.1.4	Erros sistemáticos na medição de dados radiométricos.....	25
2.1.5	Correção do efeito do reflexo da luz na água .....	26
2.1.6	Monitoramento radiométrico contínuo.....	27
2.1.7	Radiometria em condições de iluminação adversas .....	29
2.2	Obtenção da concentração de material particulado em suspensão a partir de dados radiométricos .....	31
3	Continuous Monitoring of Suspended Particulate Matter in Tropical Inland Waters by High-Frequency, Above-Water Radiometry .....	34
3.1	Introduction.....	34
3.2	Materials and Methods.....	38
3.2.1	Test site.....	38
3.2.2	Radiometric Measurements .....	39
3.2.3	Data Processing .....	39
3.2.4	Validation .....	44
3.2.5	SPM assessment .....	44
3.3	Results.....	45
3.3.1	Radiometric data.....	45
3.3.2	Time-series smoothing .....	54
3.3.3	Variation due to sun angular position.....	55
3.3.4	SPM estimation .....	56
3.4	Discussion.....	57
4	Monitoramento radiométrico noturno de alta frequência, de águas continentais, com utilização de iluminação artificial para medição de material particulado em suspensão .....	61
4.1	Introdução .....	61
4.2	Metodologia.....	64
4.2.1	Medições radiométricas .....	64

4.2.2	Caracterização radiométrica das lâmpadas.....	65
4.2.3	Processamento dos dados radiométricos .....	67
4.2.4	Resultados.....	71
4.3	Conclusão e Recomendações .....	82
5	Monitoramento ininterrupto de MPS em eventos de vazão em galeria de águas pluviais com uso de radiometria de alta-frequência .....	84
5.1	Introdução .....	84
5.2	Metodologia.....	85
5.2.1	Local do estudo.....	85
5.2.2	Dados radiométricos .....	86
5.2.3	Vazão .....	88
5.3	Resultados .....	88
5.3.1	Medições radiométricas .....	90
5.3.2	Discussão .....	96
6	Conclusões e Recomendações .....	98
6.1	Radiometria de baixo custo.....	100
7	Referências .....	103
8	Apêndice.....	110
8.1	Análise do posicionamento azimutal dos radiômetros.....	110
8.2	Trabalhos publicados no período .....	112

## 1 INTRODUÇÃO GERAL

O monitoramento das águas continentais é fundamental para garantir a qualidade da água e a preservação dos ecossistemas aquáticos. Dentre os diversos processos de alteração da superfície, as alterações dos fluxos hidrossedimentares representam um problema significativo, decorrente tanto dos impactos das mudanças globais (eventos extremos, intensificação do ciclo hidrológico) quanto regionais (urbanização, desmatamento, erosão, poluição, barramentos de rios). Nas últimas décadas, a construção de grandes reservatórios, assim como mudanças no uso do solo, tem afetado significativamente os fluxos de sedimento em todo o mundo (DETHIER; RENSHAW; MAGILLIGAN, 2022; LI et al., 2020). Estas alterações promovem, por sua vez, diversas alterações ambientais, tais como modificações geomorfológicas (assoreamento ou erosão), hidráulicas, eutrofização e poluição química e/ou biológica. Por exemplo, estudo recente mostrou como o assoreamento induzido por atividade de garimpo levou a perda de biodiversidade em rios Amazônicos (CANTERA et al., 2022).

No entanto, o monitoramento hidrossedimentar é bastante complexo e as estimativas disponíveis para a maioria dos rios no mundo ainda são parciais e imprecisas (SYVITSKI et al., 2022). Além disso, a quantidade de sedimentos suspensos transportados em um rio ou corpo hídrico pode variar consideravelmente em diferentes escalas temporais, dificultando a quantificação com métodos tradicionais de medição. Segundo Vercruyse et. al (2017), essa variação ocorre devido às interações entre eventos hidrometeorológicos, fontes de sedimentos, distúrbios no terreno e ação humana. Eventos de alta vazão são responsáveis por uma grande parcela da carga de sedimentos total de um rio (GONZALEZ-HIDALGO; BATALLA; CERDA, 2013), e, principalmente em rios menores, 40% a 80% da carga total de sedimentos pode ser transportada em apenas 2% do tempo (MANO et al., 2009). Conseqüentemente, sem a capacidade de se medir esses eventos rápidos e pouco frequentes, o fluxo de sedimentos calculado pode subestimar significativamente o balanço real do corpo hídrico e a taxa de erosão da bacia contribuidora.

Por isso, o monitoramento contínuo, de alta frequência, desses corpos hídricos é de grande interesse para que os padrões temporais de transporte de sedimentos possam ser aferidos com boa acurácia. Componentes opticamente ativos (COAs) – tais como o material particulado em suspensão (MPS), o fitoplâncton e a matéria orgânica dissolvida podem ser detectados e estimados através de técnicas de sensoriamento remoto. No entanto, em muitos casos, as condições ambientais da água e a concentração do MPS podem mudar rapidamente, de modo

que metodologias tradicionais de medição in-situ, assim como o sensoriamento tradicional com imagens de satélite, oferecerem dados com baixa resolução temporal, e podem não ser suficientes para elucidar adequadamente a dinâmica de ambientes aquáticos. Principalmente em regiões tropicais, onde as imagens orbitais ópticas são prioritariamente cobertas por nuvens e as estações de monitoramento in situ são de difícil acesso.

Nesse contexto, esta tese propõe a utilização e instalação de estações de medição utilizando sensores radiométricos hiperespectrais para o monitoramento contínuo, ininterrupto (inclusive durante o período noturno) e em alta-frequência de corpos hídricos, como alternativa para aprimorar a capacidade de se monitorar a dinâmica dos sedimentos em suspensão e de outros componentes opticamente ativos em águas continentais. Apesar desta tecnologia ser amplamente usada na calibração de dados de satélite e no desenvolvimento e calibração de modelos bio-ópticos, ela praticamente não é aplicada como ferramenta direta de monitoramento de corpos d'água. Nesse sentido, serão propostas metodologias de processamento e correção dos dados que permitam que dados acurados possam ser obtidos. Para que esta proposição possa ser bem-sucedida, alguns desafios deverão ser enfrentados, ligados principalmente à correção dos dados radiométricos devido às condições de iluminação do ambiente. Dessa forma, acredita-se que o monitoramento dinâmico dos fluxos sedimentares em diferentes corpos d'água é exequível por meio do técnicas de radiometria hiperespectral in-situ, independente da variação de iluminação.

Sendo assim, esta tese é estruturada da seguinte forma:

O capítulo 2 apresenta uma visão geral sobre o sensoriamento remoto da água, e expõe o estado da arte sobre medições radiométricas de campo e obtenção de concentrações de sedimentos em suspensão a partir de dados de sensoriamento remoto.

No capítulo 3, um conjunto de dados radiométricos in-situ de superfície, coletados durante 18 dias no reservatório da UHE Queimado (DF/MG), é analisado, no qual diferentes métodos de cálculo e correção são utilizados para obter espectros de refletância de sensoriamento remoto ( $R_{rs}$ ), reduzindo efeitos indesejados causados por condições sub-ótimas de iluminação. Com base no  $R_{rs}$  obtido, algoritmos são aplicados para a obtenção de concentrações de MPS. O capítulo foi publicado, na íntegra, na revista *Sensors*. <https://doi.org/10.3390/s22228731>

No capítulo 4, são analisados dados radiométricos obtidos durante o período noturno, com uso de iluminação artificial durante o mesmo experimento no reservatório da UHE

Queimado (DF/MG). É proposta metodologia para obtenção e correção da refletância obtida durante a noite. Os dados são então utilizados para a obtenção de concentrações de MPS e comparação com os dados obtidos durante o dia.

No capítulo 5, são analisados dados obtidos por estação radiométrica instalada em uma galeria de águas em Brasília (DF). O capítulo tem intuito de demonstrar como a tecnologia proposta pode ser aplicada, de maneira operacional, para o monitoramento da dinâmica de sedimentos em descargas de água de muita curta duração.

## **1.1 OBJETIVO**

Desenvolver uma metodologia de monitoramento contínuo, automatizado e de alta frequência de parâmetros de qualidade de água em corpos d'água continentais utilizando técnicas de radiometria hiperspectral in-situ, visando proporcionar uma estimativa dos fluxos sedimentares em corpos hídricos.

### **1.1.1 Objetivos específicos**

Os objetivos específicos desse trabalho são:

- a) Analisar diferentes metodologias de processamento dos dados radiométricos, para identificar a mais adequada para a obtenção de  $R_{rs}$ , e conseqüentemente, da concentração de MPS, em diferentes condições de iluminação diurna.
- b) Propor uma metodologia de cálculo e de correção dos dados radiométricos obtidos durante o período noturno, com uso de iluminação artificial.
- c) Analisar dados de concentração de sedimentos de alta-frequência, obtidos a partir de dados radiométricos, em eventos de vazão de curta duração.



## 2 ESTADO DA ARTE E REVISÃO DA LITERATURA

### 2.1 ASPECTOS ÓPTICOS DO SENSORIAMENTO REMOTO EM CORPOS D'ÁGUA

#### 2.1.1 Sensoriamento remoto da água

Os primeiros estudos utilizando dados de sensoriamento remoto para a estimativa de parâmetros ambientais ocorreram na década de 1960 com o monitoramento remoto de clorofila-a em águas oceânicas (MOREL & GORDON, 1980). Nos anos e décadas seguintes, outros parâmetros como o CDOM (do inglês *Colored Dissolved Organic Matter*) e MPS passaram a também ser monitorados (JERLOV, 1968) utilizando imagens. De fato, a aplicação desse conhecimento para águas interiores é mais recente, e vem se desenvolvendo nas últimas três décadas para o monitoramento de constituintes opticamente ativos (COA) da água (MISHRA et. al, 2017).

Nas águas continentais, devido a maior presença de CDOM, partículas não-algais (*nonalgal particles* – NAP) e sedimentos em suspensão, as técnicas de sensoriamento remoto a serem utilizadas diferem consideravelmente das técnicas utilizadas para regiões oceânicas. Para ajudar nessa diferenciação, foi proposta uma classificação de águas em: Caso 1, cujas propriedades ópticas são determinadas principalmente pela presença de fitoplâncton; e Caso 2, cujas propriedades ópticas são influenciadas significativamente por vários constituintes, como o CDOM e as partículas e suspensão (MOREL & PRIEUR, 1977; GORDON & MOREL, 1983). Conforme essa classificação, águas oceânicas são majoritariamente do Caso 1, e águas costais e interiores do Caso 2. A presença destes constituintes se manifesta opticamente alterando as propriedades ópticas inerentes da água (*inherent optical properties* – IOPs) – como os coeficientes de absorção ( $a(\lambda)$ ) e espalhamento ( $b(\lambda)$ ). Que, como o próprio nome diz, são propriedades da própria água, não dependendo de outros fatores externos (KIRK, 1994; MISHRA, 2017). A Figura 1 mostra como águas com composição distinta apresentam espectros de absorção diferentes para cada um dos seus componentes opticamente ativos: no caso da figura, as partículas não-algais e o CDOM com forte absorção na região do azul (abaixo de 500nm); o fitoplâncton com dois picos de absorção, no azul e no vermelho; e a água pura absorvendo fortemente na região do infra-vermelho.

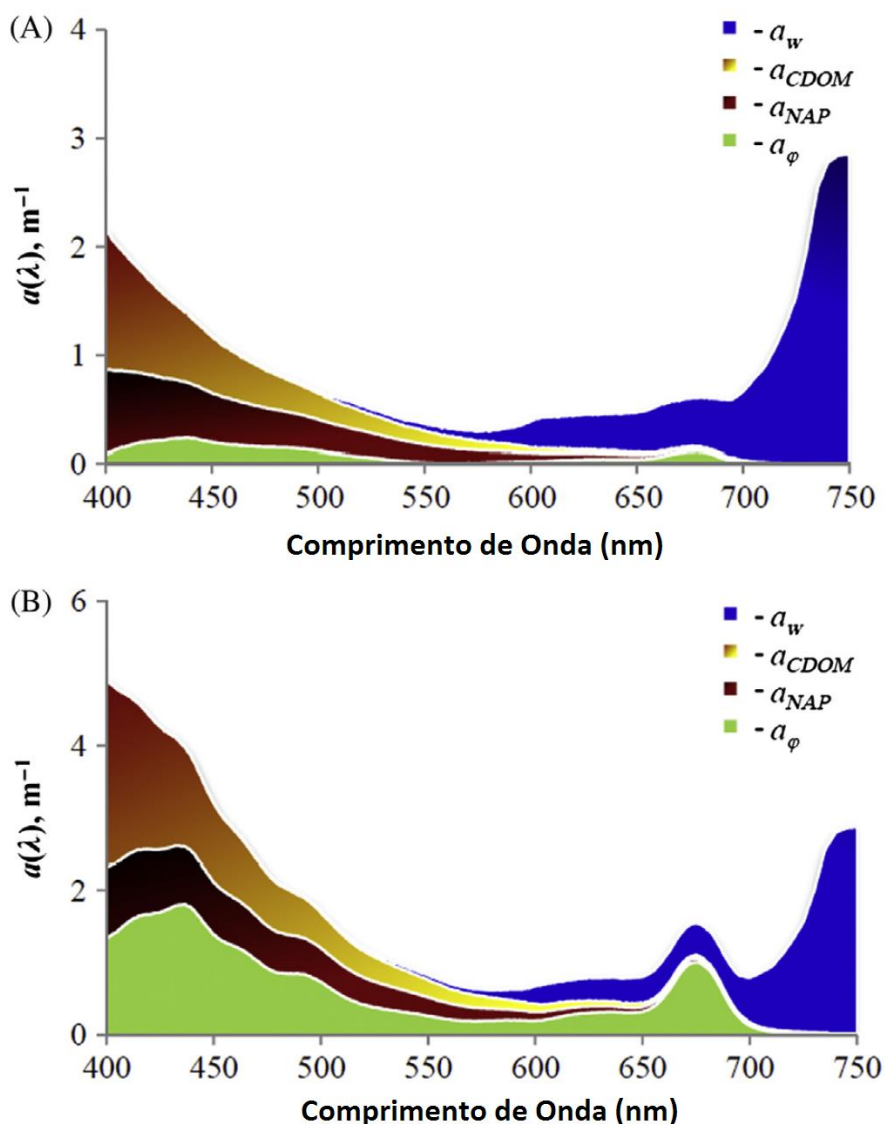


Figura 1 - Coeficientes de absorção da água pura ( $a_w$ ), CDOM ( $a_{CDOM}$ ), partículas não-algais ( $a_{NAP}$ ) e do fitoplâncton ( $a_\phi$ ), em duas amostras distintas com concentrações de chl-a de  $4.6 \text{ mg m}^{-3}$  (A) e  $58.1 \text{ mg m}^{-3}$  (B). Fonte: Adaptado de Gurlin (2012)

### 2.1.2 Componentes opticamente ativos

Existem três principais classes de componentes que são capazes de alterar as propriedades ópticas da água e, portanto, serem medidos e monitorados a partir de dados de sensoriamento remoto: o MPS, o fitoplâncton e o CDOM.

**CDOM** - O CDOM, também conhecido como gelbstoff, gilvin ou substâncias amarelas, é o nome dado ao conjunto de substâncias orgânicas dissolvidas que possuem coloração amarelada ou marrom e estão presentes em corpos d'água (de água doce e salgada). São resultantes de processos naturais de decomposição de plantas e outras fontes de matéria orgânica e possuem importante papel na dinâmica aquática (AURIN; MANNINO; LARY,

2018). Além disso, como o próprio nome sugere, essas substâncias dão cor a água e, assim, são a parcela opticamente ativa da matéria orgânica dissolvida. Por isso, também servem como um importante indicador da concentração de carbono dissolvido na água que pode ser medido com o uso do sensoriamento remoto, para essa aplicação (VANTREPOTTE et al., 2015) estimou uma acurácia de ~16% na relação entre matéria orgânica dissolvida e CDOM em certas águas costeiras, mas em certos locais – especialmente em áreas de mar aberto - a relação entre os dois parâmetros não foi tão clara (STRAMSKI; WOŹNIAK, 2005); (NELSON; SIEGEL, 2013).

Do ponto de vista óptico, a principal característica do CDOM é a forte absorção da luz na região do azul, o que torna a água amarelada ou preta. De fato, o espectro de absorção do CDOM cresce exponencialmente na direção do azul, e pode ser expresso de forma acurada com uma equação desse tipo (KIRK, 1994). Por isso, a estimativa de CDOM com dados de sensoriamento remoto de satélite é particularmente dependente de correção atmosférica (ZHU et al., 2014). Apesar de poder ser estimado com sucesso usando métodos empíricos (eg. (KOWALCZUK et al., 2005)), como o espectro de absorção do CDOM se sobrepõe ao espectro de absorção do fitoplâncton, na região do azul, o uso de modelos bio-ópticos semi-analíticos também têm sido aplicados com sucesso (eg. (ZHU et al., 2011; LI et al., 2018)).

**Fitoplâncton** – Fitoplâncton é o nome dado ao conjunto de microorganismos aquáticos que possuem pigmentos fotossintetizantes. São de imensa importância ecológica nos oceanos, produzindo cerca de 50% do oxigênio da atmosfera e tendo papel importante nos ciclos biogeoquímicos do planeta (MATTHEWS, 2017). Em águas continentais, o seu monitoramento é importante principalmente no contexto da eutrofização, que é um importante indicador de poluição ambiental, além de impactar nos usos da água, especialmente quando há presença de cianobactérias.

Para o sensoriamento remoto, a clorofila a (chl-a) é o principal pigmento – está presente em todas as espécies de fitoplâncton – e tem características espectrais bem definidas com picos de absorção no azul (~430 nm) e no vermelho (~670 nm) (BARBOSA; DE MORAES NOVO; MARTINS, 2019). Segundo Matthews (2017), existem três abordagens para estimar chl-a com dados de sensoriamento remoto, relativas a qual característica óptica é explorada: de absorção – ideal para águas oligotróficas; de fluorescência, que é mais robusta do ponto de vista óptico, mas apresenta maior variabilidade relativa às espécies envolvidas; de espalhamento – ideal para concentrações mais altas, superiores a 20 mg/m<sup>3</sup>; além de abordagens híbridas, que buscam aproveitar dos aspectos citados acima. Além da chl-a, pesquisadores também têm buscado

estimar as concentrações do pigmento ficocianina, que é um indicador de cianobactérias mais apropriado que a chl-a, e que possui pico de absorção em cerca de 620 nm (YAN; BAO; SHAO, 2018).

**Material Particulado em Suspensão:** O material particulado em suspensão (MPS) têm papel vital em sistemas aquáticos, tanto pela sua importância em processos físicos relacionados à erosão, transporte de nutrientes e sedimentos (HOROWITZ et al., 2008), quanto por sua importância biológica, sendo fator relevante à presença fitoplanctônica de determinado corpo d'água por influenciar na quantidade de luz que consegue penetrar na coluna d'água (VAN DUIN et al., 2001), além de poder afetar negativamente a qualidade dos recursos hídricos ao aumentar os custos de tratamento da água, causar problemas estéticos, deteriorar os recursos pesqueiros e causar degradação ecológica à ecossistemas aquáticos (BILOTTA & BRAZIER, 2008). Tendo a erosão como principal processo formador (MORGAN, 2005), o MPS pode ser composto de materiais orgânicos e inorgânicos, e possuir diferentes granulometrias (DOXARAN et al., 2003).

Por isso, o monitoramento dessa variável é relevante não só no estudo do transporte de sedimentos, mas também como indicador ecológico e de qualidade de água no manejo dos recursos hídricos. Tradicionalmente, as medições de MPS são feitas a partir da coleta de amostras de água em campo seguida de análise laboratorial (KUTSER et al., 2017), no entanto, o uso de dados ópticos de sensoriamento remoto é uma opção que têm sido amplamente explorada nos últimos anos para águas oceânicas (STUMPF et al., 1989; LI et al., 2003; DOGLIOTTI et al., 2015; DETHIER et al., 2020) e águas interiores (MERTES et al., 1993; MARTINEZ et al., 2009; VILLAR et al., 2013; CAI et al., 2016).

### **2.1.3 Grandezas radiométricas e propriedades ópticas aparentes**

Apesar dos IOPs estarem mais intimamente ligados à composição da água, a medição dessas propriedades é mais difícil, necessitando que amostras de água sejam coletadas e analisadas por aparelhos especializados. Já as propriedades ópticas aparentes (AOPs – *Apparent Optical Properties*) podem ser observadas sob condições de iluminação natural e, portanto, além de variarem em função da composição da água, também dependem das características do campo de luz (direção, intensidade etc.) e do próprio ambiente (rugosidade da água). Por isso, essas propriedades podem ser medidas com o uso do sensoriamento remoto. E, apesar dessas variações, quando medidas e calculadas de forma apropriada, também são representativas da

composição da água. Os principais AOPs são as refletâncias e os coeficientes de atenuação difuso. A maioria dos AOPs são definidos a partir de medições radiométricas e irradiância e radiância. É importante destacar que as AOPs são características próprias da água e, portanto, podem ser utilizadas na estimativa dos IOPs, enquanto que valores radiométricos, tal qual as radiâncias, também dependem, em grande parte, das condições de iluminação.

A irradiância é o fluxo radiante ( $\Phi$ ) que chega à superfície do detector por unidade de área  $ds$ , sendo expressa como:

$$E(\lambda) = \frac{d\Phi(\lambda)}{ds} [W m^{-2}] \quad (1)$$

Já a radiância é o fluxo radiante por unidade de área  $ds$  e unidade de ângulo sólido  $d\Omega$  que chega perpendicularmente à superfície do detector, para um ângulo zenital  $\theta$ , e é definida como:

$$L(\lambda) = \frac{d^2\Phi(\lambda)}{ds d\Omega \cos\theta_s} [W m^{-2} sr^{-1}] \quad (2)$$

A refletância de irradiância é definida como a razão entre a irradiância ascendente ( $E_u$ ) e a irradiância descendente ( $E_d$ ) e é uma variável adimensional:

$$R(\lambda) = \frac{E_u(\lambda)}{E_d(\lambda)} \quad (3)$$

A refletância de sensoriamento remoto ( $R_{rs}$ ) é definida como a razão entre a radiância emergente da água  $L_w$  (para ângulo de visada  $\theta$  e o ângulo azimutal  $\phi$ ) e a irradiância incidente  $E_d$ :

$$R_{rs}(\theta, \phi, \lambda) = \frac{L_w(\theta, \phi, \lambda)}{E_d(\lambda)} [sr^{-1}] \quad (4)$$

O coeficiente de atenuação vertical difuso ( $k_d$ ) é a taxa de decaimento da irradiância com a profundidade. É, portanto, o coeficiente do expoente da variação exponencial do  $E_d$  em função de uma profundidade  $z$ , podendo ser obtido pela equação:

$$E_d(z, \lambda) = E_d(0, \lambda)e^{-k_d(z, \lambda)} \quad (5)$$

No sensoriamento remoto, o  $R_{rs}$  é a AOP mais utilizada em pesquisas e aplicações que estudam qualidade da água por ser uma variável que pode ser estimada a partir de dados obtidos

por sensores de satélites. A maior dificuldade na estimativa do  $R_{rs}$  está em obter um valor correto para  $L_w$ . No caso de dados de satélites, são utilizados algoritmos de correção atmosférica para remover, ao máximo, o efeito da atmosfera na radiância que é mensurada (WEI et al., 2018). Além disso,  $L_w$  pode ser medido in-situ, com a finalidade de validação de algoritmos de estimativa de COAs e IOPs, validação dos algoritmos de correção atmosféricas, e as aplicações em que o próprio  $R_{rs}$  medido in-situ é utilizado no monitoramento ambiental – como é o caso desta tese.

Ruddick et al. (2019) revisa os protocolos de medição de  $L_w$ <sup>1</sup> e classifica os métodos de medição em 4 famílias, relacionados às diferentes maneiras de se estimar  $L_w$ , mostrados de forma esquemática pela Figura 2.

---

<sup>1</sup> Os protocolos são revisados no contexto de medições de referência fiduciária para validação de dados de sensoriamento remoto de satélite. No entanto, as metodologias utilizadas são as mesmas aplicadas para outras aplicações.

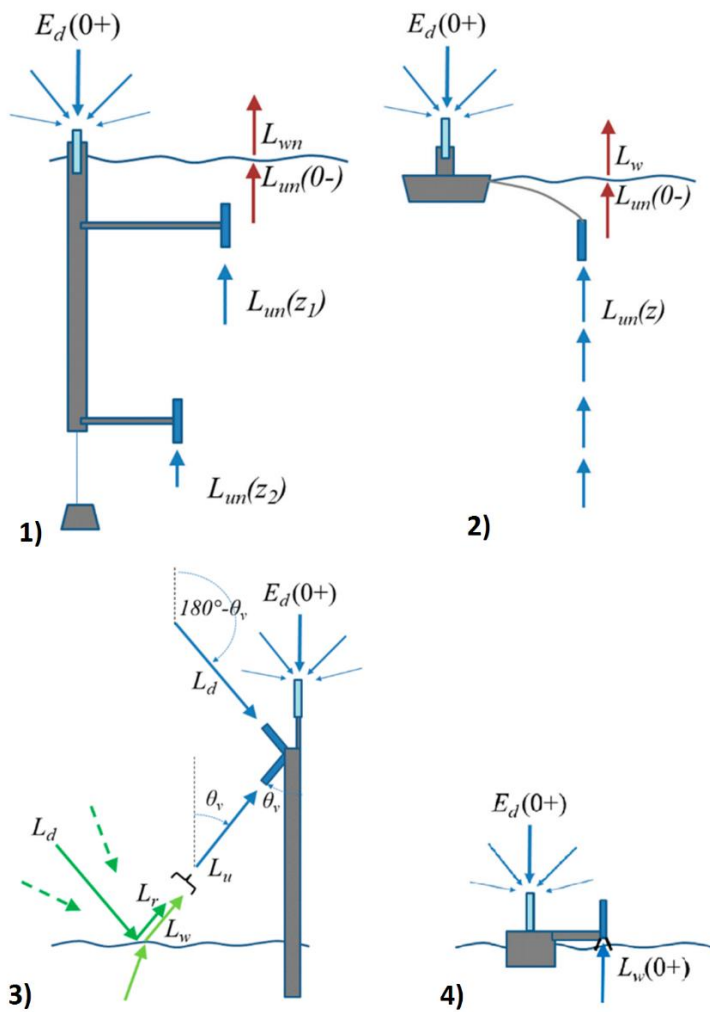


Figura 2 - Representações esquemáticas de diferentes métodos de aquisição de dados radiométricos na água. 1) Radiometria sub-aquática em profundidade fixa; 2) Radiometria sub-aquática com perfilamento vertical; 3) Radiometria da superfície da água, com correção de skylint; 4) Radiometria na superfície da água com bloqueio da luz do céu. Adaptado de (RUDDICK et al., 2019).

1) Radiometria sub-aquática em profundidade fixa:

Este método é tradicionalmente aplicado em boias oceânicas de monitoramento (ANTOINE et al., 2008). Nele, radiômetros são posicionados em profundidade com a finalidade de medir a radiância emergente no nadir ( $L_{un}(z)$ ) em diferentes profundidades  $z$  (ao menos duas profundidades). Neste método, o  $L_w$  é estimado pela extrapolação dos valores de radiância medidos em profundidade para a superfície da água, ou seja, o  $L_{un}(0^-)$ :

$$L_{un}(0^-) = L_{un}(z_1)\exp[K_{Lu}z_1] \quad (6)$$

$K_{Lu}$  é dado por:

$$K_{Lu} = \frac{1}{z_2 - z_1} \ln \left[ \frac{L_{un}(z_1)}{L_{un}(z_2)} \right] \quad (7)$$

Por fim,  $L_{wn}$  é obtido ao propagar o valor de  $L_{un}(0^-)$  pela interface ar-água

$$L_{wn} = \frac{T_F}{n_w^2} L_{un}(0^-) \quad (8)$$

Em que a razão entre a transmitância Fresnel água-ar ( $T_F$ ) e o quadrado índice de refração da água ( $n_w$ ) tem um valor típico de 0.543 para águas oceânicas.

### 2) Radiometria sub-aquática com perfilamento vertical;

Este método usa o mesmo princípio do método anterior, mas ao invés de serem feitas medições de  $L_{un}(z)$  em profundidades fixas, a medição é feita continuamente entre duas profundidades. Sendo assim,  $L_{un}(0^-)$  é obtido pelo ponto de interceptação da regressão linear de  $\ln[L_{un}(z, t_0)]$  com a profundidade  $z$ , conforme a eq. (9):

$$\ln[L_{un}(z, t_0)] = \ln[L_{un}(0^-, t_0)] - K_{Lu}z \quad (9)$$

Em que se assume que  $K_{Lu}$  é constante entre as profundidades mínimas e máximas, usando-se a eq. (7) para calculá-lo. Após corrigir o valor de  $L_{un}(z, t_0)$  para eventuais variações da irradiância,  $L_w$  é calculado com o uso da eq. 8.

### 3) Radiometria da superfície da água, com correção de *skylint*;

Neste método, são utilizados dois radiômetros instalados em estrutura fixa, que medem a radiação emergente  $L_u(\theta, \Delta\phi)$  para um ângulo de visada  $\theta = 40^\circ$  e  $\Delta\phi$  relativo ao sol de idealmente  $135^\circ$  (valores maiores  $135^\circ$  ainda são considerados satisfatórios) e a radiação do céu descendente  $L_d(180^\circ - \theta, \Delta\phi)$ . Para essa geometria, os valores de  $L_u$  são contaminados pela radiação do *skylint*  $L_r$  que é a luz difusa do céu que reflete na superfície da água (e eventuais reflexos do sol nas pontas de ondas - *whitecaps*). Portanto,  $L_w$  é estimada pela equação:

$$L_w(\theta, \Delta\phi) = L_u(\theta, \Delta\phi) - L_r(\theta, \Delta\phi) \quad (10)$$

E  $L_r$  é estimado em função do  $L_d$ :

$$L_r(\theta, \Delta\phi) = \rho L_d(180^\circ - \theta, \Delta\phi) \quad (11)$$



Em que  $\rho$  é o coeficiente de refletância efetiva de Fresnel, e é dependente de  $\theta, \Delta\phi$ , da velocidade do vento, do ângulo de elevação solar e do comprimento de onda.

De fato, a obtenção do  $R_{rs}$  in-situ por este método é criticamente influenciada pela superfície da água, que age como um espelho, refletindo uma parcela da radiância do céu incidente ( $L_d$ ) e resultando no *sky glint*. Destaca-se, no entanto que o fator  $\rho$  é fortemente dependente das condições do céu, da água, da geometria de aquisição e do comprimento de onda (MOBLEY, 1999). Para diminuir os efeitos do *sky glint* em medições radiométricas de campo, Mobley (1999) propôs uma geometria de aquisição de dados radiométricos e uma estimativa analítica para o valor de  $\rho$  que passou a ser largamente utilizada por outros pesquisadores, utilizando  $\rho = 0,028$  para um  $\phi_{sol}$  de  $135^\circ$  e  $\theta$  de  $40^\circ$ .

Diversas outras configurações também foram avaliadas para a obtenção do  $R_{rs}$  (HOOKER et al., 2002). Zibordi et al. (2012), comparou diversas dessas metodologias e concluiu que há relativamente pouca diferença de precisão entre os métodos testados em condições ótimas de iluminação (destaca-se que o método e instrumento usado neste estudo estava entre as metodologias avaliadas). De forma geral, recomenda-se para a minimização de efeitos de glint em espectralradiômetros de campo o uso do ângulo  $\theta = 40^\circ$  e  $90^\circ < \phi_{sol} < 135^\circ$  (MOBLEY, 1999; HOOKER et al., 2002; HOMMERSOM et al., 2013).

#### 4) Radiometria na superfície da água com bloqueio da luz do céu.

Nessa abordagem, utiliza-se um extensor cônico ou cilindro na extremidade do radiômetro e posiciona-se o sensor de modo que esse extensor fique submerso enquanto o sensor óptico permanece no ar. Dessa forma, *skyglint* não é detectado pelo sensor, removendo os problemas de correção mencionadas na seção acima.  $L_w$  é, então, o próprio  $L_u$  medido pelo sensor. Uma comparação entre este método com o de radiometria de superfície com correção de skyglint (sob condições de iluminação ideais) mostrou que os dois obtêm dados de fato equivalentes – com diferenças médias absolutas de no máximo 0.5% na região azul-verde e 2% no vermelho (ZIBORDI; TALONE, 2020).

Ainda segundo Ruddick et al. (2019) as principais diferenças, no que se refere a qualidade dos dados obtidos, para cada um dos métodos descritos acima está relacionada às características da água. Para os métodos que envolvem medições de radiância subaquática, as maiores incertezas acontecem em águas em que o coeficiente de atenuação vertical é alto. Já para o método de correção de skyglint, as maiores incertezas são encontradas para águas de baixa

refletância e para condições não ideais de iluminação (nuvens, alto ângulo zenital do sol). Para o método com bloqueio da luz do céu, a problemática está na sua instalação - é preciso garantir que não haja sombreamento ao mesmo tempo em que a luz do céu é bloqueada, que o sensor não seja submerso e que gotas de água não cheguem à superfície do sensor. Tais condições podem ser desafiadoras em embarcações e quando a água está mais agitada. Do ponto de vista prático, o método com bloqueio da luz do céu, apesar de ser de mais difícil execução, pode ser utilizado como referência de validação para dados coletados, por exemplo, pelo método com correção de *sky-glint*.

