



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/05.12.11.49-TDI

INFLUÊNCIA DOS PROCESSOS METEOROLÓGICOS E HIDRODINÂMICOS NA EMISSÃO DE CARBONO EM RESERVATÓRIOS DE HIDROELÉTRICAS

Felipe Siqueira Pacheco

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre, orientada pelos Drs. Jean Pierre Henry Balbaud Ometto, e Plínio Carlos Alvalá, aprovada em 13 de junho de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3GA78RH>>

INPE
São José dos Campos
2014

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

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

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

Membros:

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

Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)

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

Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (CTE)

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

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

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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

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



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/05.12.11.49-TDI

INFLUÊNCIA DOS PROCESSOS METEOROLÓGICOS E HIDRODINÂMICOS NA EMISSÃO DE CARBONO EM RESERVATÓRIOS DE HIDROELÉTRICAS

Felipe Siqueira Pacheco

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre, orientada pelos Drs. Jean Pierre Henry Balbaud Ometto, e Plínio Carlos Alvalá, aprovada em 13 de junho de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3GA78RH>>

INPE
São José dos Campos
2014

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Pacheco, Felipe Siqueira.

P115i Influência dos processos meteorológicos e hidrodinâmicos na emissão de carbono em reservatórios de hidroelétricas / Felipe Siqueira Pacheco. – São José dos Campos : INPE, 2014.
xxviii + 119 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/05.12.11.49-TDI)

Tese (Doutorado em Ciência do Sistema Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2014.

Orientadores : Drs. Jean Pierre Henry BalbaudOmetto, e Plínio Carlos Alvalá.

1. Carbono. 2. Hidrodinâmica. 3. Reservatórios de hidrelétricas. 4. Modelagem. I.Título.

CDU 556.1:627.8



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

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

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Doutor(a)** em
Ciência do Sistema Terrestre

Dr. Cláudio Clemente Faria Barbosa



Presidente / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Jean Pierre Henry Balbaud Ometto



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

Dr. Plínio Carlos Alvalá



Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Arcilan Trevenzoli Assireu



Convidado(a) / UNIFEI / Itajubá - MG

Dr. Fábio Roland



convidado(a) / UFJF / Juiz de Fora - MG

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Felipe Siqueira Pacheco**

São José dos Campos, 13 de Junho de 2014

*“A poesia está guardada nas palavras – é tudo que eu sei.
Meu fado é o de não saber quase tudo.
Sobre o nada eu tenho profundidades.
Não tenho conexões com a realidade.
Poderoso para mim não é aquele que descobre ouro.
Para mim poderoso é aquele que descobre as insignificâncias (do mundo e as nossas)
Por essa pequena sentença me elogiaram de imbecil.
Fiquei emocionado e chorei.
Sou fraco para elogios.”*

Manoel de Barros em Tratado Geral das Grandezas do ínfimo.

A minha esposa.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos meus orientadores, pela oportunidade e pela confiança no desenvolvimento deste trabalho.

Ao Prof. Jean Ometto, por ter sido a principal referência para o desenvolvimento desta tese. Agradeço pela atenção e dedicação, mesmo nos momentos de trabalho mais conturbados. Agradeço pela amizade que temos há quase dez anos, mas que se tornou muito maior e mais importante nesses últimos quatro anos.

Ao Prof. Plínio Alvalá que acreditou no meu trabalho e deu todo o apoio na análise dos dados. Acredito que ainda temos muitos trabalhos a desenvolver juntos nos próximos anos, o que permitirá um estreitamento ainda maior de nossa amizade e confiança.

Ao Prof. Fábio Roland por ter participado de cada etapa de minha formação profissional. Agradeço por cada palavra e por cada oportunidade. Foram poucos os passos que caminhei sem antes ouvir o que tinha a dizer. Grande parte das decisões importantes de minha vida foram tomadas sob influência de seus conselhos. Você foi e sempre será uma pessoa muito importante pra mim. Obrigado pela orientação durante todos esses anos.

Ao Prof. Arcilan Assireu que esteve sempre presente, contribuindo com suas experiências e conhecimentos. Este trabalho nunca seria possível sem a sua participação. Agradeço pela amizade, respeito e reconhecimento. Obrigado também por sempre me incentivar a seguir em frente. Você sempre será uma referência pra mim.

Ao INPE, ao Centro de Ciência do Sistema Terrestre do INPE e ao Laboratório de Ecologia Aquática da UFJF, agradeço o auxílio à pesquisa e a disponibilidade de infraestrutura. À FAPESP pelo suporte financeiro provido pelo projeto número 2010/06869-0. Ao projeto de pesquisa “Monitoramento de Emissões de Gases

de Efeito Estufa em Reservatórios de Usinas Hidrelétricas” financiado pela ELETRONORTE.

Aos meus colegas de turma que foram os principais integrantes da formação desse curso de pós-graduação. Passamos problemas juntos e lutamos juntos para resolvê-los, até o último minuto. Obrigado pela parceria e gostaria de ter passado mais tempo com vocês.

À Camille que foi uma amiga muito especial durante o doutorado. Obrigado pela companhia. Obrigado também por ter me ajudado sempre que estive em São José dos Campos. Você é uma pessoa maravilhosa, e quero ter a oportunidade de retribuir a você em dobro tudo o que fez por mim. Espero que nossa amizade possa ser cultivada por muitos e muitos anos.

Aos meus amigos do Laboratório de Ecologia Aquática da UFJF que sempre torceram por mim.

Ao Anderson que, além de ser um grande amigo, sempre esteve disponível para ajudar em meus trabalhos de campo. Você contribuiu muito para este trabalho.

Ao Joaquim, pela disponibilidade para auxiliar no primeiro trabalho de campo e por ter acrescentado duas novas palavras no meu vocabulário – miriando e ridicando.

Ao Marcelo, que me ajudou muito com a modelagem dos reservatórios. Obrigado pela atenção e disponibilidade.

A minha esposa, Marcela, que esteve comigo todos esses anos. Só você sabe tudo que passei para conseguir chegar até aqui. Obrigado por tornar minha vida muito mais feliz. Por dedicar parte do seu tempo pra cuidar de nós dois. Obrigado pelo amor incondicional. Todos os momentos especiais, como este, quero estar perto de você. Te amo agora e sempre.

Aos meus familiares e em especial a minha mãe, Creusa; pai, João; irmão, Bruno e irmã, Ana Carolina, que mesmo de longe me deram todo o apoio necessário para continuar. Obrigado por acreditarem em mim. Obrigado por compreenderem a minha ausência em muitos momentos. Penso em vocês sempre. Amo vocês.

Ao Carlos Roberto, que sempre me tratou como filho. Obrigado pelos conselhos e pelo carinho. Agradeço por fazer parte da minha família e por estar junto de minha mãe. Você é como um pai pra mim. Obrigado pela paciência e dedicação na construção dos derivadores. Você foi fundamental para a conclusão deste trabalho.

A DEUS por ter iluminado o meu caminho durante todos esses anos. Por ter me dado sabedoria para solucionar os problemas e serenidade para ir em frente.

RESUMO

Ao longo das últimas décadas, estudos mostraram que reservatórios de hidrelétricas, principalmente nas regiões tropicais, são importantes fontes de gases de efeito estufa (GEE). A partir do consenso de que hidrelétricas não são fontes limpas de energia, muitos estudos vêm sendo publicados na tentativa de melhorarem as estimativas de emissões de GEE utilizando novas técnicas e abordagem. Visto que muitos fatores ligados à hidrodinâmica influenciam os processos de produção, transporte, estoque e liberação de carbono em reservatórios de hidrelétricas, o objetivo principal deste trabalho foi determinar como os padrões de circulação influenciam a ciclagem de carbono e os níveis de emissões de GEE em reservatórios de hidrelétricas tropicais. Neste trabalho, foi analisado o efeito de eventos de subsidência e ressurgência em reservatórios de hidrelétricas tropicais. Foram feitos, também, estudos combinando trabalhos de campo e modelagem numérica para analisar o respectivo impacto de fatores meteorológicos e hidrológicos sobre a dinâmica espacial e temporal do fitoplâncton e da intensidade dos fluxos de CO₂. Os resultados mostram um aumento significativo nas emissões de CO₂ (12-47%) e metano (3-16%) em vários reservatórios de hidrelétricas tropicais quando eventos de subsidência e ressurgência são considerados na estimativa de emissão de gases de efeito estufa. Em um dos reservatórios estudados (Funil, estado do RJ, Brasil), a variabilidade sazonal e espacial da concentração de clorofila e fluxos de CO₂ está mais relacionada aos processos hidrodinâmicos da entrada do rio e tempo de residência do que a fatores ambientais externos, como temperatura do ar e radiação solar. Este reservatório é de particular importância por fazer parte do sistema de abastecimento da cidade do Rio de Janeiro. Nesse reservatório, conclusões contraditórias podem ser tiradas a respeito do nível de emissões quando a heterogeneidade proporcionada pela hidrodinâmica não é considerada adequadamente. Sendo assim, os padrões de circulações de massas de água e a heterogeneidade espacial mostraram ser características fundamentais na busca por estimativas mais confiáveis sobre o quanto é emitido por reservatórios de hidrelétricas. Devido à complexidade da ciclagem do carbono, a discussão sobre o papel desses sistemas no cenário global de emissões ainda será foco de discussão nos próximos anos, principalmente em sistemas tropicais onde existem ainda poucos estudos – embora este número venha aumentando significativamente nos últimos anos.

INFLUENCE OF METEOROLOGICAL AND HYDROLOGICAL PROCESSES IN CARBON EMISSION IN HYDROELECTRIC RESERVOIRS.

ABSTRACT

Over the last two decades, hydroelectric reservoirs have been identified as potentially important sources of greenhouse gas (GHG) emissions. Then, many studies have been published attempting to improve estimates of emissions using new techniques and approaches. Since many factors related to hydrodynamics influence the production, transportation, storage and release of carbon in hydroelectric reservoirs, the main objective of this study was to determine how water circulation patterns influence the carbon cycle and levels of GHG emissions in tropical hydroelectric reservoirs. In this work, we analyzed the effect of upwelling and downwelling events in tropical hydroelectric reservoirs. We also combine fieldwork and modeling to analyze the respective impact of meteorological and hydrological factors on the spatial and temporal dynamics of phytoplankton and the intensity of carbon dioxide (CO₂) fluxes. The results show a significant increase in emissions of CO₂ (12-47%) and methane (3-16%) in six tropical hydroelectric reservoirs when upwelling and downwelling events are considered to estimate the emission of greenhouse gases. In an old and stratified reservoir (Funil, state of Rio de Janeiro, Brazil), the seasonal and spatial variability of partial pressure of CO₂ and chlorophyll concentration is more related to river inflow and retention time than external environmental factor such as air temperature and solar radiation. In this reservoir, contradictory conclusions can be drawn about the level of emissions when the heterogeneity provided by the hydrodynamics is not adequately considered. Thus, the circulation patterns of water and spatial heterogeneity showed to be key features for a more reliable estimate of how much GHG is emitted by hydroelectric dams. Due to the complexity of carbon cycle, the discussion about the role of these systems in global emissions scenario will still be the focus of discussion in the coming years, mainly in tropical systems where there are few studies - although this number has increased significantly in recent years.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1: Principais processos que influenciam a ciclagem de carbono em reservatórios de hidrelétricas.	12
Figura 2.2: Organograma da tese de acordo com os objetivos e capítulos....	14
Figura 3.1: Localização dos pontos de amostragem no reservatório de Itumbiara, dando ênfase aos dois pontos (P1 e P2) localizados no interior do <i>fetch</i> principal.	17
Figura 3.2: (a) Porcentagem do tempo representada pelas velocidades e direções do vento medidas a aproximadamente três metros acima da superfície do lago. (b) Entrada diária de momentum devido à forçante do vento. A seta indica o período de maior interesse para este estudo.....	26
Figura 3.3: Evolução temporal dos perfis de temperatura e oxigênio dissolvidos no ponto P2 [(a) e (c)] e no reservatório de Corumbá [(b) e (d)].	27
Figura 3.4: Resultado do modelo ELCOM. Velocidade da corrente na superfície às 13:30 h, quando a máxima velocidade de mergulho da água foi observada no ponto P2.	29
Figura 3.5: Resultado do modelo ELCOM. Média da velocidade da corrente vertical a cada 30 minutos durante o dia do evento. Os valores positivos indicam velocidade em direção à superfície. A seta indica o tempo no qual os dados da Figura 3.4 e da Figura 3.6 foram extraídos do modelo.....	29
Figura 3.6: Velocidade da corrente vertical extraídos do modelo ELCOM ao longo do transecto P1-P2 mostrados na Figura 3.5. Os valores positivos indicam velocidade em direção à superfície.....	30
Figura 3.7: (a) Parâmetros limnológicos em escala arbitrária para facilitar as análises comparativas. (b) Dendrograma de análise de agrupamento hierárquico dos dados de biomassa planctônicas (PB), fósforo total (PT), nitrogênio inorgânico dissolvido (DIN) e total de CO ₂ (CO ₂). F, S e RES-M significam fundo, superfície e média do reservatório, respectivamente.	31
Figura 3.8: Esquema representativo da subsidência e ressurgência. O evento estudado ocorreu entre 14:00 h do dia 24 de agosto e 9:00 h do	

	dia 25 de agosto. a) Reservatório estratificado antes do vento persistente. b) A estratificação é quebrada, e águas da superfície e fundo se misturam. c) Depois do evento, as concentrações e emissões de CO ₂ e CH ₄ são alteradas. Os valores no interior das caixas mostram a porcentagem de mudança no CO ₂ e CH ₄ . As emissões de CO ₂ para a atmosfera aumentam em quase oito vezes devido ao incremento das concentrações de CO ₂ na superfície. Mesmo com a oxidação da maior parte do metano transportado (74%), as emissões de CH ₄ aumentam 2,7 vezes devido ao transporte vertical.	34
Figura 3.9:	Curva de duração da velocidade do vento para os seis reservatórios considerados. A linha horizontal indica a velocidade do vento de 3,5 m s ⁻¹ . Os pontos onde as curvas interceptam a linha horizontal indicam as porcentagens de tempo com ventos favoráveis a eventos de S/R nos reservatórios estudados.	36
Figura 4.1:	Mapa representativo do reservatório de Funil e dos pontos de amostragem.	42
Figura 4.2:	Phyto-Pam utilizado para a determinação da concentração de clorofila dos pontos amostrados no reservatório da UHE Funil....	46
Figura 4.3:	Tubo equilibrador utilizado nos trabalhos de campo.	46
Figura 4.4:	Esquema do funcionamento do método de equilíbrio ar-água. A água do lago é bombeada para o interior do equilibrador com uma vazão aproximada de 13 L/min. A água passa pelas esferas de vidro e é devolvida para o lago (circuito aberto). Quando a água passa pelas esferas, ocorre o equilíbrio de gases entre a água e a atmosfera do interior do equilibrador. Um volume constante de ar (0.4 L/min) é bombeado através de um tubo contendo um desumidificador (Drierite) e depois para o Analisador de Gás por Infra-Vermelho (IRGA). Depois de passar pelo equipamento, o ar retorna ao equilibrador (circuito fechado).....	47
Figura 4.5:	Esquema ilustrativo da cadeia de termistores.....	51
Figura 4.6:	Foto do carretel localizado na parte inferior da esfera.	51
Figura 4.7:	Compartimento superior de armazenamento do equipamento SmartOne GlobalStar© utilizado para localização e segurança das cadeias.....	52
Figura 4.8:	Esquema da esfera de superfície que constitui a parte emersa do derivador lagrangeano.	54

Figura 4.9: Esquema da estrutura do derivador lagrangeano.	55
Figura 4.10: Foto das peças do derivador lagrangeano. (a) Esfera de superfície, vela de arrasto e esfera de sub-superfície. (b) Foto da parte interna e equipamentos responsáveis pela aquisição dos dados e transmissão via satélite.....	57
Figura 4.11: Regiões selecionadas para a realização dos experimentos para determinar a influência da tomada de água da turbina e o comportamento da entrada do rio.	58
Figura 4.12: Parâmetros meteorológicos durante o período de coleta representativo do Período Chuvoso (fevereiro de 2012). a) Temperatura do ar. b) Umidade relativa. (c) Radiação incidente. (d) Intensidade do vento.	62
Figura 4.13: Parâmetros meteorológicos durante o período de coleta representativo do Período Seco (setembro de 2012). a) Temperatura do ar. b) Umidade relativa. (c) Radiação incidente. (d) Intensidade do vento.	63
Figura 4.14: Dados de vazão de entrada, saída e nível da água do reservatório ao longo do período de estudo considerado.	64
Figura 4.15: Resultado da batimetria após processamento dos dados em uma resolução horizontal de 100 metros.	65
Figura 4.16: Mapa da pCO ₂ e Chl expressa por um gradiente de cor obtido a partir de interpolação dos dados medidos utilizando os procedimentos estatísticos da krigagem ordinária. A cor cinza mais clara representa baixa Chl (a, b) e baixo pCO ₂ (c, d). ZR = Zona Fluvial, ZT = Zona de Transição, ZL = Zona Lacustre.	67
Figura 4.17: Gradiente lótico-lêntico de pCO ₂ e Chl nas 28 estações de amostragem localizadas no corpo principal do reservatório na estação chuvosa (a) e seca (b). O nível da água era 461,0 e 451,5 na estação chuvosa e estação seca, respectivamente. Três zonas podem ser claramente definidas (fluvial, transição e lacustre). A seta indica que a zona de transição foi deslocada 4,8 km em direção à barragem no período de baixo nível de água.....	68
Figura 4.18: Concentrações de fósforo total e nitrogênio total nas estações nos pontos amostrados nas estações (a) chuvosa e (b) seca.	71
Figura 4.19: Box plot da pCO ₂ no ponto S27 próximo à barragem (a) e média do tempo de residência do reservatório (b) ao longo do ano estudado. Os dados são subdivididos em quatro estações:	

- primavera-chuvoso (outubro-dezembro), verão-chuvoso (janeiro a março), outono-seco (abril a junho) e inverno-seco (julho a setembro)..... 72
- Figura 4.20: Dados de perfil de temperatura coletados pelo SIMA, entre a data de 28 de março de 2012 a 28 de março de 2013..... 74
- Figura 4.21: Perfil de temperatura coletado no ponto S09 na estação chuvosa (a) e no ponto S14 na estação seca (b). A linha tracejada representa as profundidades onde o rio flui como *overflow* ou *interflow*. Na estação chuvosa, o rio mergulha e flui ao longo da calha principal do antigo rio (*underflow*), devido à diferença de densidade (c). Ondas se desenvolvem ao longo da interface, devido à velocidade de cisalhamento (Kelvin-Helmholtz instabilidade) e facilita a mistura vertical (ver texto). Na estação seca, o rio flui como *overflow* ou *interflow* (d) uma vez que a diferença de densidade entre rio e reservatório é pequena. Nessa situação, o rio pode influenciar a camada superficial do reservatório muitos quilômetros em direção à barragem. ZF = Zona Fluvial, ZT = Zona de Transição, ZL = Zona Lacustre. 76
- Figura 4.22: a) Derivadores lançados a 350 metros da barragem nas estação chuvosa para verificação da influência da tomada de água da turbina na coluna de água. As configurações das profundidades das velas de arrastos são (1) 1 metro; (2) 5 metros; (3) 18 metros e (4) 40 metros. b) Velocidade da corrente na profundidade de 40 e 30 metros na estação chuvosa e seca, respectivamente..... 79
- Figura 4.23: Trajetórias das correntes na profundidade da tomada de água das turbinas. Os círculos representam o ponto de lançamento dos derivadores. As linhas tracejadas representam as trajetórias dos derivadores que apresentaram influência visível da tomada de água. As linhas contínuas correspondem às trajetórias dos derivadores que aparentemente não foram influenciados pela tomada de água. 80
- Figura 4.24: Derivadores lançados no rio e transição rio-reservatório para o entendimento do comportamento do rio ao entrar no reservatório na estação chuvosa. Foram lançados 3 derivadores configurados a 1 metro, 2 a 5 metros e 3 a 8 metros. Os quadrados mostram os locais de lançamento dos derivadores. S05 - região de rio. S09 e S10 - transição rio-reservatório..... 81