#### 2.1.4 Erros sistemáticos na medição de dados radiométricos

Diferentes efeitos podem contribuir para a ocorrência de erros sistemáticos nas medições de dados radiométricos. Além dos aspectos relativos a metodologia de medição e das técnicas de processamento dos dados, sensores hiperspectrais também são suscetíveis a fontes de incertezas inerentes às características do próprio sensor (BIAŁEK et al., 2020). Dentre elas:

- perturbações por luz dispersa (*stray light*) - que podem gerar efeitos de até 7% nos dados brutos, mas que são geralmente corrigidas em dados processados (i.e.  $R_{rs}$ ) (TALONE et al., 2016);
- não-linearidade na resposta dos sensores - gerando erros de até 1,5% (TALONE; ZIBORDI, 2018);
- mudança na resposta decorrentes de variações de temperatura – na faixa de cerca de 1% a 6% para variações de 20°C da temperatura de calibração (ZIBORDI; TALONE; JANKOWSKI, 2017);
- incertezas consequentes do chamado “erro cosseno” (*cosine error*) causado pelos difusores de luz dos sensores de irradiância não seguirem perfeitamente a resposta angular da lei dos cossenos (MEKAOUI; ZIBORDI, 2013) – causando erros de até 7% para  $\theta_{sol}$  (ângulo zenital do sol) de 65° e podendo ser >30% para  $\theta_{sol}$  superiores à 80°.

A análise de Białek et al. (2020) busca avaliar o total de incerteza que essas fontes de erro chegam a trazer para aplicações de radiometria oceânicas, encontrando que o valor da incerteza esperada (até um desvio padrão) fica na faixa de cerca de 5% a 11% para  $E_d$  e cerca de 1 a 8% para  $L_u$ , dependendo do comprimento de onda. (VABSON et al., 2019) realizam um teste de campo que buscou quantificar essas incertezas, encontrando valores de incerteza

relativa na faixa de 2% a 10% para medições de  $L_u$ ,  $L_d$  e  $E_d$ . Cabe destacar que os estudos citados nesta sessão utilizaram radiômetros TriOS RAMSES. Também destaco que os estudos foram realizados utilizando metodologias de medição estabelecida sob condições de iluminação ótimas e, portanto, as incertezas mencionadas são para esse tipo de condição. Em geral, deve-se esperar um aumento das taxas de erro sob condições não-ótimas, especialmente no caso de alto  $\theta_{sol}$ , caso em que o erro do cosseno causar erro sistemático significativo, a literatura não especifica o impacto que outras fontes de erro possam ter para outras condições de iluminação.

### 2.1.5 Correção do efeito do reflexo da luz na água

De todo modo, para aperfeiçoar essas medições, diversos estudos buscam aperfeiçoar o entendimento do efeito da luz refletida pela superfície da água, assim como métodos para a correção desse efeito. Toole et al. (2000) utilizou um procedimento de ajuste relativamente efetivo na correção do efeito da velocidade do vento na obtenção de  $L_u$ . Lee et al. (2010) propôs uma abordagem de otimização espectral de  $\rho$  (fator de proporcionalidade) baseado na conclusão de que esse parâmetro possui forte dependência espectral, variando por um fator até de 8 entre os comprimentos de onda de 400 nm e 800 nm. Já o artigo de Simis e Olsson (2013) adotou uma abordagem diferente para a correção do efeito do *sky glint*, em vez de tentar corrigir o efeito analiticamente, ele propôs uma metodologia na qual o valor de  $\rho$  é estimado empiricamente ao se minimizar os efeitos de absorção de componentes atmosféricos de  $L_d$  em  $L_u$ . Mobley (2015) aprimorou a sua modelagem de  $\rho$  exposta em Mobley (1999), incluindo os efeitos referentes à polarização da luz incidente. Gilerson et al. (2018) avaliou de forma mais aprofundada a dependência espectral de  $\rho$  e os impactos da presença de aerossóis no ar nesse parâmetro. O algoritmo de transferência radiativa OSOAA (CHAMI et al., 2015), por sua vez, estima o valor de  $\rho$  levando em conta o impacto da polarização da luz presente na reflexão da luz do céu na superfície da água (HARMEL et al., 2012a). Fica claro, portanto, que a aquisição acurada do  $R_{rs}$  é fortemente dependente do uso correto do coeficiente de proporcionalidade  $\rho$ . Entretanto, a grande maioria do estudo desse efeito para medições radiométricas de campo assume condições favoráveis de iluminação, sem cobertura de nuvens. O estudo original de Mobley (1999) aborda brevemente o efeito que a luz difusa das nuvens, mas ainda existe uma lacuna de conhecimento deste aspecto.

O cálculo correto deste fator  $\rho$  pode ser muito difícil nas condições de iluminação mais adversas, por isso, alguns estudos sugerem a adoção de um fator de correção  $\Delta$  referente ao residual de luz do céu refletida que não foi completamente corrigida pelo termo  $\rho * L_d$  (LEE et al., 2010; RUDDICK; DE CAUWER; VAN MOL, 2005).

Para obter o fator de correção  $\Delta$  alguns estudos adotam uma hipótese similar às correções do tipo “*dark pixel*” utilizado na correção atmosférica de imagens de satélite, na qual assume-se que os valores de  $R_{rs}$  no infravermelho-próximo devem ser muito próximos de zero, subtraindo os valores de  $R_{rs}$  do infravermelho – por exemplo, a média do  $R_{rs}$  entre 700 nm e 800 nm – do restante do espectro medido (eg. (BREWIN et al., 2016). Outra abordagem similar busca explorar um espectro padrão (*similarity spectra*) que é consistentemente observado em certa faixa do infra-vermelho próximo devido aos altos valores de absorção da água pura nessa região (RUDDICK et al., 2006; GOODMAN et al., 2008; KUTSER et al., 2009; KUTSER et al. 2013; SIMIS AND OLSSON, 2013). Apesar de apresentar bons resultados em certos tipos de água, a maior desvantagem dessas abordagens é que ela não é apropriada para qualquer tipo de água principalmente quando existe uma quantidade significativa de sólidos em suspensão, que por apresentarem altos valores de espalhamento na faixa do infravermelho próximo, acabam mascarando e interferindo o padrão espectral que seria explorado pela correção (KAY et al., 2009; MARTINEZ-VICENTE et al., 2013).

Os parâmetros discutidos até então estão intimamente ligados às características espectrais e de intensidade da luz. Outros estudos buscam explorar o estado de polarização da luz para aprimorar o entendimento e capacidade de monitoramento por sensoriamento remoto em ambientes aquáticos (HARMEL, 2016). Dentre eles, mudanças no estado de polarização da luz foram investigados para a presença de CDOM (CHOWDHARY et al., 2012), sedimentos em suspensão (IBRAHIM et al., 2012) e para a redução de efeitos de *sky glint* (FOUGNIE et al., 1999). De todo modo, ignorar os efeitos da luz polarizada pode impactar negativamente a medição da radiância que sai da água ( $L_w$ ).

#### **2.1.6 Monitoramento radiométrico contínuo**

Poucas pesquisas exploraram o monitoramento radiométrico contínuo usando estações fixas ou embarcadas, similares ao que é proposto por este estudo. Harmel et al. (2012) avalia incertezas nas medições de dois instrumentos radiométricos (um multiespectral e o outro

hiperespectral) instalados em uma estação oceânica na costa do estado de Nova York, EUA, parte da rede AERONET, que realiza o sensoriamento remoto de aerossóis, concluindo que a maior fonte de incertezas está nos processos de correção de *sky glint* e *sun glint*. Brando et al. (2016) realizou medições radiométricas autônomas a bordo de um barco em movimento, em trechos de até 50 km sobre o Oceano Índico tropical com o objetivo principal de contribuir na validação de modelos de correção atmosférica de imagens de satélite. Após filtragem de qualidade (20% dos dados foram mantidos), os autores tiveram como resultado que o uso dos valores de valores de  $\rho$  calculados por Mobley (2015) em comparação aos calculados por Mobley (1999) ocasionaram diminuiram pela metade o viés entre os dados in-situ com os dados de satélite na região do azul. Mosbrucker et al. (2015), por sua vez, utilizou um sistema baseado em câmeras comerciais “*off-the-shelf*” para o monitoramento contínuo da carga de sedimentos em um rio aplicando uma modelagem empírica linear na estimativa da concentração de MPS, alcançando um coeficiente de determinação ( $R^2$ ) de 0.9.

Arabi et al. (2018) utilizaram um modelo de transferência radiativa para estimar valores de Chl-a, MPS e CDOM a partir de 2 anos de medições em uma estação radiométrica fixa localizada na Holanda, em uma região costeira de alta turbidez (com MPS ficando na faixa de  $\sim 1-50 \text{ mg/m}^3$ ), alcançando boa acurácia ( $R^2 > 0.8$ ) para  $\theta_{\text{sol}} < 60^\circ$ , no entanto, para  $\theta_{\text{sol}} > 60^\circ$  os valores foram menos satisfatórios ( $R^2 \sim 0.4$  para MPS e  $R^2 \sim 0.1$  para chl-a). Utilizando dados da mesma estação, Arabi et al. (2020) integra os valores de constituintes da água obtidos a partir dos dados in-situ com valores obtidos a partir de imagens de satélite do mesmo local, encontrando boa concordância (Chl-a:  $R^2 \geq 0.70$ ,  $\text{RMSE} \leq 7.5 \text{ [mg m}^{-3}\text{]}$ ; MPS:  $R^2 \geq 0.72$ ,  $\text{RMSE} \leq 5.5 \text{ [g m}^{-3}\text{]}$ ; absorção do CDOM em 440 nm:  $R^2 \geq 0.67$ ,  $\text{RMSE} \leq 1.7 \text{ [m}^{-1}\text{]}$ ) entre as duas fontes de dados. Os autores apontam a potencialidade das medições de alta frequência para o monitoramento ambiental e para a tomada de decisão de agentes interessados.

O estudo de Goyens et al. (2022) usou um conjunto de dados de mais de 1 ano de observação em um reservatório usado para consumo de água. No processamento dos dados, foi usado um filtro de qualidade para identificar os espectros passíveis de serem utilizados para obter estimativas de concentrações de MPS e Chl-a – dos 8116 espectros mensurados, apenas 2988 foram utilizados. As medições foram efetivas na medição das referidas variáveis, e, segundo os autores, podem ser utilizados em sistemas de primeiro aviso de *blooms* de algas. No

entanto, os autores também argumentam que dados desse tipo devem ser usado em sinergia com dados de satélite para garantir um melhor entendimento da dinâmica do reservatório.

### 2.1.7 Radiometria em condições de iluminação adversas

A obtenção in-situ contínua do  $R_{rs}$  exige que o algoritmo de correção seja robusto mesmo a condições adversas de iluminação. Em particular, a presença de nuvens torna tal correção consideravelmente mais difícil, já que a suposição da radiância do céu ser aleatoriamente polarizada não pode mais ser levada em conta. Ao passar pelas moléculas de água que formam as nuvens, a luz pode se tornar polarizada (HIERONYMI, 2016).

Geralmente, os estudos que buscam utilizar dados oriundos de estações radiométricas como as já discutidas tendem a usar uma estratégia de simplesmente filtrar os dados cujas características de iluminação não são ideais. Garaba et al. (2012) propõe uma série de *flags* baseados em valores de irradiância para classificar diferentes condições de iluminação (baixa radiação –  $E_d > 20\text{mW/m}^2 \text{ nm}$ , influência do vermelho devido ao nascer e pôr-do-sol –  $E_d(470)/E_d(680) < 1$ , precipitação  $E_d(940)/E_d(370) > 0.25$ , *sunlint* – média  $L_w(700-900 \text{ nm}) < 2 \text{ mW/m}^2 \text{ nm sr}^{-1}$ ), além de propor o uso de uma câmera digital “comum” para a identificação de *sunlint*, especialmente útil em casos de contaminação do sinal pelas cristas das ondas (*whitecaps*) e espuma.

Alguns estudos já exploraram o uso de dados radiométricos em condições de iluminações sub-ótimas. Groetsch et al. (2017) mostra um modelo físico semi-analítico, chamado de “three-component reflectance model” (3C), que propõe obter valores de  $R_{rs}$  em condições sub-ótimas de iluminação de forma acurada, mostrando um estudo de caso com amostras do Mar Báltico – de águas escuras - e de um lago de água doce da Holanda – de águas turvas. A base do 3C é um modelo analítico que descreve a razão  $L_u/E_d$  modelada em termos de IOPs, propriedades do aerossol atmosférico e do  $L_d/E_d$  medido. Os autores realizam uma otimização das variáveis do modelo com base em valores de  $L_u/E_d$  medidos utilizando método de radiometria de subsuperfície, como resultado, obtém-se um fator de correção  $\Delta(\lambda)$  que é espectralmente dependente. Nesse caso, por utilizar um modelo bio-óptico otimizado com dados locais, cria-se o risco de o modelo ser afetado por um efeito de “over-fitting” (ou seja, tentar recriar uma curva que se conforme às condições de contorno determinadas ao modelo, mesmo que as condições observadas não se adequem a tais características), o que pode exigir que os

parâmetros do modelo sejam ajustados caso seja aplicado em condições muito diferentes das quais ele foi inicialmente calibrado. De todo modo, quando comparados ao método de “similaridade do espectro”(RUDDICK; DE CAUWER; VAN MOL, 2005), que efetivamente corrige o  $R_{rs}$  com um fator  $\Delta$  escalar, houve uma consistente redução no erro do  $R_{rs}$  medido em diferentes condições atmosféricas: céu aberto ( $\Delta$ : 14.3%,  $\Delta(\lambda)$ : 8.2%), parcialmente nublado ( $\Delta$ : 15.4%,  $\Delta(\lambda)$ : 6.5%), e totalmente nublado ( $\Delta$ : 10.8%,  $\Delta(\lambda)$ : 6.3%). Pitarch et al. (2020) complementa o estudo citado acima, validando-o para condições de baixa iluminação, alta perturbação por glint e geometria de mediação variada. Apesar de ter encontrado, de modo geral, bons resultados (equiparou-se ao modelo de Mobley (2015) em condições ideais), o modelo não obteve resultados satisfatórios em condições caracterizadas por alta variabilidade na iluminação do céu. Em contraponto ao modelo 3C, que se baseia em uma modelagem óptica complexa, Jiang et al. (2020) propõe um método de correção mais simples, mas que mostra bons resultados em condições de iluminação adversas, que busca estimar o fator  $\Delta$  explorando a relação deste fator com a variabilidade da feição de absorção da atmosfera comumente observada no infravermelho próximo. A inovação deste modelo está no uso de uma função empírica (obtida sinteticamente, usando simulações da transferência radiativa para as faixas de concentrações - Chl-a (0.01–300 mg/m<sup>3</sup>), tripton (0.01–300 g/m<sup>3</sup>), coeficiente de absorção do CDOM em 440 nm (0.01–10 m<sup>-1</sup>) para corrigir o efeito espectral causado pela presença de sólidos em suspensão, tornando o modelo mais robusto a diferentes condições da água. Validado em lagos japoneses (Chl-a (0.5-187.7 mg/m<sup>3</sup>), MPS (0.4-73.7 g/m<sup>3</sup>), o método foi capaz de aumentar o número porcentagem de espectros de  $R_{rs}$  considerados apropriados de 53% para 66%.

Explorando o modelo 3C, Göritz et al. (2018) quantificam concentrações de Chl-a e CDOM em águas continentais em condições de céu nublado. Os autores complementam o modelo 3C, levando em conta efeitos consequentes de cobertura de nuvens, resultando no chamado modelo 4C. No entanto, apesar dos autores mostrarem que o modelo desenvolvido contribui para o monitoramento desses componentes da água sob condições sub-ótimas de iluminação, a discordância entre os resultados medidos a partir dos dados radiométricos e os valores medidos em laboratório ainda é relativamente alta (de 27% a 62%, dependendo da variável e do método de medição).

## 2.2 OBTENÇÃO DA CONCENTRAÇÃO DE MATERIAL PARTICULADO EM SUSPENSÃO A PARTIR DE DADOS RADIOMÉTRICOS

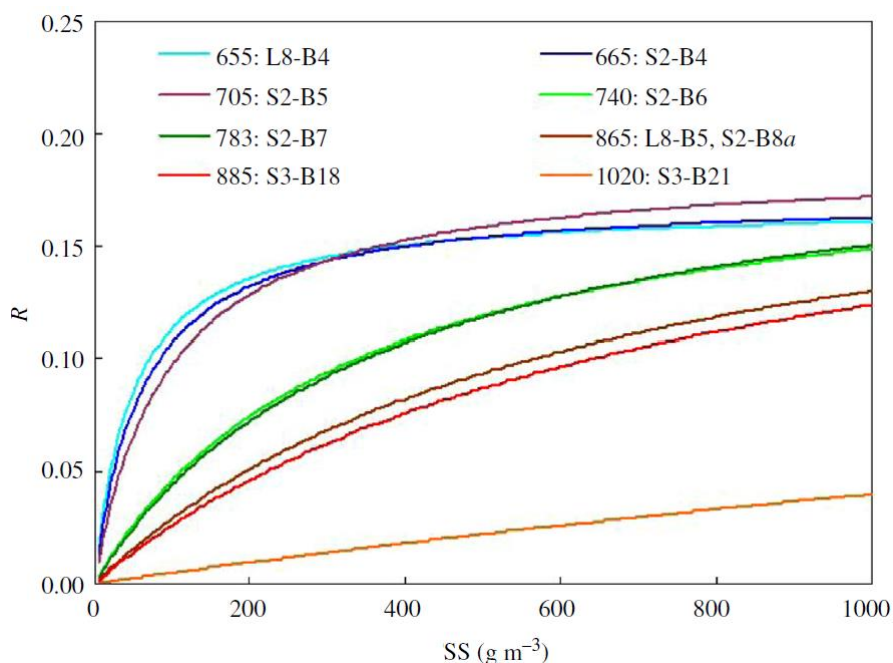
A detecção de MPS em águas a partir de sensoriamento remoto se dá a partir do sinal de refletância que este COA gera ao interagir com a luz. Este sinal, por sua vez, está relacionado a como o MPS interage com a luz por meio de seus IOPs – absorção e espalhamento (GIARDINO et al., 2017). Em águas interiores, a absorção das partículas de sedimento é geralmente dividida em dois componentes: uma causada pelo fitoplâncton ( $a_{phy}(\lambda)$ ), que serve de indicador para concentração de clorofila-a; e outra pelas partículas não algais ( $a_{nap}(\lambda)$ ), que pode ser formada por partículas orgânicas e inorgânicas (IOCCG, 2006). O espalhamento espectral das partículas, por sua vez, pode apresentar alta correlação com a concentração de sedimentos em suspensão na água, sendo um potencial indicador desse parâmetro (D'SA et al., 2007; PINET et al., 2017). A composição das partículas não-algais pode variar consideravelmente em diferentes ambientes e até mesmo dentro de um mesmo corpo d'água, o que acaba por afetar a característica espectral de seus IOPs, o que dificulta a criação de modelos preditivos (SUN et al., 2010).

Portanto, a modelagem óptica de fato busca estabelecer uma correlação entre uma propriedade óptica inerente (absorção ou espalhamento) ou uma propriedade óptica aparente (geralmente a refletância de sensoriamento remoto) com a concentração de MPS. Os modelos bio-ópticos para estimar concentração de MPS podem ser aproximadamente divididos em analíticos, semi-analíticos e empíricos (GIARDINO et al., 2017). Modelos analíticos são baseados estritamente em equações da teoria de transferência radiativa e utilizam apenas as características físicas da água e das partículas para criar o modelo, no entanto, sua inflexibilidade e complexidade acabam tornando uma opção pouco popular (eg. GIARDINO et al., 2007; VOLPE et al., 2011; PEDERSEN et al., 2012). Modelos semi-analíticos buscam relacionar as IOPs da água com a concentração de MPS. Em comparação à modelos empíricos tendem a ser mais versáteis, podendo ser utilizados em ambientes mais diversos (eg. DEKKER et al., 2001; KONG et al., 2015; HAN et al., 2016). Modelos empíricos são baseados em relações estatísticas entre uma propriedade óptica (geralmente a própria refletância) com a concentração de MPS, essas relações acabam sendo mais específicas para cada área de estudo,



tornando a aplicação destes modelos inviável em áreas diferentes de onde foram calibrados (eg. VILLAR et al., 2013; BRANDO et al., 2015; MARTINEZ et al., 2015).

Destaca-se que o aumento da concentração de MPS tende a levar à uma saturação no sinal medido em comprimentos de onda mais sensíveis à presença de MPS. A refletância em comprimentos de onda mais curtos tende a variar intensamente às variações de concentração, para concentrações baixas, mas essa sensibilidade tende a cair progressivamente para concentrações mais altas. Já a refletância em comprimentos de onda mais longos tende a reagir menos intensamente às variações, mas sem que haja essa saturação, como pode ser visualizado na Figura 3.



*Figura 3 - Resposta espectral de diferentes bandas de sensores à bordo do Landsat-8, Sentinel-2 (S2) e Sentinel-3 (S3). Cada linha mostra a relação entre refletância (R) e de sedimento em suspensão (SS) para cada banda (unidade da banda em nm). Adaptado de Giardino et al. (2017).*

Essa característica faz com que a determinação da concentração de MPS em ambientes altamente turvos possa ser desafiadora (NECHAD et al., 2010). Por exemplo, experimentos já mostraram que os valores de refletâncias até 700 nm não se alteram para valores de MPS superiores a 250 mg/L (DOXARAN et al., 2002). Para enfrentar esse problema abordagens multi-banda (eg. SISWANTO et al., 2011) e de razão de bandas (eg. DOXARAN et al., 2010) já foram propostas. Modelos multi-banda podem apresentar o problema de transições abruptas nos observados nas faixas próximas dos limites entre bandas, por isso, abordagens mais recentes

usam uma combinação de diferentes modelos, aliados a índices suavizadores para mitigar estes problemas e oferecer estimativas mais robustas (BALASUBRAMANIAN et al., 2020; YU et al., 2019).

### 3 CONTINUOUS MONITORING OF SUSPENDED PARTICULATE MATTER IN TROPICAL INLAND WATERS BY HIGH-FREQUENCY, ABOVE-WATER RADIOMETRY

Adaptado de Borges HD, Martinez J-M, Harmel T, Cicerelli RE, Olivetti D, Roig HL. *Sensors*. 2022; 22(22):8731. <https://doi.org/10.3390/s22228731>

**Abstract:** Water and sediment discharges can change rapidly, and low-frequency measurement devices might not be sufficient to elucidate existing dynamics. As such, above-water radiometry might enhance monitoring of suspended particulate matter (SPM) dynamics in inland waters. However, it has been barely applied for continuous monitoring, especially under partially cloudy sky conditions. In this study, an in situ, high-frequency (30 s timestep), above-water radiometric dataset, collected over 18 days in a tropical reservoir, is analyzed for the purpose of continuous monitoring of SPM concentration. Different modalities to retrieve reflectance spectra, as well as SPM inversion algorithms, were applied and evaluated. We propose a sequence of processing that achieved an average unsigned percent difference (UPD) of 10.4% during cloudy conditions and 4.6% during clear-sky conditions for  $R_{rs}$  (665 nm), compared to the respective UPD values of 88.23% and 13.17% when using a simple calculation approach. SPM retrieval methods were also evaluated and, depending on the methods used, we show that the coefficient of variation (CV) of the SPM concentration varied from 69.5% down to 2.7% when using a semi-analytical approach. As such, the proposed processing approach is effective at reducing unwanted variability in the resulting SPM concentration assessed from above-water radiometry, and our work paves the way towards the use of this noninvasive technique for high-frequency monitoring of SPM concentrations in streams and lakes.

**Keywords:** suspended sediment concentration; hyperspectral; remote sensing; water color; reflectance

#### 3.1 INTRODUCTION

Aquatic environments, especially rivers, are notoriously dynamic, and water constituents can vary within a very short time span. Suspended sediment transported in rivers and other water bodies can vary considerably over different time scales. According to Vercruyssen et al. (2017), this variation is due to interactions between: hydro-meteorological events, the sediment source, terrain disturbances and human action. High-flow events are responsible for a large portion of a river's total sediment load (GONZALEZ-HIDALGO; BATALLA; CERDA, 2013),

and it has been estimated that 40-80% of the total river sediment load is transported in 2% of the time (MANO et al., 2009). As such, a measurement device that would present low frequency acquisition rate will subestimate the suspended sediment fluxes as well as the fluxes of associated elements that are transported on the particles such as nutrients, heavy metals or pathogens.

Having a complete picture of the sediment load variability can be extremely important for reservoir sediment management, particularly in dams located in rivers with high sediment concentrations as siltation is one of the most significant operational challenges in the usage of hydropower (HAUER et al., 2018). This is a problem worldwide, in Asia, a reduction of 80% of the operational storage volume is expected by 2035, and in Europe by 2080 (BASSON, 2010; HAUER et al., 2020).

Water bodies contain spectral information that can be converted into data about its optically active constituents (OAC), such as phytoplankton, colored dissolved organic matter (CDOM - Colored Dissolved Organic Matter) and suspended particulate matter (SPM). For this reason, remote sensing instruments have been successfully used as a tool to monitor the concentration of OACs in such water bodies (SAGAN et al., 2020; TOPP et al., 2020; WANG; YANG, 2019; YANG et al., 2022). Its application in the estimation of suspended solids concentration is already well established in the literature, both with field radiometric sensors and with the use of orbital sensors (DE OLIVEIRA FAGUNDES et al., 2020; ESPINOZA-VILLAR et al., 2018; NOVOA et al., 2017; WANG et al., 2018). However, even though satellite images are advantageous from the point of view of their spatial coverage, they have limitations regarding their temporal and spectral resolution. Most available satellites sensors can offer at best an image every day from the same location with the strong limitation of the cloud coverage that can severely reduce the availability of space borne sensors images during rainy episodes and high-flow events. Collection of airborne radiometric data enables higher acquisition frequency, but it still requires significant human resources operation and cannot be used as a permanent monitoring alternative (OLIVETTI et al., 2020; SIBANDA et al., 2022). Conventional water quality monitoring is based on the collection of frequent water samples for analysis using local operators or automatic sampling instruments which require frequent maintenance, being imposible to deploy at a large scale within the catchments. Consequently,

the estimation of the suspended sediment load being transported by a given river can suffer from very significant inaccuracies when using sampling methods or satellite data (MOATAR et al., 2006; SKARBØVIK et al., 2012).

For this reason, continuous turbidity measurements through under-water probes are generally the most utilized method for the estimation of river SPM as, once calibrated, they do not require water sampling (ESTEVEZ et al., 2019; LÓPEZ-TARAZÓN et al., 2009; NAVRATIL et al., 2011). Hence, to retrieve SPM from a turbidity record, a concentration curve that relates the turbidity measurements to SPM must be created using samples collected during a period long enough to cover all kinds of hydrological conditions. The absence of this kind of calibration procedure can create errors in the final estimated SPM values, due to the turbidity measurement sensitivity to sediment grain size variability and to the relative organic fraction. Furthermore, turbidity probes require direct contact with the water, leading to rapid degradation (i.e. biofouling) of the measurements without appropriate and frequent maintenance (FETTWEIS et al., 2019).

Given this context, the utilization of field spectroradiometric stations for measuring SPM appears as an alternative to acquire high frequency data without any invasive sampling. Although some field spectroradiometric stations have been used for the continuous monitoring of water reflectance (ARABI et al., 2018, 2020; CAO et al., 2022), they have been mostly used for the purpose of satellite sensor calibration and validation (HARMEL et al., 2012b; VANSTEENWEGEN et al., 2019), not for continuous measurement of water constituents in relation to watershed monitoring. Also, existing measurement protocols (IOCCG PROTOCOL SERIES, 2019; MOBLEY, 1999; RUDDICK et al., 2019) generally limit this measurement scheme to optimal environmental illumination conditions – optimal sun elevation and relative azimuth angles, as well as clear sky condition. Data degradation in suboptimal conditions is mostly caused by uncorrected features originating from sky and sun reflection on the water surface. For this reason, different approaches have been proposed to correct such errors, such as: 1) calculating the most appropriate value of the surface reflection factor ( $\rho$ ) (MOBLEY, 1999, 2015); 2) using the dark pixel assumption at certain wavelengths, to infer the effect of glint (KUTSER et al., 2013); 3) exploiting some spectral features of the water reflectance which is nearly invariant in the near-infrared (RUDDICK; DE CAUWER; VAN MOL, 2005); 4) the

use of pure water absorption features in the reflectance spectra to infer the amount of glint to be corrected (JIANG; MATSUSHITA; YANG, 2020).

There is a need to further assess the capacities of field continuous radiometry for inland water quality monitoring exploring the variability of the remote sensing reflectance ( $R_{rs}$ ) in a broad range of weather and illuminations conditions that include large irradiance variability, contrasted weather conditions corresponding to a near whole daytime. For this objective, we developed an experiment that consisted in acquiring continuous hyperspectral radiometric data from sunrise to sunset in a reservoir located in the tropics (Central Brazil) at the end of the rainy season with very different conditions corresponding to fully cloudy conditions, tropical rain events or to bright days with small solar zenith angle ( $\theta$ ) conditions at mid-day.

This article presents a methodology to retrieve continuous SPM records from hyperspectral data based on the detection of broad weather conditions, the benchmarking of physically-based reflectance correction schemes for sun/skyglint followed by statistical noise reduction procedures in order to produce robust  $R_{rs}$  time series acquired at a 30-second time scale. The  $R_{rs}$  data are then processed for SPM calculation and an assessment of the method error is presented. Instead of looking at a water body presenting varying water quality, we took the reverse option of looking at a stable water body corresponding to the dam area of a large reservoir. Large reservoirs present very stable conditions in its downstream part as strong sedimentation occur upstream, in such reservoirs turbidity may vary only a few percent during an entire year (CONDÉ et al., 2019). The stability of the water SPM load across the whole experiment made possible to identify and study all the artifacts inherent to  $R_{rs}$  acquisition and processing and to quantify their relative importance.

In this work, a measurement and processing scheme is proposed, in which different complementary correction methods are applied to the same set of radiometric data, that is capable of measuring water SPM under varying illumination conditions. Particularly, to do so we will: 1) Collect controlled high frequency continuous radiometric measurements from a reservoir; 2) Test different methodologies for obtaining  $R_{rs}$ ; 3) Process the estimated  $R_{rs}$ , to reduce noise and unwanted variability; 4) Retrieve SPM high-frequency continuous concentration.

## 3.2 MATERIALS AND METHODS

### 3.2.1 Test site

The measurements were made in the Queimado reservoir located at the outlet of the Preto River catchment which is a tributary of the São Francisco River in Brazil, as shown in Fig 4. The reservoir is used for both hydropower generation and irrigation and is maintained by CEB and CEMIG companies. The Preto River catchment is of 3.600 square kilometers where mean annual rainfall is of 1336 mm with a rainy season extending from November to April. The Queimado reservoir itself has 36 square kilometers.

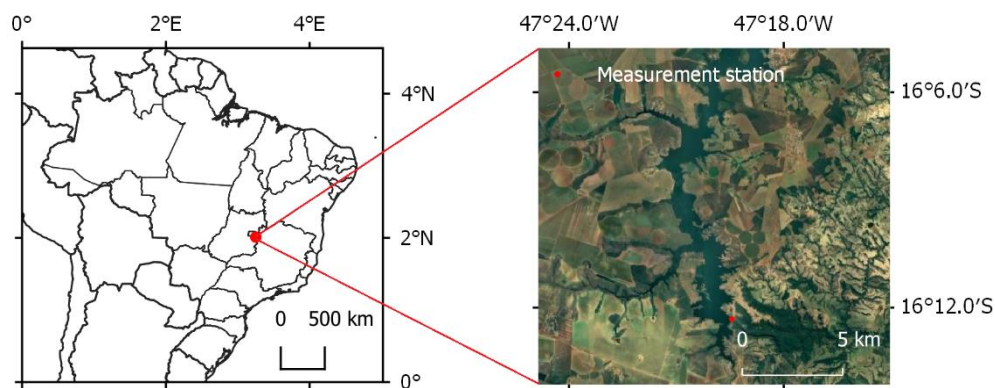


Fig 4. Map showing measurement station location in central Brazil.

We gathered hourly data collected by an automated meteorological station from INMET (Instituto Nacional de Meteorologia), located 33km from the measurement station. Average temperature during the radiometric experiment was 22,4°C (max 29,8°C; min 17,7°C) and average wind speed was 1,9 m/s, with a std of 1,1 m/s. Although gusts of wind of up to 10,3 m/s were recorded, the upper quartile wind speed was of 2,4 m/s. Precipitation was recorded in 7 of the 18 days of measurement, totaling 24,8mm of rain.

While radiometric measurements were being acquired, the station was visited in three different days, in which water samples were collected at approximately midday, to determine SPM concentration at the dam surface at the experiment location. The concentration of total solids in suspension was then determined by the method described in APHA (WALTER, 1961). The samples were filtered through cellulose acetate filters previously dried for 24 hours at 60°C. After filtering, the filters were dried again for 24 hours at 60°C. The suspended solids

concentration was then determined by the difference in weights before and after filtration. All three samples found a SPM concentration of 1,0 g/m<sup>3</sup>.

### **3.2.2 Radiometric Measurements**

Radiometric measurements were performed continuously for 18 days (12/04/2019 to 30/04/2019) using TriOs RAMSES radiometers operating in the 350-950 nm spectral range. One radiometer was mounted with a cosine collector for irradiance measurements, and 2 other radiometers were equipped for radiance measurements with a field of view of 7°. All the radiometers were synchronized to simultaneously record a measurement every 30 seconds. Measurements were collected from an intake tower located into the reservoir near the dam, with a water column of about 10 meters eliminating any possible influence from the reservoir bottom or shore. The radiometers were located about 7 meters above the water surface.

We utilized a viewing angle of 40° (angle between the radiometer and a downward vertical axis) for the radiance radiometers, while the irradiance radiometer was pointed towards zenith following the protocol proposed by Mobley (1999). The radiometers azimuth remained fixed during the whole experiment at 240° (north-clockwise) meaning that the radiometer-sun relative azimuth was constantly varying as a function of the apparent sun movement in the sky. This relative azimuth was chosen to both reduce shading from the structure to which the station was mounted and to maximize the time in which relative azimuth was larger than 90°. We chose to not use rotating platforms because this kind of installation would be hardly feasible for water quality measurements in isolated conditions.

### **3.2.3 Data Processing**

A specific evaluation scheme was designed to evaluate the respective performances of the different retrieval modalities to be applied to the raw radiometric data for the determination of  $R_{rs}$ . This scheme was also completed using two different methodological approaches to obtain SPM concentration from  $R_{rs}$ . These methods are described below and are shown schematically in Fig 5.



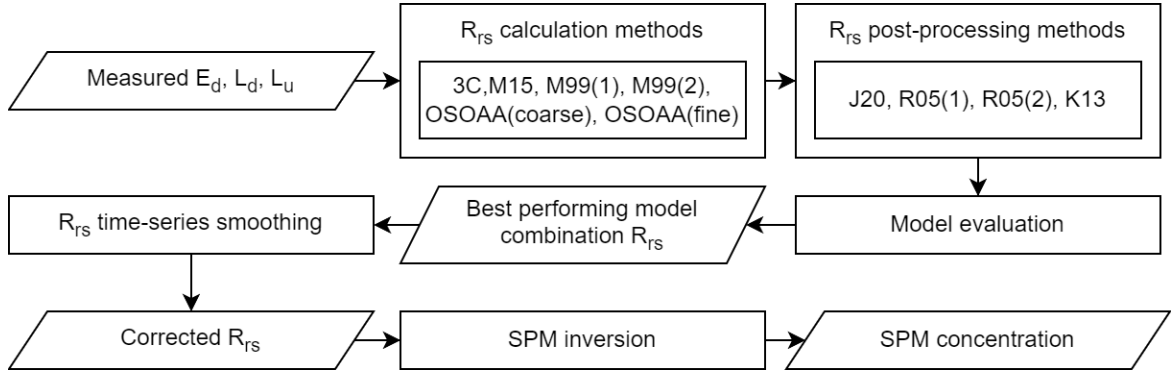


Fig 5. Data processing methodology schematic.

The processing scheme for obtaining  $R_{rs}$  consists of three main steps: (1) direct retrieval of  $R_{rs}$  from the radiometric data ( $E_d$ ,  $L_d$  and  $L_u$ ); (2) further post-processing to correct for residual glint effects in  $R_{rs}$ ; (3) time-series smoothing based on a smoothing filter applied to the acquired time-series. The methods used in each step are described in the following sections.

### 3.2.3.1 $R_{rs}$ calculation methods

As proposed by Mobley (1999),  $R_{rs}$  can be calculated as shown in eq.(12).

$$R_{rs}(\lambda) = \frac{L_u(\lambda) - \rho * L_d(\lambda)}{E_d(\lambda)} [sr^{-1}] \quad (12)$$

In which  $E_d(\lambda)$  is the downwelling irradiance above the water surface,  $L_u(\lambda)$  is the upwelling radiance above the surface water and  $L_s(l)$  is the sky radiance, which is used to correct for the skylight reflection effect at the air-water interface. The above-water upwelling radiance  $L_u$  is the sum of the water-leaving radiance  $L_w(0^+)$  and of the surface radiance,  $L_{surf}$ , originating from the sun and sky light (or cloud) reflected onto the air-water interface. Because only  $L_u$  is directly measurable,  $L_{surf}$  is, in its simplest formulation, assessed as  $L_{surf} = \rho L_d$ , where  $\rho$  is a proportionality factor frequently referred to as Fresnel surface reflectance factor. The factor  $\rho$  is not an inherent optical property of the surface and is dependent on sky conditions, wind speed, solar zenith angle and viewing geometry and varies with wavelength. The next four models described use different approaches to derive the value of  $\rho$ .

1. A value of  $\rho$  equal to 0.028 was assessed from optical modeling for ideal conditions (i.e., perfectly plane surface) and for a viewing angle of  $40^\circ$  and relative azimuth of  $135^\circ$ . This method is henceforth referred to as M99(1) and stands as the simplest

correction approach as it does not vary as a function of viewing geometry nor wavelength.

2.  $R_{rs}$  calculated using the  $\rho$  table from Mobley (MOBLEY, 1999) and applied to eq.(12). The table offers specific  $\rho$  values for combinations of wind speed, relative azimuth, viewing angle. As such, to find  $\rho$ , relative azimuth values were determined at each measurement step, viewing angle was of  $40^\circ$  and wind speed was assumed to be 2 m/s for all data points. It should be noted that even though some meteorological wind data was available, it was not accurate enough to be used for shorter time scales, so an overall wind velocity average was preferred. Henceforth referred to as M99(2).
3.  $R_{rs}$  calculated similarly to M99(2), but using the updated rho table published in Mobley (2015). Henceforth referred to as M15.
4. Following the above-mentioned approach, the  $\rho$ -factor was also computed using the radiative transfer code OSOAA (CHAMI et al., 2015). Those computations enable to directly handle the impact of the light polarization at play in the skylight reflection on the rough water surface (HARMEL et al., 2012a). Spectral  $\rho$ -factor values were computed for two aerosol-load cases: (i) a fine mode aerosol model with a modal radius of  $0.06 \mu\text{m}$  and (ii) a coarse aerosol mode with a modal radius of  $0.6 \mu\text{m}$ . For both cases, simulations were performed for a series of aerosol optical thicknesses (from 0 to 1 at 550 nm), several wind speed (0 to 12 m/s) and for a great number of viewing geometries corresponding to sun zenith from 0 to  $88^\circ$  (increment  $4^\circ$ ) with and azimuth angles from 0 to  $360^\circ$  (increment  $5^\circ$ ). Note that only clear sky conditions were considered in those computations. In the rest of the article, the methods using the fine or the coarse mode aerosol are referred to as OSOAA(fine) and OSOAA(coarse), respectively.
5. The three components method (hereafter referred to as 3C) exploits an approach in which the spectral dependence of the glint contribution is obtained by distinguishing three irradiance components: the direct solar irradiance, the diffuse molecular-scattered irradiance as well as the diffuse aerosol-scattered irradiance. The 3C method combines an aquatic component, in which a semi-analytical bio-optical model is used to estimate  $R_{rs}$  based on certain optical properties as well as boundary conditions and

an atmospheric correction model. An optimization procedure is then used to minimize an objective function related to the differences observed between the modeled and measured values of  $L_w/E_d$ , which returns the values of the nine free parameters used in the aquatic and atmospheric models.  $R_{rs}$  is then determined by utilizing the four atmospheric free parameters to calculate a spectrally dependent glint offset and then find  $R_{rs}$  based on measured values of  $E_d$ ,  $L_u$  and  $L_d$ . A more complete description of the model can be seen on the original work (GROETSCH et al., 2017) as well as in the follow-up paper (PITARCH et al., 2020). It should be noted that, although the 3C method is a  $R_{rs}$  calculation method in the sense that it takes radiometric data as input and outputs  $R_{rs}$  curves, it is also a post-processing algorithm in the sense used in this article, as it was developed with the intent to correct spectra obtained in sub-optimal conditions. For this reason, further post-processing steps (see next section) used in the present study were not applied to the 3C model.

### 3.2.3.2 $R_{rs}$ Post-processing Methods

1. Similarity Spectrum, as described in Ruddick et al. (2005). In this method, we assume that the true  $R_{rs}$  is related to the measured  $R_{rs}$  by a flat error factor  $\varepsilon$ , as shown in eq.(13).

$$R'_{rs}(\lambda) = R_{rs}(\lambda) - \varepsilon \quad (13)$$

This error factor  $\varepsilon$  can be estimated as:

$$\varepsilon = \frac{\alpha \cdot R_{rs}(\lambda_1) - R_{rs}(\lambda_2)}{\alpha - 1} \quad (14)$$

in which  $\lambda_1$  and  $\lambda_2$  are two suitably chosen NIR wavelengths, and  $\alpha$  is a related tabulated value provided by the authors. The authors suggest using two suitable pairs of wavelengths ( $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$ ), = (720 nm, 780 nm) and (780 nm, 870 nm), which are calculated with  $\alpha = 2.35$  and  $\alpha = 1.91$ , respectively. Both pairs of wavelengths were tested in this study and are further referred to as R05(1) and R05(2).

2. The correction method proposed by Jiang; Matsushita; Yang (2020) – further referred to as J20, which utilizes the relative height of the water-absorption-dip-induced-

reflectance-peak-at-810 nm – RHW as a baseline index. RHW can be calculated using eq.(15) and eq.(16).

$$RHW = R_{rs}(810) - R'_{rs}(810) \quad (15)$$

$$R'_{rs}(810) = R_{rs}(780) + (R_{rs}(840) - R_{rs}(780)) \times (810 - 780)/(840 - 780). \quad (16)$$

The authors then proposed a method to estimate  $R_{rs}$  at 810 nm, in which  $R_{rs}(810)$  is empirically derived with RHW based on a synthetic dataset. As such,  $R_{rs}(810)$  can be calculated with the following equation.

$$\begin{aligned} \text{estimated}R_{rs}(810) \\ = 16865.541RHW^3 - 52.728RHW^2 + 3.361RHW \end{aligned} \quad (17)$$

The value of  $\Delta$  can then be calculated using eq.(18) and used to derive the corrected  $R_{rs}$  with eq.(19).

$$\Delta = \text{estimated}R_{rs}(810) - R_{rs}(810) \quad (18)$$

$$J20R_{rs}(\lambda) = R_{rs}(\lambda) - \Delta \quad (19)$$

3. An adaptation of the method proposed by Kutser et al. (2013), in which we fit a power function of the  $R_{rs}$  values between the spectral ranges of 350-380 nm and 890-900 nm and then subtract the values of the obtained power function from the original  $R_{rs}$ . In the original work, the authors perform the correction directly upon the reflectance values ( $L_u/E_d$ ). Here, we apply the correction scheme to previously calculated  $R_{rs}$  as presented in the previous section. Henceforth referred to as K13.

### 3.2.3.3 $R_{rs}$ time-series smoothing

Following the first two processing steps, a moving median smoothing filter was then applied to  $R_{rs}$  data. For a window  $n$  and timestep  $t$ , it was calculated using eq.(20). For this study, we chose  $n=30$  (15-minute window).

$$\begin{aligned}
R_{rsmedian}(\lambda, t) &= \text{Median}(R_{rs}(\lambda, t - n), R_{rs}(\lambda, t - n + 1), \dots, R_{rs}(\lambda, n - 1), R_{rs}(\lambda, n)) \quad (20)
\end{aligned}$$

### 3.2.4 Validation

Assessment of each method was done by a statistical comparison of *unsigned percent difference* (UPD) values, as shown in eq.(21) and eq.(22).

$$UPDday(j) = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N \frac{Rrs_i - Rrs_{ref}(\lambda)}{Rrs_i} \quad (21)$$

$$UPD = \frac{100}{M} \sum_{j=1}^M UPDday(j) \quad (22)$$

In which the reference Remote Sensing Reflectance ( $Rrs_{reference}$ ) was determined, for each day, as the median of  $R_{rs}$  collected with ideal illumination conditions during that day and the  $i$  value refers to each individual  $R_{rs}$  spectra measured at that day, with  $N$  being the total amount of measurements done in that day. The variable  $j$  refers to each successive day of measurement, and  $M$  is the number of days of measurement. UPD is then calculated as the average of UPD value obtained for each day.

The chosen validation procedure is based on the assumption that the magnitude of intra-day variation in  $R_{rs}$  is almost totally due to the variation in observational parameters - weather and sun position, and not due to changes in water composition.

### 3.2.5 SPM assessment

Processed  $R_{rs}$  was then used to measure SPM concentration using a simple band ratio formula. To do so, we chose two state-of-the-art methods which employ different approaches to estimate the SPM from  $R_{rs}$  data. The first method, proposed by Nechad et. al (2010), utilizes a semi-empirical formulation, in which the SPM concentration is obtained with eq. (23):

$$SPM = A \frac{R_{rs}}{1 - \frac{R_{rs}}{C}} + B \quad (23)$$

In which A, B and C are wavelength dependent parameters that were calibrated in the original study. Here, we utilize  $\lambda = 665\text{nm}$ , for which the parameters are, respectively,  $355.85 (\text{g}\cdot\text{m}^{-3})$ ,  $0.1728(\text{g}\cdot\text{m}^{-3})$  and  $1.74$ .

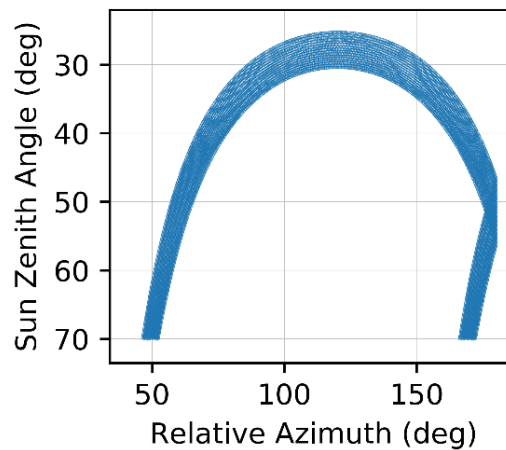
The second SPM calculation method, proposed by Balasubramanian et al. (2020), utilizes a hybrid approach, in which water type is first identified, and then different processing steps are done for each type. The SOLID model starts with a semi-analytical step, in which the particulate backscattering ( $b_{bp}$ ) at  $665\text{nm}$  is estimated using the so-called Quasi-Analytical Algorithm (QAA) (LEE; CARDER; ARNONE, 2002). SPM is then retrieved by an empirically calibrated power-law function, given by eq.(24):

$$SPM = 53.736 \times b_{bp}(665)^{0.8559} \quad (24)$$

### 3.3 RESULTS

#### 3.3.1 Radiometric data

Radiometric data was successfully acquired during the entire measurement period, without interruption. Due to the presence of shadowing effects in data collected in early morning and late afternoon, we only processed measurements in which the sun zenith angle was  $< 70^\circ$ , which resulted in a total of 18371 measurement sets of  $E_d$ ,  $L_u$  and  $L_d$  in situ measurements. Fig. 6 shows the variation of sun zenith angle and sun-sensor relative azimuth during the measurement period, over which we observed a minimum sun zenith angle of  $\sim 25^\circ$ .



*Fig. 6 - Sun zenith angle and sun-sensor relative azimuth corresponding to all the radiometric measurements collected during the 18-day experiment.*

As data was collected throughout most of the day, there was considerable variability in  $L_u$ ,  $L_d$  and  $E_d$  data (Fig 7). Most of the variability in raw data was simply due to varying direct solar irradiance, however, significant variability was also induced by changing sky conditions (i.e. cloud coverage). Table 1, in which normalized data show high coefficient of variance values for 3 different wavelengths, also shows this behavior. Fig 7 panel a, shows  $L_u$ ,  $L_d$ ,  $E_d$  and  $R_{rs}$  time series at 550 nm during a whole day of acquisition. Morning sky match clear sky conditions until 10 AM showing steadily increasing  $E_d$  values and stable records for the other variables. From 10 AM to 3:30 PM, we note strongly varying values of  $E_d$  (550) (varying between  $246 \text{ Wm}^{-2}\text{nm}^{-1}$  and  $1654 \text{ mWm}^{-2}\text{nm}^{-1}$ ) and  $L_d$  as a function of cloud coverage. For the latest time period until 4:30 PM we note a very low  $E_d$  (of about  $200 \text{ W.m}^{-2}$ ) but rather elevated  $L_d$  values. This shows how challenging is the correction of  $R_{rs}$  as a function of varying illumination geometry and/or cloud coverage.

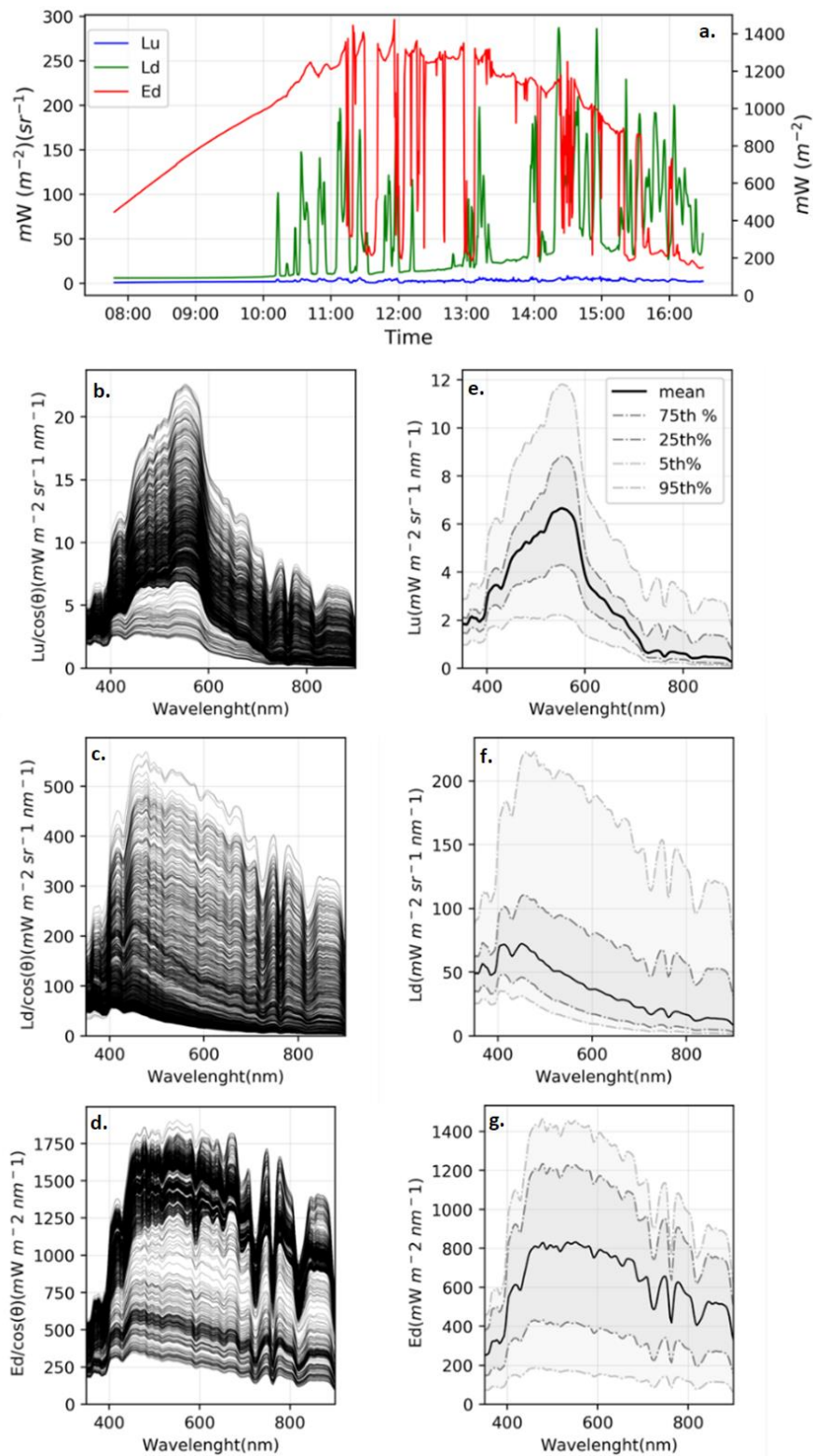


Fig 7. Radiometric measurements. Panel (a) shows radiometric values at 550 nm that were recorded on the 7th day of measurement,  $L_u$  and  $L_d$  values are shown in the main axis, and  $E_d$  values are in the secondary axis. Panels (b),(c),(d) show cosine normalized radiometric spectra recorded on the 7th day of measurement. Panels (e),(f),(g) show percentile values of radiometric spectra for the whole dataset (all 18 days).



Table 1 - Coefficient of variation for cosine normalized radiometric measurements at selected wavelengths for the 18-day experiment.

	CV at 400 nm	CV at 550 nm	CV at 665 nm
$L_u/\cos(\theta)$	29.7%	37.6%	60.2%
$L_d/\cos(\theta)$	48.2%	86.2%	108.7%
$E_d/\cos(\theta)$	41.2%	45.5%	48.0%

A more detailed inspection of the intra-day variability shows that there are periods of time in which radiometric data stays stable and periods when it varies quite a lot. These variations, which occur even on successive data points (30 sec intervals), coincide with variations in sky conditions, mostly related to cloud coverage. To more efficiently assess the gain of the different processing/correction schemes that were evaluated, we classified the dataset into three different categories. The first two categories are related to the measured and cosine-normalized  $E_d$  (which serves as a simple proxy for expected clear-sky  $E_d$ ). This classification was determined based on the distribution of the cosine-normalized values of irradiance at 550 nm, as shown in Fig 8. The bi-modal distribution was divided in two classes - clear sky and cloudy - using a chosen threshold of  $1350 \text{ mWm}^{-2}\text{nm}^{-1}$ .

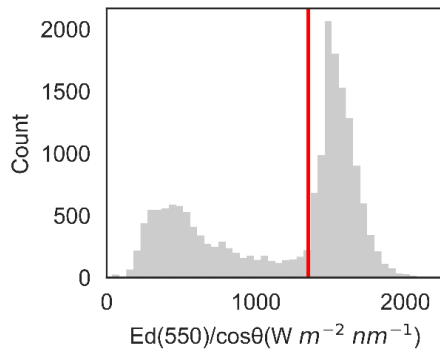


Fig 8 - Histogram of cosine normalized irradiance at 550 nm for the 18-day experiment.

We also classify measurement points in an additional class referred to as “ideal conditions”, which is a subset of the clear sky class, corresponding to when there are optimal measurement conditions. In this class, data with relative azimuth  $> 90^\circ$  and sun zenith angle  $< 50^\circ$  was selected and then filtered to remove measurements with too many scattered clouds. To do so, measurements in which  $L_d$  values were higher than expected due to pointing at a cloud ( $L_d(550) > 0.15 \text{ mWm}^{-2}\text{nm}^{-1}\text{sr}^{-1}$ ) were removed, as well as the top half of the clear sky dataset

( $E_d/\cos\theta > 1618 \text{ mWm}^{-2}\text{nm}^{-1}$ ). After classification, the clear sky, cloudy and ideal classes were composed of, respectively, 10771, 7600 and 2612 measurements.

### 3.2 Obtaining and processing remote sensing reflectance

We defined a reference  $R_{rs}$  spectra for each day in order to validate the different  $R_{rs}$  calculation models. These reference spectra were selected using data obtained for each day during the best cloud-free conditions. As shown in section 2.4, model validation was done using data collected during ideal conditions in each measurement day. As such, Fig. 9 shows all reference spectra used for UPD calculation. As it can be seen, during the 18 measurement days, spectra collected in ideal conditions remained relatively stable. For example, the coefficient of variation of reference  $R_{rs}$  for the M99 model were of 7.4% at 440 nm, 4.6% at 550 nm, 5.0% at 665nm and 8.9% at 800 nm.

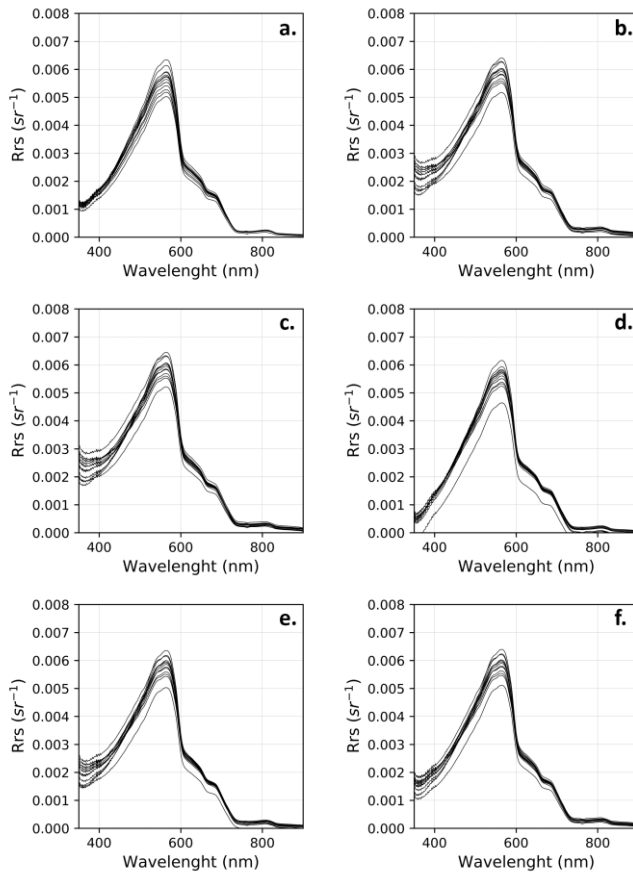


Fig. 9 - Reference  $R_{rs}$  spectra obtained by each calculation method used. a. 3C; b. M99(1); c. M99(2); d. M15; e. OSOAA(fine); f. OSOAA(coarse) . Each curve is the reference  $R_{rs}$  of a day of measurement that correspond to the best measurement acquisition conditions.

$R_{rs}$  data were calculated and post-processed using the different models described in sections 2.3.1 and 2.3.2. Each  $R_{rs}$  calculation and post-processing scheme combination had its performance assessed as described in section 2.4. The results for ideal, clear sky and overcast conditions are shown in Fig. 10 for the range between 400 nm and 700 nm. As expected, UPD values were the lowest in ideal and clear sky conditions, and considerably higher in overcast conditions. For almost all methods, UPD values were lower in the 500 to 600 nm range, and higher when closer to 400 nm or 700 nm.

Amongst  $R_{rs}$  calculation methods (without further processing, first column in Fig. 10), 3C had the lowest overall UPD values in all situations analyzed. At 665nm, we found that the UPD was of 33.26%, 8.69% and 2.52% for overcast, clear sky and ideal conditions respectively for this method. For ideal and clear conditions UPD was mostly stable throughout the analyzed spectral range, however, for overcast conditions, UPD was considerably higher when closer to 400 nm or 700 nm.

The M99(1), M99(2), OSOAA (fine) and OSOAA (coarse) methods showed very similar UPD values in all conditions, especially in ideal and clear sky conditions, in which differences between them were negligible. UPD (665nm) for overcast, clear sky and ideal conditions stayed within the ranges of 4.24% - 4.89%, 13.37% - 14.62% and 54.47% - 88.23% for these four methods, respectively. Conversely, the M15 method had markedly inferior performance in all conditions, although clear sky and ideal conditions UPD values were still satisfactory (i.e., lower than 17 % at 665nm).

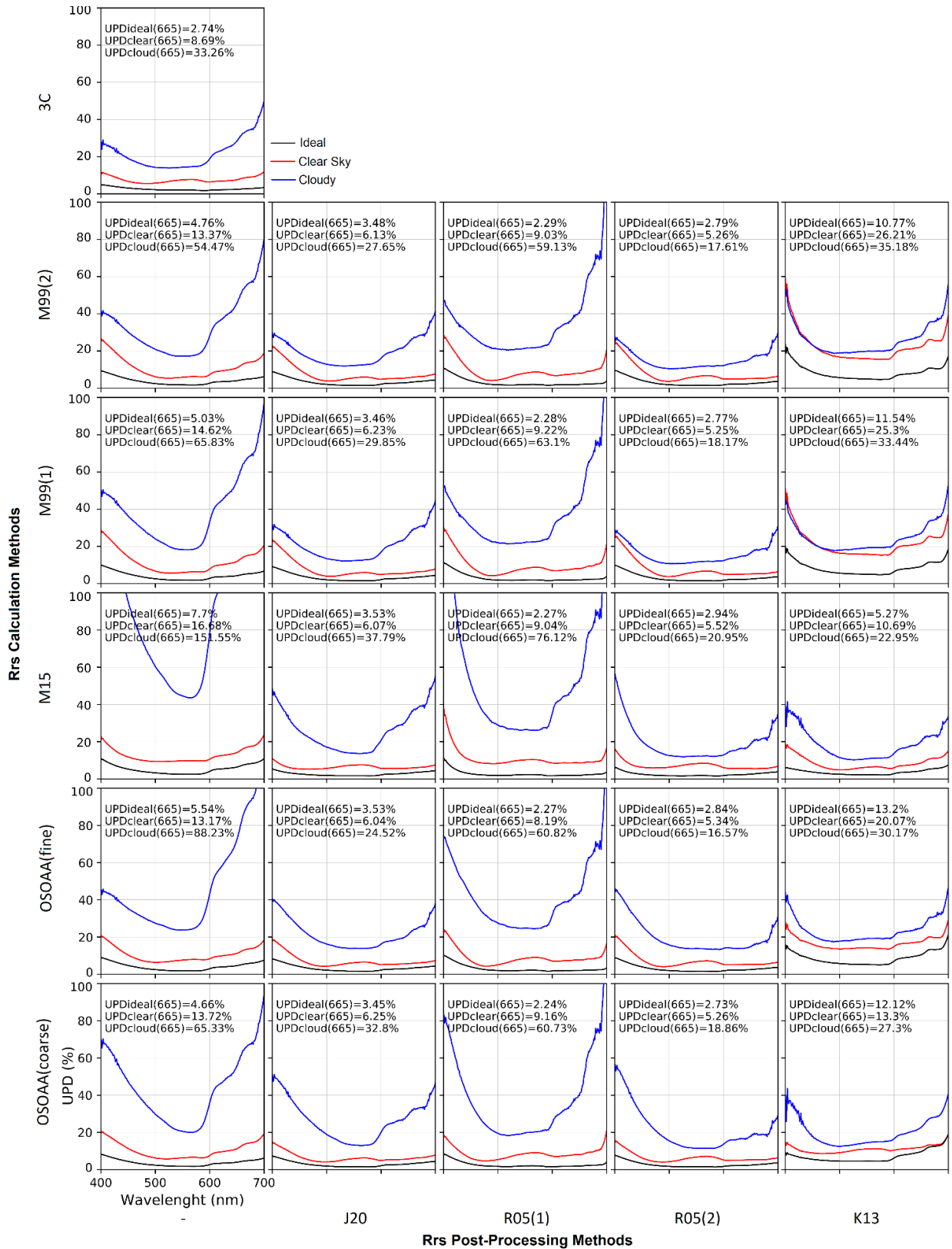


Fig. 10 - Each column corresponds to a  $R_{rs}$  post-processing method, while each row corresponds to a  $R_{rs}$  calculation method. As such, each panel shows UPD(%) values wavelengths in the 400-700 range, for different model combinations and for different sky conditions (clear, cloudy and ideal).

A correction processing step was then applied to the  $R_{rs}$  obtained by each calculation method (except spectra obtained by the 3C method, as it already includes correction procedures), as shown in columns 2-6 of Fig. 10. Both the R05(2) and the J20 algorithms showed significant reductions in UPD values when applied to calculation methods. Overall, R05(2) was slightly more successful. As an example, when it was applied to the M99(1) calculation method, UPD (665nm) for each weather condition was reduced from 65.83%, 14.62% and 4.55% to 18.17%, 5.25% and 2.54% respectively. Applied to the same calculation method, J20 achieved UPD (665nm) values of 29.85%, 6.23% and 3.1%, respectively. In contrast, the R05(1) method only slightly improved UPD values, and even worsened them in some pairings. The K13 algorithm also had unsatisfactory results, even though it successfully reduced UPD values for overcast conditions, it significantly worsened UPD for clear sky and ideal conditions – i.e., when applied to OSOAA(fine), UPD (665nm) at ideal conditions went from 5.54% to 13.2% - except when it was applied to the M15 method (which curiously was the worst performing method on its own).

When looking at UPD (665nm), only a small difference was observed between different calculation methods when applied to the best performing post-processing algorithms (R05(2) and J20). However, when looking at lower wavelengths, both OSOAA methods had better results in ideal and clear sky conditions, while having worse results when overcast. When post-processed by R05(2), the M99(2) method found UPD(450 nm) of 15.0%, 9.7% and 3.9% for overcast, clear sky and ideal conditions, respectively, while, applying the same method, OSOAA(fine) found respective values of 26.6%, 3.6% and 7.8%.

Percentile values (5%, 25%, 75% and 95%) of the resulting spectra that had the lowest overall UPD values, as well as all spectra from day 7 are shown in Fig. 11. In it, we can see that: 1-3C achieved low variance for spectra in the blue range, even in very varied weather conditions; 2-OSOAA (fine) + J20 and OSOAA (fine) + R05(2) have very similar resulting spectra percentiles; 3- In the >600 nm range, algorithms were very effective at correcting values above the median spectral values, with most of the observed variance being observed for values with a negative bias; The most significant variation was still observed closer to the reflectance peak at 550 nm.