- Figura 4.25: Velocidade da corrente registrada pelos derivadores com velas a 1 e 8 metros de profundidade lançados no Rio Paraíba do Sul (ponto S05) na estação chuvosa. As velocidades de deslocamento permanecem semelhantes até o ponto em que o rio mergulha e o derivador com vela a 1 metro de profundidade desacopla do fluxo principal do rio próximo ao ponto S09 (representada pelo círculo na figura)..... 82
- Figura 4.26: Ponto de mergulho do rio no reservatório de Funil. Na parte direita da foto é possível observar a coloração característica do rio Paraíba do Sul. À esquerda é possível identificar a floração de cianobactéria característica da região de transição desse reservatório. 82
- Figura 4.27: Derivadores lançados no rio e transição rio-reservatório para o entendimento do comportamento do rio ao entrar no reservatório na estação seca. Foram lançados 3 derivadores configurados a 1 metro, 1 a 5 metros e 2 a 8 metros. Os quadrados mostram os locais de lançamento dos lançamentos dos derivadores. S10 - região de rio. S12, S13 e S14 - transição-reservatório. 84
- Figura 4.28: Temperatura da água ao longo do tempo. A linha preta indica a temperatura registrada pelo termistor localizado no derivador com vela a 1 metro de profundidade. O círculo em verde demarca o momento em que o equipamento levado pela corrente do rio atinge o reservatório. 85
- Figura 4.29: Simulação do perfil de velocidade usando dados reais. As velocidades mais altas representam a profundidade onde o rio flui na zona de transição. O rio corre como *underflow* na estação chuvosa, quando um rio denso (mais frio) mergulha sob a superfície e flui ao longo do fundo como uma corrente de densidade orientada por gravidade (a). O rio corre como *overflow* na época da seca, quando as temperaturas do rio e reservatório são semelhantes. Como *overflow*, as características do rio podem ser detectadas a muitos quilômetros em direção à barragem na superfície da água. A linha preta representa a profundidade da flutuabilidade neutra estimada a partir de registros de temperatura, assumindo que as águas do rio e do reservatório não se misturam. A anomalia observada no fluxo do rio e na profundidade da flutuabilidade neutra entre os dias 20 e 21 setembro de 2012 ocorreu devido a uma diminuição da temperatura do rio durante

uma chuva que ocorreu por volta de 16:00 h do dia 20 de setembro. 87

Figura 4.30: Relações entre os dados espaciais de pCO₂ e Chl no reservatório de Funil. A regressão é representada pela linha tracejada ($r^2 = 0,71$, $p < 0,001$). 89

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 3.1: Concentrações na água de biomassa planctônica (PB), fósforo total (PT), nitrogênio inorgânico dissolvido (DIN), gás carbônico (CO ₂) e metano (CH ₄) obtidos após o evento de S/R no reservatório de Itumbiara (média) e nas estações P1 e P2. *Dado não coletado.....	32
Tabela 3.2: Valores de emissões de CO ₂ e CH ₂ antes e depois do evento de ressurgência.....	33
Tabela 3.3: Estimativas de quantidade de carbono emitida para atmosfera devido a eventos de subsidência e ressurgência. *Dados extraído de Ometto et al. (2013). **Apenas fluxo difusivo.....	38
Tabela 4.1: Classes de Uso e Cobertura do Solo na bacia de drenagem do reservatório do Funil.	44
Tabela 4.2: Configurações das velas de arrasto lançadas no experimento de comportamento da entrada do rio. As localizações dos pontos de lançamento estão representados na Figura 4.1.....	60
Tabela 4.3: Média dos fluxos de CO ₂ (mmol m ⁻² d ⁻¹) calculados usando dados espaciais e temporais. Fluxos positivos denotam fluxo médio de gases do lago para a atmosfera.....	69
Tabela 4.4: Média e desvio padrão das variáveis ambientais e químicas do ponto de amostragem S28 (perto da barragem) e rio. * Precipitação acumulada durante três meses.	75
Tabela 4.5: Média do perfil da temperatura do rio (°C) de hora em hora coletados pelas cadeias de termistores localizada no ponto S05 em 29 de fevereiro 2012 (estação chuvosa) e 20 de Setembro de 2012 (estação seca).....	77
Tabela 4.6: Comparação entre os fluxos de CO ₂ (mmol m ⁻² d ⁻¹) calculados em períodos de baixo e alto tempo de residência. Fluxos positivos denotam fluxos de gases do lago para a atmosfera. *Foram considerados dados de baixo e alto tempo de residência quando valores estavam menores que 25 dias e maiores que 38 dias, respectivamente. A média dos fluxos de CO ₂ em períodos de tempo de residência intermediário ficou próxima de zero (0,3 mmol m ⁻² d ⁻¹).....	93

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

CH ₄	Metano
Chl	Concentração de Clorofila
CO ₂	Gás Carbônico
CVD	Curva de Duração de Velocidade
ECT	Energia Cinética Turbulenta
ELCOM	Estuary and Lake Computational Model
FDPW	Função de Distribuição de Probabilidade de Weibull
GEE	Gás de Efeito Estufa
pCO ₂	Pressão Parcial de gás carbônico
RMSE	Desvio Médio Quadrático
S/R	Subsidência e Ressurgência
SIMA	Sistema Integrado de Monitoramento Ambiental
UHE	Usina Hidrelétrica

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1. Questões sociais e ambientais: uma visão geral do debate internacional	2
1.2. Reservatórios de hidrelétricas tropicais, ciclo do carbono e emissão de gases de efeito estufa	3
1.3. Hidrodinâmica e ciclagem do carbono em reservatórios de hidrelétricas	7
2 MOTIVAÇÃO, HIPÓTESE E OBJETIVO	11
3 PROCESSOS HIDRODINÂMICOS CONTROLANDO EMISSÕES DE GEE EM GRANDE RESERVATÓRIOS DE HIDRELÉTRICAS	15
3.1. Métodos	16
3.1.1. Área de Estudo.....	16
3.1.2. Dados temporais contínuos	18
3.1.3. Descrição e configuração do modelo numérico	19
3.1.4. Dados limnológicos coletados no evento de S/R	21
3.1.5. Determinação dos ventos favoráveis aos eventos de S/R	22
3.2. Resultados	25
3.2.1. Características do vento	25
3.2.2. Evidência de S/R na estrutura vertical	26
3.2.3. Evidência do evento de S/R a partir dos resultados do modelo	28
3.2.4. Evidência da ressurgência a partir dos dados limnológicos	30
3.3. Discussão	32
3.3.1. Implicações dos eventos de subsidência no ciclo de carbono.....	32
3.3.2. Ventos favoráveis à S/R	35
4 HIDRODINÂMICA DA ENTRADA DO RIO AFETANDO A HETEROGENEIDADE ESPACIAL DA PRESSÃO PARCIAL DE CO₂ E A CONCENTRAÇÃO DE CLOROFILA EM UM RESERVATÓRIO DE HIDRELÉTRICA TROPICAL	39
4.1. Métodos	41

4.1.1.	Área de Estudo.....	41
4.1.2.	Amostragem de campo.....	45
4.1.3.	Cálculo do Fluxo de CO ₂	49
4.1.4.	Perfis de Temperatura.....	50
4.1.5.	Medidas Lagrangeanas do escoamento.....	53
4.1.6.	Experimentos para análise das correntes.....	57
4.1.7.	Configuração do modelo numérico.....	60
4.2.	Resultados.....	61
4.2.1.	Condições atmosféricas nos períodos de amostragem.....	61
4.2.2.	Vazões de entrada e saída e nível da água no reservatório.....	63
4.2.3.	Malha batimétrica.....	64
4.2.4.	Variação espacial da Chl e pCO ₂	65
4.2.5.	Variação espacial do Fósforo e Nitrogênio totais na água.....	69
4.2.6.	Variabilidade temporal da Chl e pCO ₂	70
4.2.7.	Estrutura térmica.....	73
4.2.8.	Velocidade das correntes.....	78
4.2.9.	Simulações.....	85
4.3.	Discussão.....	88
4.3.1.	pCO ₂ controlado pelo fitoplâncton.....	88
4.3.2.	Características físicas e a distribuição espacial.....	90
4.3.3.	Heterogeneidade espacial e temporal.....	92
5	CONCLUSÕES.....	97
5.1.	Quanto à hipótese da pesquisa.....	97
5.2.	Quanto aos objetivos.....	97
5.3.	Principais Conclusões.....	98
5.4.	Recomendações.....	100
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	103

1 INTRODUÇÃO

Durante o último século houve um rápido aumento no número de grandes barragens construídas em todo o mundo. Isso implica no rompimento do curso normal dos rios para a utilização da água para vários fins, como: irrigação, agricultura, uso doméstico e industrial, geração de energia elétrica, controle de enchente e outros. Em 1949, 5.000 grandes barragens tinham sido construídas em todo o mundo, três quartos delas nos países industrializados. Até o final do século XX, já existiam mais de 45.000 grandes barragens em mais de 140 países. Dessas, 17% possuem como finalidade específica a produção de energia elétrica, somando um total que ultrapassa 7.500 grandes barragens em todo o mundo (BERGKAMP et al., 2000). Na região tropical, grande parte das usinas hidrelétricas se concentra no Brasil, sendo este o terceiro maior produtor de energia hidrelétrica do mundo; e junto com outros dois países tropicais – Índia (sétimo) e Venezuela (oitavo) – compõe a lista dos dez maiores produtores de energia dessa forma (ANEEL, 2014).

O debate sobre a construção de barragens sempre causou polêmicas, e ao mesmo tempo é extremamente complexo. É complexo porque os problemas não se limitam à concepção, construção e operação das barragens, mas abraçam a gama de questões sociais, ambientais e políticas das quais dependem a aspiração humana para o desenvolvimento e melhoria do bem estar. Além disso, uma grande discussão vem ocorrendo sobre quão limpa é a produção por hidrelétricas. Nessa discussão, vários estudos comparam as emissões de gases de efeito estufa por termelétricas e hidrelétricas. Grande parte das pesquisas realizadas que abordam reservatórios tropicais de produção de energia elétrica vem sendo feitas na América Latina, principalmente no Brasil.

No Brasil, a geração de energia elétrica é essencialmente consequência de aproveitamentos hidrelétricos. O potencial instalável ultrapassa os 280 GW. Dados da Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL) indicam que no presente (2014) existem, somando todas as fontes de energia, 3149

empreendimentos em operação, com a potência de 128 GW. Está prevista para os próximos anos uma adição de 36 GW na capacidade de geração do país, proveniente dos 191 empreendimentos atualmente em construção e mais 525 outorgados. Desses 3.043 empreendimentos, 1.095 (36%) são baseados em aproveitamentos hídricos, mas produzem maior parte da energia consumida, cerca de 64% da produção total (ANEEL, 2014).

A matriz energética do país deverá continuar sendo predominantemente baseada nos aproveitamentos hídricos, tendo como base o Plano Nacional de Energia 2030, que foi formulado em 2006-2007 pela Empresa de Pesquisa Energética (EPE), ligada ao Ministério de Minas e Energia. A capacidade instalada deverá ultrapassar 220 GW em 2030. Na década de 2020, contudo, os aproveitamentos hidrelétricos possíveis estarão quase que esgotados, razão da implantação de alternativas de energia, entre elas a energia nuclear e a eólica.

1.1. Questões sociais e ambientais: uma visão geral do debate internacional

Nas últimas décadas têm ocorrido, com frequência, muitos conflitos envolvendo impactos causados pela implantação de barragens, sejam elas destinadas à produção de energia hidrelétrica, abastecimento de água, controle de cheias, irrigação e uso múltiplo. Em muitos casos, a construção é justificada pela sua importância para: 1) o desenvolvimento, pois proporciona maior oferta de eletricidade, que constitui necessidade básica para produção e bem-estar da sociedade; 2) maior produção de alimentos e produtos agrícolas, graças à irrigação; 3) controle de enchentes que causam perdas drásticas para a população e economia e; 4) permitir o transporte fluvial, que propicia enormes ganhos para as populações ribeirinhas e para as economias regionais e nacionais. Além disso, a geração de energia por hidrelétrica é considerado, pelo setor elétrico, como fonte renovável, por armazenar e utilizar a água.

Mas é importante lembrar que as barragens são criticadas por seus impactos ambientais e mudanças sociais negativas, como: a perda de áreas potencialmente férteis para a produção de alimentos; a destruição de florestas; o alagamento de regiões habitadas em cidades; a perda de infraestrutura urbana; o deslocamento de pessoas donas de propriedades atingidas pela inundação; a degradação das condições de reprodução sociocultural de populações tradicionais, entre outras.

Igualmente criticada tem sido a controvérsia acerca da distribuição dos custos e benefícios destes empreendimentos, embora quase todos reconheçam que as regiões de implantação normalmente arcam com os custos dos impactos sociais e ambientais negativos, e que os benefícios muitas vezes concentram-se nas grandes cidades e regiões mais desenvolvidas.

O recente acirramento dos conflitos e da polêmica pode ser creditado à convergência de dois vetores: o crescimento do ambientalismo e os movimentos das populações atingidas. Em escala internacional, esta convergência tem pressionado as agências, empresas e organizações engajadas no financiamento, planejamento, construção e operação de barragens a equacionarem de maneira mais rigorosa os problemas ambientais e sociais.

Assim como acontece com os impactos econômicos das grandes barragens, os impactos sociais e ambientais causados pelas barragens podem ser classificados como benefícios ou perdas dependendo dos diferentes grupos sociais – agora e no futuro.

1.2. Reservatórios de hidrelétricas tropicais, ciclo do carbono e emissão de gases de efeito estufa

A produção de energia para atender a economia global contemporânea tem uma participação maciça de fontes não renováveis, que representam parte

substancial dos gases de efeito estufa liberados na atmosfera. De acordo com Peters et al. (2013) e com o *Global Canopy Programme* (www.globalcarbonproject.org), em 2011 um total de $9,1 \pm 0.8$ PgC foi emitido para a atmosfera pela queima de combustíveis fósseis, sendo o carvão a maior parte das emissões. O valor corresponde a mais de 65 % de todo o carbono antropogênico emitido anualmente como CO₂ para a atmosfera (IPCC, 2013). Com a redução das emissões observadas em países desenvolvidos, os valores de emissões refletem um aumento da produção de energia nos países em desenvolvimento (IEA, 2013), especialmente na Índia e na China (LE QUERE et al., 2010). O desafio para reduzir as emissões de carbono no mundo em desenvolvimento é alcançar os objetivos sem colocar as metas de desenvolvimento em risco. No Brasil, uma recente comunicação do governo com o Quadro de Convenção das Nações Unidas sobre Mudanças Climáticas (UNFCCC) propõe, como uma ação nacional de mitigação, o "aumento da oferta de energia por usinas hidrelétricas, com redução prevista de 79 para 99 milhões de toneladas de CO₂-eq. em 2020".

De acordo com a Agência Internacional de Energia (IEA, 2013), a demanda projetada de energia elétrica está estimada a aumentar, até 2040, 85% em relação ao consumo de 2004, com maior participação dos países em desenvolvimento. Isso representa uma grande pressão sobre os sistemas de produção. A geração de energia hidrelétrica é uma fonte atraente de energia renovável, especialmente em regiões onde os recursos naturais de água são abundantes (IEA, 2013).

Muitas pesquisas têm se dedicado a entender a complexidade dos processos biogeoquímicos e físicos responsáveis pelas emissões de gases de efeito estufa (GEE) após a criação de reservatórios. As emissões de GEE em hidrelétricas é um tema de debate científico ao se considerar a produção de energia alternativa. Em alguns casos, observações sugerem que as emissões totais de GEE em reservatórios estão comparáveis, por kW/hora, à produção de energia tradicional como as termoelétricas que utilizam carvão ou diesel (RUDD et al., 1993;

FEARNSIDE, 2004; GILES, 2006; OMETTO et al., 2011). No entanto, esse quadro é muito controverso. A controvérsia é, em parte, por causa da escassez de estudos de emissões de GEE por reservatórios de hidrelétricas, particularmente nas regiões tropicais onde existem grandes reservatórios (LIMA, 2005; KEMENES et al., 2011) e continuam a ser construídos (FEARNSIDE; PUEYO, 2012).

Apesar do debate em curso, existe um crescente consenso, ao contrário da percepção histórica, de que os reservatórios não são uma alternativa livre de emissões de carbono para geração de energia (HOFFERT et al., 1998; VICTOR, 1998), pois eles podem contribuir significativamente para a emissão global antropogênica de CO₂ e metano (CH₄) (TEODORU et al., 2011).

Nos trópicos, principalmente no Brasil, existe muita discussão sobre as emissões de CO₂ e CH₄ em reservatórios tropicais (ROSA et al., 2006; FEARNSIDE, 2006). O artigo publicado por St Louis et al. (2000), também gerou muita discussão no que diz respeito a emissões por reservatórios nos trópicos. Nesse artigo, dados de emissões calculadas em reservatórios amazônicos – que emitem mais GEE – foram equivocadamente extrapolados para toda a área de reservatórios tropicais em todo mundo.

Embora, espere-se que reservatórios sejam espacialmente heterogêneos, a maioria dos estudos de emissões de GEE estimam as emissões em um único ponto, geralmente perto da barragem. Estudos recentes (ROLAND et al., 2010) mostram alguns padrões na heterogeneidade espacial. Regiões mais próximas à entrada do rio apresentam maiores valores de emissão devido à influência da água do rio, rica em matéria orgânica, sendo que os valores diminuem em direção à barragem e aumentam novamente depois da barragem.

Reservatórios tropicais de baixa capacidade de produção energética e grande área de reservatório são mais propensos a ter emissões brutas que se aproximam das emissões por termelétricas do que aqueles com pequena área de reservatórios e elevada capacidade instalada. Um fator empregado para

estimar o impacto do represamento é a razão entre o potencial energético de uma hidrelétrica (MW) e a área alagada pelo reservatório (km²) – chamada densidade energética. Os reservatórios já construídos na bacia da Amazônia possuem, geralmente, baixa densidade energética comparado com os de cerrado brasileiro. Balbina possui um valor muito baixo de densidade energética (0,09 MW/km²), e sua implantação resultou em enormes danos ambientais, injustificáveis no atual clima político-ambiental (KEMENES et al., 2008).

Outra comparação importante entre reservatórios do Cerrado e Amazônia é o índice de emissão que leva em consideração as toneladas de carbono emitida por MWh. De acordo com Kemenes et al. (2008), a emissão de GEE em reservatórios amazônicos é superior às emissões por termelétricas, sendo que, em reservatórios do cerrado, estudos vêm mostrando que essa realidade é bem diferente (ROLAND et al., 2010; OMETTO et al., 2013).

Muitos estudos precisam ser feitos para reduzir as incertezas no cálculo das emissões em reservatórios. Muitos fatores internos e externos interferem no caminho que o carbono irá seguir ao entrar no reservatório, e complexas interações, tanto físicas, químicas quanto biológicas, irão determinar quanto de carbono será emitido para a atmosfera. Essas emissões podem ser alteradas significativamente ao longo do tempo, visto que a biomassa decai dentro do reservatório, durante os primeiros anos de represamento (BARROS et al., 2011). Em outros casos, as emissões podem depender dos influxos de carbono proveniente da bacia de drenagem e têm uma maior estabilidade ao longo do tempo, sujeitas a condições da bacia a montante. Ainda, os níveis de emissões podem ser dependentes de vários outros fatores, como: temperatura, regime de chuvas, regime de vento, tipo de solo, quantidade de matéria orgânica inundada, transportes verticais, fluxo de entrada do rio, metabolismo planctônico e outros (OMETTO et al., 2011).