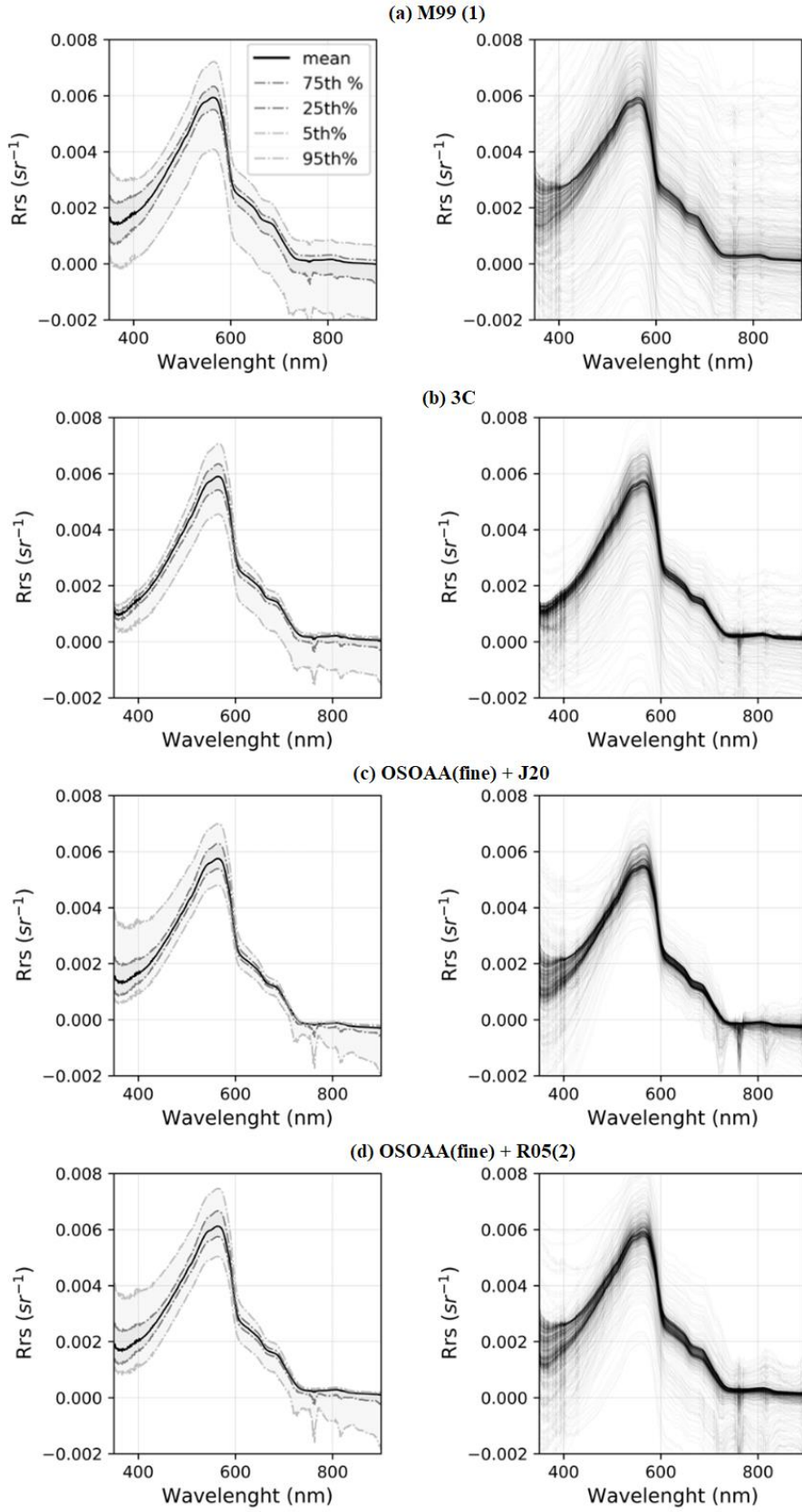
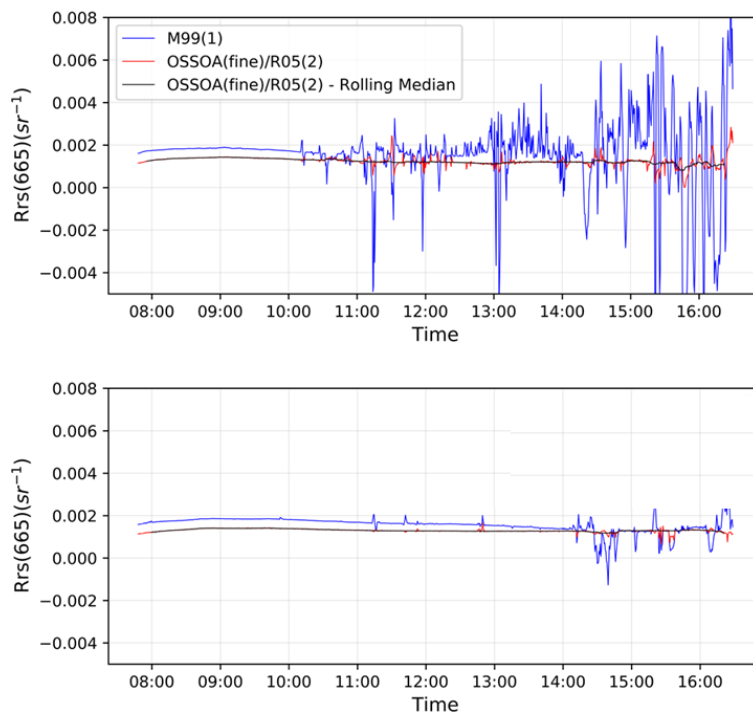


Fig. 11 - The first column shows spectra  $R_{rs}$  percentile for the whole dataset, and the second column shows all  $R_{rs}$  spectra obtained from data of the 7th day of measurement. (a) M99(1); (b) 3C; (c) OSOAA(fine) + J20; (d) OSOAA(fine) + R05(2).

### 3.3.2 Time-series smoothing

After obtaining processed spectra, we applied a simple 15-minute window moving median to the time series spectral data as a smoothing filter. Fig. 12 shows the resulting time series for  $R_{rs}(665\text{nm})$  for days 7 and 8 comparing the spectra obtained by M99(1), as well as of OSOAA(fine)/R05(2) before and after smoothing.  $R_{rs}$  obtained by the M99(1) method, which is shown as a baseline reference, resulted in highly variable  $R_{rs}$  during cloudy conditions, which occurred during most of day 7. During day 7,  $R_{rs}$ -M99(1) remained mostly stable until around 14:00, when some variation was observed due to the presence of scattered clouds. On another hand,  $R_{rs}$  obtained with OSOAA(fine) and R05(2) shows some variability during cloudy conditions, but significantly less than what is observed when applying M99(1). After smoothing, variability was further reduced, with resulting  $R_{rs}(665)$  staying quite stable throughout the day. As such, UPD(665) values of the OSOAA(fine)/R05(2) model were reduced from 18.2% in overcast conditions to 10.4%, and from 5.3% to 4.6% and from 2.8% to 2.6% for clear sky and ideal conditions, respectively, when applying the smoothing filter.



*Fig. 12 - Comparison of  $R_{rs}$  at 665nm, obtained using i) M99 method; ii) OSOAA(fine) post processed with R05 method; iii) OSOAA(fine) post processed with R05 method with a final application of a 15-min rolling median filter. Data presented for the 7th (above) and 8th (below) day of measurement.*

### 3.3.3 Variation due to sun angular position

In order to verify model performance with regards to the variation of incident solar angle throughout the day, Fig. 13 shows mean UPD(%) values for four different processing/post-processing combinations during clear sky conditions. We found that, after processing, UPD was also lowered in these conditions, especially due to an improvement during times in relative azimuth was  $< 90^\circ$ . It can be readily seen that the M99(1) method performed poorly when relative azimuth was lower than 90 degrees. However, the other three graphs show that the methods used were effective at improving data quality for low values of relative azimuth – average UPD(665nm) values for sun-sensor relative azimuths lower than  $90^\circ$ , in clear-sky conditions, were of 36.9%, 20.5%, 14.3% and 10.9% for the M99(1), 3C, OSOAA(fine) + J20, and OSOAA(fine) + R05(2) model combinations, respectively.

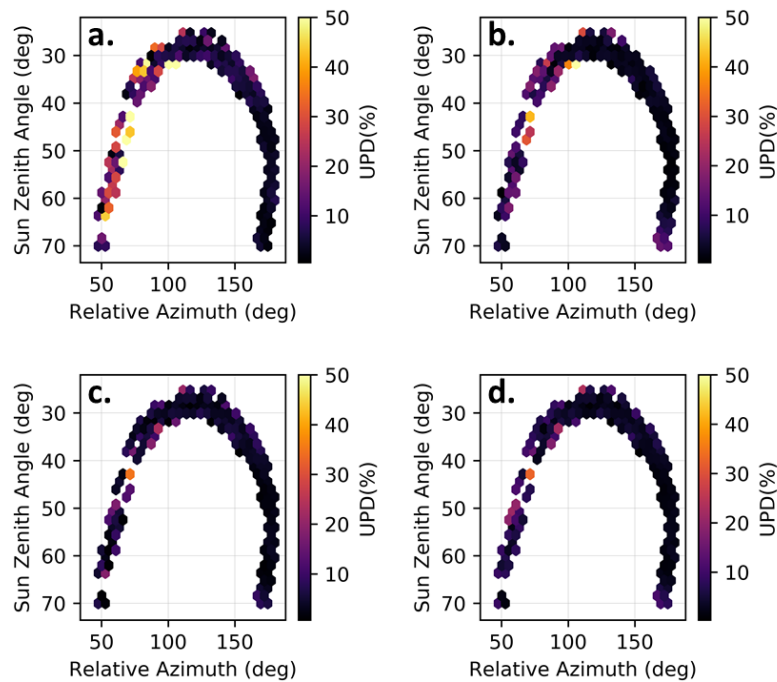


Fig. 13 - UPD(%) of different  $R_{rs}$  models measured in clear-sky conditions, at different relative azimuth and sun zenith angles. (a) M99(1); (b) 3C; (c) OSOAA(fine) + J20; (d) OSOAA(fine) + R05(2).

This suggests that, even though most  $R_{rs}$  measurement protocols recommend values of relative azimuth close to  $135^\circ$ , or at the very least, higher than  $90^\circ$  (IOCCG PROTOCOL SERIES, 2019; RUDDICK et al., 2019), the usage of correction algorithms such as the ones applied in this study can extend the angular relative azimuth range in which spectral data can



be collected using field radiometry. With regards to the effect of varying the sun zenith angle (which was only collected when lower than  $70^\circ$ ), significant degradation in spectral quality was not observed in the studied range, with only a very slight difference being observed for values higher than  $65^\circ$ . This performance for varying sun angles significantly increases the viability of a permanent radiometric station such as the one used in this study for the measurement of  $R_{rs}$  in inland water bodies.

### **3.3.4 SPM estimation**

Using spectra obtained by different methods, SPM was then estimated using the N10 and SOLID models. Table 2 shows the values of mean SPM during the entire measurement period, as well as the coefficient of variation, for four different methods, with and without the smoothing filter. In accordance with the findings regarding the different correction algorithms, the best performing calculation/correction methods reduced the observed CV when compared to the baseline M99(1) model, while not changing mean SPM significantly. Similarly, applying the smoothing filter also decreased observed CV. More interestingly though, we found a significant disparity in observed CV between the different SPM inversion methods used. Although mean values were similar ( $\sim 2.3 \text{ g/m}^3$  for N10 and  $\sim 1.7$  for SOLID) the QAA based SOLID algorithm had much lower values of CV. In fact, when combining all the best performing processing steps (OSOAA(fine), R05(2), with the smoothing filter, applied to SOLID) we find a CV of only 2.7%, in contrast to a CV of 69.5%, found when applying the simplest processing pipeline (M99(1) applied to N10). SPM was also determined from water samples collected during the experiment, in which the three water samples found an equal SPM concentration value of  $1,0 \text{ g/m}^3$ .

Table 2 - Coefficient of variation and mean of SPM values obtained using different  $R_{rs}$  spectra and SPM inversion models.

$R_{rs}$ model	SPM model	No Smoothing		With Smoothing	
		Mean (g/m <sup>3</sup> )	CV (%)	Mean (g/m <sup>3</sup> )	CV (%)
<b>M99(1)</b>	N10	1.74	69.5%	1.68	53.6%
	SOLID	2.23	17.5%	2.24	10.3%
<b>3C</b>	N10	1.76	43.8%	1.72	25.6%
	SOLID	2.24	10.7%	2.26	4.9%
<b>OSOAA(fine)</b> <b>J20</b>	N10	1.60	52.5%	1.58	30.4%
	SOLID	2.32	7.3%	2.33	3.9%
<b>OSOAA(fine)</b> <b>R05(2)</b>	N10	1.65	48.5%	1.63	29.4%
	SOLID	2.20	4.1%	2.2	2.7%

### 3.4 DISCUSSION

After all processing steps, obtained spectra had their quality improved when compared to spectra obtained using the most straightforward processing methodology (M99(1)). In particular, the 3C method was highly effective in reducing observed UPD, and although the other calculation methods did slightly improve spectra quality (except for M15 which worsened spectral errors), the best performance was found by applying the obtained spectra to correction algorithms. We found that both the J20 and the R05(2) were sufficiently effective at reducing errors with all starting reflectance calculation methods. R05(1) did not significantly improve spectra quality, and the K13 was only effective at correcting data collected during cloudy conditions. After applying correction algorithms, we found that the spectra resulting from both OSOAA methods had the overall best results with respect to UPD, with satisfactory results in the whole spectrum range. When looking specifically at blue wavelengths, the 3C method also showed satisfactory results, especially in ideal and clear conditions, in which it was the best performing method. This is consistent with what was reported by Groetsch et. al (2017), that found that using a spectrally dependent correction offset was the most appropriate. In contrast, Jiang; Matsushita; Yang (2020) argued that the wavelength dependance of a correction offset are negligible. In a sense, our results support both affirmations, in that although there were

considerable differences between models that used these differing approaches, these results were only significant at shorter wavelengths between 350 and 450 nm.

The best results were found when applying R05(2) to OSOAA(fine) spectra. Even before applying the smoothing filter, the resulting UPD is already satisfactory enough to be used as valid  $R_{rs}$  for the estimation of water OACs. Using the M99(1) as a comparison baseline, we can see how effective the error correction was, particularly during cloudy conditions, in which UPD(665nm) went from 88,23% to 18,17%. Although R05(2) showed great results in this study, the authors of the original study say that the model is limited to waters with relatively low concentrations of SPM, which is the regime in which the water similarity spectra can be applied. In contrast, both 3C and J20 were reportedly calibrated for a much larger SPM concentration range. So, although R05(2) had better results in this study, different water conditions might yield better results for the other methods mentioned above.

We also found that different state-of-the-art SPM inversion models can find significantly different results with regards to the variability of observed data. When comparing the mostly empirical N10 algorithm to the SOLID algorithm, which is a single blended algorithm that applies an empirical and analytical approach, we found that SPM estimated using SOLID had much lower values of CV. Indeed, this reduction in the overall SPM variability found is probably because the SOLID model estimates SPM by applying an empirical expression to  $b_{bp}$  retrieved by QAA. And by being a physically based model, QAA can estimate  $b_{bp}$  independently of certain spectral variations, reducing the overall variability found. However, even though these methods performed differently regarding observed variability, mean values were similar and in line with what was found with laboratory analyzed water samples.

The final processing step of applying a smoothing filter to the time series data was also found to be highly effective at reducing observed errors. This points to a conclusion that a high proportion of observed variance is due to stochastic effects in measured data, mostly due to variation in cloud position and illumination and, to some extent, to radiometer measurement artefacts. However, the usage of such a filter does limit the information that can be collected from small time intervals, so an appropriate filter window should be chosen to reflect the objectives of the measurement. In this study, we chose a 15-minute window, as we found that it was sufficient to significantly decrease errors, while still being much smaller than the interval

in which water components typically change to a significant degree. Thus, different water bodies dynamics might justify a different post-processing choice.

An important consideration, regarding the findings of this study, is that the model assessments did not use, as reference values, field-validated spectra, that could be derived, for example, from sub-surface reflectances. Instead, we used as reference  $R_{rs}$  spectra that was collected during ideal conditions during each measurement day. For this reason, resulting UPD values for each model are best interpreted not necessarily with regards to finding the actually correct spectra, but more specifically to stabilizing the effects of changing illumination conditions over time. Also, water conditions as well as  $R_{rs}$  spectra measured during ideal conditions remained very stable throughout the duration of the study. And while this is very advantageous with regards to comparing calculation and correction algorithms, as the illumination variables could be better isolated, it also means that only a specific water condition was evaluated.

In summary, we found that there is high potential for the application of autonomous radiometric measurement stations for the measurement of optically active components in water. And although varying illumination conditions do create challenges in the processing of spectral data, the combination of existing calculation, correction and smoothing algorithms is capable of considerably reducing errors in measured data. However, further study is still necessary, particularly to understand how such a processing pipeline would fare in other water conditions.

**Author Contributions:** Conceptualization, H.B. and J.M.; methodology, H.B and J.M.; software, H.B; validation, H.B.; formal analysis, H.B.; investigation, H.B, J.M and D.O.; resources, H.R; data curation, H.B and T.H.; writing—original draft preparation, H.B.; writing—review and editing, H.B, J.M., T.H, R.C., D.O and H.R; visualization, H.B.; supervision, J.M.; project administration, J.M and H.R. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

**Funding:** This work was supported by Agência Reguladora de Águas, Energia e Saneamento Básico do Distrito Federal (ADASA) grant number 01/2017—197.001.077/2016.

**Data Availability Statement:** Not applicable.

**Acknowledgments:** We would like to thank ANA (Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico) for support given during field work, as well as CEMIG (Companhia

Energética de Minas Gerais) for providing access to the Queimado dam. We thank Franck Timouk from IRD for its valuable support during the setup of the experiment.

**Conflicts of Interest:** The authors declare no conflict of interest.

## **4 MONITORAMENTO RADIOMÉTRICO NOTURNO DE ALTA FREQUÊNCIA, DE ÁGUAS CONTINENTAIS, COM UTILIZAÇÃO DE ILUMINAÇÃO ARTIFICIAL PARA MEDIÇÃO DE MATERIAL PARTICULADO EM SUSPENSÃO**

### **4.1 INTRODUÇÃO**

O monitoramento contínuo de corpos d'água por meio de uma estação de sensoriamento remoto autônoma é uma ferramenta valiosa para coletar dados de alta frequência, que podem ser usados para caracterizar esses sistemas em uma escala sub-horária. Isso é particularmente útil em aplicações de alerta precoce e detecção de ameaças, como blooms de algas devido ao aumento da carga de nutrientes, bem como para medir eventos de alta carga sedimentar de curta duração. As medições também podem ser usadas para detectar alterações na qualidade da água, o que pode indicar a necessidade de investigação adicional ou ser utilizado na modelagem ambiental do corpo d'água em questão.

No entanto, o uso de técnicas de sensoriamento remoto passiva na faixa óptica do espectro, como a utilizada no capítulo 2 deste trabalho, é limitado pela disponibilidade de luz solar. Portanto, para monitorar continuamente um corpo d'água durante a noite, é necessário o uso de uma fonte de luz artificial. Este é o experimento proposto neste capítulo, que tem como objetivo explorar a utilização de iluminação artificial óptica para detectar a refletância de corpos d'água durante a noite. Do ponto de vista operacional, o custo e o esforço para adicionar um sistema de iluminação a uma estação radiométrica já existente são mínimos. Além disso, a proposta é totalmente inédita na literatura e tem potencial para ampliar a possibilidade de coleta de dados radiométricos sem interrupções.

A ausência de estudos prévios sobre o uso de iluminação artificial para monitoramento de corpos d'água pode ser atribuído tanto a dificuldades conceituais quanto práticas. Primeiramente, é importante lembrar que os estudos sobre a cor das águas foram predominantemente realizados em oceanos, onde a camada eufótica - na qual a luz solar é transmitida antes de ser totalmente atenuada - pode ter até 300 metros de espessura. Neste contexto, reproduzir a interação da luz solar durante o dia através do uso de um holofote durante a noite seria extremamente complexo, já que seria necessário desenvolver um sistema de iluminação potente o suficiente para penetrar tal volume de água. Além disso, em caso de camadas de água não homogêneas, pode haver diferenças significativas entre a informação obtida com a luz solar e a obtida com a iluminação artificial. Por exemplo, se a refletância

medida durante o dia corresponde a interação da luz numa camada vertical de 100 metros, não se pode esperar obter resultados similares se o sistema de iluminação apenas conseguir iluminar uma camada de 10 metros de profundidade. Ademais, é importante lembrar que a homogeneidade da camada eufótica não é uma característica presente em todos os corpos d'água, como ocorre com o fitoplâncton oceânico, cuja distribuição vertical pode variar ao longo do dia e da noite na mesma camada (KIRK, 1994).

O segundo fator limitante para o desenvolvimento de medições noturnas, conceitual dessa vez, está relacionado com a função de resposta bi-direcional (BRDF) das águas que não são consideradas como um objeto lambertiano que absorve e espalha a luz de maneira homogênea qualquer seja a posição geométrica da fonte de luz incidente (seja o sol ou um holofote). Existem estudos teóricos (LOISEL; MOREL, 2001; MOREL; GENTILI, 1993) que mostraram que a propagação da luz dentro da coluna da água não é a mesma em função do ângulo de incidência da luz oriundo do hemisfério superior. E o ângulo incidente da luz solar, em determinado momento, é praticamente igual em todos os pontos da superfície da água, enquanto uma luz artificial, por estar mais próxima, vai ocasionar em ângulos incidentes variáveis. No entanto, observa-se que esses mesmos estudos demonstram que a BRDF das águas varia em função do tipo de água e que, em particular, águas mais refletivas, típicas das águas continentais, tendem a ser mais lambertianas, ou seja, menos sujeitas aos impactos de ângulos de incidência variados.

Assim, para resumir essas limitações, pode se considerar que para obter estimativas de refletâncias noturnas consistentes com medições diurnas, é necessário trabalhar com águas com uma camada eufótica pouco profunda e/ou homogênea e turva para limitar os impactos da variabilidade do BRDF. Essas condições correspondem precisamente as águas continentais cujas camada eufótica normalmente não passam de 2 a 3 metros (e.g. (YANG et al., 2015)). Tal volume reduzido facilita também a questão da homogeneidade vertical em por se tratar de uma profundidade reduzida. No entanto, mesmo em águas continentais, águas caracterizadas pela presença de fitoplâncton podem apresentar distribuição vertical não-homogênea. Para esta tese, em função da inovação proposta e da ausência de estudos anteriores, iremos assumir que os ambientes observados durante a noite são homogêneos e não apresentam variações verticais significativas. Consequentemente, a premissa do nosso trabalho neste capítulo será que as águas consideradas apresentam uma camada eufótica limitada (pouca profunda) e que não apresenta alta variabilidade dos processos de absorção/espalhamento da luz em função do ângulo de

incidência da luz incidente. Isso implica trabalhar com águas que não apresentam concentrações de fitoplâncton significativas, para que não haja variações verticais das microalgas nos períodos diurnos e noturnos. Conseqüentemente o estudo irá restringir seu escopo à observação do material particulado em suspensão e trabalhar com águas não afetadas por blooms de algas.

Vale ressaltar ainda que não é necessário reproduzir com os holofotes a luz solar incidente, do ponto de vista espectral, já que nem todos os comprimentos de onda são relevantes para o monitoramento de parâmetros de qualidade de água. Isso nos permite simplificar nosso sistema de iluminação, centrando-se em iluminar o corpo hídrico apenas com os comprimentos de onda mais relevantes para monitorar sedimentos em suspensão, ou seja, em comprimentos de onda na região do vermelho (600-700 nm) e do infravermelho próximo (850 nm).

Neste estudo piloto também não iremos analisar em detalhe o problema da variabilidade angular do sistema de iluminação que poderia afetar a resposta ótica da água. Avaliamos que essa dependência angular da iluminação (a quantidade de luz emitida em uma direção definida varia em função dos ângulos zenitais e azimutais) seja limitada o suficiente para não impactar a medição de refletância noturna. Para reduzir esse problema, iremos alinhar a zona visualizada pelos radiômetros à zona de máxima iluminação dos holofotes.

Apesar de não existirem estudos prévios com uma abordagem similar à aqui proposta, vale mencionar outras técnicas de sensoriamento remoto ativo que podem ser aplicadas ao monitoramento de recursos hídricos. O sensoriamento remoto ativo tem aplicação limitada no monitoramento de corpos d'água, no entanto, tecnologias de sensoriamento remoto ativo por lidar podem ser aplicadas na medição do nível da água de lagos e reservatórios (YUAN; GONG; BAI, 2020) assim como na topo-batimetria de corpos d'água interiores e oceânicos (MANDLBURGER et al., 2020; ZHOU et al., 2021). Alguns estudos também exploraram o potencial na utilização de emissores lasers para a medição da concentração de chl-a na água de reservatórios (GRISHIN et al., 2016; PERSHIN et al., 2022), em particular, esta abordagem é interessante pois permite examinar a variação do espectro da água – e conseqüentemente, dos COAs – em diferentes profundidades. No entanto, nenhum desses trabalhos considerou o monitoramento contínuo, ou uso de luz na faixa do visível e do infra-vermelho próximo, que são os focos deste trabalho.

Sendo assim, neste capítulo é apresentada o arranjo experimental de uma estação radiométrica permanente com aparato de iluminação artificial para obtenção de dados radiométricos da superfície de um reservatório durante o período noturno, assim como as



medições realizadas por esta. Busca-se desenvolver um sistema que permita substituir a luz solar incidente por um sistema de iluminação que possa permitir obter, no final, valores de refletância (razões de radiância pela irradiância incidente) iguais entre dia e noite para um monitoramento realmente contínuo e 24 horas por dia. Com base nos dados obtidos, será proposta metodologia de processamento para obtenção da refletância a partir de dados radiométricos noturnos e será feita exploração dos parâmetros tecnológicos que garantam boa aquisição de dados radiométricos no período noturno.

## **4.2 METODOLOGIA**

### **4.2.1 Medições radiométricas**

Os dados referentes a este capítulo foram obtidos na mesma campanha de campo dos dados apresentados no capítulo 3, tendo uma duração de 18 dias, na UHE Queimado. Dessa forma, foi utilizada a configuração experimental descrita no referido capítulo. Uma foto da instalação é apresentada na Figura 14. A estação de medição é composta por três radiômetros - sendo 1 de irradiância, apontado para cima, com  $\theta = 0$ , e 2 sensores de radiância, com ângulo de visada de  $40^\circ$ , com um apontando para a água e o outro para o céu. Para a finalidade deste experimento, foram usados apenas os dados do sensor de radiância apontado para água e do sensor de irradiância, em que o sensor de irradiância teve utilidade apenas de verificação de possível interferência de outras fontes de luz.

As medições radiométricas ocorreram de forma contínua a cada 30 segundos. Para viabilizar a aquisição das características espectrais do corpo d'água, as duas lâmpadas LEDs foram ativadas periodicamente durante o período noturno (das 20h às 6h) a cada 15 minutos, por 3 minutos.

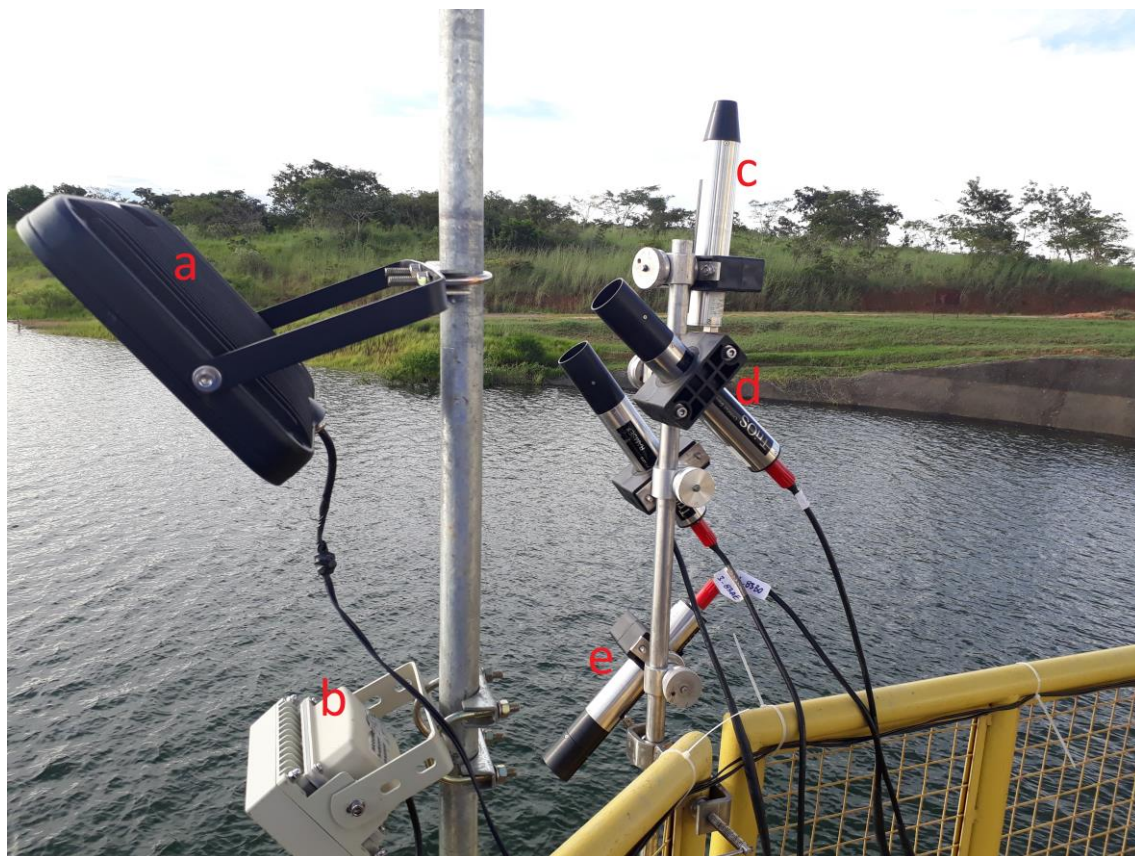


Figura 14 - Componentes da estação radiométrica. a. Holofote de luz visível; b. Holofote de luz Infra-vermelha; c. Radiômetro de Irradiância, medindo  $E_d$ ; d. Radiômetro de radiância, medindo  $L_d$  (o outro sensor da imagem não foi utilizado); e. Radiômetro de radiância, medindo  $L_u$ .

A estação de medição também foi composta dos seguintes componentes:

- Datalogger Campbell CR1000 – Responsável pelo controle de ativação dos LEDs, de dados de funcionamento da estação (voltagem da bateria e temperatura) e também pela coleta acessória dos dados radiométricos.
- Datalogger Trios Tribox – Responsável pela coleta dos dados radiométricos.
- Lâmpada LED de luz visível de 100W.
- Lâmpada LED de luz infravermelha de 100W.
- Conjunto de 3 baterias chumbo-ácido;
- Conjunto de 4 painéis fotovoltaicos.

#### 4.2.2 Caracterização radiométrica das lâmpadas

Para esse teste foram selecionados dois tipos de holofotes. Um holofote LED “visível” (V) e um holofote infravermelho (IV). Essa escolha foi baseada na bibliografia que indica que os comprimentos de onda os mais úteis para monitorar a concentração do material em suspensão estão no vermelho (600 até 700 nm) e no infravermelho (acima de 800 nm). A luz na faixa do

vermelho é mais eficaz para monitorar concentrações baixas e intermediárias (até 100 mg/L) enquanto os comprimentos do infravermelho permitem monitorar concentrações mais altas (até pelo menos 1000 mg/L). A combinação da refletância no vermelho e no infravermelho permite, adicionalmente, normalizar a dependência ao tamanho das partículas (DOXARAN et al., 2002; ESPINOZA et al., 2013). Sendo assim, propõe-se usar um conjunto de dois holofotes. Juntando a iluminação no visível e no infravermelho é possível monitorar a concentração de material em suspensão para uma ampla variação de concentrações (de 0 até 1000 mg/L) além de possibilitar o uso de combinações entre comprimentos de onda (tais como razões de banda).

Anteriormente à campanha de campo, foi feita medição com o intuito de caracterizar, de maneira precisa, o espectro das lâmpadas LEDs utilizadas no experimento. Tal informação é necessária para o ajuste na obtenção do  $R_{rs}$ . Para tal, as lâmpadas foram posicionadas em ambiente totalmente escuro e direcionadas diretamente ao sensor de irradiância hiperespectral. Foram então feitas sucessivas medições em diferentes distâncias, a cada metro. Esse procedimento foi realizado tanto para a lâmpada de luz visível, quanto para lâmpada de luz IV.

A Figura 15a mostra o perfil espectral unitário médio dos holofotes (normalizado pela irradiância à 550 nm) assim como o decaimento da irradiância à 550 nm com a distância. Como esperado, o decaimento da intensidade da luz medida segue decaimento quadrático, seguindo a equação  $E_{vis} = 45.577x^2$  com  $R^2=0.9995$ . A Figura 15d também mostra o perfil espectral unitário médio da soma das duas lâmpadas. Para fins de cálculo, os valores desta curva serão referidos como  $E_{unitário}(\lambda)$ . Observa-se que o fluxo irradiante do holofote IV parece muito maior do que o holofote V, chegando a uma irradiância normalizada de 14 em 850 nm, enquanto o outro holofote não passa de 1,5. De fato, a faixa de emissão do holofote infravermelho é muito menor (de 800 a 900 nm, centrado em 850 nm) do que o holofote visível (de 400 até 750 nm) o que explica a maior intensidade registrada para os comprimentos de onda em torno de 850 nm, mesmo considerando que a potência de ambos os holofotes é muito similar, 28 W para o infravermelho e 30 W para o visível.

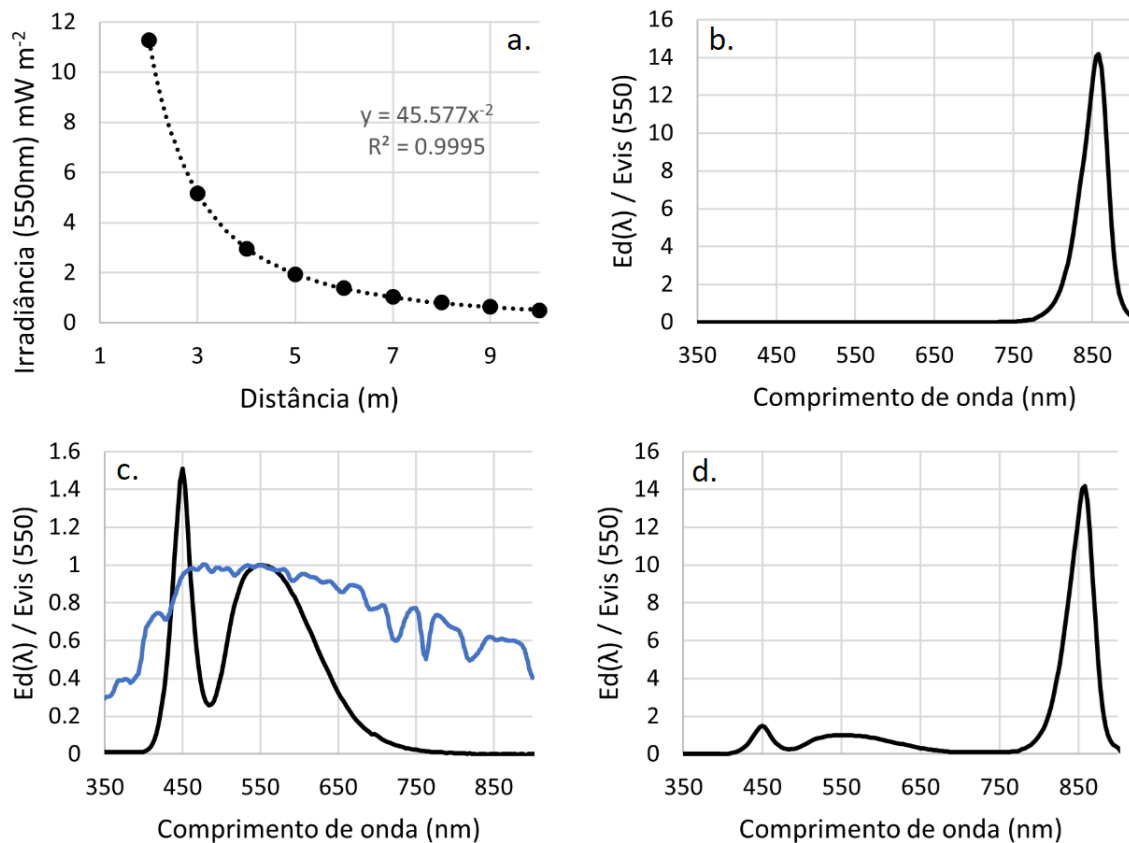


Figura 15. Características radiométricas dos holofotes. a. Irradiância do holofote visível, à 550 nm, em função da distância. b. Irradiância normalizada do holofote IV c. Irradiância normalizada do holofote visível, em preto, e uma irradiância (normalizada à 550 nm) do hemisfério superior observada em condição de céu aberto, em azul. d. Irradiância total da soma dos dois holofotes, normalizada pela irradiância do holofote visível, à 550 nm, aqui chamado de  $E_{unitário}$ .

### 4.2.3 Processamento dos dados radiométricos

Os dados radiométricos, obtidos durante o experimento de Queimado no período noturno, foram então processados para obter os valores de refletância. Sendo um método ativo, o cálculo da refletância precisou ser modificado. Foram avaliadas diferentes maneiras de estimar essa nova variável que vamos denominar de refletância noturna  $R_{noite}$ , que são detalhadas nas seções subsequentes.

#### 4.2.3.1 Pré-processamento

O pré-processamento dos dados seguiu as seguintes etapas:

1. Separação dos dados diurnos e dos dados noturnos, usando como valor delimitador o limiar  $E_d = 0,1 \text{ mWm}^{-2}$ . O valor superior deste limiar corresponde aos dados do período diurno.

2. Interpolação linear dos dados radiométricos, medidos em intervalos de aproximadamente 3nm para valores regulares inteiros, de 1 em 1 nm.
3. Separação das radiâncias medidas entre dados com a luz ligada e dados com a luz desligada. Para tal, foi usado um limiar em que o valor da radiância é praticamente igual a zero ( $L_u(550) = 0,0005 \text{ mWm}^{-2}\text{sr}^{-1}$ ).

#### 4.2.3.2 *Obtenção e correção do $R_{rs}$*

O cálculo da refletância noturna deve ser modificado em relação a fórmula utilizada de dia. A medição noturna não é afetada pelo reflexo da luz na superfície da água (*glint*) já que a fonte de luz é colocada atrás dos radiômetros. Dessa forma, apesar da introdução dos holofotes, o esquema de monitoramento noturno é mais simples do que de dia pois requer apenas um sensor de radiância virado para a água, sem a necessidade de introduzir um sensor de radiância (apontado para o céu) e um sensor de irradiância.

- 1- Obtenção do  $R_{rs}$  não calibrado:

A refletância noturna ( $R_{noite}$ ) é, então, calculada conforme a eq.(25):

$$R_{noite}(\lambda) = \frac{Lu(\lambda)}{Ed_{noite}(\lambda)} \quad (25)$$

Em que  $L_u$  é a radiância que sai da água, medida pelo radiômetro, e o  $Ed_{noite}$  é a irradiância descendente se fosse medida na superfície do corpo hídrico, e que como origem a emissão dos holofotes. Por isso, a distância entre o holofote e a própria lâmina d'água deve ser considerada. Sendo assim, o  $Ed_{noite}$  é calculado conforme a eq. (26):

$$Ed_{noite}(\lambda) = E_{unitário}(\lambda) * 45,577 * \left(\frac{h}{\cos(\theta)}\right)^{-2} \quad (26)$$

Em que o  $E_{unitário}$  se refere a curva da resposta espectral dos holofotes utilizados, normalizada à 550 nm (Figura 15d), ou seja, os valores em todo o espectro foram divididos pela radiância medida à 550 nm que é a radiância que foi usada na medição do decaimento da distância, conforme Figura 15a, e que resultou na constante 45,577;  $h$  é a altura entre o nível da água e o sensor de  $L_u$ , a altura foi calculada com base no nível horário do reservatório, informado pela CEMIG; e  $\theta$  é o ângulo de visada, com valor de 40°.

Na equação (26), a principal dificuldade está na quantificação correta da irradiância oriunda dos holofotes que entra na água. Essa incerteza depende: 1) do posicionamento angular dos holofotes, no plano horizontal e vertical, e do radiômetro, que pode gerar variações da

intensidade da irradiância que entra efetivamente no corpo hídrico; e 2) do posicionamento correto da zona diretamente medida pelo sensor de radiância que represente uma área formada pela intersecção do cone de medição do radiômetro (de 7 graus de abertura) com o plano horizontal da água. Essa área vai variar em função da distância radiômetro-água  $h$  (que variou entre 5 e 10 metros durante o experimento). Consequentemente, a estimativa da irradiância “artificial” que chega ao corpo hídrico depende do posicionamento de 3 instrumentos (os 2 holofotes e o radiômetro de radiância) e deveria ser estimada (ou integrada) sobre a área de intersecção radiômetro/água. Essas considerações práticas dificultam, pelo menos nas condições do experimento utilizado nesta tese, estimar de maneira precisa o  $Ed_{noite}$  e corrigir a equação (26) com uma abordagem geométrica e física. Em vista desses problemas, foi proposta de realizar correções da equação (26) para considerar, de maneira implícita, a irradiância artificial “real” que vai interagir com o volume de água medido pelo sensor de radiância  $Lu$ . Três métodos distintos de correção foram propostos e avaliados, cada um conforme uma das equações descritas abaixo. Nas equações abaixo,  $i$  representa o índice de cada medição realizada, e  $N$  é o número totais de medições da amostra.

- a. Correção pela razão entre as médias dos valores dos  $R_{rs}$  diurnos e noturnos entre 400 nm e 700 nm.

$$Rrs_{400-700}(\lambda) = Rrs_{noite}(\lambda) * \sum_{i=1}^N \frac{\sum_{\lambda=400}^{700} \frac{Rrs_{noite}(\lambda, i)}{(700 - 400)}}{N} / \sum_{i=1}^N \frac{\sum_{\lambda=400}^{700} \frac{Rrs_{dia}(\lambda, i)}{(700 - 400)}}{N} \quad (27)$$

- b. Correção pela razão entre as médias dos valores dos  $R_{rs}$  diurnos e noturnos a 550 nm.

$$Rrs_{550}(\lambda) = Rrs_{noite}(\lambda) * \sum_{i=1}^N \frac{Rrs_{noite}(550, i)}{N} / \sum_{i=1}^N \frac{Rrs_{dia}(550, i)}{N} \quad (28)$$

- c. Correção pela razão das médias dos valores dos  $R_{rs}$  diurnos e noturnos, para cada comprimento de onda.

$$Rrs_{550}(\lambda) = Rrs_{noite}(\lambda) * \sum_{i=1}^N \frac{Rrs_{noite}(\lambda, i)}{N} / \sum_{i=1}^N \frac{Rrs_{dia}(\lambda, i)}{N} \quad (29)$$

Os métodos de correção utilizados partem da hipótese de que existe um fator de correção único que depende de fatores ópticos relacionados à própria geometria de medição, e que esse fator de correção se mantém constante durante todo o experimento. Dessa forma, as medições realizadas durante o dia são usadas como uma referência de base e os métodos apresentados buscam corrigir os valores medidos durante a noite para que fiquem próximos aos valores

medidos durante o dia. Tal correção é dependente da hipótese de que as médias dos  $R_{rs}$  medidos durante os turnos distintos são similares. Para um reservatório tal qual o da UHE queimado, essa é uma hipótese bastante plausível já que o experimento está localizado na parte mais a jusante do reservatório, estando distante do encontro do rio com o reservatório. Assim, é importante notar que em ambientes diferentes, por exemplo aqueles na qual há presença mais significativa de fitoplâncton, ou em rios, essa premissa de variância lenta poderia invalidar as premissas que justificam o uso das equações de correção introduzidas acima.

#### 4.2.3.3 Métodos de análise dos resultados

A razão sinal ruído (RSR) foi calculada através da eq.(30):

$$RSR(\lambda) = \sum_{i=1}^N \frac{Lu(\lambda, i)}{N} / \sigma(Lu_{escuro}(\lambda)) \quad (30)$$

Em que  $\sigma(Lu_{escuro}(\lambda))$ , representa o nível de ruído, e é o desvio padrão do conjunto de  $L_u$  obtido durante a noite nos momentos em que os LEDs estavam desligados. O sinal, é o valor de  $Lu(\lambda)$  durante momentos em que a lâmpada estava ligada.

#### 4.2.3.4 Estimativa do MPS

Os valores de  $R_{noite}$  obtidos foram então usados para estimar a concentração de MPS. Foi utilizado o método proposto por Nechad et. al (2010), para os valores à 665nm, conforme a eq. (31).

$$MPS = A \frac{R_{noite}}{1 - \frac{R_{noite}}{C}} + B \quad (31)$$

Em que A, B e C, são parâmetros determinados pelo estudo referenciado, para  $\lambda=665nm$ , e que tem valores respectivos de  $355,85 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ ,  $0,1728 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$  e 1,74.

Apesar de ter tido desempenho superior na análise do Capítulo 3, o modelo proposto por Balasubramanian et al. (2020) não foi aplicado aqui, pelo fato de que o algoritmo QAA tem como input valores na faixa do azul, com comprimento de onda inferior a 450 nm, que não foram propriamente medidos neste experimento.

## 4.2.4 Resultados

### 4.2.4.1 Medições Radiométricas

Ao todo, foram realizados 21600 conjuntos (Ed e Lu) de medições noturnas durante o período do experimento. Destas, 1869 medições foram registradas em períodos com a luz ligada. Durante o experimento, a altura entre a superfície do reservatório e os holofotes variou entre 4,8m e 6,8m (para o holofote visível).

A Figura 16 permite observar o comportamento temporal das medições ao longo dos dias. A Figura 16a mostra como os valores de radiância, à 550 nm, tiveram uma leve tendência de subida ao longo dos dias de observação (devido à variação do nível do reservatório), com valores abaixo de  $0,004 \text{ mWm}^{-2}\text{sr}^{-1}$  nos 8 primeiros dias de observação, e posteriormente, valores superiores a essa marca, chegando próximo de  $0,005 \text{ mWm}^{-2}\text{sr}^{-1}$  ao final do experimento. Em contrapartida, os valores de  $R_{rs}$  diurnos mostram uma leve tendência de queda ao longo do experimento.



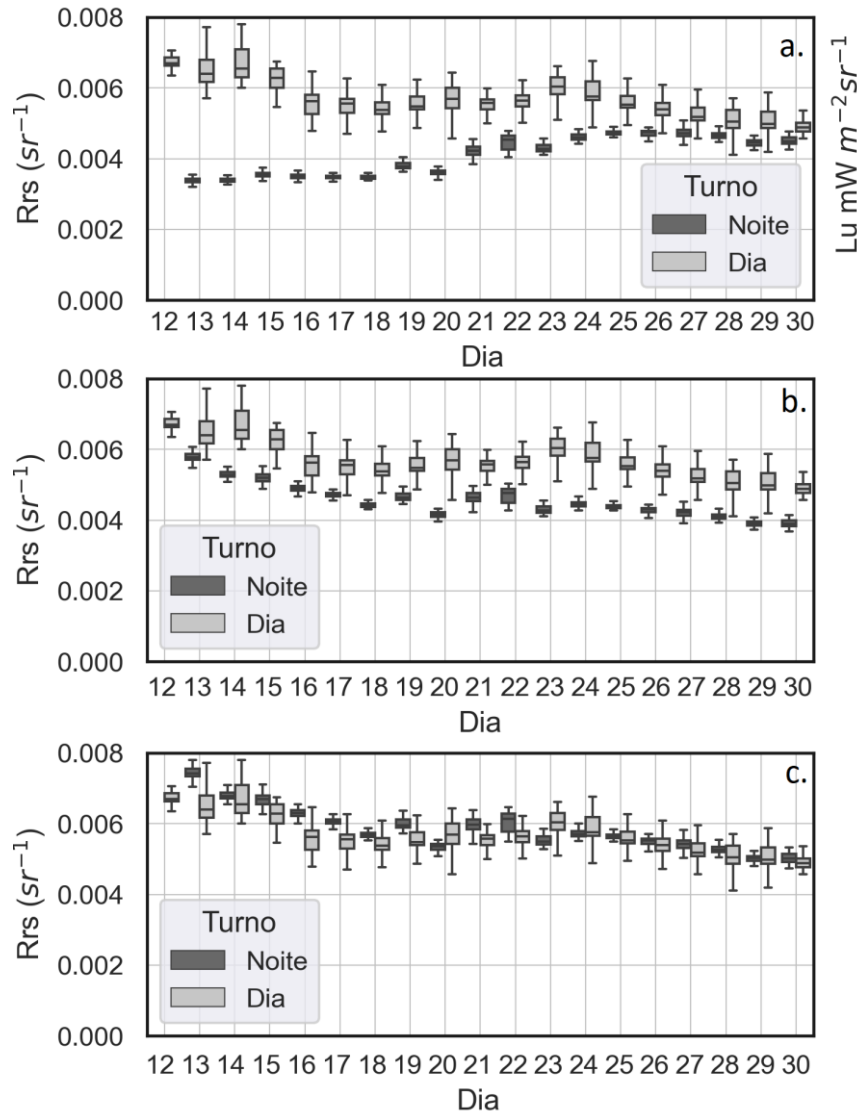


Figura 16 - Boxplots dos valores de grandezas radiométricas obtidas para cada noite de medição. Também é mostrado, para comparação, os valores do  $R_{rs}$  diurno. a. Lu; b.  $R_{noite}$ ; c. Correção eq.(28).

A Figura 16b mostra o resultado obtido após uma primeira etapa de processamento, com base nas Equações (25) e (26). Observa-se que os valores de refletância obtidos subestimam os valores diurnos, para este comprimento de onda, em 23,5%, no entanto, a correção com base na altura do nível da água em relação ao sensor é suficiente para alinhar as tendências temporais. De fato, uma próxima etapa de correção, usando as Equações (28) ou (29) (as duas equações obtêm o mesmo resultado à 550 nm), que normaliza os valores de  $R_{rs}$  noturnos com base na razão entre as médias (da integralidade do conjunto de dados) dos valores diurnos e noturnos faz com que os dados noturnos fiquem muito próximos dos valores obtidos durante o dia. Percebe-se ainda que a variabilidade dos dados foi consideravelmente menor para as medições

noturnas em comparação aos dados diurnos. Mesmo após todas as etapas de processamento e correção dos dados, os valores de  $R_{rs}(550)$  diurnos possuem um CV intra-dia médio de 7,5%, enquanto os valores noturnos possuem valor de CV, para o mesmo comprimento de onda, de apenas 2,5%.

A Figura 17a mostra percentis das radiâncias captadas pelo sensor de Lu. Como esperado, a curva espectral tem características semelhantes ao da curva da luz emitida pela lâmpada. É possível notar três feições, à  $\sim 450$  nm,  $\sim 550$  nm e  $\sim 850$  nm, que correspondem aos picos de radiância do holofote. Na faixa de 350 nm a 700 nm e na escala apresentada no gráfico, a curva tem comportamento bastante suave, evidenciando que não há a presença de erros estocásticos de natureza espectral (ou seja, erros na própria forma da curva, ao invés de erros temporais). Em contraste, na faixa acima de 750 nm é possível notar que a curva passa a ter característica mais irregular. No caso, os holofotes não iluminam essa faixa espectral, implicando que a radiância subindo medida seja quase nula. Consequentemente, o  $R_{rs}$  nessa faixa espectral é afetado mais significativamente pelo ruído de medição e apresenta um comportamento mais estocástico.

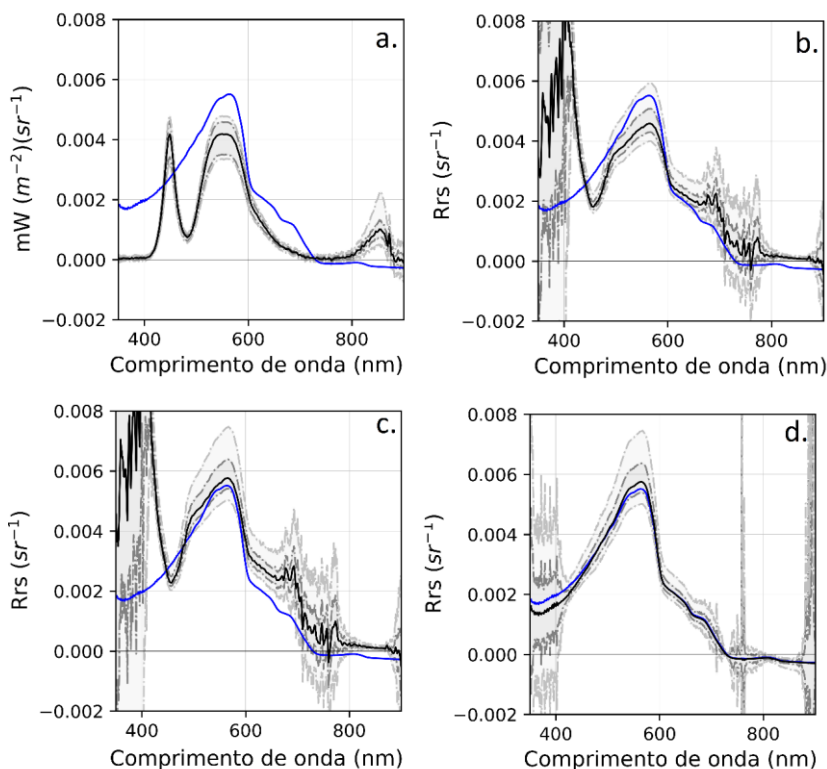


Figura 17 - Todos os painéis mostram os percentis de grandezas radiométricas referentes ao conjunto das medições noturnas realizadas com os LEDs ligados. Em todos os painéis, a curva em azul se refere ao valor do  $R_{rs}$  de referência diurno médio já corrigido. a. Lu; b. Rnoite obtido pela eq. (25) e (26); c. Rnoite corrigido pela eq. (28); d. Rnoite corrigido pela eq. (29).

Já a Figura 17b mostra o  $R_{rs}$  obtido com base nas Equações (25) e (26). Observa-se que a curva obtida encontra valor já bastante próximo dos valores diurnos, mas subestimado em 23,5% (em azul, a curva da média dos  $R_{rs}$  de referência). Isso significa que o  $Ed_{noite}$  calculado foi superestimado pelo mesmo valor quando comparado ao  $Ed_{noite}$  “correto”. O arranjo do experimento não permite afirmar com certeza o porquê dessa divergência, mas algumas hipóteses podem ser feitas: 1) Erro sistemático relacionado ao posicionamento dos holofotes, principalmente o que se refere ao ângulo de visada deste. Foi medida apenas a irradiância do holofote apontado diretamente para o sensor, mas evidentemente há variação da luz emitida à medida que se afasta do ponto central sendo iluminado 2) Dinâmica relacionada a dispersão subaquática da luz, como já discutido anteriormente, relacionado aos ângulos de incidência da iluminação, e ao fato do holofote iluminar apenas uma região limitada da superfície da água, enquanto o sol ilumina toda a superfície disponível. No entanto, ao normalizar a curva medida com base na luz emitida, já se percebe que o formato da curva, principalmente na faixa de 450 nm a 600 nm, se assemelha bastante ao da curva  $R_{rs}$  de referência de dia, o que é um avanço significativo para a abordagem proposta apesar das dificuldades de estimativa do  $Ed_{noite}$ .

Já a Figura 17c, obtida pela equação (28) mostra os espectros obtidos a partir de correções baseados nos valores de  $R_{rs}$  obtidos durante o dia. Após essa correção, percebe-se sobre as curvas: 1. Apesar de possuir variações em determinadas áreas, a curva obtida se assemelha bastante com a curva de referência, particularmente na faixa de 500 nm a 600 nm, na qual há tanto o pico de refletância do corpo hídrico observado, quanto o pico de radiância da lâmpada. 2. Os valores abaixo de 400 nm são ruidosos, dada a baixíssima iluminação nessa faixa do espectro, inviabilizando o cálculo da refletância. 3. Na faixa de 600 nm a 750 nm é possível observar significativa divergência entre as curvas observadas e a curva de referência, com valores observados superiores aos de referência. Além disso, são observados, na faixa de 650 nm a 750 nm feições com características estocásticas, evidenciando o fato que essa faixa espectral não é iluminada pelos holofotes.

Já a Figura 17d mostra o  $R_{rs}$  obtido com base na equação (29). Nele, observa-se que as curvas obtidas ficam muito próximas da curva de referência diurna nas faixas de ~450 nm à ~750 nm e entre 800 nm e 850 nm, que correspondem às faixas de iluminação das lâmpadas. Nessas faixas, observa-se ainda que os percentis mostrados também ficam próximos da curva mediana, indicando baixa variabilidade no resultado.

No entanto, há de se considerar que esse algoritmo de correção (equação (29)) é bastante tendencioso, ou seja, como se usa o próprio erro entre as curvas noturnas e as curvas diurnas como fator de correção, a correção irá tornar os dois conjuntos de resultados muito próximos. No caso, foi constatado com base nos dados radiométricos diurnos, que as características espectrais da água do reservatório se mantiveram relativamente constantes ao longo do período do experimento de modo com que esta metodologia não ocasionou na criação de erros sistemáticos no  $R_{rs}$  obtido. No entanto, este método de correção pode ocasionar em um sobreajuste (*overfit*) dos dados. Por isso, para que este seja aplicado, é importante que seja verificada a variabilidade dos dados noturnos de modo a escolher uma combinação de dias e noites na qual se tenha evidência de que a curva espectral se manteve relativamente constante. Caso tal combinação exista, a razão então obtida entre os valores e noturnos pode ser aplicada para o restante dos dados existentes.

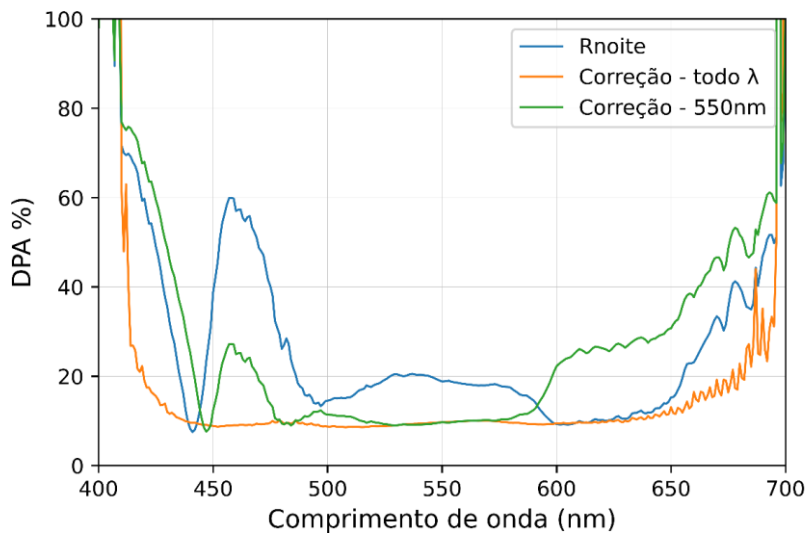


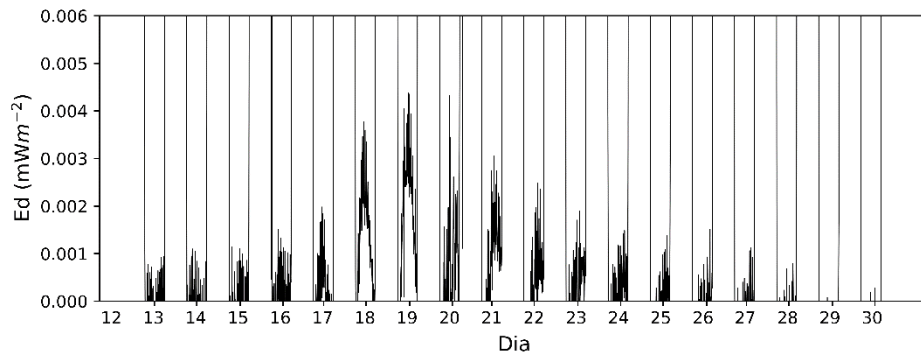
Figura 18- Valores calculados de diferença percentual absoluta entre os valores do  $R_{rs}$  diurno de referência e os obtidos por cada método de correção por comprimento de onda.

A performance de cada método também foi avaliada em termos da diferença percentual absoluta (DPA) entre os  $R_{rs}$  de referência diurnos e o  $R_{rs}$  noturno para cada método de correção. O valor foi calculado com base na totalidade dos dados noturnos comparados aos valores diurnos medidos sob condições ótimas. Os resultados são apresentados na Figura 18. Vemos que para  $\lambda = 550$  nm, foram encontrados valores de DPA de 18%, 10,5% e 10,5% para os valores de  $R_{noite}$  e para as correções das equações (28) e (29), respectivamente, e, para  $\lambda = 665$ nm, DPA de 43,8%, 28,0% e 14,8%. De fato, vemos que a correção feita a cada comprimento de onda (eq. (29)) apresenta os menores valores de erro. A correção que toma

como base o  $R_{rs}$  à 550 nm (eq. (28)) também obteve bons resultados, principalmente na faixa de 500 nm a 600 nm, região na qual havia maior combinação de radiância da lâmpada e da refletância da água. As curvas de DPA apresentadas também mostram a existência de uma mudança no comportamento espectral na faixa de ~570 nm à ~600 nm, e para valores abaixo de 500 nm, ocasionando em menor acurácia na estimativa do  $R_{rs}$ .

#### 4.2.4.2 *Qualidade dos dados e efeitos externos*

A Figura 19 mostra os valores de irradiância, à 550 nm, medidas pelo sensor de irradiância apontado para cima. A escala do gráfico está ajustada de modo a mostrar preferencialmente os valores detectados durante o período da noite. Nesse período, os valores mais altos foram observados dos dias 18 a 20. De fato, no dia 19 houve ocorrência de lua cheia (máximo de 99,2% de visibilidade), sendo observado uma altitude da lua máxima de 83,67° (ângulo entre o horizonte e a lua) (calculado com a biblioteca python pyephem <https://rhodesmill.org/pyephem/index.html>), o que indica que neste dia a lua possuía valor de luminosidade muito próximo do máximo possível. Os maiores valores de  $E_d(550)$  medido ficaram na faixa de 0,004  $mWm^{-2}$ , condizente com o esperado levando-se em conta que a lua possui luminosidade máxima por volta de 380000 vezes menor do que a do sol.



*Figura 19. Valores de irradiância, à 550 nm, medidos durante a campanha de campo. A escala está ajustada para ressaltar os valores medidos durante a noite.*

Foi feita uma avaliação a respeito de outros efeitos externos que possam interferir nos dados. Nesse contexto, a Figura 20 mostra percentis dos valores de  $L_u$  captados de noite nos momentos em que a lâmpada estava desligada. Ou seja, são valores que podem servir como evidência de outros fatores que possam ter influenciado na medição – como o impacto de outras fontes de luz artificiais ou naturais - como a lua - o reflexo na superfície da água e erros de calibrações dos sensores. Na figura, verifica-se que de fato os valores de base se mantiveram muito próximos de 0 e com baixa variabilidade. Na faixa do infravermelho próximo, acima de

800 nm, verificou-se um aumento da variabilidade do sinal, provavelmente decorrente a fatores térmicos do funcionamento do sensor, e a emissões remanescentes dos holofotes após seus respectivos desligamentos.

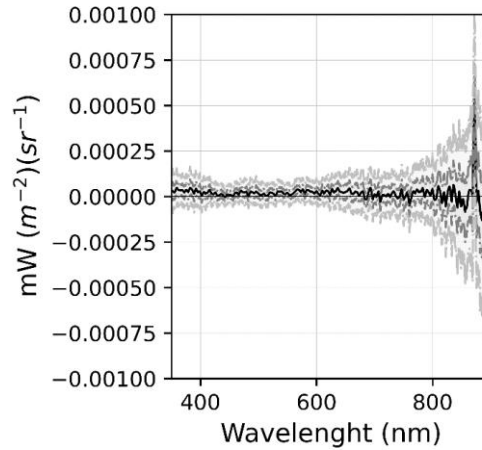


Figura 20. Percentis dos valores de  $L_u$  medido nos momentos em que os LEDs se encontravam desligados, por comprimento de onda.

A Figura 21 mostra a razão sinal ruído (RSR) obtida a partir da razão entre a média dos valores de  $L_u$  com a luz ligada pelo desvio padrão dos valores de  $L_u$  com a luz desligada. A curva em si mostra formato muito similar ao da própria curva de  $L_u$ , no entanto, é relevante levar em conta o aspecto quantitativo da RSR. A escolha do que seria um valor de RSR razoável é relativamente arbitrário, mas se for levado em conta um valor de 10, ou seja, aceitando-se que cerca de 10% do sinal seja afetado pelo ruído nos dados, é possível fazer um recorte, nos dados obtidos da faixa entre 420 nm e 650 nm. Os pontos no gráfico que estão abaixo da marca de 10 são aqueles no qual a correlação entre as propriedades óticas da água e a potência do holofote fizeram com que não fosse mais possível encontrar um resultado de refletância com boa qualidade. Ou seja, se a água fosse mais refletiva, ou o holofote mais potente, aumentaria o RSR.

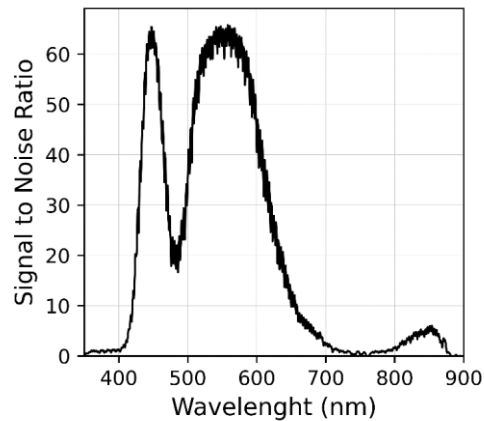


Figura 21. Razão sinal ruído relativa às medições de  $L_u$ , por comprimento de onda.