1.3. Hidrodinâmica e ciclagem do carbono em reservatórios de hidrelétricas

Processos hidrodinâmicos determinam as condições ambientais que afetam fatores importantes, como a ciclagem do carbono e nutrientes, e influenciam o tempo em que a água e seus constituintes permanecem no sistema (RUEDA e COWEN, 2005). Vários processos de circulação de massas d'água ocorrem em ambientes aquáticos, como resposta a forçantes externas, tais como vento e incidência de radiação solar. Essas forçantes podem desencadear movimentos na termoclina, que geram ondas internas chamadas de *seiches*. Esses movimentos internos podem controlar processos químicos e biológicos em lagos e reservatórios estratificados, sendo fonte de energia para os processos de dispersão vertical e horizontal na coluna d'água (MORTIMER; BOYCE, 1974). Dessa forma, a movimentação horizontal causada pelas correntes de superfície, induzidas pelo vento, exerce importante função no transporte de nutrientes e do fitoplâncton.

Além do transporte horizontal, podem ocorrer misturas verticais na coluna d'água que quebram a barreira natural imposta pela estratificação. Isto contribui, por exemplo, para a produção primária, uma vez que águas ricas em nutrientes provenientes do hipolímnio atingem a superfície (ASSIREU et al., 2011b), causando a redistribuição ou mesmo mudança na estrutura das comunidades fitoplanctônicas (MEGARD et al., 1997).

A distribuição de alguns gases e o padrão de mistura vertical têm fundamental importância nos ciclos biogeoquímicos dos sistemas aquáticos, em especial para a interface ar-água (DONELAN et al., 2002). Diversos estudos sobre a distribuição global de lagos indicam que suas águas são supersaturadas em CO₂ (COLE; CARACO, 2001; MAROTTA et al., 2009). Segundo Cole et al. (2007), este fato resulta de importante contribuição de carbono alóctone aos sistemas lênticos com conseqüente exportação de carbono na forma de CO₂ para a atmosfera. Tranvik et al. (2009) mostram que, para reservatórios tropicais, as

altas temperaturas e a estratificação da coluna d'água tendem a favorecer a respiração da matéria orgânica proveniente da bacia de drenagem e, conseqüentemente, ao surgimento de regiões anóxicas propícias ao acúmulo de CO₂ e CH₄. Sendo assim, a movimentação das camadas d'água pode alterar substancialmente a relação acúmulo/emissão de carbono em sistemas aquáticos estratificados (ROLAND et al., 2009). Em estudo realizado em diversas hidrelétricas no Brasil, Roland et al. (2010) identificaram heterogeneidade espacial nas emissões de CO₂ na superfície dos lagos, relacionando-a a complexidade dos processos de circulação nos reservatórios das hidrelétricas. Complementarmente indicam que o transporte vertical de águas ricas em gases, provocado por ventos constantes, pode determinar o aumento de até 12% nas emissões de CO₂ durante determinado período do ano (OMETTO et al., 2011). Estes últimos autores sugerem que existe uma heterogeneidade espacial nas emissões de CO₂ devido também à variabilidade nos processos de circulação em reservatórios de hidrelétricas.

Outro fator importante a ser considerado em estudo de reservatórios é a diferença entre a densidade das águas do rio e o reservatório por ele formado. Ao alcançarem o reservatório as águas do rio mergulham e podem fluir ao longo da camada superficial (*overflow*), intermediária (*interflow*) ou profunda (*underflow*) do reservatório, dependendo da diferença entre a temperatura das águas do rio e do corpo do reservatório (MARTIN; MCCUTCHEON, 1998). Identificar a camada em que ocorrerá a incorporação da matéria orgânica proveniente da bacia de drenagem em reservatórios pode ser um fator determinístico para qual destino o carbono irá seguir. Por exemplo, se incorporado nas camadas mais profundas, as condições anóxicas facilitam a degradação da matéria orgânica em CH₄. A complexidade do sistema é discutida por Assireu et al. (2011b) quando apresentam que o aporte das águas do rio nas camadas mais profundas pode determinar o carreamento de nutrientes para a camada superficial do reservatório. Os autores associam essa perturbação na termoclina ao fenômeno conhecido como instabilidade de Kelvin-Helmholtz.

Vários trabalhos realizados em reservatórios de hidrelétrica tropicais têm associado variações nas comunidades planctônicas, heterogeneidade espacial e estabilidade térmica a padrões de circulação de massas de água, tempo de residência, ressurgência e subsidência (ROLAND et al., 2010; RANGEL et al., 2012; SOARES et al., 2012), porém nenhum deles descreve como a hidrodinâmica afeta diretamente esses parâmetros limnológicos.

Diante do exposto, propôs-se, neste trabalho, uma abordagem interdisciplinar para avaliar aspectos físicos e biológicos que interferem na dinâmica do carbono em reservatórios de hidrelétricas. Vale ressaltar que esta é uma pesquisa pioneira para ecossistemas tropicais, sendo que esteve inserida e teve o apoio do projeto Limnologia e Metabolismo Planctônico controlando as taxas de transferência de Gases de Efeito Estufa – chamada estratégica 09 – ANEEL, Monitoramento de GEE –, que corresponde a um projeto que envolve instituições, como COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Universidade Federal de Juiz de Fora (UFJF), Instituto Internacional de Ecologia (IIE) e Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Este projeto integra alunos e pesquisadores de diversas áreas e instituições como, por exemplo: Arcilan Assireu (UF Itajubá), Plínio Carlos Alvalá (CCST INPE), Fabio Roland (UFJF), Vera L.M. Huszar (UFRJ – Museu Nacional), Vinícius F. Farjala (UFRJ – NUPEM), Marcelo C. Bernardes (UFF), André M. Amado (UFRN), Jean Pierre Ometto (CCST INPE), entre outros.

2 MOTIVAÇÃO, HIPÓTESE E OBJETIVO

Historicamente, as usinas hidrelétricas vinham sendo consideradas como fontes de energias renováveis não emissoras de gases de efeito estufa. No entanto, um primeiro estudo focando em reservatórios no norte do Canadá sugeriu que a quantidade de GEE emitidos por reservatórios foi substancial quando comparada às emissões provenientes da queima de combustíveis fósseis (RUDD et al., 1993). Uma avaliação posterior estimou que as emissões de GEE a partir de usinas hidrelétricas (considerando todo o seu ciclo de vida) é de 30 a 60 vezes menor do que as emissões de energia gerada a partir de combustíveis fósseis (GAGNON; VAN DE VATE, 1997). Essa avaliação, no entanto, não incluiu dados de reservatórios de hidrelétricas localizados em regiões de clima tropical, que mais tarde foram destacados como emissores de grande quantidade de GEE. Em um grande reservatório localizado na Amazônia brasileira (reservatório de Tucuruí), por exemplo, as estimativas de emissões anuais de GEE superaram as emissões por combustíveis fósseis da maior cidade do Brasil, São Paulo (FEARNSIDE, 2002). Alguns pesquisadores criticaram esta conclusão e consideraram que as emissões de GEE por este reservatório foram, em grande parte, superestimadas (ROSA et al., 2004, DOS SANTOS et al., 2006). A crítica desencadeou um debate científico entre dois grupos com opiniões contrastantes (FEARNSIDE, 2002, 2004, 2005, 2006; ROSA et al., 2004; CULLENWARD; VICTOR, 2006; GILES, 2006). Embora os grupos discordem sobre a quantidade de GEE emitidos a partir de hidrelétricas em relação às outras fontes de energia, eles concordam que as emissões de GEE de reservatórios tropicais são grandes e devem ser consideradas no atual cenário global do ciclo do carbono.

Desde então, muitos estudos vêm sendo publicados na tentativa de melhorar as estimativas de emissões utilizando novas técnicas e abordagem. Visto que muitos fatores ligados à hidrodinâmica influenciam os processos de produção, transporte e estoque de carbono em reservatórios de hidrelétricas (Figura 2.1), este trabalho defende a hipótese de que processos hidrodinâmicos no interior desses ecossistemas influenciam os níveis de emissões de GEE. Para testar a

hipótese, o objetivo principal deste trabalho foi determinar como a hidrodinâmica interfere na ciclagem de carbono e nos níveis de emissões de carbono em reservatórios de hidrelétricas tropicais.

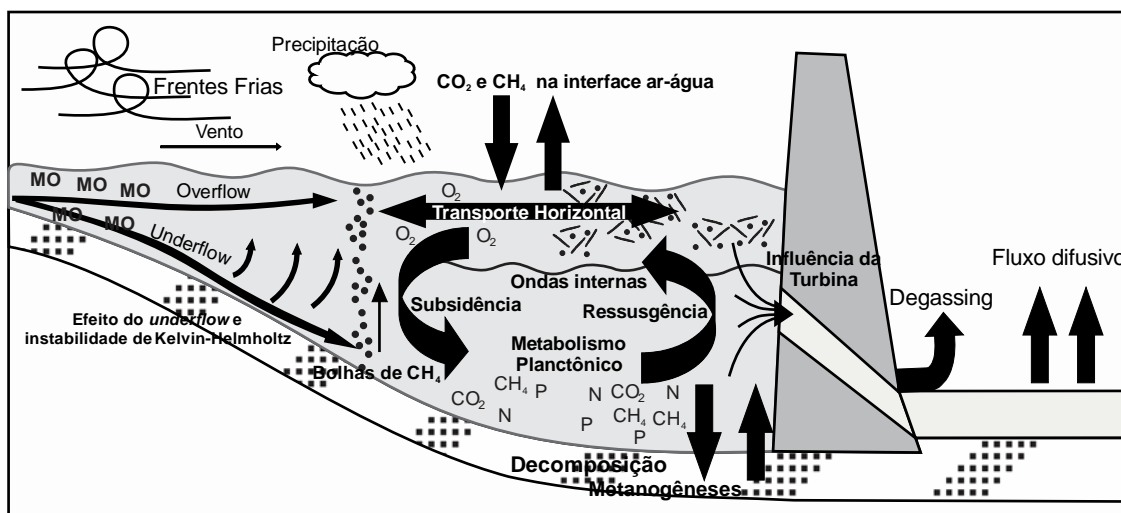


Figura 2.1: Principais processos que influenciam a ciclagem de carbono em reservatórios de hidrelétricas.

Para alcançar o objetivo principal desta tese, os seguintes objetivos específicos foram propostos:

1. Analisar a influência de eventos de subsidência e ressurgência no nível de emissões de carbono em reservatórios de hidrelétricas tropicais.
2. Verificar, em diferentes períodos do ano (estações seca e chuvosa), os parâmetros que influenciam nos padrões de circulação de massas de água.
3. Determinar a distribuição horizontal da comunidade fitoplanctônica, gases, níveis de emissões de carbono e concentração de nutrientes a partir de dados de campo representativos da estação chuvosa e seca.

4. Determinar a influência da corrente induzida pela tomada de água da turbina e da entrada do rio na distribuição do fitoplâncton, carbono, nutrientes e na estrutura térmica do reservatório;
5. Aplicar a modelagem tridimensional ELCOM (hidrodinâmico) em reservatórios de hidrelétricas tropicais a fim de representar os processos de circulação de água e complementar os resultados adquiridos em campo.
6. Avaliar os impactos decorrentes da construção de reservatórios hidrelétricos em regiões tropicais nas emissões líquidas e seu efeito no balanço global de carbono.

Para contemplar os objetivos específicos, esta tese foi dividida em duas partes de acordo com o organograma apresentado na Figura 2.2. Os objetivos 1, 2, 5 e 6 são contemplados no capítulo 3, onde é feita uma análise por meio de dados de campo e modelagem numérica dos efeitos de movimentos verticais na emissão de gases de efeito estufa para a atmosfera. Os objetivos 2, 3, 4, 5 e 6 são contemplados no capítulo 4, onde são analisadas a distribuição horizontal do fitoplâncton e a variação espacial das emissões de gás carbônico através de dados de campo e modelagem numérica. Os resultados são discutidos em cada capítulo, sendo que, as conclusões dos trabalhos realizados são apresentadas no capítulo 5.

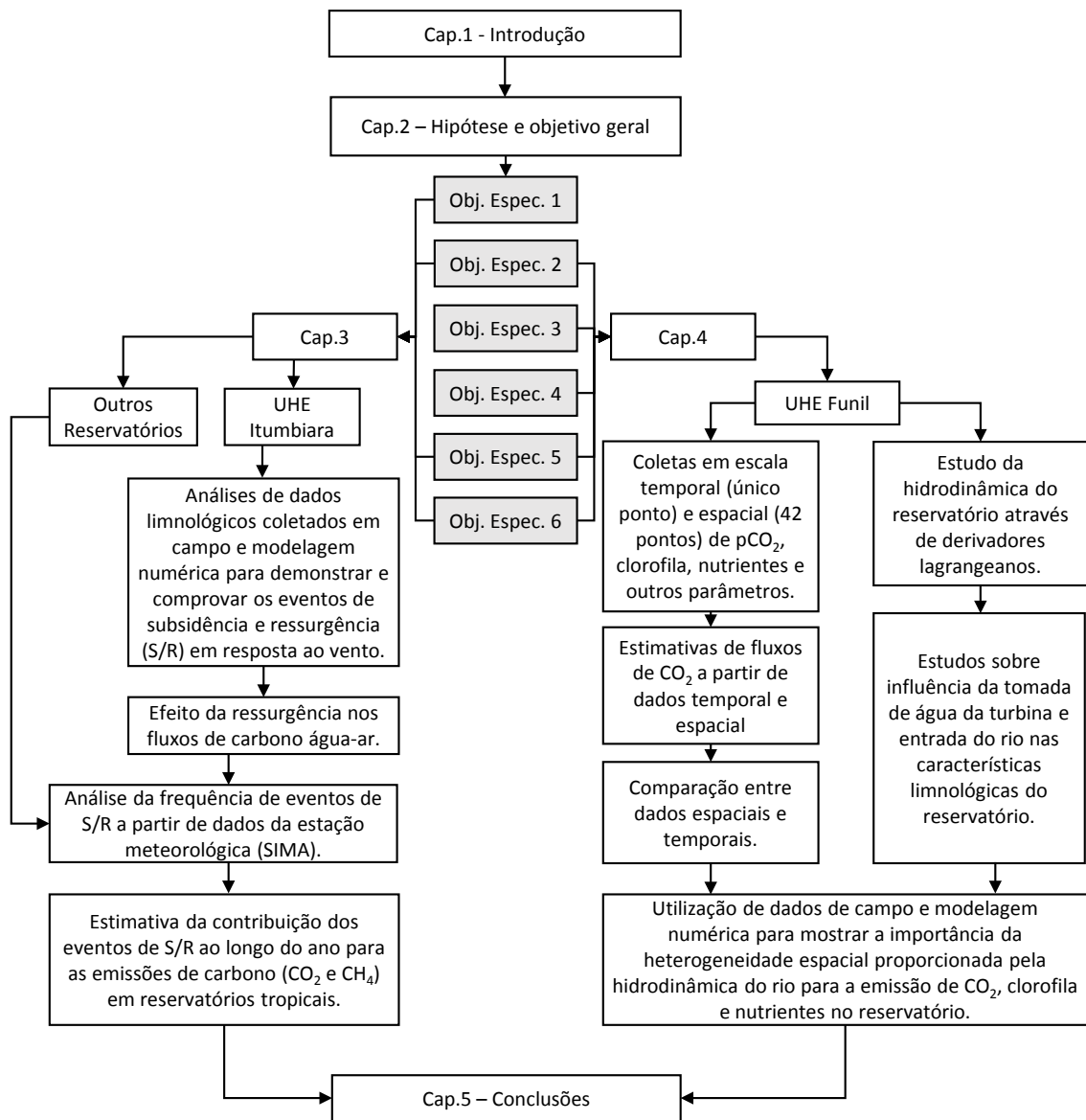


Figura 2.2: Organograma da tese de acordo com os objetivos e capítulos.

3 PROCESSOS HIDRODINÂMICOS CONTROLANDO EMISSÕES DE GEE EM GRANDE RESERVATÓRIOS DE HIDRELÉTRICAS

A perturbação causada pelo vento na superfície promove movimentos horizontais e verticais na coluna d'água. Quando o vento provoca a divergência na superfície da água em um determinado ponto, águas mais profundas ressurgem nesse ponto (ressurgência - *upwelling*). Reciprocamente, quando há uma convergência de águas da superfície em uma determinada região, o mergulho de água ocorre (subsidiência - *downwelling*; MONISMITH, 1985; MONISMITH, 1986; STEVENS; IMBERGER, 1996; MACINTYRE et al., 2002; FARROW; STEVENS, 2003). O vento afeta o movimento das águas superficiais através da inserção de *momentum* linear, e o resultado é dependente do vento estar alinhado ao *fetch*¹ principal (DONELAN, 1998). Existem também evidências de que o *fetch* influencia indiretamente no transporte de gases no interior dos lagos (CRUCIUS; WANNINKHOF, 1990, UPSTILL-GODDARD et al., 1990; WANNINKHOF et al., 1985; WANNINKHOF et al., 1987; WANNINKHOF; BLIVEN, 1991). Um estudo no lago Kinneret (GOMEZ-GIRALDO et al., 2006) mostrou que o vento empurra a superfície da água em direção à margem e, como consequência, um declive é formado na termoclina, promovendo a ressurgência em um lado, e subsidiência no lado oposto do lago.

A distribuição de gases e os padrões de mistura vertical da coluna de água têm fundamental importância para o ciclo do carbono, principalmente na interface água-atmosfera (DONELAN et al., 2002; COLE; CARACO, 2001). A oxidação aeróbia do metano em ambientes aquáticos ocorre em áreas ricas em oxigênio adjacentes a áreas com alta concentração de metano, como as superfícies do sedimento e na coluna de água (MURASE; SUGIMOTO, 2005). Investigações sobre a oxidação do metano na coluna de água durante períodos de circulação

¹ *Fetch* corresponde ao comprimento de um lago medido de uma margem à outra no sentido em que um dado vento sopra. O *Fetch* principal do reservatório corresponde ao maior comprimento possível de uma margem à outra do reservatório.

de massas d' água no lago Kasumigaura, no Japão, mostraram que a oxidação foi o principal processo de diminuição de CH₄ do lago durante o período de mistura, consumindo até 74% do CH₄ dissolvido (UTSUMI et al., 1998). Importantes processos de mistura são provocados pelo vento (ASSIREU et al., 2011b). No reservatório da Usina Hidrelétrica (UHE) de Manso, localizado na região do Cerrado, a mistura da coluna de água exerce um papel crucial nos fluxos de CO₂ (ROLAND et al., 2010).

Lagos e reservatórios estratificados tendem a acumular tanto CO₂ e CH₄ no hipolímnio. Comumente assume-se que o metano é transportado para a superfície por difusão, ebulição e através de estruturas de plantas (CICERONE; OREMLAND, 1988; BASTVIKEN et al., 2004; RAMOS et al., 2006), mas pouco se sabe ainda sobre quanto e como os eventos de subsidência e ressurgência (S/R) contribuem para o transporte de GEE do fundo para a superfície e como isso influencia nos níveis de emissão em sistemas continentais.

Neste capítulo, é apresentado o efeito de eventos de S/R em um reservatório de hidrelétrica tropical. O evento em foco foi promovido por um vento persistente de baixa intensidade ($\sim 3.5 \text{ m s}^{-1}$) por um período de 18 horas. Foi observado o efeito desse evento na estrutura térmica do lago e em parâmetros limnológicos (biológicos, físicos e químicos). Foi analisada, também, a potencial frequência desses eventos em reservatórios tropicais e estimamos a contribuição dos eventos de subsidência e ressurgência na emissão de carbono para atmosfera por esses reservatórios.

3.1. Métodos

3.1.1. Área de Estudo

O reservatório de Itumbiara (18°25'S; 49°06'W), localizado no bioma de Cerrado brasileiro, tem uma forma dendrítica, 814 km² de área inundada, volume de água de 17,03 bilhões de metros cúbicos e profundidade máxima de 78 metros (Figura 3.1). O clima da região é o tropical úmido (Aw; NIEMER, 1989), com estações

chuvosas (dezembro a fevereiro) durante o verão e estações secas (junho a agosto) durante o inverno austral. No inverno, temperaturas extremas não são observadas, e a média da temperatura no mês mais frio é maior que 18°C. No verão, o reservatório de Itumbiara permanece estratificado durante a maior parte do tempo e é caracterizado por uma diferença de temperatura entre o epilímnio e o hipolímnio de até 3°C.