Essa correlação permite que seja criada curva de correlação que informa, para um determinado limite de ruído, qual deve ser a irradiância que chega na água para um determinado valor de refletância de interesse (que depende das características espectrais do próprio corpo hídrico a ser estudado). Essa curva pode ser vista na Figura 22. Como houve considerável variação nos valores de  $L_u$  devido a variação do próprio nível do reservatório, é apresentado o limiar mais conservador, referente a uma altura entre o sensor e a água de 6,8m. Na prática, a curva é simplesmente a relação  $E_{d_{noite}} = L_u/R_{noite}$ , para um  $L_u$  de referência sintético (igual a  $0,00079 \text{ mWsr}^{-1}$ ), que foi obtido pelo produto do  $R_{rs}$  diurno referente comprimento de onda em que  $RSR = 10$  e o  $E_{d_{noite}}$  para  $h=6,8$ .

Esse gráfico pode ser interpretado de modo com que, para o caso hipotético de um futuro experimento, deverá ser escolhido ponto que esteja à direita/acima da curva de referência apresentada.

A Figura 22 inclui ainda uma curva referente ao efeito que a irradiância lunar teria nas medições, correspondendo a um valor de  $E_d$  aproximado de  $0,004 \text{ mWm}^{-2}\text{sr}^{-1}$ . Apesar de ter sido usado um valor aproximado, verifica-se que a interferência lunar é de intensidade inferior em quase duas magnitudes quando comparado a curva de referência apresentada (relativa ao RSR). Ou seja, para as características dos sensores utilizados, outros fatores de incerteza têm magnitude muito superior a eventuais interferências da irradiância lunar.

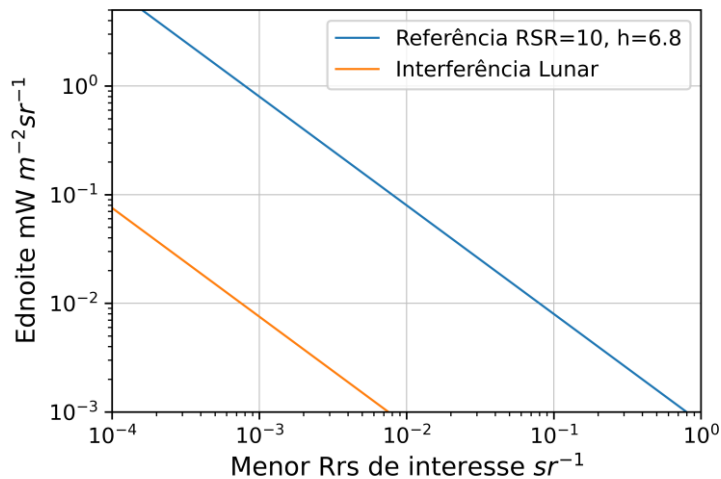


Figura 22. Curva de referência de qualidade do  $R_{rs}$  conforme a relação entre o menor  $R_{rs}$  de interesse a ser medido e a irradiância que chega à superfície do corpo d'água, relativo a um valor de RSR de 10, para uma altura entre o sensor e a água de 6,8m. Em laranja, é uma curva equivalente a interferência que a irradiância lunar causa nas medições radiométricas.

#### 4.2.4.3 Estimativa de MPS – combinação dos dados diurnos e noturnos

Aqui, os dados de  $R_{rs}$  obtidos no âmbito do capítulo 3 (ou seja, os dados diurnos), foram combinados aos dados noturnos. A Figura 23 apresenta uma série temporal da totalidade dos dados de refletância noturna e diurna, à 550 nm. Os dados noturnos apresentam grande estabilidade, dada a constância da fonte de iluminação, enquanto os dados diurnos possuem variações decorrentes dos fatores de iluminação (conforme discutido no capítulo 2). A série temporal apresenta lacunas nos horários de transição noite/dia, visto que, para os dados diurnos, só foram processados os dados com ângulo zenital do sol inferiores a  $70^\circ$ . Para os dados noturnos, os holofotes permaneceram ligados entre as 20:00 e as 6:00.

Os valores de concentração de material particulado em suspensão também são apresentados, calculados com base nos valores de  $R_{noite}$  obtidos. Dessa forma, a Figura 24 apresenta série temporal dos valores de MPS ao longo de todo o período do experimento (combinando dados diurnos e noturnos). De fato, o comprimento de onda a 665nm está no limiar do aceitável do ponto de vista do fator de razão sinal ruído. De todo modo, apesar dos valores noturnos calculados a partir da refletância neste comprimento de onda apresentarem considerável variabilidade, a média dos valores esteve bastante próxima do observado durante o dia.



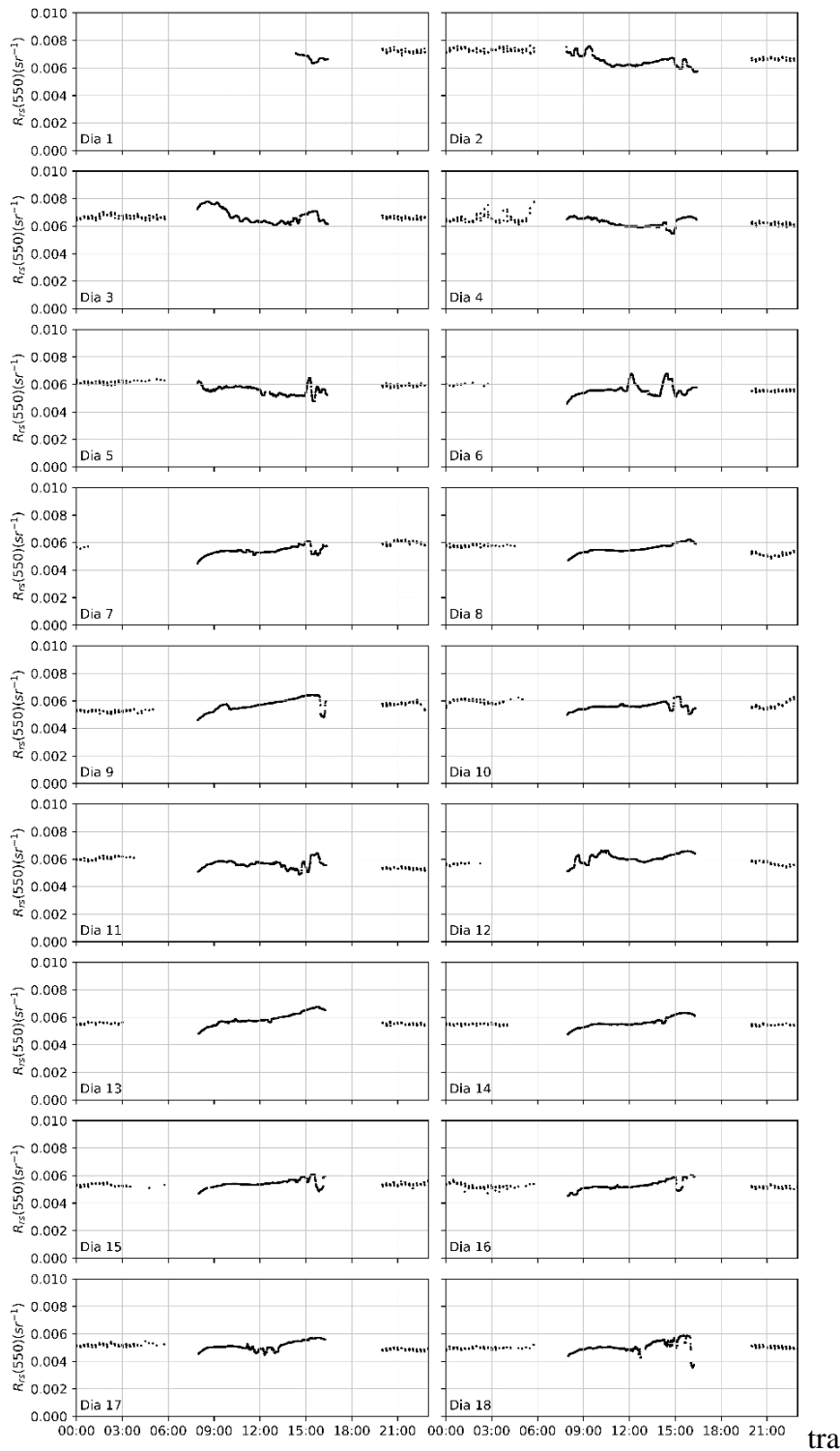


Figura 23 -  $R_{rs}$ , à 550 nm, durante a totalidade do experimento, combinando os dados diurnos e noturnos. As faixas sem dados se referem aos períodos com azimute  $< 70^\circ$ , durante o dia, que não foram processados; e aos valores anteriores às 20h no período noturno (horário em que os holofotes foram ligados).

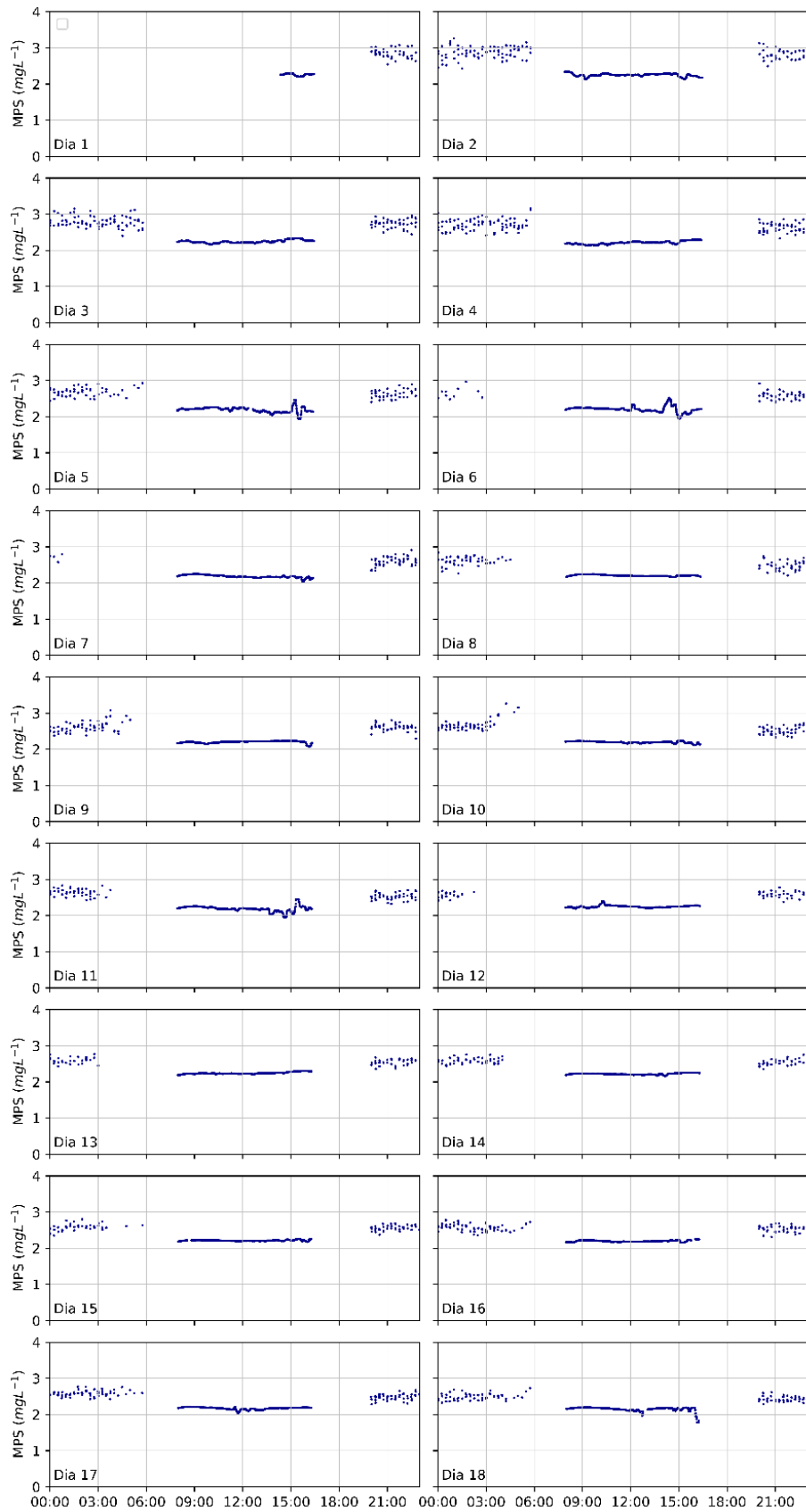


Figura 24 - Concentração de material particulado em suspensão, durante a totalidade do experimento, combinando os dados diurnos e noturnos.

### 4.3 CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES

A partir dos resultados obtidos, conclui-se que foi possível obter curvas de  $R_{rs}$  e valores de MPS em concordância com os valores obtidos durante o dia. Os diferentes métodos de correção testados demonstraram que o uso de uma irradiância de iluminação artificial localizada fora da água é viável para monitorar continuamente a concentração de MPS, utilizando um conjunto experimental simples formado por 2 holofotes e um único radiômetro (que mede a luz subindo). Além disso, o uso de uma iluminação artificial localizada junto ao radiômetro permite eliminar o problema da correção do reflexo da luz na superfície da água, que é um fator crítico para uma avaliação robusta da radiância subindo durante o dia. Consequentemente, a radiância subindo medida à noite apresentou maior estabilidade do que de dia, resultando em estimativas refletância bastante robustas. O experimento realizado permitiu demonstrar a possibilidade de se utilizar dados radiométricos acima da água à noite e abre perspectivas interessantes para um monitoramento contínuo de corpos hídricos. Além disso, os resultados obtidos também mostram a possibilidade de se usar a iluminação noturna para a coleta de dados radiométricos em locais em que as condições de medição sejam muito desfavoráveis durante o período diurno.

No entanto, foi identificado que a estimativa correta da irradiância efetiva que contribui para a iluminação da área enxergada pelo sensor de radiância é uma questão importante. Partindo da medição experimental da irradiância de cada holofote, uma abordagem simples do cálculo dessa irradiância foi capaz de estimar valores de  $R_{noite}$  com um erro da ordem de 18%, à 550 nm. Para alcançar um melhor resultado foi necessário introduzir um fator de correção baseado nos valores radiométricos medidos durante o dia, atingindo um DPA de 10%. Esse esquema de correção tem como vantagens: 1) não precisar estimar a irradiância de maneira precisa e 2) de depender unicamente do próprio conjunto de dados sem introdução de fatores externos. No entanto, é importante lembrar que a correção proposta depende da hipótese de estabilidade das propriedades óticas e deve ser refinada para futuros trabalhos em ambientes que apresentem variações hidrológicas rápidas, em escala horária ou inferior.

Dito isto, também pode-se concluir que houve um subdimensionamento da potência da luz utilizada. Para uma água com características espectrais como a do reservatório da UHE Queimado, e assumindo que se deseja obter informações espectrais para valores à 665nm, o menor  $R_{rs}$  de interesse é de cerca de  $0,001\text{sr}^{-1}$  e, portanto, com base na Figura 22– e assumindo a condição de restrição apresentada – seria necessário usar um holofote com potência suficiente para gerar um  $Ed_{noite}$  de pelo menos  $0,79\text{ mWm}^{-2}\text{sr}^{-1}$  nessa faixa do espectro. Levando em conta

que o  $E_{d_{\text{noite}}}$  mínimo calculado para esse comprimento de onda foi de apenas  $0,15 \text{ mWm}^{-2}\text{sr}^{-1}$  para um holofote com especificação de geração de 3000 lúmens, pode-se concluir que, alcançar uma medição espectral com a qualidade desejada, deveria ter sido usada uma lâmpada com ao menos 16200 lúmens (lâmpadas LED comerciais com potência de  $\sim 200\text{W}$ , emitem  $\sim 20000$  lúmens).

Com base no observado no experimento, são feitas relatadas lições e recomendações para futuras aplicações deste método de medição:

- 1 Para situação análoga à deste experimento, deveria ter sido usado holofote com potência de cerca de  $200\text{W}$ . Essa potência pode ser reduzida para águas com maiores refletâncias e/ou quando os holofotes estiverem mais próximos da superfície da água.
- 2 Para melhor otimizar a potência da lâmpada e reduzir os erros na conversão dos dados radiométricos para dados radiométricos, é interessante que seja utilizada lâmpada com resposta espectral com pouca variação ao longo do espectro.

Além disso, com base no que foi aprendido ao longo deste trabalho, podem ser feitas recomendações sobre a metodologia de processamento a ser aplicadas em outros conjuntos de dados, levando em conta que nem sempre a premissa de estabilidade das características da água pode valer. Dessa forma, e partindo da hipótese de que se possui um conjunto de dados de longo prazo, no qual tenha sido observada variação, nos valores de  $L_u$  observados, tanto na comparação entre dias quanto dentro de um mesmo dia o seguinte procedimento poderia ser adotado para a correção dos dados noturnos:

- 1- Calcular o CV no comprimento de onda de interesse para cada período diurno e noturno de observação, com o intuito de verificar a variação intra-dia.
- 2- Calcular o CV entre as médias de cada conjunto de 2 períodos diurnos e entre cada 2 períodos noturnos, com o intuito de verificar a variação entre dias.
- 3- Identificar conjuntos de dois períodos diurnos no qual há baixa combinação dos dois valores de CV calculados nos passos anteriores (para tal, pode ser feito ranqueamento com base na multiplicação dos CVs de cada dia e do CV entre os dias).
- 4- Aplicar a eq. (28) ou a eq. (29) com base nos dados obtidos nos períodos diurnos e no período noturno selecionados. Dessa forma, será obtido fator de correção que pode ser então aplicado ao restante da base de dados.

## **5 MONITORAMENTO ININTERRUPTO DE MPS EM EVENTOS DE VAZÃO EM GALERIA DE ÁGUAS PLUVIAIS COM USO DE RADIOMETRIA DE ALTA-FREQUÊNCIA**

### **5.1 INTRODUÇÃO**

A urbanização tem um impacto significativo na natureza, alterando o ciclo hidrológico e afetando a qualidade e a quantidade de água disponível. A construção de redes de drenagem urbana, a remoção da vegetação nativa e a impermeabilização dos solos são exemplos de intervenções humanas, que podem resultar no aumento da vazão de água e do carreamento de sedimentos para os corpos hídricos receptores, causando problemas como assoreamento, alagamentos e enchentes, além de problemas na qualidade da água induzidos pelo transporte de contaminantes pelas partículas em suspensão, podendo levar a processos de eutrofização e de poluição química.

No Brasil, a água da chuva coletada em áreas urbanas geralmente não é tratada antes de ser lançada nos rios e outros corpos d'água, tornando importante a o monitoramento dessas águas para que medidas eficazes de mitigação dos impactos negativos possam ser propostas.

Nesse sentido, a utilização da metodologia de monitoramento proposta nessa tese – radiometria in-situ de alta frequência - se apresenta como uma alternativa para o monitoramento de pequenos cursos d'água, em que vazões, e conseqüentemente, o transporte de sedimentos e de outros poluentes pode ter característica intermitente. Nesses tipos de escoamentos, abordagens convencionais de hidrometria com a realização de campanhas de medições dos fluxos de água e de partículas resultam em resultados muitas vezes incompletos, devido a curta duração dos episódios de transporte, que são difíceis de mensurar. Particularmente, técnicas de monitoramento contínuas – tais como sondas multi-paramétricas - podem trazer estimativas dos fluxos transportados, no entanto estes dispositivos são caros, precisam ser calibrados com frequência, e podem se desgastar muito rapidamente pelo contato com a água (velocidade do fluxo elevada, transporte de objetos e dejetos).

Dessa forma, neste capítulo, o conceito de estação radiométrica previamente testado nos dois capítulos anteriores foi utilizado para demonstrar a aplicação dessa tecnologia no monitoramento da carga de sedimentos em uma galeria de águas pluviais que recebe a drenagem pluvial da região administrativa do Riacho Fundo I, em Brasília/DF. Galerias de águas pluviais

são caracterizadas por eventos de vazão relativamente curtos, correspondentes a ocorrência de chuva na bacia de drenagem, o que pode dificultar a obtenção de dados sobre a dinâmica do transporte de sedimentos. Assim, uma estação radiométrica pode adquirir dados de alta frequência para estimar concentrações de MPS e mostrar a dinâmica do transporte de sedimentos com maior precisão temporal.

## **5.2 METODOLOGIA**

### **5.2.1 Local do estudo**

A estação radiométrica foi instalada em uma galeria de águas pluviais, localizada junto à saída de efluentes de uma estação de tratamento de efluentes (ETE). A galeria é o exutório de uma sub-bacia de drenagem urbana, na unidade administrativa do Riacho Fundo I, no Distrito Federal, com área total de 2,3 km<sup>2</sup>. Ela está inserida na sub-bacia do ribeirão Riacho Fundo, com uma área de 225,48 km<sup>2</sup>, e é uma das afluentes do Lago Paranoá. A Figura 25 mostra um mapa esquemático que mostra o ponto no qual foi instalada a estação.

Esta galeria de águas pluviais foi previamente estudada pelo trabalho de (TSUJI, 2018), que analisou em detalhe a dinâmica hidrológica do local. O estudo realizou campanhas de monitoramento quali-quantitativo, incluindo coletas e análises físico-químicas de amostras de água próximo ao exutório do canal de drenagem urbana, além da realização de modelagem hidrológica computacional. Nos eventos analisados no referido estudo, foram encontrados valores de MPS que ficaram entre 522 mg/L e 4,5 mg/L, com uma média de 48,9 mg/L. Foram registradas vazões de até 5,9 m<sup>3</sup>/s.

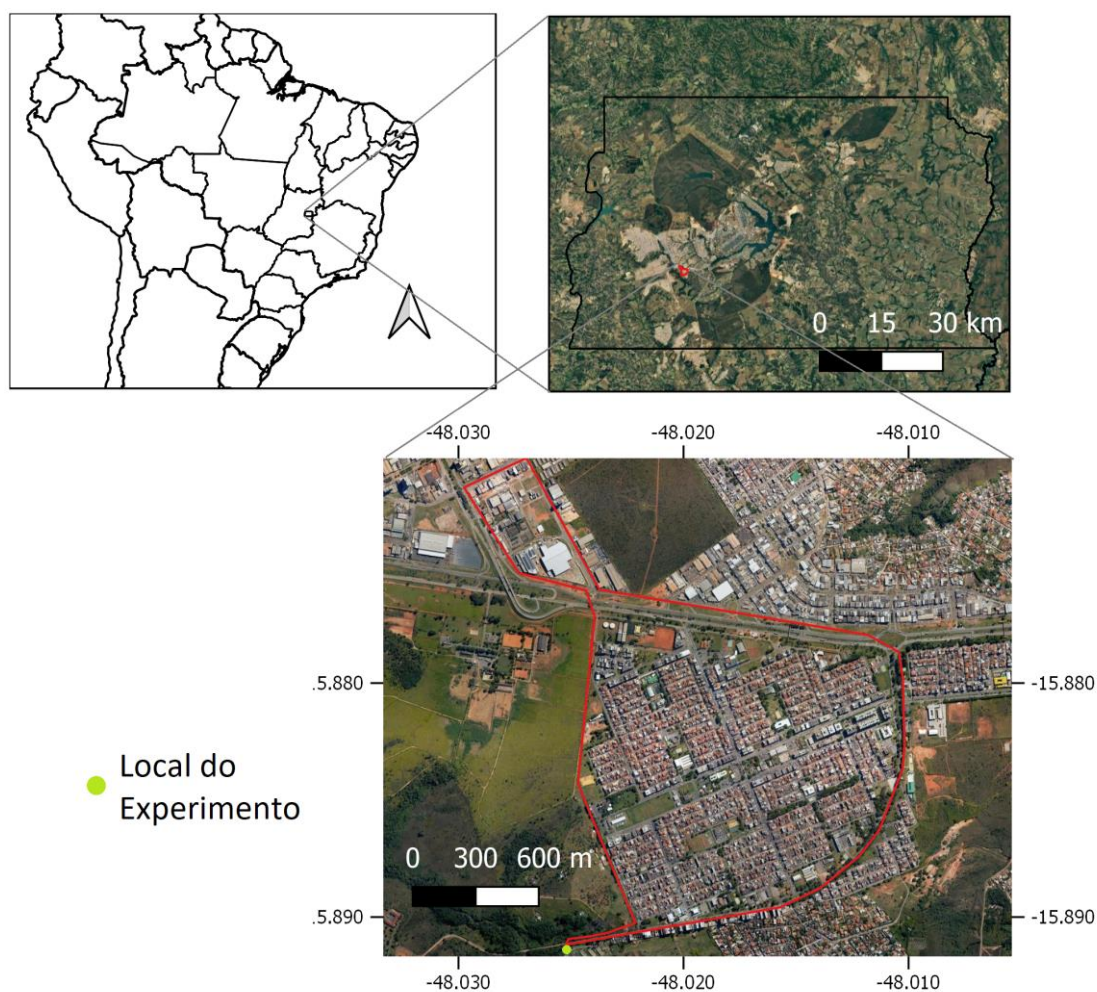


Figura 25 - Localização da bacia de drenagem urbana da RA Riacho Fundo I. O local de instalação da estação radiométrica está em destaque, em verde.

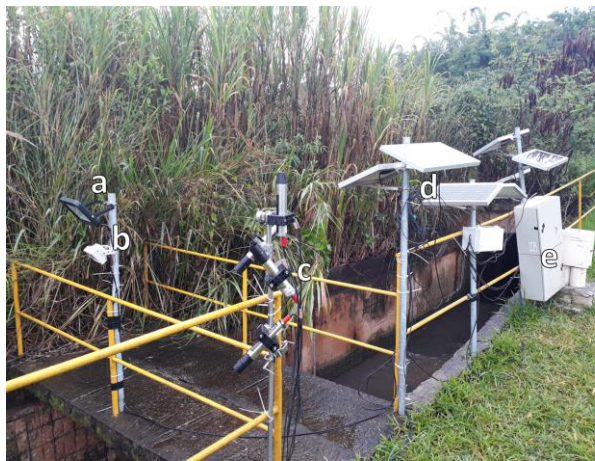
### 5.2.2 Dados radiométricos

A estação radiométrica foi instalada usando os mesmos equipamentos dos capítulos 3 e 4. Ou seja, foi utilizado sensor de irradiância (apontado para cima à  $0^\circ$ ), combinado a dois sensores de radiância (com ângulo de visada de  $40^\circ$ , um apontado para o céu e o outro para a água). Os radiômetros foram apontados na direção do azimute  $240^\circ$ . As Figura 26 e Figura 27 mostram a estação radiométrica instalada na galeria de águas pluviais.

Após a realização do experimento, foi constatado um erro no registro dos dados no datalogger, de modo com que tenham sido coletados dados radiométricos apenas a cada 50 nm (em vez de a cada 3nm). Esta limitação não permitiu o uso da maioria das metodologias de cálculo e correção trabalhadas no capítulo 3, que dependem de combinações de comprimentos de onda específicos, que não foram adquiridos neste experimento. Por isso, a obtenção dos



valores de  $R_{rs}$  precisou utilizar uma abordagem simplificada. Dessa forma, foi utilizada a metodologia de cálculo proposta por (MOBLEY, 1999) - eq.(12), com  $\rho = 0,028$ . No entanto, vale ressaltar que para os valores  $R_{rs}$  típicos de águas turvas, os efeitos do *sky-glint* são menos pronunciados, uma vez que os próprios valores de refletância possuem valores mais altos, e a interferência causada pelo sky-glint é causada pela reflexão especular na superfície da água, que é independente da própria refletância da água. De fato, na equação (12) o  $L_w$  (que é o termo  $\rho L_d$ )<sup>2</sup> é apenas um fator de adição, de modo que se o valor de  $L_u$  medido for maior (devido à uma maior  $R_{rs}$ ), eventuais erros na estimativa do  $L_w$  serão menos significativos no valor final de  $R_{rs}$ . No caso específico, correções de suavização também não foram aplicadas, visto que a dinâmica sendo estudada depende da aquisição de informações em alta frequência.



*Figura 26 – Estação radiométrica instalada na galeria de águas pluviais. a. Holofote visível; b. Holofote Infravermelho; c. Radiômetros; d. painéis solares; e. Caixa de controle.*



*Figura 27 – Visada do radiômetro na galeria de águas pluviais. O tubo de saída da ETE aparece logo a jusante na margem esquerda da galeria (cor branca).*

Em relação aos valores noturnos, utilizou-se da mesma metodologia de cálculo para obtenção do  $R_{noite}$  que foi utilizada no capítulo 4. Destaca-se que foram utilizados os mesmos holofotes detalhados na seção 4.2.2, de modo com que a curva unitária espectral de irradiância ( $E_{unitário}$ ) seja a mesma. Portanto o  $R_{noite}$  foi obtido utilizando as equações (25) e (26), com altura (h) de 3,6 m para o holofote de luz visível e 3,2 m para o holofote de luz infra-vermelha. A ativação dos holofotes também seguiu o mesmo padrão usado no capítulo 3 – uma ativação de 2 minutos, a cada 15 minutos.

<sup>2</sup> Ver equações (10) e (11)



### 5.2.3 Vazão

Foram obtidos dados de nível a partir de um linígrafo de boia, instalado no canal por uma equipe de pesquisa do Programa de Pós-Graduação em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos (PTARH), da UnB, a qual agradecemos a disponibilidade dos dados. A instalação foi realizada no âmbito dos estudos de Tsuji, (2018) e Tsuji; Costa; Koide, (2019), cujas figuras descritivas foram adaptadas à Figura 28. O linígrafo, da marca OTT modelo Thallimedes, foi instalado ao lado do canal, utilizando um sistema de vasos comunicantes para instalação do flutuador que transmite as variações do nível para o datalogger. O modelo instalado possui precisão de 0,001m. O linígrafo está instalado a aproximadamente 5 metros a montante dos radiômetros.

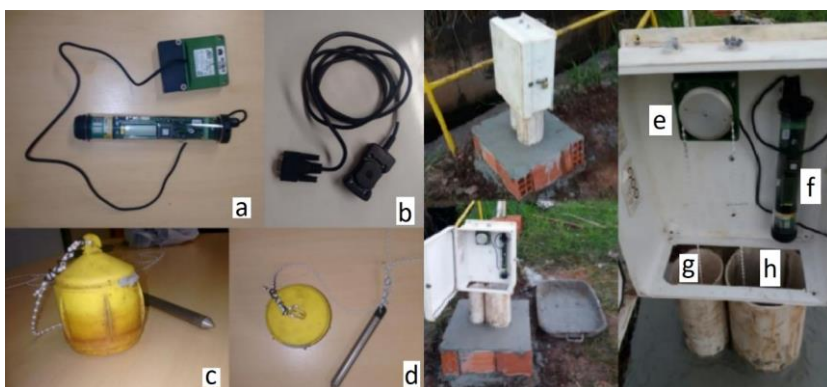


Figura 28 - Componentes do linígrafo e da instalação no local. (a) Logger com roldana; (b) Leitor infravermelho; (c) e (d) Boia e contrapeso. (e) Contador de variação de nível; (f) Datalogger; (g) Tubulação para o contrapeso; (h) Tubulação com comunicação com o canal, onde a boia está alocada. Adaptado de (TSUJI, 2018).

(TSUJI, 2018) combinou dados de nível medidos no canal a valores de velocidade medidos para obter uma curva-chave. A equação obtida (32) foi então utilizada neste estudo para obter os valores de vazão.

$$Q = 13,737 \cdot H^{1,75} \quad (32)$$

Em que, Q é a vazão (m<sup>3</sup>/s); e H é a altura da lâmina d'água (m).

## 5.3 RESULTADOS

Com base nos dados de nível, foram identificados 32 eventos de vazão na seção analisada durante o experimento de 7 dias, os eventos foram identificados por possuírem nível acima de um limiar de 0,03 m (a galeria fica habitualmente sem vazão, com nível de 0m). Os eventos foram então divididos entre os de origem natural, provenientes da água da chuva e os eventos

decorrentes da emissão dos efluentes tratados da ETE. Essa emissão é realizada duas ou três vezes ao dia e gera um fluxo significativo por cerca de 20 a 30 minutos, correspondendo ao esvaziamento do último tanque de retenção da estação de tratamento. Apesar da saída dos efluentes estar a jusante do linígrafo, o lançamento dos efluentes gera remanso no canal, além de que o próprio aumento no nível se propaga para os trechos mais a jusante, de modo que variações sejam detectadas pelo linígrafo. A classificação dos eventos foi feita após análise individual da curva de vazão de cada um dos eventos, levando em conta a taxa de variação inicial e final do evento (os eventos ETE começam e terminam de forma abrupta) assim como a duração do evento, e estabilidade do nível registrado durante o evento (eventos ETE registram nível estável). Dessa forma, a Tabela 3 mostra um resumo das características de cada um dos eventos registrados.