Dos dez pontos amostrados no reservatório de Itumbiara, dois pontos foram considerados no interior do *fetch* principal do vento para mostrar evidências do evento de S/R e sua influência em parâmetros limnológicos: um ponto na região de ressurgência – P1 (18°20'50.55" S, 48°51'16.51" W) e um na região de subsidência – P2 (18°17'01.95" S, 48°54'23.75" W) (Figura 3.1). O evento estudado ocorreu entre 14:00 h do dia 24 de agosto e 9:00 h do dia 25 de agosto de 2005.

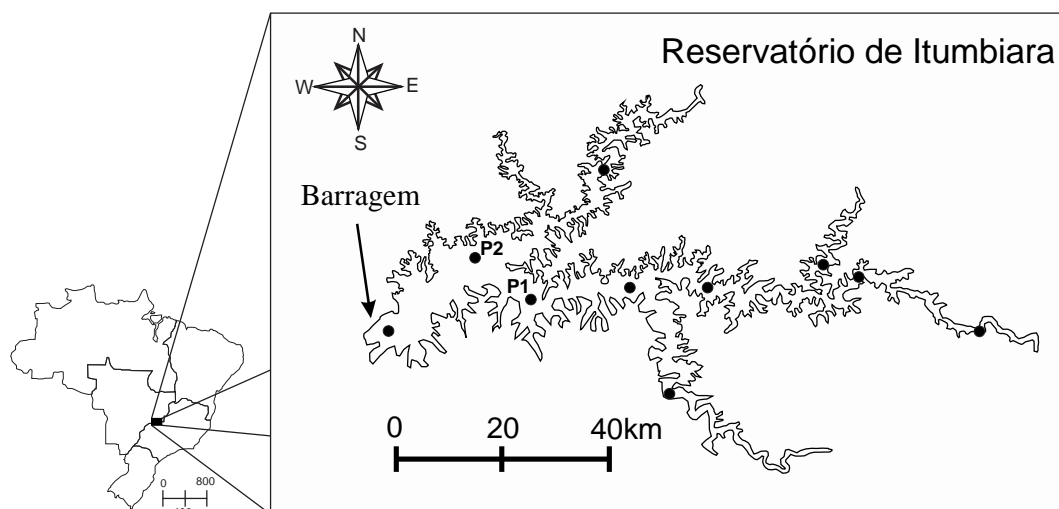


Figura 3.1: Localização dos pontos de amostragem no reservatório de Itumbiara, dando ênfase aos dois pontos (P1 e P2) localizados no interior do *fetch* principal.

3.1.2. Dados temporais contínuos

Dados horários de velocidade e direção do vento e de temperatura nas profundidades de 2, 5, 20 e 40 metros foram coletados no ponto P2 na UHE Itumbiara e foram transmitidos via satélite em tempo real pelo Sistema Integrado de Monitoramento Ambiental (SIMA). O SIMA é um conjunto de hardware e software desenvolvido para aquisição de dados e monitoramento em tempo real de sistemas aquáticos (STEVENSON et al., 1993; ALCANTARA et al., 2013). É composto por um sistema independente formado por uma boia ancorada contendo sistemas de armazenamento de dados, sensores (temperatura do ar, direção e intensidade do vento, pressão de entrada, radiação incidente, radiação refletida e uma cadeia de termistores), painéis solares, uma bateria e uma antena de transmissão. Uma sonda (YSI modelo 6600, Yellow Spring, Ohio, EUA) foi anexada ao SIMA para coletar dados horários na superfície de temperatura, condutividade, pH e oxigênio. Esta sonda foi calibrada a cada 15 dias, de acordo com Manual de Operações Ambientais YSI (<http://www.ysi.com/ysi/support>). Outras informações sobre o conceito e operação do SIMA podem ser encontradas online².

Além dos dados coletados em Itumbiara, um ano de dados horários de vento coletados pelo SIMA, instalado em outros cinco reservatórios localizados no cerrado brasileiro, foram utilizados para calcular as condições de vento favoráveis para eventos de S/R. Foram analisados dados dos reservatórios das UHEs Corumbá (17° 59'S, 48 ° 30'W), Serra da Mesa (13° 50'S; 48° 18'W), Manso (14° 52'S; 55° 46'W), Furnas (20° 40'S; 46° 18'W) e Luiz Carlos Barreto de Carvalho (20° 09'S; 47°16'W).

² Informações sobre o SIMA podem ser encontradas em <http://www.dsr.inpe.br/hidrosfera/sima/en/>

3.1.3. Descrição e configuração do modelo numérico

O modelo Estuary and Lake Computational Model (ELCOM; HODGES et al., 2000) foi utilizado para simular a estrutura térmica e circulação durante o período de investigação. ELCOM resolve equações instáveis juntamente com as equações de “Reynolds-averaged Navier–Stokes³” e equações de transporte escalar usando aproximações hidrostática e de Boussinesq⁴ para modelar a velocidade, salinidade e temperatura da água em um espaço tridimensional e no tempo. Os algoritmos hidrodinâmicos que são implementadas no modelo ELCOM usam uma abordagem Euler-Lagrangeana para a advecção de momentum linear adaptado da obra de Casulli e Cheng (1992), enquanto que as advecções escalares (ou seja, traçadores, salinidade e temperatura) são baseadas no método “ULTIMATE QUICKEST” proposto por Leonard (1991). O modelo termodinâmico considera as componentes penetrantes (por exemplo, a radiação de ondas curtas) e as não penetrantes (por exemplo, radiação de onda longa, fluxos de calor sensível e latente) (HODGES et al., 2000). O modelo de mistura vertical utiliza as equações de transporte de energia cinética turbulenta (ECT) para calcular a energia disponível a partir de agitação proporcionada pelo vento e a produção de cisalhamento para o processo de mistura (SPIGEL e IMBERGER, 1980). Uma descrição completa das fórmulas e métodos numéricos utilizados no modelo ELCOM foram documentadas por Hodges et al. (2000).

O domínio numérico foi discretizado em uma grade horizontal uniforme contendo células de 150 x 150 m com base em amostras de profundidade coletadas por Alcântara (2010). A resolução da grade vertical foi definida com 1 metro de espessura uniforme, resultando em 78 camadas verticais. O albedo de água foi ajustado em 0,03 (SLATER, 1980), e o coeficiente de arrasto de fundo foi

³ Equações que representam os fluxos de fluidos.

⁴ A aproximação de Boussinesq assume que as diferenças de densidade são pequenas o suficientes para serem negligenciadas, exceto nos termos da equação do movimento que envolvem a gravidade.

definido como 0,001 (WÜEST; LORKE, 2003). O coeficiente de atenuação para a radiação fotossinteticamente ativa⁵ (PAR) foi de $0,6 \text{ m}^{-1}$, calculado com base em medições de disco de Secchi de acordo com Poole e Atkins (1929). Para a difusividade horizontal da temperatura e do momentum horizontal foi utilizado o valor de $5,25 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, com base em estudo anterior conduzido em outro reservatório tropical (PACHECO et al., 2011). Devido à presença de condições atmosféricas instáveis persistentes sobre reservatórios tropicais (VERBURG; ANTENUCCI, 2010), o submodelo de estabilidade atmosférica foi ativado durante a simulação; esse procedimento é adequado nos casos em que os sensores meteorológicos estão localizados dentro da camada limite atmosférica⁶, sobre a superfície do lago e os dados são coletados em intervalos sub diários (IMBERGER; PATTERSON, 1990). Desta maneira, os coeficientes de transferência de calor e de quantidade de movimento (momentum) foram ajustados a cada passo de tempo pelo modelo baseado na estabilidade da camada limite atmosférica. O submodelo de Coriolis também foi ativado durante a simulação. A ativação deste submodelo foi baseada em medições utilizando derivadores lagrangeanos realizados no Reservatório de Itumbiara em junho de 2011 (CURTARELLI, 2012).

Definimos três conjuntos de células de contorno para forçar a entrada e saída de água: duas entradas (os rios Corumbá e Paranaíba) e uma saída (a saída de água no fundo da barragem). As forçantes meteorológicas sobre a superfície livre do reservatório foram consideradas uniformes. O modelo foi forçado usando dados meteorológicos horários adquiridos pelo SIMA. Os dados de vazão de

⁵ A radiação fotossinteticamente ativa (PAR) compreende a faixa espectral da radiação solar de comprimento de onda de 400 a 700 μm , que é utilizada pelos produtores primários para realizar a fotossíntese.

⁶ Camada atmosférica com altura típica de 1 km suada na baixa troposfera. Essa camada é influenciada diretamente pela superfície do planeta.

entrada e saída diária foram fornecidas pela Eletrobrás-Furnas. As temperaturas dos rios e a cobertura de nuvens foram extraídos de dados do MODIS⁷.

3.1.4. Dados limnológicos coletados no evento de S/R

Foram coletados perfis de concentração de oxigênio e temperatura da água durante o período estudado no ponto P2 com uma sonda multi-parâmetro (YSI modelo 6920, Yellow Spring, Ohio, USA). Amostras de carbono, nitrogênio e fósforo foram coletadas uma vez após o evento S/R ao longo da coluna de água, no ponto P2, e na superfície, no ponto P1. As análises foram realizadas de acordo com a literatura pertinente (APHA, 2005). A concentração média de cada composto no reservatório foi calculada a partir de dados coletados na superfície em outras estações ($n = 10$) dentro do reservatório durante o mesmo dia. A profundidade correspondente a 1% da radiação incidente foi avaliada através do radiômetro Licor modelo LI-1000. A concentração de CH₄ foi determinada da análise de equilíbrio de *headspace*⁸ com cromatografia gasosa. O fluxo água-atmosfera de CO₂ e CH₄ (mg m⁻² d⁻¹) antes e depois do evento foi calculado usando métodos das equações da camada limite (Equação 3.1, LISS; SLATER, 1974).

$$\text{Flux} = k (P_{\text{gas}}K_h - [\text{gás}]_{\text{sat}}) \quad (3.1)$$

Onde $[\text{gás}]_{\text{sat}}$ é a concentração de gás que a água teria em equilíbrio com a atmosfera sobrejacente (μM); K_h é o constante de Henry para o gás a uma dada temperatura e salinidade ($\text{mmol m}^{-3} \mu\text{atm}^{-1}$); P_{gas} é a pressão parcial do gás na

⁷ MODIS (ou Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) é um instrumento instalado nos satélites Terra e Aqua. Esses satélites coletam dados de toda superfície da Terra a cada 1 ou 2 dias, adquirindo dados em 36 bandas espectrais. 4 dessas são destinadas a determinar a temperatura da superfície do planeta e em torno de 10 são destinadas a determinar as propriedades das nuvens.

⁸ Headspace corresponde ao ar deixado sobre um conteúdo armazenado em um compartimento fechado.

superfície da água (μatm), e o produto $P_{\text{gas}} \times K_h$ é a concentração do gás dissolvido na superfície da água (μM). Os valores atribuídos à constante k usado neste estudo foram calculados a partir das equações apresentadas no estudo de Cole e Caraco (1998).

3.1.5. Determinação dos ventos favoráveis aos eventos de S/R

A distribuição de Weibull tem sido frequentemente utilizada para representar a distribuição da velocidade do vento em estudos eólicos. Justus et al. (1978) propuseram vários métodos práticos para a obtenção do fator de forma (k) e do fator de escala (K) utilizado na função de distribuição de probabilidade de Weibull (FDPW). Com este método, a frequência de ventos apropriados para a ocorrência do evento nos seis reservatórios previamente mencionados é definida pelas Equações 3.2, 3.3, 3.4, 3.5, 3.6, 3.7.

Os coeficientes k e C foram calculados de acordo com as Equações 3.2 e 3.3, respectivamente. Esses coeficientes são utilizados para resolver a FDPW apresentada na Equação 3.4.

$$k = \left(\frac{\sigma}{\bar{V}} \right)^{-1.086} \quad (3.2)$$

$$C = \frac{\bar{V}}{[\Gamma(1 + \frac{1}{K})]} \quad (3.3)$$

$$p(V)dV = 6 \left(\frac{k}{c} \right) \left(\frac{V}{c} \right)^{k-1} \exp \left[- \left(\frac{V}{c} \right)^k \right] dv \quad (3.4)$$

Onde \bar{V} é a média da intensidade do vento, σ é o desvio padrão e Γ é a função gama⁹.

Depois de construir as FDPWs para todos os dados de vento dos seis sistemas aquáticos, o próximo passo foi avaliar o ajuste da distribuição Weibull aos dados. Um teste de ajuste de Kolmogorov-Smirnov (KS; MASSEY, 1951) foi utilizado para esta análise (Equação 3.5). Este teste mede o grau de concordância entre a distribuição de um conjunto de dados de amostragem e uma distribuição teórica.

$$KS = \text{máximo}|F(x) - A(x)| \quad (3.5)$$

O valor KS é então referenciado em uma tabela estatística do teste de Kolmogorov-Smirnov e será uma função do tamanho simples (N) e o nível de significância previamente definido. Se o valor KS é maior ou igual ao valor na tabela para um determinado N e nível de significância, a distribuição teórica (Weibull neste caso) e a distribuição observada estão em concordância, e os dados são considerados bem representados pela determinada distribuição.

A persistência da velocidade do vento é uma medida da duração da velocidade média do vento ao longo de um determinado período de tempo. Koçak (2002) demonstrou a utilidade da curva de duração de velocidade (CDV) em estudos de persistência da velocidade do vento. O principal objetivo do estudo de Koçak foi a produção de energia eólica, que depende principalmente da intensidade do vento. Por esta razão, o estudo de Koçak (2002) não se concentrou na direção do vento. Em estudos de respostas de água à forçante vento, a direção do vento é um componente importante. Se a direção predominante do vento está alinhada

⁹ Função gamma é uma extensão da função fatorial, com o argumento diminuído por 1. $\Gamma(n) = (n - 1)!$

com um maior *fetch* principal, pode promover importantes processos de mistura na água. Por esta razão, a CDV proposto por Koçak (2002) foi adaptada para investigar a persistência do vento na direção do *fetch* principal para cada um dos seis reservatórios selecionados para o presente estudo. As CDVs foram construídas a partir da distribuição Weibull para cada reservatório.

A CDV é simplesmente a função de distribuição cumulativa da velocidade média do vento ao longo de um determinado período de tempo. Especificamente, é a representação gráfica da velocidade do vento em função da porcentagem de tempo na qual a velocidade é igual ou excede um valor determinado. A CDV com a direção do vento incluída é dada pela Equação 3.6.

$$T(\varnothing)_i = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \theta \left(V(\varnothing)_j - i\Delta V(\varnothing) \right); i = 1, 2, \dots, D; j = 1, 2, \dots, N; \varnothing \in Q \quad (3.6)$$

Onde $T(\varnothing)_i, V(\varnothing)_j, \Delta V(\varnothing)$ denotam a porcentagem de tempo durante o qual a velocidade do vento é igual ou superior a um valor determinado, a velocidade horária média do vento ($m s^{-1}$) e o incremento pré-determinado da velocidade do vento (todos na direção \varnothing), respectivamente. A função de Heaviside $\theta(x)$ é 1 para $x \geq 0$ e 0 para $x < 0$. O valor de D na equação é dado pela Equação 3.7.

$$D = \frac{(V_{\max} - V_{\min})}{\Delta V} \quad (3.7)$$

Se os valores $T(\varnothing)$ no eixo horizontal são representados graficamente em função dos valores de $i\Delta V(\varnothing)$ no eixo vertical, obtemos a CDV.

A entrada de momento proporcionada pelo vento ($l; m^2 s^{-1}$) foi calculada de acordo com as equações 3.8 e 3.9 (CSANADY, 1984).

$$I = \frac{1}{\rho} \int_{t_s}^{t_e} \tau dt \quad (3.8)$$

$$\tau = C_D \rho_{\text{air}} V|V| \quad (3.9)$$

Onde τ é o *stress* do vento sobre a superfície da água, t_s e t_e são o início e o fim dos tempos de um evento de vento, ρ é a densidade da água, t é o tempo, C_D é um coeficiente de arrasto, ρ_{air} é a densidade do ar e V é a velocidade do vento.

3.2. Resultados

3.2.1. Características do vento

No local de estudo, os ventos de sudeste foram predominantes em agosto de 2005, com velocidades de até $8,0 \text{ m s}^{-1}$ (Figura 3.2), com uma média (desvio padrão) de $3,2 (1,5) \text{ m s}^{-1}$.

O experimento foi conduzido quando tanto a magnitude da forçante (I) quanto a persistência da direção do vento (Figura 3.2a, b) foram consideradas críticas para o estudo. Isso corresponde a um período quando a direção do vento predominante foi a mesma do maior *fetch* (Figura 3.2a). Estas condições aumentam o efeito do vento sobre a circulação da água.

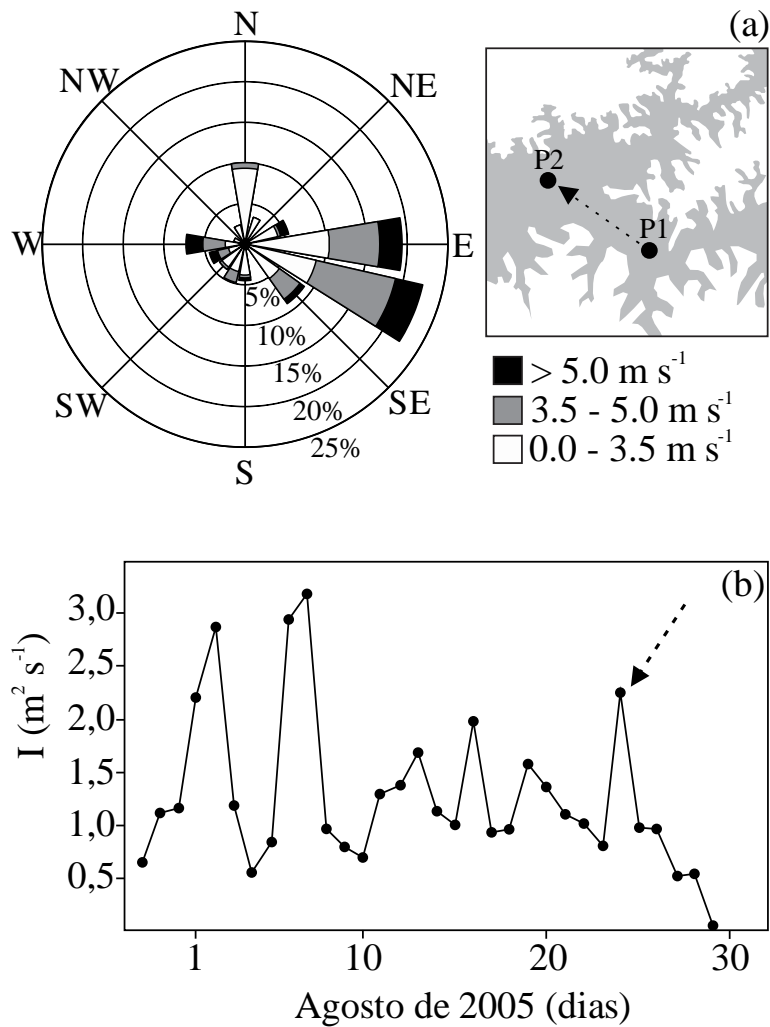


Figura 3.2: (a) Porcentagem do tempo representada pelas velocidades e direções do vento medidas a aproximadamente três metros acima da superfície do lago. (b) Entrada diária de momentum devido à força do vento. A seta indica o período de maior interesse para este estudo.