*Tabela 3 - Resumo dos eventos de vazão registrados durante o experimento pelo linígrafo. A coluna “Tipo” se refere à origem do evento, se devido às próprias águas da drenagem pluvial, ou se oriundos dos efluentes da ETE.*

<b>Evento</b>	<b>Duração (min)</b>	<b>Nº de espectros</b>	<b>Início do evento</b>	<b>Nível max (m)</b>	<b>Nível médio (m)</b>	<b>Tipo</b>
1	61	122	09/11/18 8:04:00	0,17	0,08	Pluvial
2	42	84	09/11/18 9:05:00	0,25	0,14	ETE
3	28	56	09/11/18 12:31:00	0,16	0,08	ETE
4	19	4	09/11/18 22:41:00	0,09	0,07	ETE
5	53	106	10/11/18 9:04:00	0,29	0,14	Pluvial
6	23	46	10/11/18 12:05:00	0,22	0,17	ETE
7	34	68	10/11/18 13:28:00	0,07	0,05	Pluvial
8	26	34	10/11/18 18:13:00	0,11	0,08	ETE
9	26	1	10/11/18 22:16:00	0,12	0,08	ETE
10	26	52	11/11/18 10:32:00	0,11	0,07	ETE
11	23	46	11/11/18 11:36:00	0,13	0,08	ETE
12	25	25	11/11/18 18:17:00	0,10	0,06	ETE
13	24	4	11/11/18 22:06:00	0,13	0,08	ETE
14	22	44	12/11/18 10:20:30	0,10	0,07	ETE
15	9	18	12/11/18 15:21:30	0,09	0,07	ETE
16	5	10	12/11/18 17:33:30	0,04	0,03	ETE
17	42	84	12/11/18 18:26:30	0,46	0,26	Pluvial
18	24	8	12/11/18 22:38:30	0,11	0,08	ETE
19	30	60	13/11/18 10:51:30	0,11	0,07	ETE
20	34	68	13/11/18 13:32:30	0,19	0,10	ETE
21	13	26	13/11/18 19:07:30	0,08	0,06	ETE
22	17	4	13/11/18 23:09:30	0,15	0,08	ETE
23	29	58	14/11/18 10:07:30	0,12	0,08	ETE
24	24	48	14/11/18 13:09:30	0,15	0,08	ETE
25	42	16	14/11/18 22:26:30	0,31	0,16	ETE

26	41	12	14/11/18 23:53:30	0,42	0,22	Pluvial
27	30	60	15/11/18 10:09:30	0,12	0,08	ETE
28	22	44	15/11/18 13:25:30	0,12	0,08	ETE
29	30	20	15/11/18 19:16:30	0,09	0,07	ETE
31	33	8	15/11/18 22:42:30	0,18	0,08	ETE
32	162	11	16/11/18 3:59:30	0,54	0,19	Pluvial

### 5.3.1 Medições radiométricas

#### 5.3.1.1 Dados Diurnos

Os valores de  $R_{rs}$  diurnos foram obtidos a partir da equação (12). Apesar de outros métodos mais avançados de correção terem sido avaliados uma metodologia mais simples foi utilizada devido às limitações na aquisição dos dados descritas na seção 5.2.2.

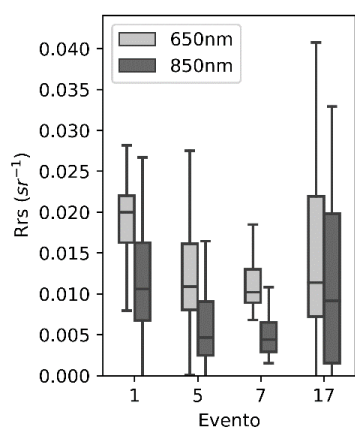


Figura 29 - Valores de  $R_{rs}$  (diurnos), à 650 nm e 850 nm, correspondentes aos eventos causados provenientes das águas de drenagem pluvial.

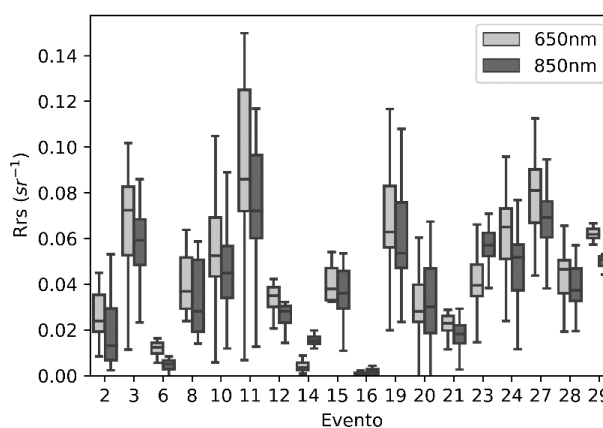


Figura 30 - Valores de  $R_{rs}$  (diurnos), à 650 nm e 850 nm, correspondentes aos eventos causados pela emissão de efluentes da ETE.

Os valores de  $R_{rs}$ , medidos nas faixas de comprimento de onda de 650 nm e 850 nm, são apresentados nas Figuras 29 e 30, para os eventos provenientes da água pluvial e da ETE, respectivamente. Os resultados mostram que os valores de  $R_{rs}$  obtidos nos eventos relacionados à emissão da ETE têm médias mais altas do que os valores obtidos nos eventos pluviais. Além disso, a razão entre  $R_{rs}$  à 650 nm e  $R_{rs}$  à 850 nm se manteve semelhante em todos os eventos, mas com valores de  $R_{rs}(650)$  ligeiramente superiores aos valores de  $R_{rs}(850)$ . Em relação à água provenientes da ETE, foi observada grande variabilidade entre os diferentes eventos, mas mantendo um padrão relativamente parecido no que se refere a relação entre  $R_{rs}(650)$  e  $R_{rs}(850)$ , indicando se tratar de água com alta turbidez.

A Figura 31 mostra os percentis dos valores observados de  $R_{rs}$  por comprimento de onda, para os eventos pluviais. Pode-se observar uma curva típica de águas com altas concentrações de sedimentos em suspensão, com valores significativamente acima de 0 na faixa do infravermelho próximo. Para a curva mediana, observam-se valores mais altos de  $R_{rs}$  na faixa entre 600 nm e 700 nm, já para as curvas dos percentis 75% e 95, percebe-se que, apesar dos valores ainda serem mais altos entre 600 nm e 700 nm, houve um aumento mais significativo dos valores do infravermelho próximo, acima de 700 nm, indicativo da ocorrência da “saturação” do espectro – à medida que a concentração de MPS aumenta, as variações de concentração tendem a ocasionar um aumento mais significativo em comprimentos de onda maiores do que nos menores.

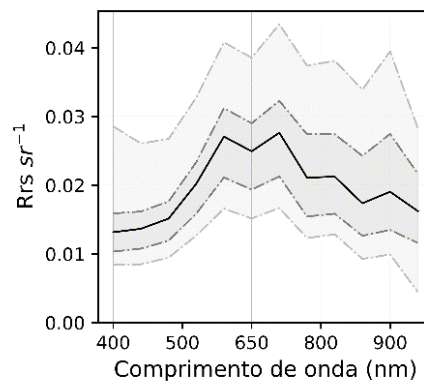


Figura 31 - Percentis, por comprimento de onda, de todas as curvas de  $R_{rs}$  medidas durante os eventos pluviais diurnos.

### 5.3.1.2 Dados noturnos

Os valores de  $R_{noite}$  (refletância espectral noturna) foram obtidos a partir de uma estimativa da irradiância artificial que levou em conta as características dos holofotes e a distância entre eles e a superfície da água. Um resumo dos resultados obtidos é apresentado na Figura 32, para os eventos decorrentes da drenagem pluvial, e na Figura 33, para os eventos provenientes da ETE. Quando comparados aos valores diurnos, nota-se que os valores obtidos se mantiveram aproximadamente na mesma faixa de intensidade (entre 0.01 e 0.2  $sr^{-1}$ ). No entanto, nota-se uma discrepância mais significativa entre os valores de  $R_{noite}(650)$  e  $R_{noite}(850)$  do que foi verificado nos dados diurnos. Verifica-se também que não foram registrados valores de  $R_{noite}(650)$  para o evento 32, devido a uma pane no holofote de luz visível.

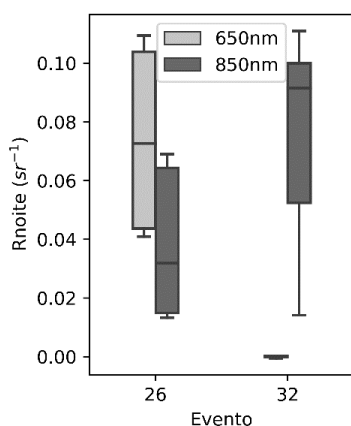


Figura 32 - Valores de  $R_{noite}$  (noturnos), à 650 nm e 850 nm, correspondentes aos eventos causados provenientes das águas de drenagem pluvial.

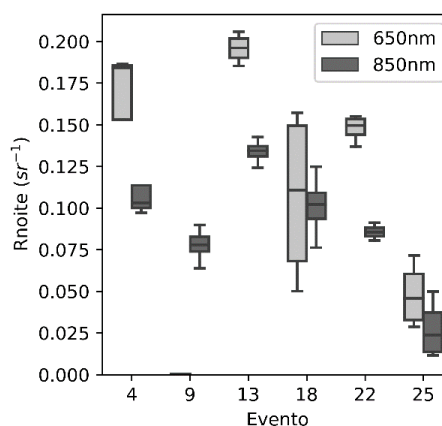


Figura 33 - Valores de  $R_{rs}$  (diurnos), à 650 nm e 850 nm, correspondentes aos eventos causados pela emissão de efluentes da ETE.

Embora em corpos hídricos mais estáveis, como reservatórios, seja possível explorar essa estabilidade para realizar inferências que permitam avaliar os valores de irradiância artificial calculados, tais como foi feito no capítulo 4 desta tese, as condições da água neste experimento apresentam grande variabilidade, impossibilitando que tal análise possa ser executada. Por isso, os dados noturnos apresentados nesse capítulo devem ser interpretados levando isso em conta. No entanto, apesar de haver um fator de incerteza maior quando comparados aos dados diurnos, eles ainda podem ser utilizados para estimar concentrações de MPS e para avaliar a evolução temporal dessas concentrações.

### 5.3.1.3 Concentração de MPS e histerese

Utilizando os dados de refletância, foi possível realizar a estimativa das concentrações de MPS para cada evento de vazão, utilizando o modelo proposto por (NECHAD; RUDDICK; PARK, 2010), para os valores de  $R_{rs}(850)$ . Este comprimento de onda foi escolhido pois, em águas com concentrações elevadas de MPS, a refletância na faixa do vermelho passa a não ser mais sensível às variações da concentração de MPS devido à saturação espectral nesta faixa. Por essa razão, é comum que, para a estimativa da concentração de MPS em águas turbidas, sejam utilizados modelos baseados em refletâncias na faixa do infravermelho. O que torna o modelo à 850 nm o mais adequado para a obtenção de estimativas de concentração.

Os dados adquiridos, com alta resolução temporal (30s entre cada medição), permitem a visualização da evolução da concentração de MPS durante a ocorrência de cada evento,

conforme mostra a Figura 34. Nos eventos observados, observa-se que a concentração tende a ser maior no início dos eventos e diminuir progressivamente com o passar do tempo.

Dos 6 eventos observados, 3 tiveram baixa vazão, com valores inferiores a  $0,7 \text{ m}^3/\text{s}$  e os 3 demais foram de alta vazão, com vazões máximas acima  $3,0 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Observou-se de modo geral, proporcionalidade entre os valores de concentração e de vazão observados. Quanto maior a vazão, maior a concentração de MPS. No entanto, essa correlação ocorreu apenas quando os valores comparados são do mesmo evento observado. Ao comparar o total dos dados observados na totalidade do experimento, constata-se que essa correlação não é tão evidente. De fato, mesmo nos eventos de baixa vazão, concentrações relativamente altas de MPS chegaram a ser observadas, como é o caso dos eventos 1 e 5, em que ocorreram concentrações acima de  $80 \text{ mg/L}$ .

A histerese é um fenômeno que ocorre quando há diferença na concentração de material particulado em suspensão para uma dada vazão durante o ramo ascendente e descendente do hidrograma. Isso acontece devido a uma diferença temporal entre a curva de vazão e a curva de MPS (MALUTTA et al., 2020). Como esse fenômeno ocorre devido a características particulares de diferentes processos de vazão e transporte de sedimentos, ele pode ser analisado para possibilitar um melhor entendimento da dinâmica hidrossedimentológica do local (NADAL-ROMERO; REGÜÉS; LATRON, 2008).

Análise dos gráficos de dispersão da Figura 34 revela a presença de histerese no sentido horário – ou seja, com concentrações de MPS relativamente maiores no início dos eventos – durante os eventos de vazão 17 e 32. Este fenômeno é mais evidente no evento 16, onde é possível ver uma depleção na concentração após cerca de 30 minutos, antes da queda nos valores de vazão. Embora tenha uma resolução temporal menor, a histerese também pode ser observada no evento 32, principalmente nas medições com vazão entre  $1$  e  $3 \text{ m}^3/\text{s}$ . No evento 26, só foram coletados dados de concentração em três intervalos de tempo do evento, de modo com que só pôde ser constatada uma relação em linha entre vazão e concentração.

Para os eventos 5 e 7, correlação entre vazão e concentração pode ser observada, mas é muito menos evidente do que nos eventos de maior vazão, mesmo assim, é possível notar uma leve histerese horária no evento 7. No evento 1, são observados dois regimes distintos: no início do evento, com vazão mais elevada, há uma relação linear entre vazão e concentração. Depois de cerca de 35 minutos, a vazão diminui e a correlação entre as duas variáveis fica mais fraca.

Os resultados mostram que para esta bacia de drenagem, a histerese tende a acontecer de forma mais clara para os eventos de maior vazão, com valores superiores a 2,0 m<sup>3</sup>/s. De fato, este resultado é consistente com a explicação mais comum deste fenômeno, que acontece devido a mobilização inicial de sedimentos já presentes no canal (AICH; ZIMMERMANN; ELSENBEER, 2014). Dessa forma, os eventos de menor vazão não são suficientes para esgotar as fontes de sedimento disponíveis no canal de drenagem, fazendo com que não se evidencie histerese nos gráficos de dispersão, novamente consistente com a explicação elencada por (MALUTTA et al., 2020) para eventos sem histerese.

É importante destacar que esses dados foram coletados a montante do ponto de saída dos efluentes da Estação de Tratamento de Esgoto (ETE), o que significa que a descarga calculada representa apenas a contribuição dos eventos pluviais. Para obter uma visão completa da descarga total de material em suspensão na galeria de água, seria necessário incluir também a contribuição dos efluentes da ETE mesmo que sejam principalmente compostos de componentes dissolvidos após a remoção dos efluentes sólidos durante o processamento na ETE.

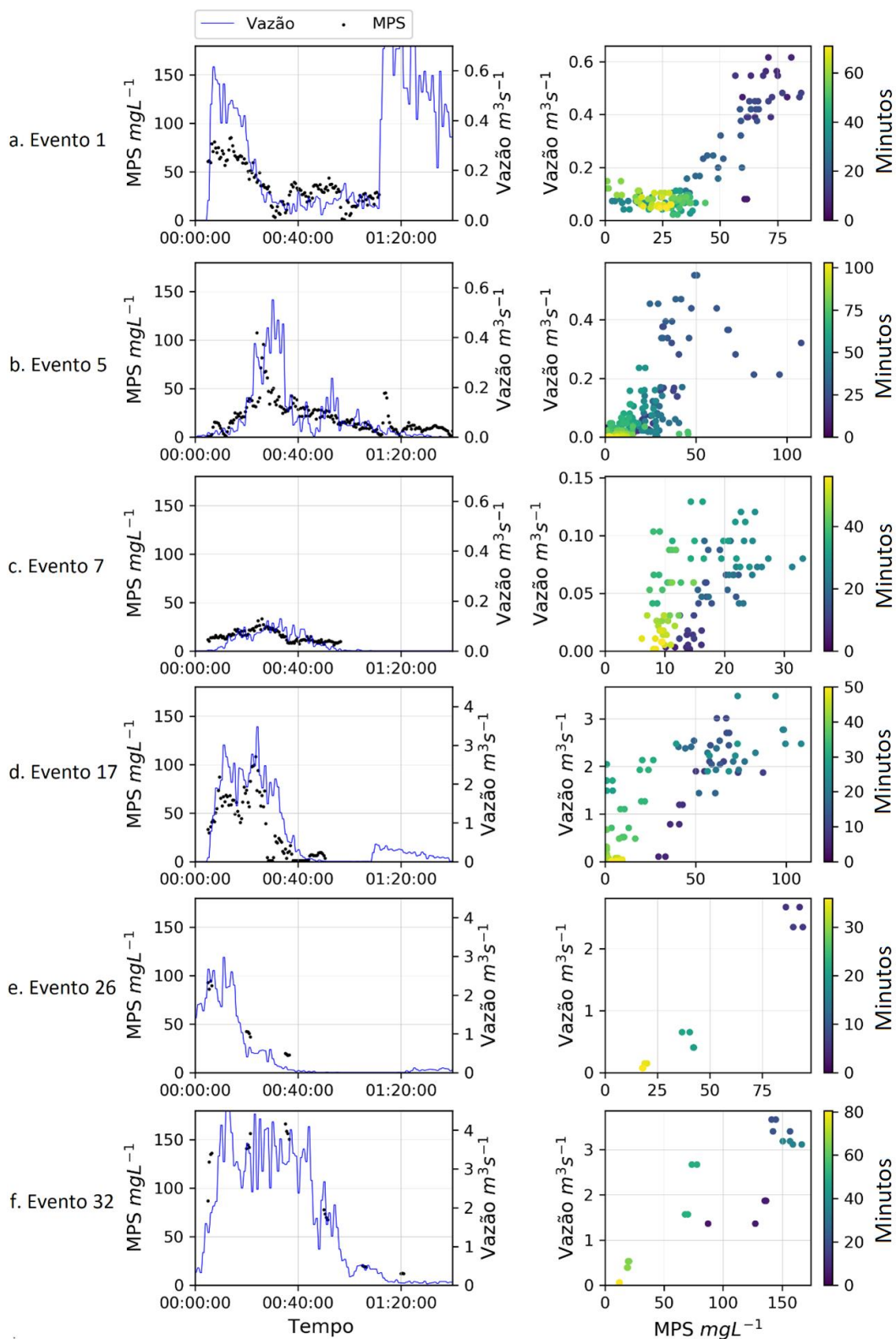


Figura 34. Evolução temporal da concentração de sedimentos e da vazão, para cada um dos eventos pluviais. A primeira coluna mostra os valores de vazão e de MPS ao longo do tempo. A segunda coluna mostra um gráfico de dispersão, correlacionando os valores de MPS medidos à vazão correspondente. No gráfico, a cor dos pontos indica o tempo, a partir do início do evento, sendo os pontos azuis correspondendo ao início do evento.



Além disso, com base nos dados de vazão e concentração de MPS obtidos, foi calculada a descarga total de sedimentos provenientes dos eventos pluviais durante o experimento. Para realizar esse cálculo, foi realizada uma interpolação linear dos dados de MPS registrados durante a noite. A carga sólida total (Qst) foi então obtida pela equação  $Qst = C * Q$ . Em que C é a concentração de MPS e Q é a vazão. Partimos da hipótese de que a concentração não apresenta gradiente vertical ou horizontal na seção e que a concentração medida em superfície seja igual a concentração média na coluna de água.

Dessa forma, os resultados mostram que, em apenas 7 dias, foi registrada uma descarga total de sólidos de 17836,6 kg de sedimentos em suspensão pela galeria de água. A Tabela 4 apresenta os resultados individuais para cada um dos eventos pluviais. Durante o experimento, 95% do fluxo de sedimentos foi transportado pelos eventos de alta vazão, sendo que a maior parte dos sedimentos foi transportada apenas no evento 32, responsável por 72% da carga de sedimento transportada no período. Consequentemente, pode-se afirmar que 72% da carga de total de sólidos foi transportada em apenas 1,6% do recorte temporal total do experimento, em concordância com as motivações iniciais mencionadas para a aplicação desta tecnologia e as observações dos fluxos hidrossedimentares (i.e. (DE GIROLAMO; PAPPAGALLO; LO PORTO, 2015); (HA; OUIILLON; VAN VINH, 2018); (MANO et al., 2009)).

*Tabela 4 - Carga sólida total de sedimentos transportada em cada evento e estimado a partir do monitoramento pela estação radiométrica.*

<b>Evento</b>	<b>Carga Sólida Total (kg)</b>
1	666,5
5	186,7
7	28,7
17	2081,3
26	2014,6
32	12859,0

### **5.3.2 Discussão**

O experimento demonstrou a possibilidade de se estimar concentrações de MPS em eventos pluviais de curta duração em uma galeria de água. Foram coletados dados de alta frequência, permitindo analisar a dinâmica do transporte de sedimentos na galeria. Nos eventos de alta vazão, foi identificado comportamento de histerese horária entre os dados de vazão e concentração, indicativo de esgotamento dos sedimentos da bacia no decorrer do evento. Apesar de dados radiométricos das emissões de efluentes da ETE também terem sido medidos, uma interpretação mais detalhada destas informações ficou fora do escopo deste estudo. De fato,

apesar de existirem alguns estudos que buscam avaliar características de plumas de efluentes quando despejados em corpos hídricos (AYAD et al., 2020; XIONG; GUO; YIN, 2021), uma análise direta dos próprios efluentes ainda não foi explorada na literatura, de modo que seja necessário estudos mais detalhados para que estes dados pudessem ser utilizados para inferir características dos efluentes. De todo modo, o experimento demonstrou a viabilidade deste tipo de medição.

O uso de radiômetros se mostrou uma tecnologia altamente aplicável em locais onde as vazões de água e o transporte de sedimentos ocorrem em períodos curtos de tempo. Além disso, este método permite realizar medições em alta frequência, incluindo variações durante eventos de vazão, o que pode viabilizar o monitoramento ambiental em locais onde isso não era anteriormente possível. Por exemplo, ele pode ser utilizado por agentes reguladores em locais com emissão intermitente de efluentes, permitindo uma avaliação independente da qualidade da água que seria inviável com métodos de amostragem tradicionais.

O método de medição discutido também pode apresentar sinergia com técnicas de velocimetria de vazões com uso de imagens. Proposta originalmente por Fujita; Muste; Kruger, (1998), essas técnicas se aproveitam de feições registradas em imagens sucessivas de um corpo d'água para inferir a velocidade do fluxo, já tendo sido aplicadas com sucesso, usando diferentes modos de aquisição, em diversos ambientes (e.g. (LE COZ et al., 2010; PEARCE et al., 2020)). Dessa forma, esses dados poderiam ser combinados aos dados de MPS obtidos por uma estação radiométrica, permitindo entendimento mais completo das propriedades hidrossedimentares do corpo d'água, de forma totalmente remota.

O uso de radiômetros pode ser vantajoso em comparação com outras tecnologias de monitoramento da água, pois são capazes de realizar medições em tempo real, fornecendo uma análise mais precisa e atualizada da qualidade da água. No entanto, é importante levar em consideração que os resultados obtidos neste capítulo tiveram caráter demonstrativo e descritivo, pois não foram coletados dados de validação das concentrações estimadas. Além disso, problemas na aquisição dos dados impediram que os modelos de melhor desempenho, analisados no capítulo 3, pudessem ser aplicados. Estudos futuros são necessários para melhor validar a aplicação de métodos de cálculo do  $R_{rs}$  e de obtenção das concentrações de MPS em corpos d'água de baixa vazão.

## 6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Combinando os resultados dos três capítulos experimentais, pode-se concluir que uma estação radiométrica é capaz de realizar medições robustas da concentração de material particulado em suspensão em corpos hídricos, obtendo dados contínuos e de alta frequência. Com a utilização da metodologia proposta, foi possível estimar as concentrações de MPS, de forma contínua e quase ininterrupta, no reservatório da UHE Queimado, e em uma galeria de águas pluviais da RA Riacho Fundo 1, no DF, em que também foi possível realizar uma estimativa do fluxo total de sedimentos.

Mais especificamente:

Modelos de cálculo e de correção do  $R_{rs}$  são capazes de reduzir, de forma bastante significativa os erros decorrentes de condições sub-ótimas de iluminação ocasionados pela presença de nuvens e por ângulos sol-radiômetros desfavoráveis, atingindo um DPA de 10,4% em condições de céu nublado e de 4,6% em céu aberto, quando comparadas a valores de DPA de 88,2% e 13,2% usando uma abordagem de cálculo simples. O  $R_{rs}$  obtido pode então ser usado para a obtenção de concentrações de MPS. ([Capítulo 3](#))

Os resultados encontrados para as curvas de reflectância  $R_{rs}$  a partir de diferentes modelos mostram a necessidade de um estudo aprofundado das metodologias existentes, visto que, atualmente, o protocolo de Mobley (1999) é adotado na maioria dos trabalhos. A aplicação dos filtros de suavização aos dados da série temporal foi bastante eficaz na redução dos erros observados. Isso aponta para a conclusão de que uma alta proporção da variação observada temporalmente se deve a efeitos estocásticos nos dados medidos, principalmente devido à variação na posição e iluminação das nuvens e da superfície da água. No entanto, diferentes dinâmicas de corpos d'água podem justificar uma escolha diferente de pós-processamento. Com relação a variação do ângulo zenital solar, foi observada pouca degradação na qualidade das curvas de reflectância para valores acima de 65°. Em relação ao azimute relativo, houve degradação para valores inferiores à 90°, mas os métodos de correção utilizados mitigaram a intensidade desta degradação.

Quanto à estimativa da concentração de SPM, dependendo do método utilizado, foi observada considerável diferença no coeficiente de variação encontrado, apesar da média das concentrações terem sido muito semelhantes. Importante frisar que foram encontradas

concentrações baixas de SPM, de cerca de  $1,0 \text{ g/m}^3$ , o que justifica a continuidade do estudo para corpos d'água com características distintas.

Usando as técnicas de cálculo e de correção propostas no [Capítulo 4](#), foi possível obter valores de refletância noturna, mensurados com auxílio de iluminação artificial. A metodologia de cálculo mais simples foi capaz de obter valores que subestimaram os valores diurnos (tidos como “verdade de campo”) em cerca de 20%, mas a aplicação de técnicas de correção diminuiu esta taxa de erro, para cerca de 10% (à 550 nm). O experimento realizado permitiu demonstrar a possibilidade de se utilizar dados radiométricos de cima da água, à noite, e abre perspectivas interessantes para o monitoramento contínuo de corpos hídricos. A obtenção correta da refletância a partir das características da estação ainda permanece como desafio da metodologia usada, justificando estudos futuros que investiguem essa questão. Foram constatados baixos valores de interferência por fatores externos, tais como a luz lunar. Na estimativa de MPS de fato, o comprimento de onda usado, à 665 nm, está no limiar do aceitável do ponto de vista do fator de razão sinal ruído. De todo modo, apesar dos valores noturnos calculados a partir da refletância neste comprimento de onda apresentarem considerável variabilidade, a média dos valores esteve bastante próxima do observado durante o dia.

Foi constatado ainda que uma estação radiométrica é capaz de realizar medições em alta-frequência das concentrações de MPS em eventos de curta vazão. Combinados à dados de vazão, foi possível identificar características – tais como a histerese - da dinâmica de transporte de sedimentos da galeria de águas pluviais estudada. Constatou-se que um único evento, correspondente a 1,6% do tempo total de experimento, foi responsável por 72% da carga total de sólidos transportada ([Capítulo 5](#)). Nesse experimento, foram medidos dados diurnos e noturnos, que apresentaram refletâncias na mesma faixa de intensidade. No entanto, uma comparação e validação mais detalhada não foi possível, devido à variabilidade inerente das próprias características do corpo d'água estudado, mesmo motivo pelo qual não foi possível utilizar dos algoritmos de correção dos dados noturnos usados no capítulo 4.

As concentrações de MPS foram obtidas a partir das refletâncias medidas à 850 nm, pois nessa faixa evita-se a ocorrência da saturação do espectro para concentrações maiores de MPS. Com base nesses dados foi possível constatar a ocorrência de histerese horária nos eventos observados de alta vazão, e de alta variabilidade na concentração de MPS observadas entre eventos e durante cada evento. De modo geral, apesar de terem havido problemas na

aquisição dos dados em maior detalhe espectral, o experimento foi bem sucedido, mostrando a aplicabilidade do método.

Esta tese demonstrou que métodos de cálculo e correção são viáveis para a obtenção e correção dos dados radiométricos, em condições sub-ótimas de iluminação, e à noite. No entanto, ainda é necessário que estes métodos sejam avaliados e validados em diferentes condições ambientais. Nesse sentido são feitas algumas recomendações e propostas para futuros estudos, referentes principalmente às lacunas deste estudo:

- 1- Os métodos avaliados nesse estudo precisam ser validados, de forma mais rigorosa, para diferentes corpos d'água. Nesse sentido, recomenda-se o uso do método de radiometria na superfície da água com bloqueio da luz do céu (ver seção 2.1.3) para a validação dos dados de  $R_{rs}$ . Os dados de concentração de MPS podem ser validados com técnicas tradicionais de medição – sondas multi-paramétricas e/ou coleta de amostras com análise de laboratório.
- 2- Estudos futuros também devem explorar aspectos relacionados à aplicação desta tecnologia a longo prazo. Nesse sentido, é importante considerar a escolha do número radiômetros e o seu posicionamento azimutal (ver Apêndice 8.1 para mais detalhes). Para os dados noturnos, é sugerida metodologia de correção, baseada na aplicada no capítulo 4, que se aproveita da disponibilidade de grande volume de dados de um monitoramento de longo prazo (ver seção 4.3).
- 3- Para a realização de medições radiométricas noturnas, é importante considerar a potência dos holofotes que serão utilizados. Nesse sentido, a Figura 22 traz curva de referência que pode ser usada para informar essa escolha.
- 4- Futuras aplicações da metodologia de monitoramento discutida nessa tese também deverão levar em conta aspectos de custo, fator importante para a adoção mais ampla do método. Nesse sentido, essa questão é discutida em maior detalhe na próxima seção.

## **6.1 RADIOMETRIA DE BAIXO CUSTO**

Quando se olha para o potencial futuro de aplicação da tecnologia discutida nesse trabalho, fica evidente que para que ela seja amplamente instalada no “mundo real”, seria necessária grande redução nos custos dos equipamentos utilizados. Para a obtenção dos dados usados neste trabalho, foi utilizado equipamento - Trios RAMSES – científico, hiperespectral,

de alta precisão, com validação metrológica. Nesse sentido, se trata de equipamento caro, sem que se haja, necessariamente, vantagem competitiva quando comparado a outras alternativas de monitoramento de corpos hídricos.

No entanto, cabe ressaltar que apesar de sensores com essas características serem apropriados para uma devida análise e validação científica dos dados, é possível vislumbrar a utilização de sensores óticos muito mais simples – e conseqüentemente muito mais baratos – que utilizassem os mesmos princípios e métodos discutidos nesta tese para a aquisição de dados radiométricos e, conseqüentemente, de informações relevantes sobre o corpo d'água sendo monitorado.

Nesse sentido, existem duas características principais relativas aos sensores radiométricos que podem ser analisadas em relação as características mínimas a serem usadas em um sensor de baixo-custo, quais sejam: incerteza da medição e a resolução espectral.

Quanto a incerteza de medição é estimada que, para radiômetros científicos, tais quais os utilizados nesta tese, a incerteza devido às características do próprio instrumento, em laboratório, é de cerca de 1% (VABSON et al., 2019), enquanto que para dados de campo, encontra-se uma incerteza entre 1% e 7% (BIAŁEK et al., 2020). Esses valores servem de referência ao se considerar eventuais incertezas de medição em outros sensores. Alguns estudos já têm investigado o potencial de uso de câmeras comerciais – tais como as de smartphones - para o monitoramento de corpos d'água (BURGGRAAFF et al., 2019; MALTHUS; OHMSEN; VAN DER WOERD, 2020). Até recentemente, a precisão e acurácia desses sensores ainda apresentavam problemas, apresentando dificuldades na reprodutibilidade dos resultados. No entanto, Burggraaff et al. (2022) propõe a utilização de uma série de métodos de correção e calibração, aplicados diretamente aos dados brutos destas câmeras, que alcançam uma acurácia, na medição do  $R_{rs}$ , de cerca de 10% para as bandas do azul, verde e vermelho, e de 2% para razões de banda, resultado 9x superior aos atingidos na literatura existente até então.

Em relação a resolução espectral, deve-se levar em conta que tanto os métodos de correção do  $R_{rs}$ , quanto os próprios algoritmos de cálculo dos valores de POAs dependem de valores ou faixas específicas do espectro, havendo grande variabilidade em relação à dependência espectral dos modelos. Tomando como exemplo alguns dos modelos utilizados nesta tese, alguns dependem de faixas estreitas específicas do espectro (como o J20 e o R05) e/ou de vários comprimentos de onda, com resolução hiperespectral (tal qual o modelo 3C) e

outros modelos são muito mais simples, podendo ser aplicados a comprimentos de onda individuais (tal qual o modelo M99(1) e o N10).

Dessa forma, as limitações que sistemas de baixo custo teriam em relação à questão da resolução espectral poderiam ser enfrentadas das seguintes formas: 1- Escolha de equipamentos de medição que se adequem aos modelos propostos, mesmo que de forma estrita (por exemplo, com uso de filtros de luz específicos); 2- Adaptando modelos já calibrados para determinado comprimento às bandas existentes em sensores de baixo custo, mesmo que com perda de desempenho; 3- Inovações tecnológicas que permitam a medição de dados espectrais utilizando equipamentos de baixo custo. Particularmente, Burggraaff et al. (2020) propõe um dispositivo<sup>3</sup> que se aproveita da espectropolarimetria para a obtenção de dados hiperespectrais quando instalado à câmera de um smartphone comercial. O equipamento ainda está em fase de protótipo e os testes de calibração e validação dos dados ainda não foram publicados.