3.2.2. Evidência de S/R na estrutura vertical

Os perfis de temperatura e oxigênio durante o evento de vento persistente foram muito variáveis no Reservatório de Itumbiara na estação do SIMA (Figura 3.3a, c). Durante o período de vento persistente (24 de Agosto), a diferença de temperatura entre a superfície e o fundo diminuiu, produzindo uma quebra na

termoclina após 5 horas. Às 09:00 h do dia seguinte, as temperaturas estavam ainda constantes em toda a coluna de água (Figura 3.3a). As medições de oxigênio dissolvido sugerem o transporte de água do epilímnio com oxigênio para o hipolímnio hipóxico (Figura 3.3c). O evento aumentou a concentração de oxigênio dissolvido no fundo de 1,9 para 7,5 mg L⁻¹ (valor que corresponde à saturação, a uma temperatura de 23°C e à pressão de ar padrão na altitude).

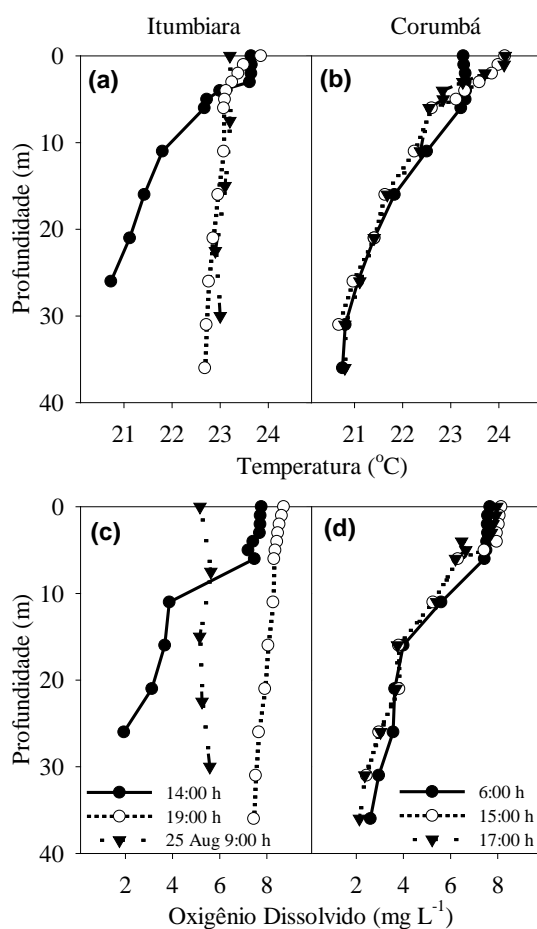


Figura 3.3: Evolução temporal dos perfis de temperatura e oxigênio dissolvidos no ponto P2 [(a) e (c)] e no reservatório de Corumbá [(b) e (d)].

Como informação útil de referência para separar as mudanças observadas nos perfis de temperatura e oxigênio dos ciclos diurnos de troca vertical induzida pela convecção causada por perda de calor, apresenta-se a evolução temporal do perfil vertical de temperatura e oxigênio dissolvido no reservatório de Corumbá

(Figura 3.3b, d). Este reservatório é semelhante ao de Itumbiara em profundidade e está localizado na mesma região (cerca de 70 km distante). A radiação solar foi semelhante em ambos os reservatórios para os dias 23 e 24 de agosto, com valores máximos diários de 760 e 950 W m⁻² para Itumbiara e Corumbá, respectivamente. A temperatura do ar era a mesma em ambos os locais, com a máxima diária de 25°C. A umidade relativa variou entre os valores mínimos de 45% e 48% durante o dia para Itumbiara e Corumbá, respectivamente, e os valores máximos de 64% e 80%, respectivamente. A velocidade do vento foi menor do que 3,0 m s⁻¹ em Corumbá nestes dias, e a direção do vento não estava alinhada com o *fetch* principal do reservatório. A profundidade da zona eufótica, determinada pela profundidade em que a PAR é de 1% do valor de superfície, foi de 13,2 m e 9,6 m para Itumbiara e Corumbá, respectivamente. Estes dados ambientais mostram que os parâmetros relevantes para os reservatórios de Itumbiara e Corumbá não diferem acentuadamente. No entanto, a alteração da estrutura térmica observada no Reservatório de Itumbiara não foi observada em Corumbá, sugerindo que este evento de mistura vertical aumentada em Itumbiara não foi devido a trocas verticais induzidas apenas por convecção causada pela perda de calor.

3.2.3. Evidência do evento de S/R a partir dos resultados do modelo

Os resultados do modelo mostraram condições favoráveis para o evento S/R em 24 de agosto. Um vento persistente que sopra do sudeste durante o dia do experimento produziu uma alta velocidade de corrente na superfície (Figura 3.4). Alterações na velocidade vertical nos pontos P1 e P2 foram observadas após as 13:30 h, quando a velocidade da corrente de superfície era elevada e a velocidade vertical no ponto P2 atingiu o seu valor médio mais baixo (-0,03 cm s⁻¹; Figura 3.5). Neste momento, toda a coluna de água no ponto P2 mostrou uma velocidade negativa (para baixo), enquanto que P1 apresentou valores positivos elevados, sugerindo transporte vertical induzido pelo vento (Figura 3.6).

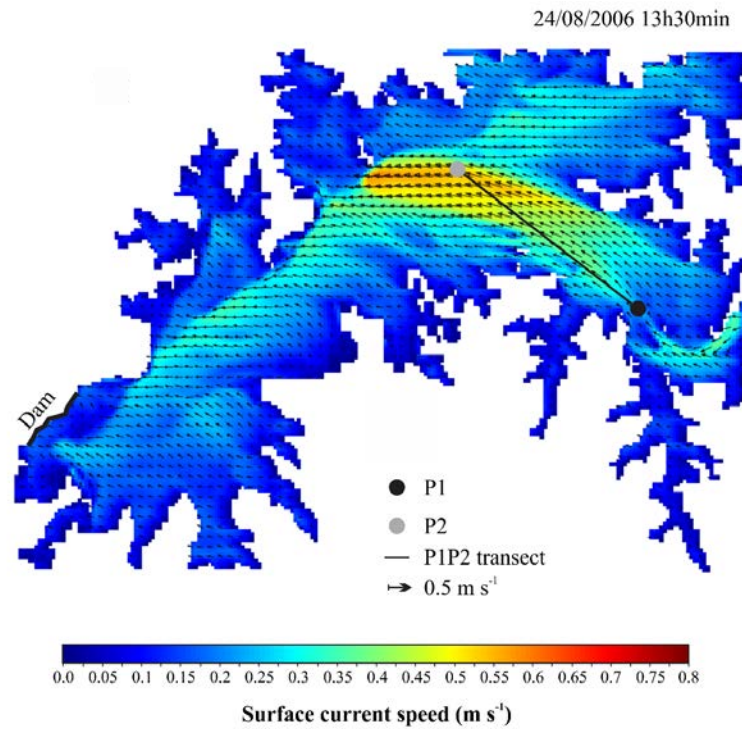


Figura 3.4: Resultado do modelo ELCOM. Velocidade da corrente na superfície às 13:30 h, quando a máxima velocidade de mergulho da água foi observada no ponto P2.

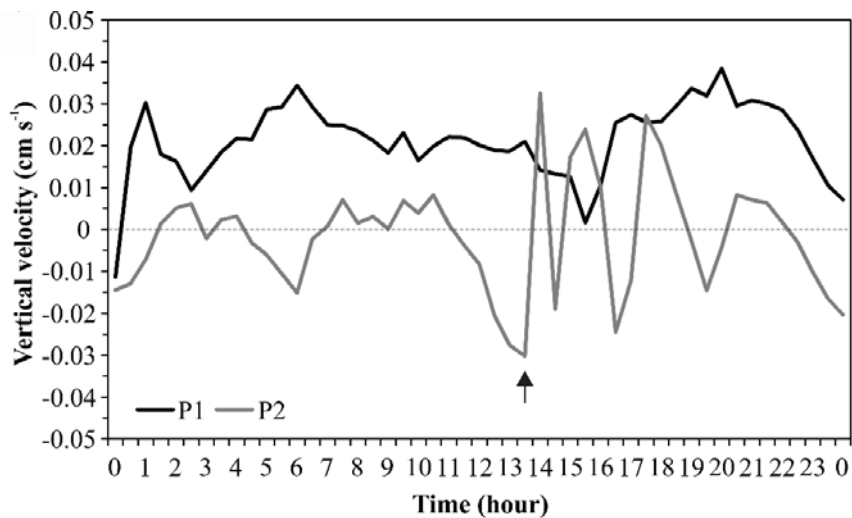


Figura 3.5: Resultado do modelo ELCOM. Média da velocidade da corrente vertical a cada 30 minutos durante o dia do evento. Os valores positivos indicam velocidade em direção à superfície. A seta indica o tempo no qual os dados da Figura 3.4 e da Figura 3.6 foram extraídos do modelo.

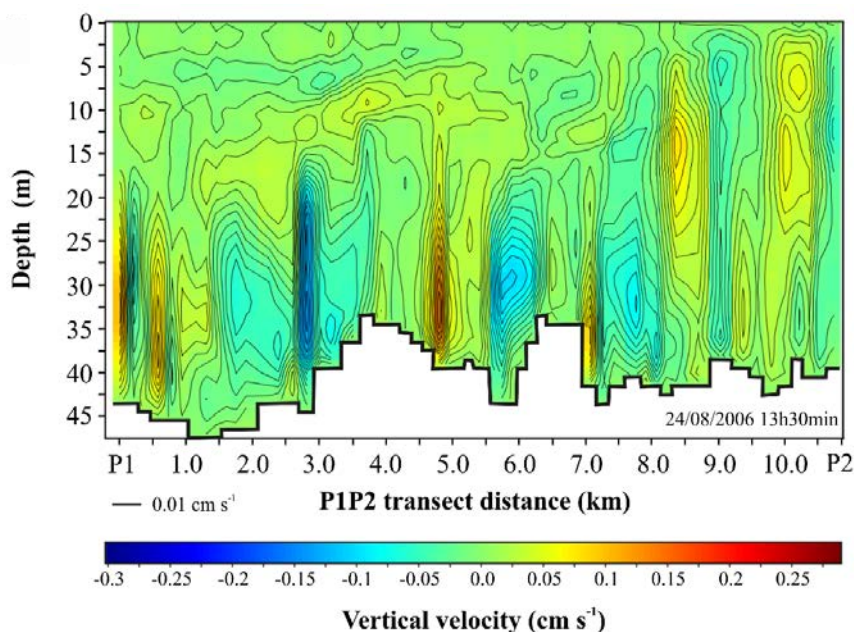


Figura 3.6: Velocidade da corrente vertical extraídos do modelo ELCOM ao longo do transecto P1-P2 mostrados na Figura 3.5. Os valores positivos indicam velocidade em direção à superfície.

3.2.4. Evidência da ressurgência a partir dos dados limnológicos

Como discutido acima, os perfis de temperatura e de oxigênio e os resultados do modelo suportam a hipótese de que um processo de subsidência ocorreu no lado oposto à origem do vento (região de P2). O afloramento no lado oposto (região de P1) é suportado pelos dados limnológicos medidos na superfície em P1 e no fundo no ponto P2 (35 m de profundidade) (Figura 3.7).

Aumento do transporte de nutrientes para a superfície ocorre durante eventos de ressurgência (MACINTYRE, 1993; MACINTYRE, 1998; MACINTYRE; JELLISON, 2001). A análise de agrupamento de dados amostrados após o evento de S/R mostrou que as características limnológicas de P1 na superfície estavam mais parecidas com as características de P2 na parte inferior do que com as de P2 na superfície ou com médias do reservatório (Figura 3.7b). No ponto P2, a concentração de amônio foi de 22,0 $\mu\text{g L}^{-1}$ e 36,4 $\mu\text{g L}^{-1}$ na superfície e fundo, respectivamente. No lado oposto do *fetch* (ponto P1), a concentração

de amônio na superfície foi semelhante à concentração observada no fundo no ponto P2 (36,8 mg L⁻¹). Além disso, a concentração de fósforo total após o evento em P1 (superfície) era muito maior do que o valor observado no ponto P2 (superfície) (18,1 e 6,9 mg L⁻¹, respectivamente), e mais próxima do valor observado em P2 (fundo) (15,3 mg L⁻¹, Tabela 3.1).

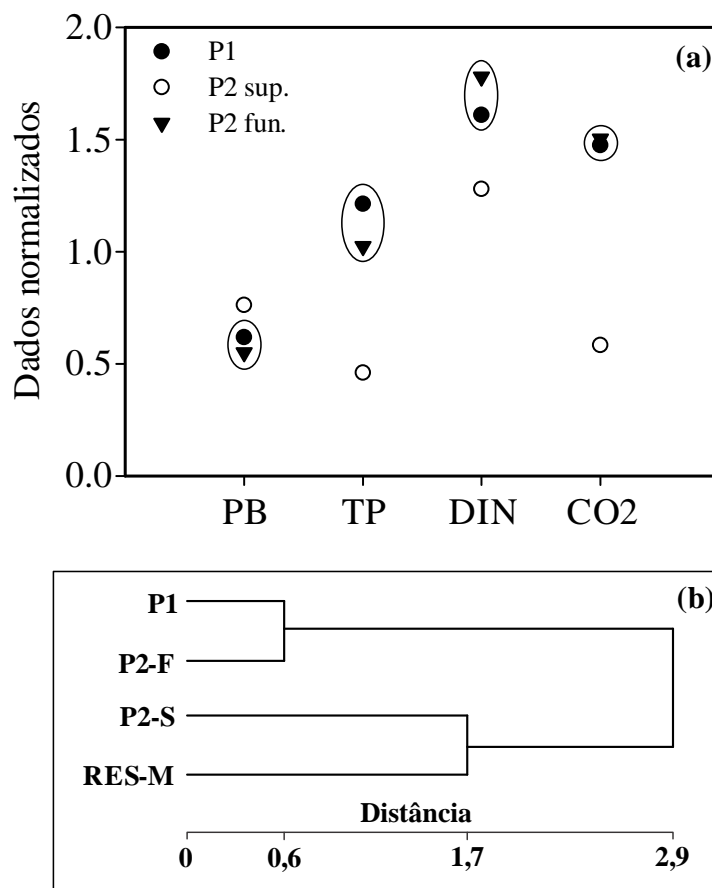


Figura 3.7: (a) Parâmetros limnológicos em escala arbitrária para facilitar as análises comparativas. (b) Dendrograma de análise de agrupamento hierárquico dos dados de biomassa planctônicas (PB), fósforo total (PT), nitrogênio inorgânico dissolvido (DIN) e total de CO₂ (CO₂). F, S e RES-M significam fundo, superfície e média do reservatório, respectivamente.

Tabela 3.1: Concentrações na água de biomassa planctônica (PB), fósforo total (PT), nitrogênio inorgânico dissolvido (DIN), gás carbônico (CO₂) e metano (CH₄) obtidos após o evento de S/R no reservatório de Itumbiara (média) e nas estações P1 e P2. *Dado não coletado.

Pontos	PB mg L ⁻¹	TP μg L ⁻¹	DIN μg L ⁻¹	CO ₂ mg L ⁻¹	CH ₄ mg L ⁻¹
Média do Reservatório	44,50	13,50	124,57	5,44	0,026
Depois do evento de S/R					
P1 superfície	27,53	18,13	200,51	8,11	0,085
P2 superfície	33,91	6,87	159,30	3,21	*
P2 fundo	24,51	15,30	221,68	8,27	0,051

3.3. Discussão

A maioria dos valores dos parâmetros medidos em P1 (superfície) e P2 (fundo) coincidiu (Figura 3.7a). Este resultado sugere uma ressurgência de água com as características típicas do hipolímnio. A concentração de biomassa planctônica em P1 foi menor do que a concentração na superfície no ponto P2, sugerindo que a água da superfície rica em fitoplâncton foi deslocada ou diluída pela água com uma concentração de biomassa menor que ressurgiu a partir da camada inferior. Além disso, a alta concentração de CO₂ em P1 (superfície) sugere a ressurgência de águas profundas ricas em CO₂ para as camadas superficiais. Este efeito, devido aos movimentos verticais advectivos, pode aumentar a exportação de CO₂ e de CH₄ em toda a interface ar- água no lado do reservatório onde a água emerge (região de ressurgência), uma vez que a camada de superfície torna-se rica em CO₂ e CH₄. Como o transporte advectivo é muito mais eficiente do que o transporte difusivo, o efeito de ressurgência pode ter um efeito direto sobre o processo de transporte de gás a partir do fundo para a superfície.

3.3.1. Implicações dos eventos de subsidência no ciclo de carbono

A concentração de CO₂ na superfície em P1 (8,11 mg L⁻¹) foi maior do que a média da concentração de CO₂ considerando todos os pontos coletados na superfície do reservatório de Itumbiara (5,44 ± 2,14 mg L⁻¹, Tabela 3.1). É

possível explicar a elevada concentração de CO₂ na superfície do ponto P1 a partir do transporte vertical promovido pela ressurgência, que bombeia o CO₂ e CO₂ proveniente de oxidação do CH₄ para a superfície. Esse efeito aumentou as emissões de CO₂ de 12,93 para 103,20 mmol m² d⁻¹ no lado da ressurgência, ou seja, um aumento de oito vezes em comparação com a média do reservatório (Tabela 3.2 e Figura 3.8).

Tabela 3.2: Valores de emissões de CO₂ e CH₄ antes e depois do evento de ressurgência.

Emissões de carbono		
	CO ₂ mmol m ⁻² d ⁻¹	CH ₄ mmol m ⁻² d ⁻¹
Antes do evento	12,930	0,606
Depois do evento	103,202	1,635
% de aumento	798	270

No perfil vertical do ponto P2 (Figura 3.3a, c), a oxi e termoclina foram deslocadas ~30 m para o fundo em 18 h. Esta observação sugere que as velocidades de subsidência estão na ordem de mm s⁻¹. Este valor está de acordo com as velocidades observadas em Pilkington Bay (MACINTYRE et al., 2002). Com os dados apresentados no modelo, foi calculado o fluxo de metano para a atmosfera devido ao transporte vertical promovido pela ressurgência. Para concentração [CH₄] = 0,085 mg L⁻¹ obtida no Reservatório de Itumbiara em Agosto (Tabela 3.1), o potencial de fluxo de CH₄ para a atmosfera devido à ressurgência é de ~28 mg m⁻² d⁻¹, com base nas estimativas de que 74% do total é oxidado durante a ressurgência (UTSUMI et al., 1998). Este valor é 2,8 vezes maior do que as estimativas do fluxo difusivo médio para Itumbiara, em agosto (OMETTO et al. 2013). Devido à natureza localizada dos eventos de S/R, é importante ressaltar que as contribuições destes eventos para o fluxo de gás são espacialmente localizadas. Assim, a área de influência de um evento de S/R no reservatório deve ser considerada para se obter uma estimativa da contribuição efetiva do evento para o fluxo de gás. Além disso, o decréscimo de metano no

fundo, devido à oxigenação da camada inferior em um primeiro evento pode causar o transporte vertical de água com uma concentração de metano inferior à superfície durante o evento seguinte, se o evento seguinte ocorre num dia subsequente.