---

<sup>3</sup> O dispositivo tem o nome comercial de iSPEX. Segundo a página do projeto (<https://www.ispex.org/faq/>), o equipamento terá custo inferior à 100 dólares.

## 7 REFERÊNCIAS

- AICH, V.; ZIMMERMANN, A.; ELSENBEEER, H. Quantification and interpretation of suspended-sediment discharge hysteresis patterns: How much data do we need? **CATENA**, v. 122, p. 120–129, 2014.
- ANTOINE, D. et al. Assessment of uncertainty in the ocean reflectance determined by three satellite ocean color sensors (MERIS, SeaWiFS and MODIS-A) at an offshore site in the Mediterranean Sea (BOUSSOLE project). **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 113, n. C7, 2008.
- ARABI, B. et al. Remote sensing of water constituent concentrations using time series of in-situ hyperspectral measurements in the Wadden Sea. **Remote Sensing of Environment**, v. 216, n. November, p. 154–170, 2018.
- ARABI, B. et al. Integration of in-situ and multi-sensor satellite observations for long-term water quality monitoring in coastal areas. **Remote Sensing of Environment**, v. 239, n. November 2019, p. 111632, 2020.
- AURIN, D.; MANNINO, A.; LARY, D. J. Remote sensing of CDOM, CDOM spectral slope, and dissolved organic carbon in the global ocean. **Applied Sciences (Switzerland)**, v. 8, n. 12, 2018.
- AYAD, M. et al. Analysis and Classification of Stormwater and Wastewater Runoff From the Tijuana River Using Remote Sensing Imagery. **Frontiers in Environmental Science**, v. 8, n. December, p. 1–14, 2020.
- BALASUBRAMANIAN, S. V. et al. Robust algorithm for estimating total suspended solids (TSS) in inland and nearshore coastal waters. **Remote Sensing of Environment**, v. 246, n. February, p. 111768, 2020.
- BARBOSA, C. C. F.; DE MORAES NOVO, E. M. L.; MARTINS, V. S. **Introdução ao Sensoriamento Remoto de Sistemas Aquáticos: princípios e aplicações**. [s.l.] Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2019. v. 1
- BASSON, G. **Sedimentation and Sustainable use of reservoirs and river systems. International Commission on Large Dams (ICOLD) Bulletin**. , 2010.
- BIAŁEK, A. et al. Example of Monte Carlo method uncertainty evaluation for above-water ocean colour radiometry. **Remote Sensing**, v. 12, n. 5, 2020.
- BREWEN, R. J. W. et al. Underway spectrophotometry along the Atlantic Meridional Transect reveals high performance in satellite chlorophyll retrievals. **Remote Sensing of Environment**, v. 183, p. 82–97, 2016.
- BURGGRAAFF, O. et al. Standardized spectral and radiometric calibration of consumer cameras. **Optics Express**, v. 27, n. 14, p. 19075, 8 jul. 2019.
- BURGGRAAFF, O. et al. A universal smartphone add-on for portable spectroscopy and polarimetry: iSPEX 2. p. 95, 2020.
- BURGGRAAFF, O. et al. Accuracy and Reproducibility of Above-Water Radiometry With Calibrated Smartphone Cameras Using RAW Data. **Frontiers in Remote Sensing**, v. 3, 14 jul. 2022.



- CANTERA, I. et al. Low level of anthropization linked to harsh vertebrate biodiversity declines in Amazonia. **Nature Communications**, v. 13, n. 1, p. 1–11, 2022.
- CAO, Q. et al. Monitoring water quality of the haihe river based on ground-based hyperspectral remote sensing. **Water (Switzerland)**, v. 14, n. 1, p. 1–13, 2022.
- CHAMI, M. et al. OSOAA: a vector radiative transfer model of coupled atmosphere-ocean system for a rough sea surface application to the estimates of the directional variations of the water leaving reflectance to better process multi-angular satellite sensors data over the. **Optics Express**, v. 23, n. 21, p. 27829, 2015.
- CONDÉ, R. DE C. et al. Indirect assessment of sedimentation in hydropower dams using MODIS remote sensing images. **Remote Sensing**, v. 11, n. 3, p. 314, 2019.
- DE GIROLAMO, A. M.; PAPPAGALLO, G.; LO PORTO, A. Temporal variability of suspended sediment transport and rating curves in a Mediterranean river basin: The Celone (SE Italy). **Catena**, v. 128, p. 135–143, 2015.
- DE OLIVEIRA FAGUNDES, H. et al. Sediment modeling of a large-scale basin supported by remote sensing and in-situ observations. **Catena**, v. 190, p. 104535, 2020.
- DETHIER, E. N.; RENSHAW, C. E.; MAGILLIGAN, F. J. Toward Improved Accuracy of Remote Sensing Approaches for Quantifying Suspended Sediment: Implications for Suspended-Sediment Monitoring. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 125, n. 7, p. e2019JF005033, 2020.
- DETHIER, E. N.; RENSHAW, C. E.; MAGILLIGAN, F. J. Rapid changes to global river suspended sediment flux by humans. **Science**, v. 376, n. 6600, p. 1447–1452, 2022.
- DOXARAN, D. et al. Spectral signature of highly turbid waters: Application with SPOT data to quantify suspended particulate matter concentrations. **Remote sensing of Environment**, v. 81, n. 1, p. 149–161, 2002.
- ESPINOZA, J. C. et al. The Major Floods in the Amazonas River and Tributaries (Western Amazon Basin) during the 1970-2012 Period: A Focus on the 2012 Flood. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, n. 3, p. 1000–1008, 2013.
- ESPINOZA-VILLAR, R. et al. Spatio-temporal monitoring of suspended sediments in the Solimões River (2000–2014). **Comptes Rendus - Geoscience**, v. 350, n. 1–2, p. 4–12, 2018.
- ESTEVEZ, M. et al. Medium term high frequency observation of discharges and suspended sediment in a Mediterranean mountainous catchment. **Journal of Hydrology**, v. 568, p. 562–574, 2019.
- FETTWEIS, M. et al. Uncertainties associated with in situ high-frequency long-term observations of suspended particulate matter concentration using optical and acoustic sensors. **Progress in Oceanography**, v. 178, p. 102162, 2019.
- FUJITA, I.; MUSTE, M.; KRUGER, A. Large-scale particle image velocimetry for flow analysis in hydraulic engineering applications. **Journal of hydraulic Research**, v. 36, n. 3, p. 397–414, 1998.
- GARABA, S. P. et al. Sun glint detection for unmanned and automated platforms. **Sensors (Switzerland)**, v. 12, n. 9, p. 12545–12561, 2012.

- GONZALEZ-HIDALGO, J. C.; BATALLA, R. J.; CERDA, A. Catchment size and contribution of the largest daily events to suspended sediment load on a continental scale. **Catena**, v. 102, p. 40–45, 2013.
- GÖRITZ, A. et al. Retrieval of water constituents from hyperspectral in-situ measurements under variable cloud cover-A case study at Lake Stechlin (Germany). **Remote Sensing**, v. 10, n. 2, 2018.
- GOYENS, C. et al. Using Hyperspectral Remote Sensing to Monitor Water Quality in Drinking Water Reservoirs. **Remote Sensing**, v. 14, n. 21, p. 5607, 7 nov. 2022.
- GRISHIN, M. Y. et al. Laser remote sensing of an algal bloom in a freshwater reservoir. **Laser Physics**, v. 26, n. 12, p. 125601, 2016.
- GROETSCH, P. M. M. et al. Validation of a spectral correction procedure for sun and sky reflections in above-water reflectance measurements. **Optics Express**, v. 25, n. 16, p. A742, 2017.
- HA, D. T.; OUILLON, S.; VAN VINH, G. Water and suspended sediment budgets in the lower mekong from high-frequency measurements (2009-2016). **Water (Switzerland)**, v. 10, n. 7, 2018.
- HARMEL, T. et al. Polarization impacts on the water-leaving radiance retrieval from above-water radiometric measurements. **Applied Optics**, v. 51, n. 35, p. 8324, 2012a.
- HARMEL, T. et al. Long Island Sound Coastal Observatory: assessment of above-water radiometric measurement uncertainties using collocated multi and hyper-spectral systems: reply to comment. **Applied Optics**, v. 51, n. 17, p. 3893, 2012b.
- HAUER, C. et al. The Role of Sediment and Sediment Dynamics in the Aquatic Environment. Em: **Riverine Ecosystem Management**. [s.l.] Springer, Cham, 2018. p. 151–169.
- HAUER, C. et al. Controlled reservoir drawdown-challenges for sediment management and integrative monitoring: An Austrian case study-part B: Local scale. **Water (Switzerland)**, v. 12, n. 4, p. 1058, 2020.
- HIERONYMI, M. Polarized reflectance and transmittance distribution functions of the ocean surface. **Optics Express**, v. 24, n. 14, p. A1045, 2016.
- IOCCG PROTOCOL SERIES. Protocols for Satellite Ocean Colour Data Validation: In Situ Optical Radiometry. **Ocean Optics and Biogeochemistry Protocols for Satellite Ocean Colour Sensor Validation, Volume 3.0**, v. 3, 2019.
- JIANG, D.; MATSUSHITA, B.; YANG, W. A simple and effective method for removing residual reflected skylight in above-water remote sensing reflectance measurements. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 165, n. March, p. 16–27, 2020.
- KIRK, J. T. O. **Light and photosynthesis in aquatic ecosystems**. [s.l.] Cambridge university press, 1994.
- KOWALCZUK, P. et al. Empirical relationships between coloured dissolved organic matter (CDOM) absorption and apparent optical properties in Baltic Sea waters. **International Journal of Remote Sensing**, v. 26, n. 2, p. 345–370, 2005.

- KUTSER, T. et al. Removing glint effects from field radiometry data measured in optically complex coastal and inland waters. **Remote Sensing of Environment**, v. 133, p. 85–89, 2013.
- LE COZ, J. et al. Performance of image-based velocimetry (LSPIV) applied to flash-flood discharge measurements in Mediterranean rivers. **Journal of Hydrology**, v. 394, n. 1–2, p. 42–52, 17 nov. 2010.
- LEE, Z. et al. Removal of surface-reflected light for the measurement of remote-sensing reflectance from an above-surface platform. **Optics Express**, v. 18, n. 25, p. 26313, 2010.
- LEE, Z.; CARDER, K. L.; ARNONE, R. A. Deriving inherent optical properties from water color: a multiband quasi-analytical algorithm for optically deep waters. **Applied Optics**, v. 41, n. 27, p. 5755, 2002.
- LI, J. et al. Spatio-temporal variations of CDOM in shallow inland waters from a semi-analytical inversion of Landsat-8. **Remote Sensing of Environment**, v. 218, p. 189–200, 2018.
- LI, L. et al. Global trends in water and sediment fluxes of the world's large rivers. **Science Bulletin**, v. 65, n. 1, p. 62–69, 2020.
- LOISEL, H.; MOREL, A. Non-isotropy of the upward radiance field in typical coastal (Case 2) waters. **International Journal of Remote Sensing**, v. 22, n. 2–3, p. 275–295, 2001.
- LÓPEZ-TARAZÓN, J. A. et al. Suspended sediment transport in a highly erodible catchment: The River Isábena (Southern Pyrenees). **Geomorphology**, v. 109, n. 3–4, p. 210–221, 2009.
- MALTHUS, T. J.; OHMSEN, R.; VAN DER WOERD, H. J. An evaluation of citizen science smartphone apps for Inland water quality assessment. **Remote Sensing**, v. 12, n. 10, 1 maio 2020.
- MALUTTA, S. et al. Hysteresis analysis to quantify and qualify the sediment dynamics: state of the art. **Water Science and Technology**, v. 81, n. 12, p. 2471–2487, 2020.
- MANDLBURGER, G. et al. Concept and performance evaluation of a novel UAV-borne topobathymetric LiDAR sensor. **Remote Sensing**, v. 12, n. 6, p. 986, 2020.
- MANO, V. et al. Assessment of suspended sediment transport in four alpine watersheds (France): Influence of the climatic regime. **Hydrological Processes**, v. 23, n. 5, p. 777–792, 2009.
- MATTHEWS, M. W. Bio-optical modeling of phytoplankton chlorophyll-a. Em: **Bio-optical modeling and remote sensing of inland waters**. [s.l.] Elsevier, 2017. p. 157–188.
- MEKAOUI, S.; ZIBORDI, G. Cosine error for a class of hyperspectral irradiance sensors. **Metrologia**, v. 50, n. 3, p. 187, 2013.
- MOATAR, F. et al. The influence of contrasting suspended particulate matter transport regimes on the bias and precision of flux estimates. **Science of the Total Environment**, v. 370, n. 2–3, p. 515–531, 2006.
- MOBLEY, C. D. Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements. **Applied Optics**, v. 38, n. 36, p. 7442, 1999.
- MOBLEY, C. D. Polarized reflectance and transmittance properties of windblown sea surfaces. **Applied optics**, v. 54, n. 15, p. 4828–4849, 2015.

- MOREL, A.; GENTILI, B. Diffuse reflectance of oceanic waters. II. Bidirectional aspects. **Applied Optics**, v. 32, n. 33, p. 6864–6879, 1993.
- NADAL-ROMERO, E.; REGÜÉS, D.; LATRON, J. Relationships among rainfall, runoff, and suspended sediment in a small catchment with badlands. **Catena**, v. 74, n. 2, p. 127–136, 2008.
- NAVRATIL, O. et al. Global uncertainty analysis of suspended sediment monitoring using turbidimeter in a small mountainous river catchment. **Journal of Hydrology**, v. 398, n. 3–4, p. 246–259, 2011.
- NECHAD, B.; RUDDICK, K. G.; PARK, Y. Calibration and validation of a generic multisensor algorithm for mapping of total suspended matter in turbid waters. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, n. 4, p. 854–866, 2010.
- NELSON, N. B.; SIEGEL, D. A. The global distribution and dynamics of chromophoric dissolved organic matter. **Annual review of marine science**, v. 5, p. 447–476, 2013.
- NOVOA, S. et al. Atmospheric corrections and multi-conditional algorithm for multi-sensor remote sensing of suspended particulate matter in low-to-high turbidity levels coastal waters. **Remote Sensing**, v. 9, n. 1, p. 61, 2017.
- OLIVETTI, D. et al. Low-cost unmanned aerial multispectral imagery for siltation monitoring in reservoirs. **Remote Sensing**, v. 12, n. 11, 2020.
- PEARCE, S. et al. An evaluation of image velocimetry techniques under low flow conditions and high seeding densities using unmanned aerial systems. **Remote Sensing**, v. 12, n. 2, 1 jan. 2020.
- PERSHIN, S. M. et al. Laser Remote Sensing of Lake Kinneret by Compact Fluorescence LiDAR. **Sensors**, v. 22, n. 19, p. 7307, 2022.
- PITARCH, J. et al. Determination of the remote-sensing reflectance from above-water measurements with the “3C model”: a further assessment. **Optics Express**, v. 28, n. 11, p. 15885, 2020.
- RUDDICK, K.; DE CAUWER, V.; VAN MOL, B. Use of the near infrared similarity reflectance spectrum for the quality control of remote sensing data. **Remote Sensing of the Coastal Oceanic Environment**, v. 5885, n. August, p. 588501, 2005.
- RUDDICK, K. G. et al. A review of protocols for fiducial reference measurements of water-leaving radiance for validation of satellite remote-sensing data over water. **Remote Sensing**, v. 11, n. 19, 2019.
- SAGAN, V. et al. Monitoring inland water quality using remote sensing: potential and limitations of spectral indices, bio-optical simulations, machine learning, and cloud computing. **Earth-Science Reviews**, v. 205, p. 103187, 2020.
- SIBANDA, M. et al. Correction: Sibanda et al. Application of Drone Technologies in SurfaceWater Resources Monitoring and Assessment: A Systematic Review of Progress, Challenges, and Opportunities in the Global South (Drones 2021, 5, 84). **Drones**, v. 6, n. 5, p. 84, 2022.
- SKARBØVIK, E. et al. Impact of sampling frequency on mean concentrations and estimated loads of suspended sediment in a Norwegian river: Implications for water management. **Science of the Total Environment**, v. 433, p. 462–471, 2012.

- STRAMSKI, D.; WOŹNIAK, S. B. On the role of colloidal particles in light scattering in the ocean. **Limnology and Oceanography**, v. 50, n. 5, p. 1581–1591, 2005.
- SYVITSKI, J. et al. Earth's sediment cycle during the Anthropocene. **Nature Reviews Earth and Environment**, v. 3, n. 3, p. 179–196, 2022.
- TALONE, M. et al. Stray light effects in above-water remote-sensing reflectance from hyperspectral radiometers. **Applied Optics**, v. 55, n. 15, p. 3966, 2016.
- TALONE, M.; ZIBORDI, G. Non-linear response of a class of hyper-spectral radiometers. **Metrologia**, v. 55, n. 5, p. 747–758, 2018.
- TOPP, S. N. et al. Research trends in the use of remote sensing for inland water quality science: Moving towards multidisciplinary applications. **Water (Switzerland)**, v. 12, n. 1, p. 169, 2020.
- TSUJI, T. M. Monitoramento e modelagem das águas de drenagem pluvial no núcleo urbano da bacia do ribeirão Riacho Fundo, Brasília–DF. 2018.
- TSUJI, T. M.; COSTA, M. E. L.; KOIDE, S. **Urban stormwater monitoring and modelling at the Riacho Fundo Sub-Basin, Brasília–DF**. New Trends in Urban Drainage Modelling: UDM 2018 11. **Anais...**Springer, 2019.
- VABSON, V. et al. Field intercomparison of radiometers used for satellite validation in the 400-900 nm range. **Remote Sensing**, v. 11, n. 9, 2019.
- VANSTEENWEGEN, D. et al. The pan-and-tilt hyperspectral radiometer system (PANTHYR) for autonomous satellite validation measurements-Prototype design and testing. **Remote Sensing**, v. 11, n. 11, 2019.
- VANTREPOTTE, V. et al. CDOM-DOC relationship in contrasted coastal waters: implication for DOC retrieval from ocean color remote sensing observation. **Optics Express**, v. 23, n. 1, p. 33, 2015.
- VERCRUYSSSE, K.; GRABOWSKI, R. C.; RICKSON, R. J. Suspended sediment transport dynamics in rivers: Multi-scale drivers of temporal variation. **Earth-Science Reviews**, v. 166, p. 38–52, 2017.
- WALTER, WILLIAM. G. **STANDARD METHODS FOR THE EXAMINATION OF WATER AND WASTEWATER (11th ed.)**. [s.l.] American public health association, 1961. v. 51
- WANG, C. et al. The spatial and temporal variation of total suspended solid concentration in Pearl River Estuary during 1987–2015 based on remote sensing. **Science of the Total Environment**, v. 618, p. 1125–1138, 2018.
- WANG, X.; YANG, W. Water quality monitoring and evaluation using remote-sensing techniques in China: A systematic review. **Ecosystem Health and Sustainability**, v. 5, n. 1, p. 47–56, 2019.
- WEI, J. et al. An assessment of Landsat-8 atmospheric correction schemes and remote sensing reflectance products in coral reefs and coastal turbid waters. **Remote Sensing of Environment**, v. 215, n. January, p. 18–32, 2018.
- XIONG, J.; GUO, S.; YIN, J. Discharge estimation using integrated satellite data and hybrid model in the midstream yangtze river. **Remote Sensing**, v. 13, n. 12, 2021.

- YAN, Y.; BAO, Z.; SHAO, J. Phycocyanin concentration retrieval in inland waters: A comparative review of the remote sensing techniques and algorithms. **Journal of Great Lakes Research**, v. 44, n. 4, p. 748–755, 2018.
- YANG, H. et al. A Review of Remote Sensing for Water Quality Retrieval: Progress and Challenges. **Remote Sensing**, v. 14, n. 8, p. 1770, 2022.
- YANG, W. et al. A modified semianalytical algorithm for remotely estimating euphotic zone depth in turbid inland waters. **IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing**, v. 8, n. 4, p. 1545–1554, 2015.
- YU, X. et al. An empirical algorithm to seamlessly retrieve the concentration of suspended particulate matter from water color across ocean to turbid river mouths. **Remote Sensing of Environment**, v. 235, 15 dez. 2019.
- YUAN, C.; GONG, P.; BAI, Y. Performance assessment of ICESat-2 laser altimeter data for water-level measurement over lakes and reservoirs in China. **Remote Sensing**, v. 12, n. 5, 2020.
- ZHOU, G. et al. Overview of Underwater Transmission Characteristics of Oceanic LiDAR. **IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing**, v. 14, p. 8144–8159, 2021.
- ZHU, W. et al. Estimation of chromophoric dissolved organic matter in the Mississippi and Atchafalaya river plume regions using above-surface hyperspectral remote sensing. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 116, n. 2, 2011.
- ZHU, W. et al. 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.
- ZIBORDI, G.; TALONE, M. On the equivalence of near-surface methods to determine the water-leaving radiance. **Optics Express**, v. 28, n. 3, p. 3200, 2020.
- ZIBORDI, G.; TALONE, M.; JANKOWSKI, L. Response to temperature of a class of in situ hyperspectral radiometers. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 34, n. 8, p. 1795–1805, 2017.

## 8 APÊNDICE

### 8.1 ANÁLISE DO POSICIONAMENTO AZIMUTAL DOS RADIÔMETROS

Conforme já discutido no capítulo 3, um fator muito importante para a qualidade dos dados de  $R_{rs}$  a serem obtidos pelo processamento dos dados radiométricos é o ângulo azimutal entre o sensor e o sol (recomenda-se que seja superior a  $90^\circ$ , apesar de métodos de correção mitigarem os erros para valores entre  $60^\circ$  e  $90^\circ$ ). Na tese, os experimentos realizados, tiveram duração relativamente curta, inferior a um mês. No entanto, vislumbra-se que esta metodologia seja utilizada no monitoramento de longo prazo ( $>1$  ano) de corpos hídricos. Além da própria variação intra-dia do azimute solar, a posição azimutal do sol também se altera ao longo do ano, de modo com que seja preciso avaliar a posição ótima em que uma estação radiométrica deva ser instalada para favorecer a coleta de dados em boas condições de iluminação. Nesse sentido, esta seção apresenta breve análise sobre o posicionamento azimutal dos radiômetros. Os cálculos aqui apresentados utilizaram a biblioteca *python pvlib*<sup>4</sup>, que permite que sejam determinados os azimutes do sol para determinada latitude/longitude e data.

Em primeiro momento, é considerada a instalação de apenas 1 conjunto de radiômetros. Para esse caso, a Figura 35 apresenta o menor azimute relativo observado, ao longo de 1 ano, para diferentes latitudes absolutas (onde a estação radiométrica foi instalada), enquanto a Figura 36 apresenta a porcentagem do tempo em que valores de azimute relativo acima de  $90^\circ$  são observados. A linha vermelha mostra o caso em que o radiômetro não é reposicionado, enquanto as demais linhas mostram os casos em que o radiômetro é reposicionado ao longo do ano. Percebe-se que caso o radiômetro não seja reposicionado, para uma latitude de  $0^\circ$ , um azimute relativo de  $67^\circ$  seria observado e valores menores que  $90^\circ$  ocorreriam em 52% do tempo. As figuras mostram que os ângulos são mais favoráveis para o caso em que o radiômetro é reposicionado ao menos a cada 3 meses, caso em que é possível manter azimutes relativos superiores a  $90^\circ$  continuamente em praticamente todas as latitudes.

---

<sup>4</sup> <https://pvlib-python.readthedocs.io/en/stable/>

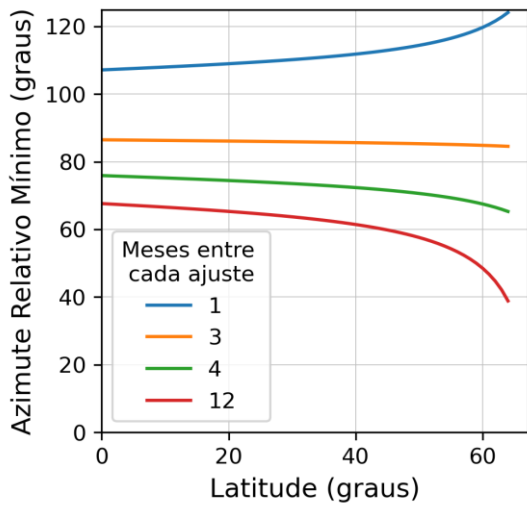


Figura 35- Simulação do azimute relativo, entre o sensor e o sol, observado ao longo de 1 ano de observação, para diferentes latitudes. Cada linha representa os resultados encontrados para diferentes tempos de reajuste da posição do sensor.

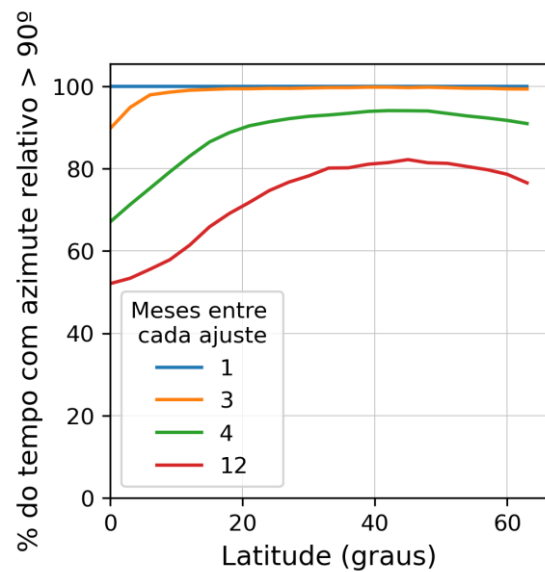


Figura 36- Simulação do percentual do tempo em que o azimute relativo permaneceu acima de 90º, ao longo de 1 ano de observação, para diferentes latitudes. Cada linha representa os resultados encontrados para diferentes tempos de reajuste da posição do sensor.

Outra opção para garantir que um bom azimute relativo ao sol ocorra durante um período de observação anual é a utilização de dois radiômetros, posicionados com ângulos distintos. Trivialmente, caso estes estejam posicionados em azimutes opostos (por exemplo, 0º e 180º), garante-se que o azimute relativo ao sol sempre será de ao menos 90º durante todo o ano. No entanto, nem sempre isso será possível do ponto de vista prático/operacional, devido às características do local a ser instalada a estação de monitoramento (geralmente, haverá uma direção preferencial).

Portanto, para analisar diferentes combinações, a Figura 37 mostra uma simulação do número de horas em que o azimute relativo ficou acima de 90º para ao menos 1 dos radiômetros, para uma combinação de dois azimutes, em diferentes latitudes. Nota-se que, para latitudes de ao menos -15º, há uma região do espaço paramétrico – [210º, 270º], [0º, 150º] – em que uma combinação de 2 radiômetros permite que sejam feitas observações com azimute relativo maior do que 90º em praticamente todo o ano. Para a latitude de 0º, a região ótima é um pouco mais estreita, mas ainda com valores apropriados na região do par [240º, 60º].



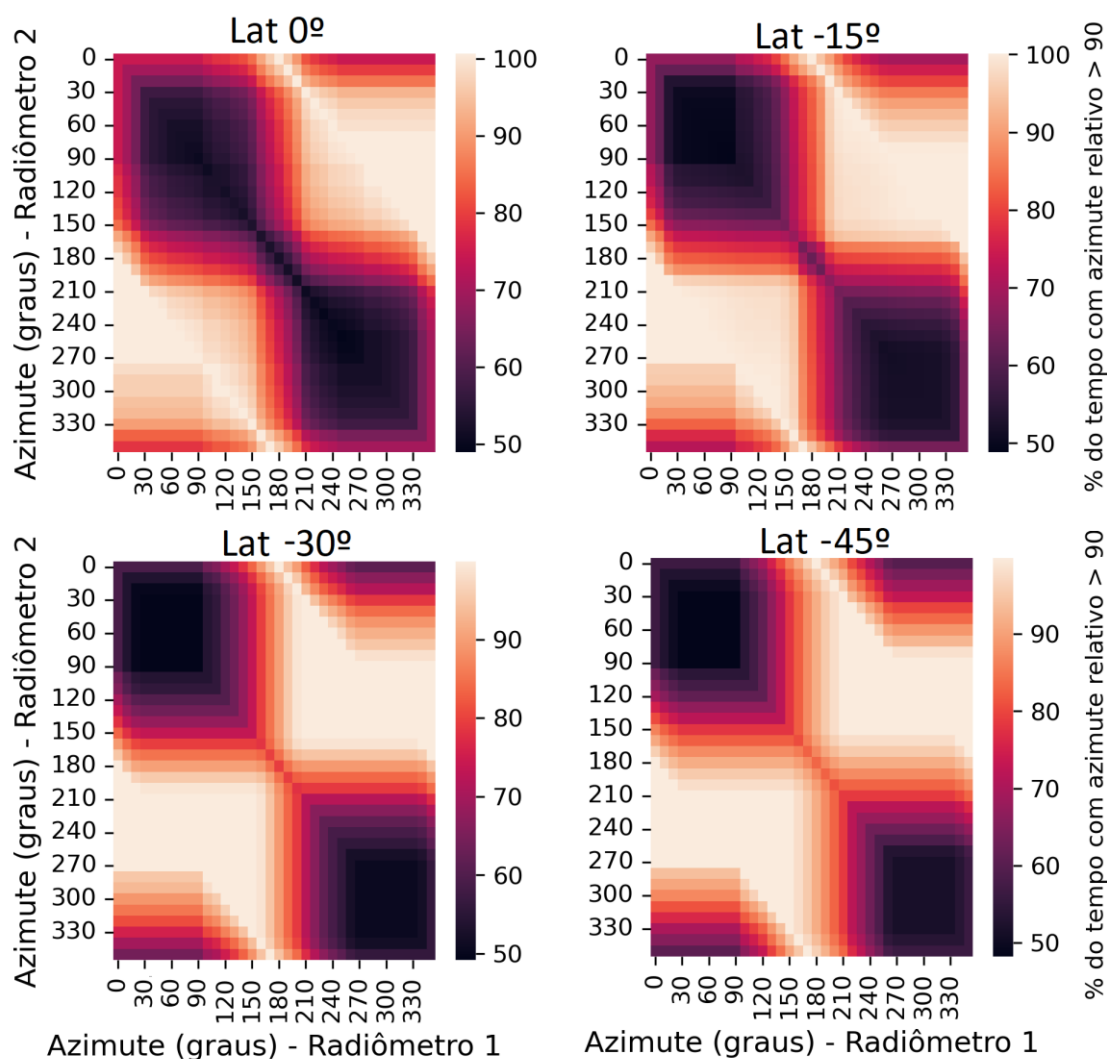


Figura 37 – Simulação do percentual do tempo em que o azimute relativo permaneceu acima de 90°, ao longo de 1 ano de observação, para diferentes combinações de 2 radiômetros, posicionados em azimutes distintos. Cada painel mostra o resultado de uma latitude diferente.

## 8.2 TRABALHOS PUBLICADOS NO PERÍODO

**Borges, H. D.**, Martinez, J. M., Harmel, T., Cicerelli, R. E., Olivetti, D., & Roig, H. L. (2022). Continuous monitoring of suspended particulate matter in Tropical inland waters by high-frequency, above-water radiometry. *Sensors*, 22(22), 8731.

Olivetti, D., Roig, H., Martinez, J. M., **Borges, H.**, Ferreira, A., Casari, R., ... & Malta, E. (2020). Low-cost unmanned aerial multispectral imagery for siltation monitoring in reservoirs. *Remote Sensing*, 12(11), 1855.

**Borges, H. D.**, Cicerelli, R. E., de Almeida, T., Roig, H. L., & Olivetti, D. (2019). Monitoring cyanobacteria occurrence in freshwater reservoirs using semi-analytical algorithms and orbital remote sensing. *Marine and Freshwater Research*, 71(5), 569-578.

e Santos, D. A., Martinez, J. M., Harmel, T., **Borges, H. D.**, & Roig, H. (2020, March). Evaluation Of Sentinel-2/Msi Imagery Products Level-2a Obtained By Three Different

Atmospheric Corrections For Monitoring Suspended Sediments Concentration In Madeira River, Brazil. In **2020 IEEE Latin American GRSS & ISPRS Remote Sensing Conference (LAGIRS)** (pp. 207-212). IEEE.

Bernini, H., **Borges, H. D.**, & Martinez, J. M. (2019, July). Quasi-Analytical algorithm calibration for retrieval of inherent optical properties from extremely turbid waters: The case of Madeira river basin. In *IGARSS 2019-2019 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium* (pp. 6150-6153). IEEE.

Souza, M. V. ; Peixoto, S. F. ; **Borges, H.** ; Almeida, T. ; Horbe, A. M. C. . Processamento De Dados Multiespectrais E Álgebra De Mapas No Mapeamento De Coberturas Lateríticas No Sudeste De Tocantins, BRASIL.. In: XIX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2019, Santos. **Anais do XIX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2019**. p. 2346.

### **Trabalho Submetido, aguardando revisão e publicação**

Título: Fluorescence in the estimation of chlorophyll-a in public water reservoirs in the brazillian cerrado. Autores: Lucélia Souza de Barros, Rejane Ennes Cicerelli, Tati de Almeida, Raquel Moraes Soares, Bruno Dias Batista, **Henrique Dantas Borges**. Revista: **Marine and Freshwater Research**