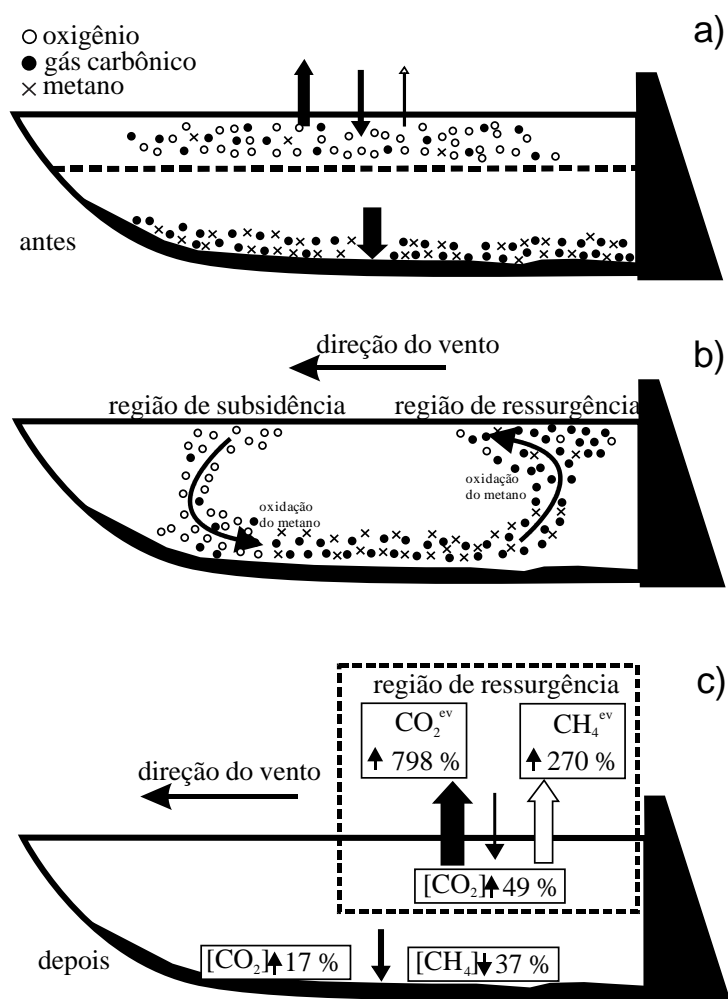


Figura 3.8: Esquema representativo da subsidência e ressurgência. O evento estudado ocorreu entre 14:00 h do dia 24 de agosto e 9:00 h do dia 25 de agosto. a) Reservatório estratificado antes do vento persistente. b) A estratificação é quebrada, e águas da superfície e fundo se misturam. c) Depois do evento, as concentrações e emissões de CO_2 e CH_4 são alteradas. Os valores no interior das caixas mostram a porcentagem de mudança no CO_2 e CH_4 . As emissões de CO_2 para a atmosfera aumentam em quase oito vezes devido ao incremento das concentrações de CO_2 na superfície. Mesmo com a oxidação da maior parte do metano transportado (74%), as emissões de CH_4 aumentam 2,7 vezes devido ao transporte vertical.

Também a oxidação do metano pode ser um processo importante na região de subsidência do reservatório, transformando CH₄ em CO₂ durante o transporte descendente de oxigênio dissolvido. Isso diminui a concentração de CH₄ nas camadas profundas do reservatório. O fluxo de carbono para a atmosfera através da interface ar-água será aumentado apenas no lado da ressurgência do reservatório.

3.3.2. Ventos favoráveis à S/R

A direção do vento é um aspecto de estudo importante para as respostas dos corpos d'água à forçante vento. Como mostrado anteriormente, a direção do vento predominante, se alinhada ao *fetch* máximo, pode promover processos de mistura que alteram os níveis de emissões em reservatórios de hidrelétricas. O foco dessas considerações é a porcentagem de tempo na qual a direção do vento permanece alinhada com o *fetch* principal e a velocidade do vento maior ou igual a 3,5 ms⁻¹ durante pelo menos 18 horas (uma condição empírica verificadas neste trabalho necessária para um evento de S/R, como discutido acima). A porcentagem de tempo na qual a velocidade do vento é maior ou igual a cada valor específico na direção alinhada com o *fetch* principal (porcentagem de ventos favoráveis S/R) foi analisada para os reservatórios de Serra da Mesa, Manso, Corumbá, Itumbiara, Furnas e Luiz Carlos Barreto de Carvalho (Figura 3.9).

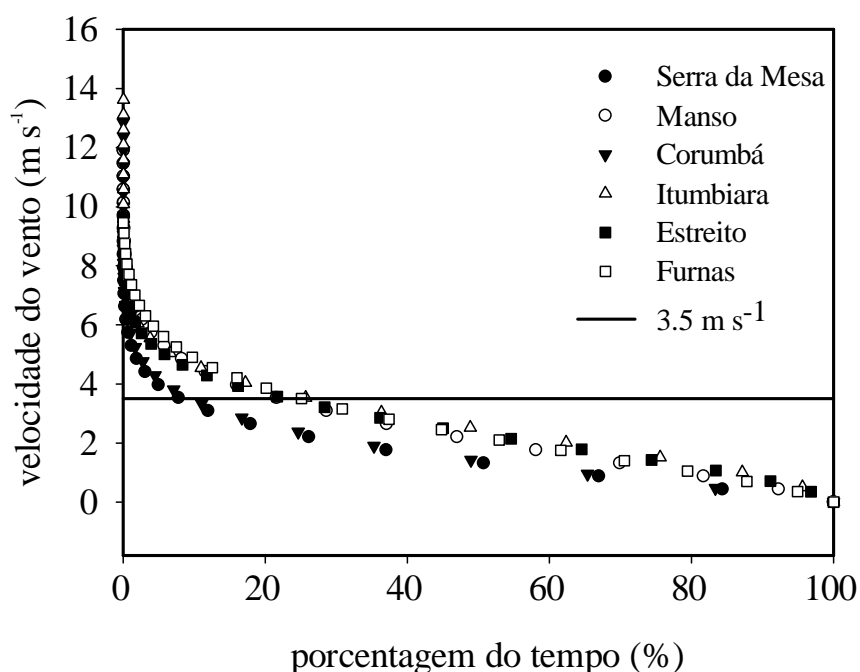


Figura 3.9: Curva de duração da velocidade do vento para os seis reservatórios considerados. A linha horizontal indica a velocidade do vento de $3,5 m s^{-1}$. Os pontos onde as curvas interceptam a linha horizontal indicam as porcentagens de tempo com ventos favoráveis a eventos de S/R nos reservatórios estudados.

Diferenças no arrasto superficial e a presença de montanhas no entorno do reservatório podem causar grandes variações na intensidade do vento. O aquecimento do ar sobre a terra e a convecção resultante podem causar movimentos de ar a partir do corpo do reservatório para as margens, gerando brisas. Estas considerações indicam claramente a importância de medições de velocidade do vento adequadas, e indicam que a relação entre a resposta hidrodinâmica ao vento e velocidade do vento obtidos em lagos e reservatórios pode depender da localização do anemômetro. Assim, nossa discussão foi limitada à região do reservatório diretamente influenciada pelo vento medido pelo SIMA. Os reservatórios de Serra da Mesa e Corumbá têm uma menor porcentagem de ventos favoráveis para eventos de S/R. Embora a irregularidade das margens dos reservatórios considerados seja elevada em relação a outros reservatórios, o seu índice de desenvolvimento de margem (D) é relativamente

baixo (ASSIREU et al., 2004). Um alongamento pronunciado no formato do reservatório é mais importante do que elevada irregularidade (sinuosidade) para produzir valores excepcionalmente elevados de D (ASSIREU et al. 2004).

Serra da Mesa e Corumbá são exemplos de reservatórios criados pelo alagamento de vales com elevações topográficas moderadas, enquanto que os outros reservatórios foram construídos pelo represamento de rios circundados por penhascos e montanhas ao longo do vale original, resultando em uma forma alongada. Assim, a persistência de ventos mais intensos nos reservatórios de Manso, Itumbiara, Furnas e Luiz Carlos Barreto de Carvalho seria devido a efeitos topográficos sobre o campo de vento. O relevo montanhoso em torno desses reservatórios pode causar um desvio acentuado do escoamento atmosférico em larga escala, o que, então, tende a fluir paralelamente ao eixo principal do reservatório (ASSIREU et al., 2011a).

Dadas as nossas descobertas em Itumbiara, bem como a porcentagem de ventos favoráveis e uma área de ressurgência consistindo de 20% da área total do reservatório (OMETTO et al., 2011), os processos de subsidência e afloramento podem aumentar as emissões totais de CO₂ em 12 a 47% e as emissões de CH₄ em 3 a 16% (Tabela 3.3). Isso representa uma média de aumento de emissões de CO₂ e CH₄ em 28% e 11%, respectivamente.

O quadro geral que emerge deste estudo é que, durante os meses de verão (no hemisfério sul), o reservatório de Itumbiara é altamente estratificado e fracamente influenciado pelo vento (ROLAND et al., 2010; OMETTO et al., 2013). Durante os meses de inverno, o processo de mistura é reforçado pelos ventos predominantemente do sudeste e pelas ações de frentes frias (CURTARELLI et al., 2013b). O vento sudeste persistente, alinhado à direção de um *fetch* grande, pode promover o processo de S/R. Devido à influência das margens, um estudo mais completo sobre a resposta do reservatório à ação do vento deve considerar não só a intensidade do vento, mas também a persistência da direção do vento. Na região do reservatório onde ocorre a ressurgência, o fluxo de carbono para a

atmosfera através da interface ar-água é aumentado. O aumento de fluxo de carbono para a atmosfera por causa do transporte vertical pode significar um decréscimo do tempo de residência do carbono no interior do reservatório e pode diminuir a quantidade de carbono que poderia ser aprisionado nos sedimentos. Na região do reservatório onde ocorre a subsidência, a oxidação do metano é um processo importante, transformando CH₄ em CO₂ durante o transporte descendente de oxigênio dissolvido e diminuindo as concentrações de CH₄ nas camadas profundas do reservatório. Para avaliar a eficácia da contribuição dos eventos de S/R para o fluxo de carbono, investigamos a probabilidade de ocorrência de eventos de vento que favorecem a S/R. Os resultados mostram que as condições de vento são favoráveis para a ocorrência de S/R em 8%, 10%, 22%, 25%, 25% e 30% do tempo para os reservatórios de Serra da Mesa, Corumbá, Manso, Furnas, Luís Carlos Barreto e Itumbiara, respectivamente. Estes resultados representam um aumento substancial no total de emissões de CO₂ e CH₄ a partir desses reservatórios (Tabela 3.3). Por isso, argumentamos que a contribuição de eventos de S/R para o fluxo de carbono nos reservatórios é importante e deve, portanto, ser incluída em modelos de ciclo do carbono regional e global.

Tabela 3.3: Estimativas de quantidade de carbono emitida para atmosfera devido a eventos de subsidência e ressurgência. *Dados extraído de Ometto et al. (2013). **Apenas fluxo difusivo.

Reservatório	Área (km ²)	Emissões*		Vento Favorável % do tempo	Total de emissões sem S/R		Emissão Aumentada pela S/R	
		CO ₂	CH ₄ **		CO ₂	CH ₄	CO ₂	CH ₄
		mmol m ⁻² d ⁻¹			Gg(gás) yr ⁻¹		Gg(gás) yr ⁻¹	
Manso	357	28,05	1,25	22	160,75	2,60	56,44	0,31
Serra da Mesa	869	34,09	0,56	8	475,93	2,87	60,77	0,12
Itumbiara	710	14,34	0,69	30	163,55	2,82	78,31	0,46
Corumbá	52	45,86	0,94	10	38,30	0,28	6,11	0,01
Furnas	1327	9,61	0,44	25	204,64	3,19	81,65	0,43
Luiz C. B. de Carvalho	44	24,41	0,25	25	17,25	0,07	6,88	0,01

4 HIDRODINÂMICA DA ENTRADA DO RIO AFETANDO A HETEROGENEIDADE ESPACIAL DA PRESSÃO PARCIAL DE CO₂ E A CONCENTRAÇÃO DE CLOROFILA EM UM RESERVATÓRIO DE HIDRELÉTRICA TROPICAL

A vazão de entrada do rio pode afetar a biogeoquímica de reservatórios de hidrelétricas (KENNEDY, 1999). A diferença de densidade entre a água do reservatório e do rio, a hidrodinâmica do reservatório, a estabilidade da estratificação e os processos de mistura são fatores que controlam como a água do rio irá se comportar ao chegar ao corpo principal do reservatório (FISCHER et al., 1979; FISCHER; SMITH, 1983; VIDAL et al., 2012). Como resultado das diferenças de densidade, o rio entra no lago e pode fluir grandes distâncias como uma corrente de densidade baseada na gravidade (MARTIN; MCCUTCHEON, 1998). Temperatura, sólidos totais dissolvidos e sólidos em suspensão são algumas características da água que podem causar diferenças de densidade (ASSIREU et al., 2011b). Uma água do rio mais densa vai mergulhar ao chegar ao reservatório e continuar seu fluxo abaixo da superfície ao longo de sua calha original (*underflow*). Se, ao mergulhar, o rio atingir o nível de fluabilidade natural – onde a densidade do fluxo de corrente e do fluido ambiente são iguais – o rio vai se separar do fundo e fluir como um *interflow* (AHLFELD et al., 2003; STEVENS et al., 1995). No *interflow*, as correntes de densidade formam intrusões que se espalham horizontalmente para dentro do corpo principal do reservatório (VIDAL et al., 2012). Por outro lado, um rio menos denso do que a superfície do lago fluirá no topo da coluna de água, como *overflow*.

A dinâmica do fluxo de entrada do rio fornece a divisão do reservatório em três zonas distintas: fluvial, transição e lacustre. Dependendo da bacia hidrográfica, da característica da água do rio e da vazão, o padrão típico de zoneamento em reservatórios nem sempre pode ser distinguido (KIMMEL et al., 1990). Embora, os limites sejam influenciados por diversos fatores e não sejam facilmente determinados, estas regiões têm diferenças físicas, químicas e biológicas. A zona fluvial tem uma alta carga de nutrientes provenientes dos sistemas

terrestres e atividades humanas, mas a produção primária é limitada pela alta turbidez e turbulência. À medida que a taxa de sedimentação e disponibilidade de luz aumentam ao longo do reservatório, a biomassa de produtores primários tende a aumentar na zona de transição. A zona lacustre é caracterizada por limitação de nutrientes e redução da biomassa fitoplanctônica (THORNTON, 1990).

Grandes reservatórios de hidrelétricas, especialmente aqueles criados pelo represamento de grandes rios, são morfometricamente complexos e espacialmente heterogêneos (ROLAND et al., 2010; TEODORU et al., 2011). Diferentes regiões em termos de concentração de carbono podem ser observadas nesses sistemas, pois a concentração é dependente da biomassa alagada, entrada de matéria orgânica proveniente do rio, produtividade primária e regime de operação da barragem. Além disso, as atividades tanto heterotróficas quanto autotróficas que influenciam as concentrações de carbono ao longo dos reservatórios e o papel dessas atividades têm sido relatadas em áreas subtropicais (DI SIERVI et al., 1995), tropicais (ROLAND et al., 2010) e temperadas (FINLAY et al., 2009; LAUSTER et al., 2006; RAYMOND; COLE, 2003; RICHARDOT et al., 2000).

A distribuição de nutrientes, disponibilidade de luz e hidrodinâmica podem influenciar na distribuição do fitoplâncton em reservatórios. Além disso, sua distribuição pode ser vista como manchas ao longo do reservatório, provavelmente devido a diferenças nas condições hidrodinâmicas do habitat (SERRA et al., 2007). Um fator que tem sido identificado como controlador das comunidades fitoplanctônicas é o tempo de residência do reservatório (SOARES et al., 2008). Conseqüentemente, as mudanças das características de fluxo de entrada e saída de água e também do volume e nível da água afetam diretamente características limnológicas desses sistemas.

Neste tópico, foram investigadas as relações entre a biomassa fitoplanctônica e fluxos de gás carbônico (CO₂) na interface água-ar em um reservatório tropical

antigo e estratificado (Funil, estado do RJ, Brasil), onde florações intensas e baixa pressão parcial de CO₂ (pCO₂) são observados na água. Foram feitos estudos combinando trabalhos de campo e modelagem numérica para analisar o respectivo impacto de fatores meteorológicos e hidrológicos sobre a dinâmica espacial e temporal do fitoplâncton e da intensidade dos fluxos de CO₂. Nossas hipóteses são que: (1) a variabilidade sazonal e espacial da pCO₂ e da concentração de clorofila (Chl) no Reservatório do Funil está mais relacionada ao fluxo do rio e tempo de residência do que a fatores ambientais externos, como temperatura do ar e radiação solar e, (2) diferentes conclusões podem ser tiradas a respeito do ciclo de carbono no reservatório se a heterogeneidade espacial não é adequadamente considerada.

4.1. Métodos

4.1.1. Área de Estudo

A Usina Hidrelétrica de Funil foi construída no final da década de 1960 e está localizada no rio Paraíba do Sul, no município de Resende-RJ, Brasil (22° 30' S, 44° 45' W, Figura 4.1). Está 440 m acima do nível do mar, com verões úmidos e quentes e invernos secos e frios (Aw; NIEMER, 1989). O principal objetivo do reservatório do Funil é a produção de energia, mas também é usado para irrigação e recreação. Tem uma área superficial de 40 km², profundidade média e máxima de 22 m e 74 m, respectivamente, e o volume total de 890 x 10⁶ m³. O nível máximo e mínimo da água do reservatório ocorre no final da estação chuvosa (abril) e estação seca (outubro), respectivamente. De outubro de 2011 a setembro de 2012, a diferença entre o nível de água máximo e mínimo foi de 15,6 metros. Em geral, o reservatório do Funil é um sistema eutrófico, turvo, com elevadas concentrações de biomassa de fitoplâncton, principalmente de cianobactérias (RANGEL et al., 2012; SOARES et al., 2012).

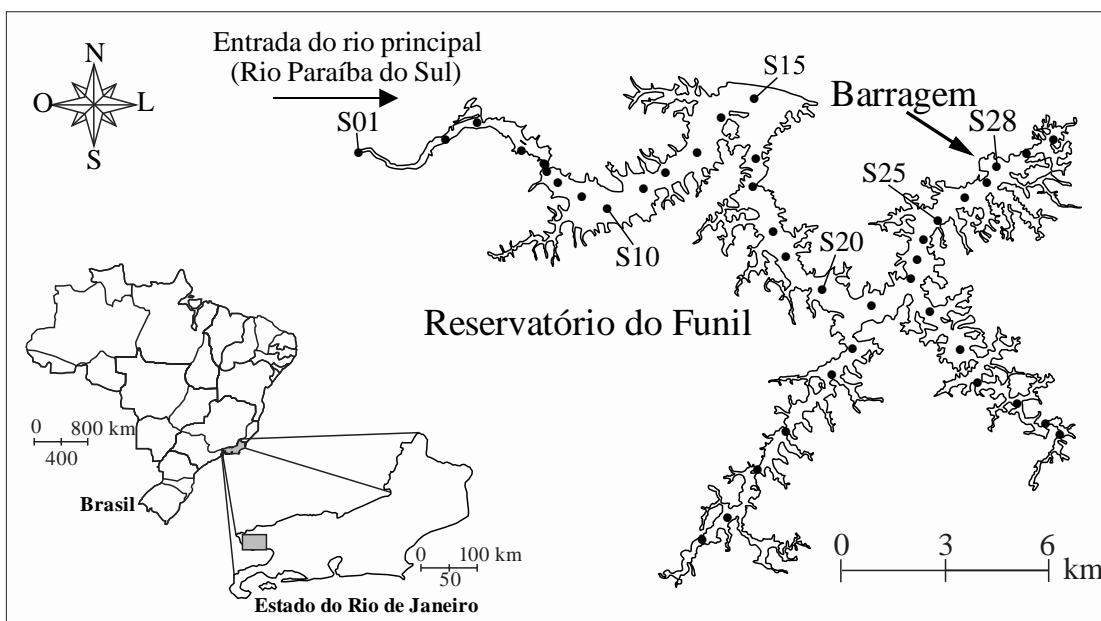


Figura 4.1: Mapa representativo do reservatório de Funil e dos pontos de amostragem.

4.1.1.1. Característica da Bacia de Drenagem do Reservatório do Funil

O reservatório possui uma bacia de contribuição de aproximadamente 13.500 km² com uma alta densidade demográfica. Essa região representa um dos eixos mais industrializados do Brasil, com uma população total de cerca de 2 milhões de habitantes em 39 cidades. Possui uma intensa atividade econômica, onde é expressivo o número de indústrias de grande porte e alto potencial poluidor (PRIMO, 2006), os quais se concentram ao longo do rio Paraíba do Sul.

Com relação ao uso da água nessa região, a agricultura se destaca como uma das principais atividades consumidoras de água, através da irrigação e, além disso, é também uma atividade que promove intenso impacto aos solos e à água, por causa do excessivo aporte de nitrogênio e fósforo através do uso de fertilizantes e agrotóxicos. A irrigação constitui uma atividade histórica iniciada nos primórdios do século XX, a qual vem sendo utilizada para garantir boas

safras de arroz plantadas nas várzeas do Rio Paraíba do Sul e em alguns dos seus principais afluentes (PAES JÚNIOR; SIMÕES, 2006).

A intensa utilização dos recursos hídricos pelas demandas urbanas, industriais e energéticas na bacia também contribuiu para redução da disponibilidade e qualidade das águas, como resultado do progressivo processo de industrialização e urbanização. A falta de saneamento na maioria dos municípios do Vale do Paraíba paulista é um dos grandes fatores que provocam a eutrofização do rio e de reservatórios desse sistema. Nesta área, apenas 54,3 % do esgoto é tratado (AGEVAP, 2011). Isso significa que o Rio Paraíba do Sul recebe uma grande parcela do esgoto de uma das principais áreas industriais brasileiras.

Devido a demanda de água dessas e outras intervenções na bacia de drenagem que interferem na vazão do Rio Paraíba do Sul, o regime hidrológico desse rio passou a sofrer pouca influência das condições meteorológicas.

Com relação ao uso e cobertura do solo (Tabela 4.1), a região do vale do Paraíba paulista, apresenta a mais acentuada modificação dos ecossistemas da bacia do Rio Paraíba do Sul. Grande parte das florestas são plantios de eucalipto e pinus, estando a floresta ombrófila semidecidual praticamente toda suprimida (EPE, 2007). Os maiores fragmentos de floresta são encontrados na região da Serra do Mar ao sul, especialmente na sub-bacia do Rio Paraibuna, e ao longo da Serra da Mantiqueira ao Norte.

A principal utilização atual do solo no Vale do Paraíba paulista é para atividades que remetem à criação de gado, como a plantação de gramíneas forrageiras (pastagem, Tabela 4.1). Conforme dados do censo agrícola da Secretaria de Agricultura e Abastecimento do Estado de São Paulo, em 2007, em torno de 60% de utilização do solo é com cultivo de gramíneas, principalmente as braquiárias. Segundo Rocha (2012), devido a pecuária ser o principal uso da bacia de drenagem do reservatório de Funil, esta atividade foi considerada como uma das principais causas para a perda da qualidade da água no rio Paraíba do Sul.

Juntamente à contribuição da pecuária, a falta de tratamento de esgoto em municípios à montante do reservatório, como Piquete, Cruzeiro, Lavrinhas, Queluz, Areias e Cachoeira Paulista, causa o aumento do aporte de nutrientes para o rio Paraíba do Sul. Conseqüentemente, o rio promove uma grande influência sobre a qualidade da água do reservatório que tem apresentado trágica eutrofização nas últimas décadas, resultando em florações de cianobactérias frequentes e intensas (BRANCO et al., 2002; KLAPPER, 1998; ROCHA et al., 2002).

Tabela 4.1: Classes de Uso e Cobertura do Solo na bacia de drenagem do reservatório do Funil.

Classe	Área (km²)	Hectares	Área (%)
Afloramento Rochoso	6,88	688	0,05
Área Urbana	304,34	30434	2,27
Corpos Hídricos	277,41	27741	2,07
Cultura agrícola	153,85	15385	1,15
Floresta	3600,37	360037	26,85
Mineração	9,26	926	0,07
Pastagem	8319,17	831917	62,04
Silvicultura	643,94	64394	4,80
Solo Exposto	94,98	9498	0,71
Total	13410,20	1341020	100,00

Com relação às condições climáticas, a bacia apresenta grande variabilidade climática determinada principalmente pelas diferenças topográficas, com altitudes que variam de 450 a 2000 metros. A bacia está inserida no Brasil Tropical Atlântico, numa faixa atualmente sob influência de um clima subtropical úmido (MOURA et al., 2006). A temperatura média anual varia em torno de 18°C, podendo atingir valores médios inferiores a 15°C nas regiões mais elevadas (CEIVAP, 2006). A temperatura mínima mensal é da ordem de 16°C, e ocorre geralmente no mês de julho, enquanto as máximas mensais situam-se em torno de 23°C, ocorrendo geralmente em fevereiro. A precipitação média anual é de cerca de 1400 mm. A distribuição espacial é bastante diversificada em função dos efeitos orográficos da Serra da Mantiqueira e Serra do Mar, que exercem

uma forte influência na direção dos fluxos atmosféricos (NUNES; CALBETE, 2000).

4.1.2. Amostragem de campo

Dados espaciais - as amostras de água para determinar a Chl e pCO₂ foram efetuadas entre 09h00 e 12:00 h do dia 1º de março de 2012 (final da estação chuvosa, nível da água alto) e no dia 20 setembro de 2012 (final da estação seca, nível da água baixo). As amostras foram feitas na superfície (0,3 m) em 42 pontos de amostragem no reservatório de Funil (entre esses, 28 pontos estão localizado ao longo do corpo principal do reservatório, Figura 4.1), no mesmo dia para limitar o efeito de variação diurna nos resultados.

A Chl foi medida utilizando uma versão compacta do equipamento FITO-PAM (Heinz Walz GmbH, FITO-ED, Effelrich, Alemanha). Funcionalmente, o FITO-ED (Figura 4.2) apresenta as mesmas características que o equipamento padrão, mas tem vantagens distintas para o trabalho de campo. No FITO-PAM, pulsos de luz são gerados por um conjunto de diodos emissores de luz (LED) com 4 comprimentos de onda: azul (470 nm), verde (520 nm), vermelho (645 nm) e vermelho escuro (665 nm). Os pulsos de luz com diferentes cores são aplicados na amostra alternadamente em uma alta frequência, de forma que as informações sobre a fluorescência da clorofila sejam obtidas quase simultaneamente para os diferentes comprimentos de onda de luz. Após calibração adequada, esse recurso permite diferenciar as contribuições dos principais tipos de fitoplâncton (algas verdes, azuis ou marrons) com diferentes sistemas de pigmento. Além disso, o teor de clorofila dos vários tipos pode ser estimado separadamente.

Os valores de pCO₂ foram determinados utilizando o método de equilíbrio água-ar. Para efetuar o equilíbrio ar-água foi utilizado um equilibrador com esferas de vidro (ABRIL et al., 2005; ABRIL et al., 2014) (Figura 4.3). O ar em equilíbrio com a água foi conduzido através de um tubo de secagem contendo um dessecante (Drierite) e, em seguida, para um analisador de gás por infravermelho (IRGA, LI-

840, LICOR, Lincoln, Nebraska, EUA). Para cada ponto de amostragem, a água do lago e o ar foram bombeados através deste sistema por dois minutos antes do valor de pCO_2 ser registrado pelo IRGA. O esquema representativo do sistema utilizado está apresentado na Figura 4.4.



Figura 4.2: Phyto-Pam utilizado para a determinação da concentração de clorofila dos pontos amostrados no reservatório da UHE Funil.



Figura 4.3: Tubo equilibrador utilizado nos trabalhos de campo.

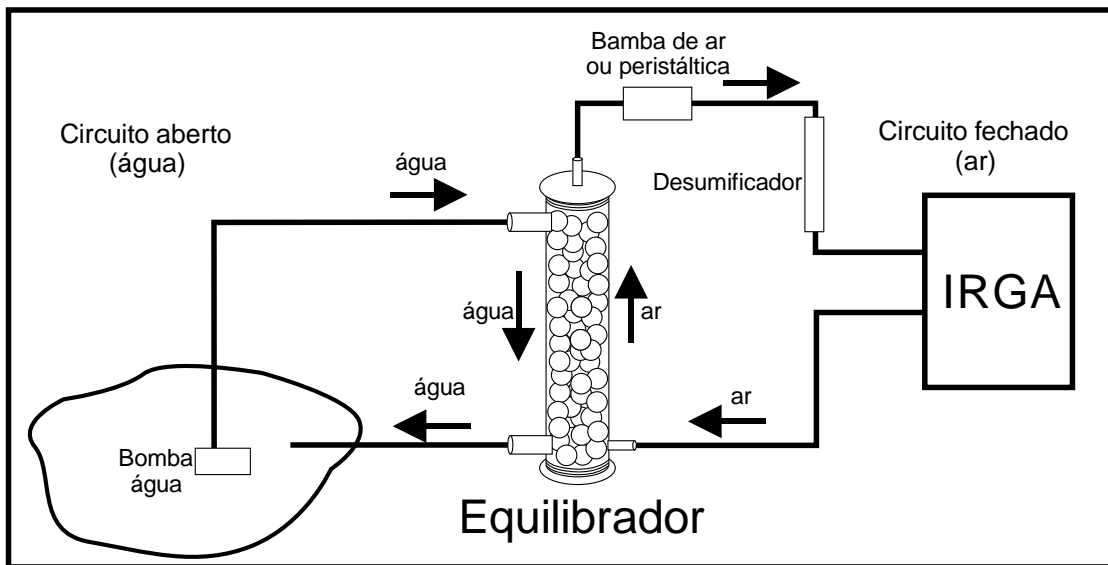


Figura 4.4: Esquema do funcionamento do método de equilíbrio ar-água. A água do lago é bombeada para o interior do equilibrador com uma vazão aproximada de 13 L/min. A água passa pelas esferas de vidro e é devolvida para o lago (circuito aberto). Quando a água passa pelas esferas, ocorre o equilíbrio de gases entre a água e a atmosfera do interior do equilibrador. Um volume constante de ar (0.4 L/min) é bombeado através de um tubo contendo um desumidificador (Drierite) e depois para o Analisador de Gás por Infra-Vermelho (IRGA). Depois de passar pelo equipamento, o ar retorna ao equilibrador (circuito fechado).

Mapas foram criados para representar a distribuição espacial da Chl e $p\text{CO}_2$. Foi utilizado o método de análise de variogramas para descrever a correlação espacial entre as amostras e para interpolar os dados espacialmente (método da krigagem; BAILEY e GATRELL, 1995). Os variogramas empíricos foram ajustados aos diferentes modelos matemáticos usando o critério de informação de Akaike (AIC, AKAIKE, 1974) para avaliar o melhor ajuste. O modelo que melhor se ajustou, tanto para clorofila quanto para $p\text{CO}_2$ foi o Gaussiano. O melhor modelo de variograma foi usado para a interpolação por krigagem ordinária. O Desvio Médio Quadrático (RMSE), calculado comparando os valores observados e calculados, foi de 90 μatm e 15 $\mu\text{g L}^{-1}$ para a $p\text{CO}_2$ e Chl,

respectivamente. Utilizou-se o software Spring (CÂMARA et al., 1996) versão 5.1.8 para realizar a análise espacial e para produzir os mapas de pCO₂ e Chl.

Séries de dados temporais - velocidade e direção do vento, radiação solar, temperatura do ar, umidade, pH da água, oxigênio dissolvido (OD) na água, e perfil de temperatura da água (2 m, 5 m, 20 m e 40 m de profundidade) foram coletadas de hora em hora no ponto de amostragem S28 e emitidos por satélite pelo Sistema Integrado de Monitoramento Ambiental (SIMA). As características do SIMA localizado no reservatório do Funil são as mesmas dos localizados nos outros reservatórios descritos no tópico 3.1.2. Assim como as sondas limnológicas acopladas aos outros SIMAs descritos anteriormente, a sonda no reservatório de Funil foi calibrada a cada 15 dias de acordo com o Manual de Operações fornecido pela YSI (<http://www.ysi.com/ysi/support>).

Os valores de pCO₂ na superfície da água ao longo de um ano foram calculados a partir de medidas de pH e alcalinidade. Para os cálculos, foi considerada a dependência da temperatura para calcular as constantes de dissociação do ácido carbônico (MILLERO et al 2002) e a solubilidade do CO₂. Foram utilizados os dados de pH e temperatura coletados pelo SIMA entre 25 de outubro de 2011 e 25 de outubro de 2012 e dados mensais de alcalinidade coletados no ponto de amostragem S28 (Figura 4.1) e determinados pelo método de titulação (APHA 2005). Amostragens para fósforo total (PT) e nitrogênio (TN) foram realizadas mensalmente no ponto S28. Para mostra a variação espacial do PT e TN foram feitas coletas nos pontos S01, S12, S15, S18, S21 e S25 nas estações chuvosa e seca. Para TP, as amostras foram oxidadas por persulfato e, em seguida, analisadas como fósforo solúvel reativo. TN foi determinada a partir da soma dos nitrogênios inorgânicos dissolvidos e das frações orgânicas medidas pelo método de Kjeldahl. A análise laboratorial para TP e NP foi realizada de acordo com técnicas padrões de espectrofotometria (WETZEL; LIKENS, 2010).

4.1.3. Cálculo do Fluxo de CO₂

O fluxo de CO₂ na interface água-ar (em mmol m⁻² d⁻¹) foi calculado de acordo com a Equação 4.1, semelhante à Equação 3.1.

$$F(\text{CO}_2) = k\alpha\Delta p\text{CO}_2 \quad (4.1)$$

Onde k é a velocidade de transferência do gás (em m d⁻¹), α é o coeficiente de solubilidade do CO₂ (em mmol m⁻³ μatm⁻¹) em função da temperatura (WEISS, 1974), e $\Delta p\text{CO}_2$ é a diferença da pCO₂ na água e na atmosfera (em μatm). A média da pCO₂ atmosférica medida na estação chuvosa e seca foi de 375 μatm e este valor atmosférico foi usado para todos os cálculos de fluxo.

A velocidade de transferência do gás k foi calculada a partir da velocidade de transferência do gás normalizada para um número de Schmidt de 600 correspondente ao CO₂ à temperatura de 20 °C (Equação 4.2) (JAHNE et al., 1987). Os valores positivos dos fluxos de CO₂ denota o fluxo de gás do lago para a atmosfera.

$$k = k_{600} \left(\frac{Sc}{600} \right)^{-0,5} \quad (4.2)$$

Onde k_{600} é a velocidade de transferência do gás normalizada calculada de acordo com a equação a seguir (COLE; CARACO, 1998), Sc é o número de Schmidt de um dado gás em uma dada temperatura (WANNINKHOF, 1992).

$$k_{600} = 2,07 + 0,21 U_{10}^{1,7} \quad (4.3)$$

Onde U_{10} é a velocidade do vento a 10 metros de altura. O vento foi obtido a partir dos dados do SIMA a 3 metros de altura e calculado para 10 metros de altura (SMITH, 1985).

Na zona fluvial, foi considerado o k_{600} como função tanto do vento como do fluxo de água. A contribuição da corrente de água para a velocidade de transferência do gás k foi estimada usando a corrente de água (w) medida através de derivadores lagrangeanos em cm s^{-1} , a profundidade em metros (h) e a Equação 4.4 apresentada em BORGES et al., 2004.

$$K_{600 \text{ corrente}} = 1,719w^{0,5}h^{-0,5}$$

4.1.4. Perfis de Temperatura

Para a aquisição de dados de séries temporais de temperatura foram utilizados conjuntos de cadeias de termistores. Esses equipamentos são amplamente utilizados para estudo em lagos, reservatórios e oceanos. Constituem de um conjunto de termistores organizados em série, com o intuito de coletar dados de temperatura em intervalos de tempos mais curtos, em um perfil vertical da coluna de água.

A Figura 4.5 corresponde a uma representação esquemática das partes que constituem a cadeia de termistores. A parte emersa (flutuante) constitui-se de uma esfera feita em fibra de vidro, com 50 cm de diâmetro, dentro da qual está instalado o carretel de corda (Figura 4.6) e o sistema de segurança/localização (Figura 4.7).

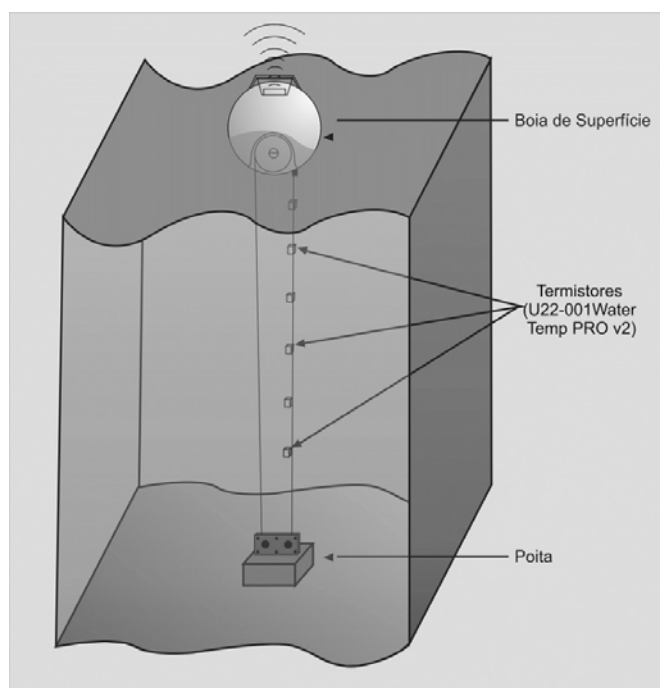


Figura 4.5: Esquema ilustrativo da cadeia de termistores.

O sistema fica preso ao fundo através de uma poita que é unida ao flutuador através de uma linha de fundeio. Os termistores são presos à linha de fundeio nas profundidades desejadas pelo usuário.



Figura 4.6: Foto do carretel localizado na parte inferior da esfera.



Figura 4.7: Compartimento superior de armazenamento do equipamento SmartOne GlobalStar© utilizado para localização e segurança das cadeias.

O perfil de temperatura foi coletado na zona de transição por meio de cadeia de termistores implantada no ponto S09 na estação chuvosa e no ponto S14 na estação seca. Onze termistores (Hobo, U22 Água Temp Pro v2, Bourne, Massachusetts, EUA) foram colocados a cada meio metro até 4 metros e a cada um metro de 5 a 7 metros. Foi implantada, também, uma cadeia de termistores na zona fluvial no ponto S05, com termistores colocados a cada 2 metros. Os termistores foram programados para registrar a temperatura a cada 10 minutos. Na estação chuvosa, a cadeia de termistores foi implantada no dia 29 de fevereiro de 2012 às 18:30 h e recuperado após 40 horas. Na estação seca, a cadeia de termistores foi implantada em 20 de setembro de 2012 às 11:30 h e recuperado após 25 horas. Na barragem, dados de temperatura do perfil vertical foram coletados pelo SIMA nas profundidades de 4, 10, 20 e 40 metros a cada hora entre os dias 28 de março de 2012 e 28 de março de 2013

Nas análises, a temperatura é considerada como o fator principal que determina a densidade da água. O uso da temperatura é justificado pela baixa condutividade e turbidez no rio. Os valores de turbidez do rio medidos em campo

de 29 e 11 NTU na estação chuvosa e seca, respectivamente, teriam um efeito na densidade da água de <5% em relação à de temperatura (GIPPEL, 1989).

4.1.5. Medidas Lagrangeanas do escoamento

Medidas Lagrangeanas do escoamento são assim chamadas quando o instrumento de medida segue as parcelas do escoamento e, portanto, as trajetórias (ou os caminhos seguidos pelos instrumentos) resultantes deste processo representam as correntes existentes no ambiente em estudo (PACHECO et al., 2011). Os Derivadores, que correspondem a um instrumento de medida lagrangeano, são largamente utilizados em estudos oceânicos (ASSIREU et al., 2003). Os derivadores para estudos lacustres têm, como diferenças em relação ao “Derivador Oceânico”, o fato de poderem ser recuperados ao final do estudo e de armazenarem internamente as sucessivas posições obtidas via GPS, uma vez que os derivadores utilizados em estudos oceânicos são geralmente descartados ao final do estudo.

As velocidades das correntes foram determinadas por derivadores lagrangeanos descritos em Pacheco et al. (2011) com aprimoramentos estruturais realizadas em 2011, que serão descritos a seguir.

4.1.5.1. Partes mecânicas e estruturais

A parte emersa do derivador constitui-se de uma esfera feita em fibra de vidro, com 22 cm de diâmetro, dentro da qual está instalado um sistema de telemetria constituído de baterias, GPS, memórias digitais, placas eletrônicas e demais cargas úteis do sistema (Figura 4.8).

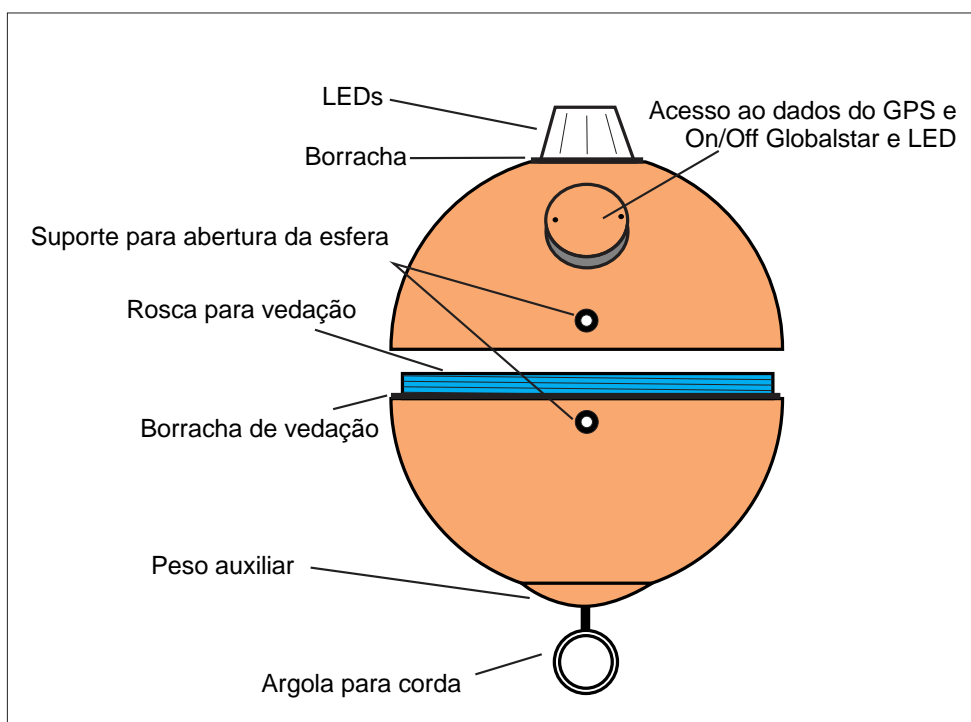


Figura 4.8: Esquema da esfera de superfície que constitui a parte emersa do derivador lagrangeano.

A estrutura cilíndrica, chamada vela de arrasto, tem por finalidade acoplar o derivador às correntes em estudo, o que assegura o monitoramento de correntes por minimizar os deslocamentos causados, por exemplo, pela ação do vento diretamente sobre o flutuador de superfície. Esta vela é feita em náilon suportado por estrutura cilíndrica construída com raios semelhantes aos de bicicleta e anéis constituídos por aço inoxidável. A proporção vela/flutuador de superfície mantém a proporção de 40:1 de acordo com a literatura (SYBRANDY; NIILER, 1991). Conhecida na literatura como meia furada (*holey sock*), esta vela possui vários orifícios por onde a água pode entrar e sair, o que tende a melhorar a sua hidrodinâmica. O cabo que liga o derivador à vela possui comprimento regulável, o que capacita o derivador amostrar o escoamento em diferentes profundidades. Isto permite estudos sobre variabilidades verticais no escoamento, influências das correntes de densidade e influência da operação da usina para o padrão de circulação. O flutuador de sub-superfície constitui-se em uma pequena esfera

oca feita em fibra de vidro, que tem por finalidade dar maior estabilidade ao conjunto. Seu diâmetro é calculado pela relação entre empuxo e o peso da vela dentro d'água (Figura 4.9).

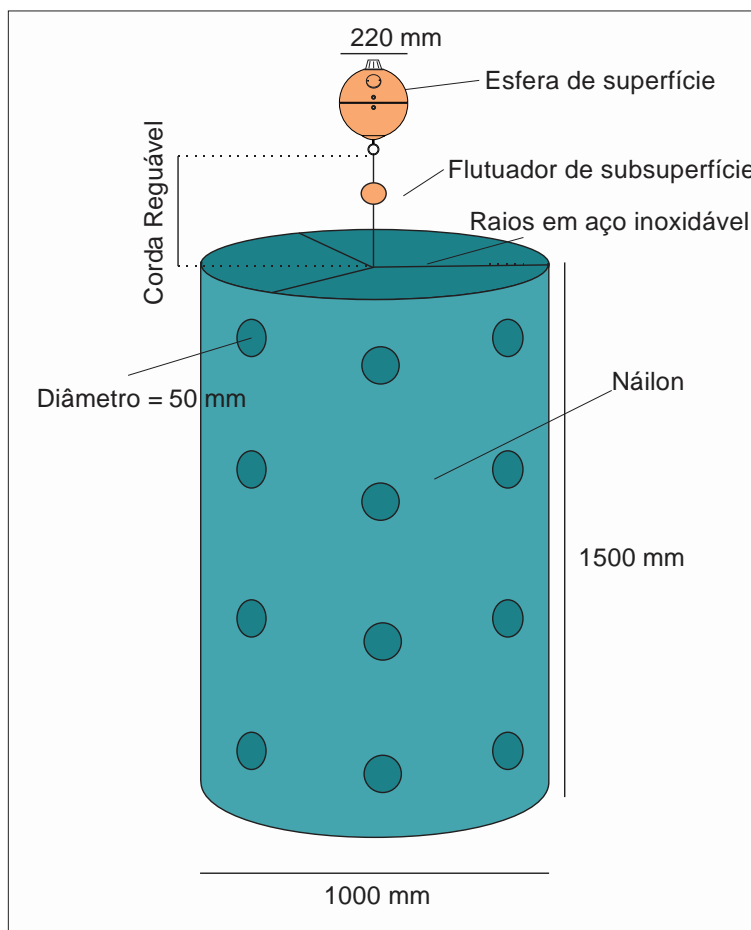


Figura 4.9: Esquema da estrutura do derivador lagrangeano.

4.1.5.2. Partes eletrônicas

Como dito anteriormente, o posicionamento dos derivadores para estudos lacustres é feito através do GPS. Isto resulta em uma resolução espacial (~10 m) e resolução temporal adaptável às necessidades (a partir de 1 segundo), fundamentais para o bom desempenho dos derivadores em lagos, rios e reservatórios.

Diferente dos derivadores para sistemas oceânicos, os derivadores são equipados com sistemas de localização para possibilitar o resgate do equipamento após o término do estudo. Vários testes com equipamentos de telemetria foram realizados a fim de otimizar o processo de resgate. Inicialmente, foram feitos testes com transmissores de rádio, mas muitos problemas foram encontrados, como perda de eficiência por proximidade da água, consumo excessivo de baterias, aumento do custo do produto final e dependência de equipamentos sem representação nacional. O sistema de transmissão por rede de telefonia celular, amplamente utilizado nos últimos anos para monitoramento de ecossistemas, foi também proposto para compor a parte de localização. Porém, devido às dimensões dos sistemas em estudo, grande parte da área não possui cobertura de redes de celular, o que inviabilizou a implantação dessa tecnologia.

A solução mais eficiente e confiável para o sistema de localização foi a transmissão do posicionamento via satélite. O equipamento utilizado nos derivadores para fornecer os dados é da empresa GLOBALSTAR, que corresponde ao maior provedor de serviços de transmissão de dados e telefonia via satélite. A constelação de satélites de segunda geração (lançada em 2010) da Globalstar é formada por 32 satélites de órbita baixa (LEO) abrangendo uma maior área de cobertura de transmissão. O módulo transmissor acoplado ao derivador (Figura 4.10) emite informação de localização, em intervalos de tempo definido pelo usuário, para os satélites, que, por sua vez, emitem para uma estação base que disponibiliza os dados via website. A agregação desse equipamento ao derivador proporcionou maior segurança ao resgate, pois a autonomia das baterias é muito superior a qualquer outro sistema proposto.

Um sistema eletrônico de sinal visual independente foi acoplado na parte superior do derivador (Figura 4.10). Além de facilitar o resgate do equipamento durante a noite, o sistema auxilia a visualização do equipamento e evita eventuais choque de embarcações. Detalhes sobre a estrutura e a parte eletrônica estão apresentados na Figura 4.10.

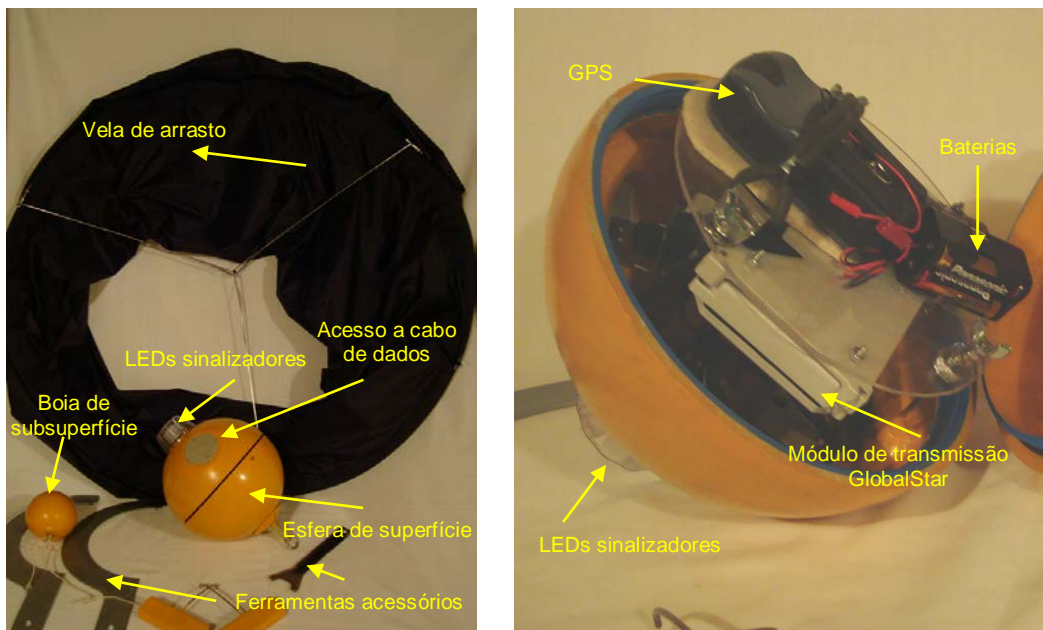


Figura 4.10: Foto das peças do derivador lagrangeano. (a) Esfera de superfície, vela de arrasto e esfera de sub-superfície. (b) Foto da parte interna e equipamentos responsáveis pela aquisição dos dados e transmissão via satélite

4.1.6. Experimentos para análise das correntes

Os experimentos para determinação das correntes de massas de água no reservatório de Funil foram concentrados em regiões específicas do reservatório. Duas regiões foram selecionadas para determinar a influência da turbina e o comportamento da entrada do rio: (1) próximo à barragem, onde a tomada de água da turbina pode influenciar na circulação e estrutura térmica do reservatório; e (2) zona de transição, onde a vazão de entrada do rio é de fundamental importância para as características desta zona (Figura 4.11). Os experimentos foram programados de forma semelhante nos períodos representativos de estação chuvosa e seca. Na estação chuvosa, os experimentos foram realizados entre os dias 26 de fevereiro e 03 de março de 2012. Na estação seca, os experimentos foram realizados entre os dias 17 e 21 de setembro de 2012.

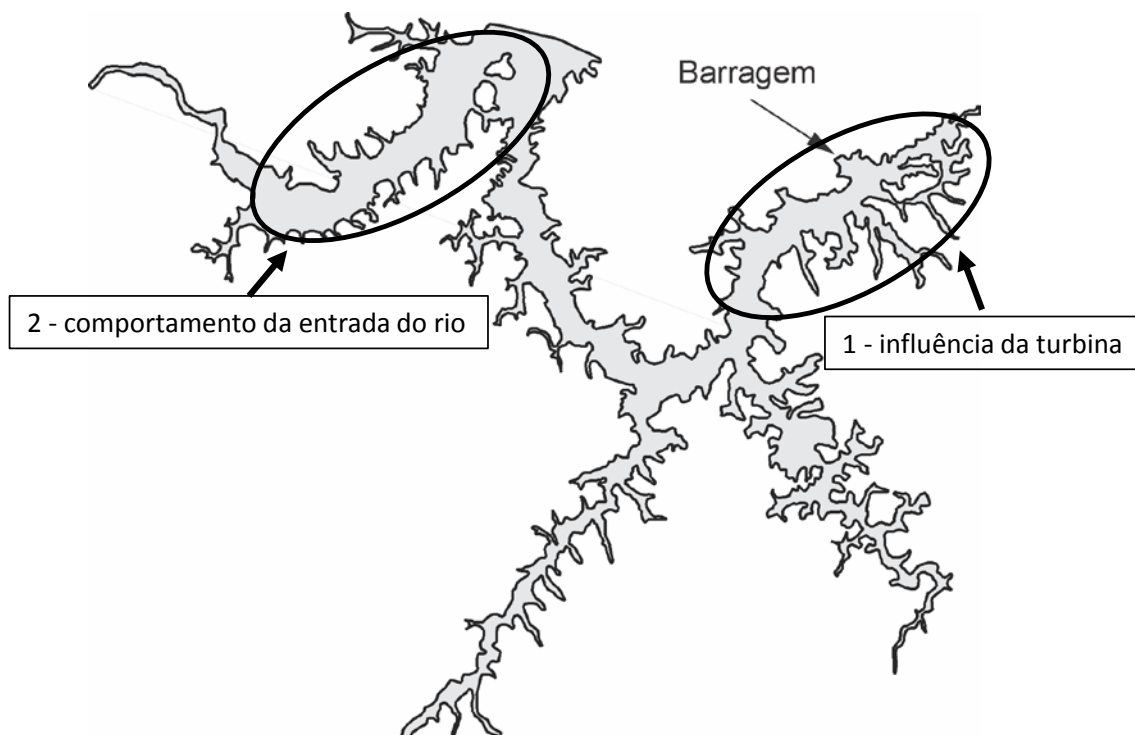


Figura 4.11: Regiões selecionadas para a realização dos experimentos para determinar a influência da tomada de água da turbina e o comportamento da entrada do rio.

4.1.6.1. Influência da tomada de água

Para determinar a influência da turbina na coluna de água foram feitos 2 experimentos utilizando derivadores lagrangeanos.

Experimento 1 - O primeiro consistiu em determinar a influência da turbina ao longo do perfil vertical da coluna de água. Na estação chuvosa, 4 derivadores foram lançados com as configurações das velas nas profundidades de 1 metro, 5 metros, 18 metros e 40 metros. Essas profundidades foram determinadas de acordo com a zona eufótica do reservatório. A profundidade de 5 metros corresponde a região intermediária da zona eufótica e 18 metros corresponde à profundidade da zona eufótica. A profundidade de 40 metros corresponde à profundidade do centro da tomada de água da turbina, que foi previamente informada pela equipe de operação da barragem. Na estação seca, 6

derivadores foram lançados com as configurações das velas em profundidades entre 30 e 40 metros. Essa profundidade foi determinada a partir do experimento realizado no período chuvoso e de ajustes relacionados ao nível do reservatório.

Os derivadores foram lançados próximos uns dos outros e a uma distância de aproximadamente 350 metros da barragem. A distância da barragem foi determinada arbitrariamente para o primeiro experimento, a fim de ter um ponto de partida para determinar o posicionamento dos lançamentos para os experimentos futuros.

Experimento 2 – nesse experimento, foram lançados 3 e 6 derivadores no período de estação chuvosa e seca, respectivamente, para verificar a distância de influência da turbina no corpo do reservatório. As velas foram configuradas na profundidade que apresentou maior influência da turbina determinadas a partir do experimento 1. Os locais de lançamento foram 450, 550 e 650 metros de distância da barragem na estação chuvosa e 300, 400, 500 e 1000 metros na estação seca.

4.1.6.2. Entrada do Rio

No experimento para determinar o comportamento da entrada do rio no reservatório, 8 derivadores foram lançados. As configurações das velas de arrasto estão apresentadas na Tabela 4.2.

Tabela 4.2: Configurações das velas de arrasto lançadas no experimento de comportamento da entrada do rio. As localizações dos pontos de lançamento estão representados na Figura 4.1.

Região	Prof. das velas de arrasto (m)	Ponto aproximado de lançamento
Estação Chuvosa		
Rio	1	S05
Transição	1,5 e 8	S09
Reservatório	1, 5 e 8	S10
Estação Seca		
Rio	1	S10
Transição	1,5 e 8	S12
Reservatório	1, 5 e 8	S13
Reservatório	18	S14

4.1.7. Configuração do modelo numérico

Simulações numéricas da hidrodinâmica do lago foram conduzidas com o modelo *Estuary and Lake Computer Model* (ELCOM, HODGES et al., 2000). A descrição do modelo está apresentada no tópico 3.1.3 deste relatório.

Simulações no reservatório de Funil foram realizadas considerando condições reais (por exemplo, vazões de entrada e saída, temperatura atmosférica, radiação). Estas simulações foram feitas a fim de representar o comportamento do rio na zona de transição nas estações chuvosas e secas no reservatório de Funil. As simulações foram iniciadas 4 dias antes da data considerada neste estudo. Isso é necessário para permitir que o modelo se equilibre a partir das condições físicas iniciais. O domínio numérico foi discretizado em uma grade horizontal uniforme com resolução de 100 m baseado em uma amostragem de profundidade. Os dados de profundidade foram coletados entre os dias 27 e 29 de fevereiro de 2012. A resolução da grade vertical foi de um metro de espessura, resultando em 72 camadas verticais.

Foram definidos dois conjuntos de células de contorno para representar a entrada (Rio Paraíba do Sul) e saída (saída de água pela turbina). As forças motrizes meteorológicas sobre a superfície livre do reservatório foram consideradas uniformes. O modelo foi forçado usando dados horários meteorológicos adquiridos pelo SIMA, as vazões de entrada e saída diária foram fornecidas pela Eletrobrás-FURNAS, as temperaturas do rio foram extraídas das cadeias de termistores e complementadas com dados do MODIS. A porcentagem de cobertura de nuvens foi extraída dos dados do MODIS. Dois períodos foram considerados na simulação: um para representar a estação chuvosa (25 de fevereiro de 2012 a 4 de março de 2012) e um para representar a estação seca (15 a 23 setembro 2012).

4.2. Resultados

4.2.1. Condições atmosféricas nos períodos de amostragem

Características atmosféricas dos dias da coleta do Período Chuvoso - A média da temperatura do ar foi de $27,2 \pm 4,3$ °C, sendo a mínima de 21,2 °C e a máxima de 35,5 °C. A maior amplitude térmica observada foi de 13 °C no dia 29/02/2012. Durante a noite, a umidade ultrapassa 90%, e os picos mais baixos são observados no período entre 14 e 16 horas. Os picos de radiação ultrapassaram o valor de 1000 W m^{-2} em todos os dias de coleta. A média da velocidade do vento foi de $0,93 \pm 0,89 \text{ m s}^{-1}$. O valor máximo de $4,9 \text{ m s}^{-1}$ foi observado às 16 horas do dia 02/03/2012 (Figura 4.12).

Características atmosféricas dos dias da coleta do Período Seco – Como esperado, a temperatura média foi mais baixa do que no período chuvoso ($24,6 \pm 4,6$ °C) ($t=1,97$, $p<0.05$). O valor mínimo foi de 18,2 °C e máxima de 35,4 °C. A amplitude térmica foi de 16 °C no dia 19/09/2012. Em todas as noites os valores de umidade ultrapassaram 95%. Ao contrário do período chuvoso, a radiação não ultrapassou 900 W m^{-2} , exceto no dia 21/09/2013. A média da

velocidade do vento foi mais alta que no período chuvoso ($1,29 \pm 1,26 \text{ m s}^{-1}$) sendo o valor máximo de $6,08 \text{ m s}^{-1}$ no dia 21/09/2012. No dia 20/09/2012 choveu durante o dia provocando alteração nos padrões de variação da temperatura, umidade e radiação como pode ser visto na Figura 4.13 a,b e c.

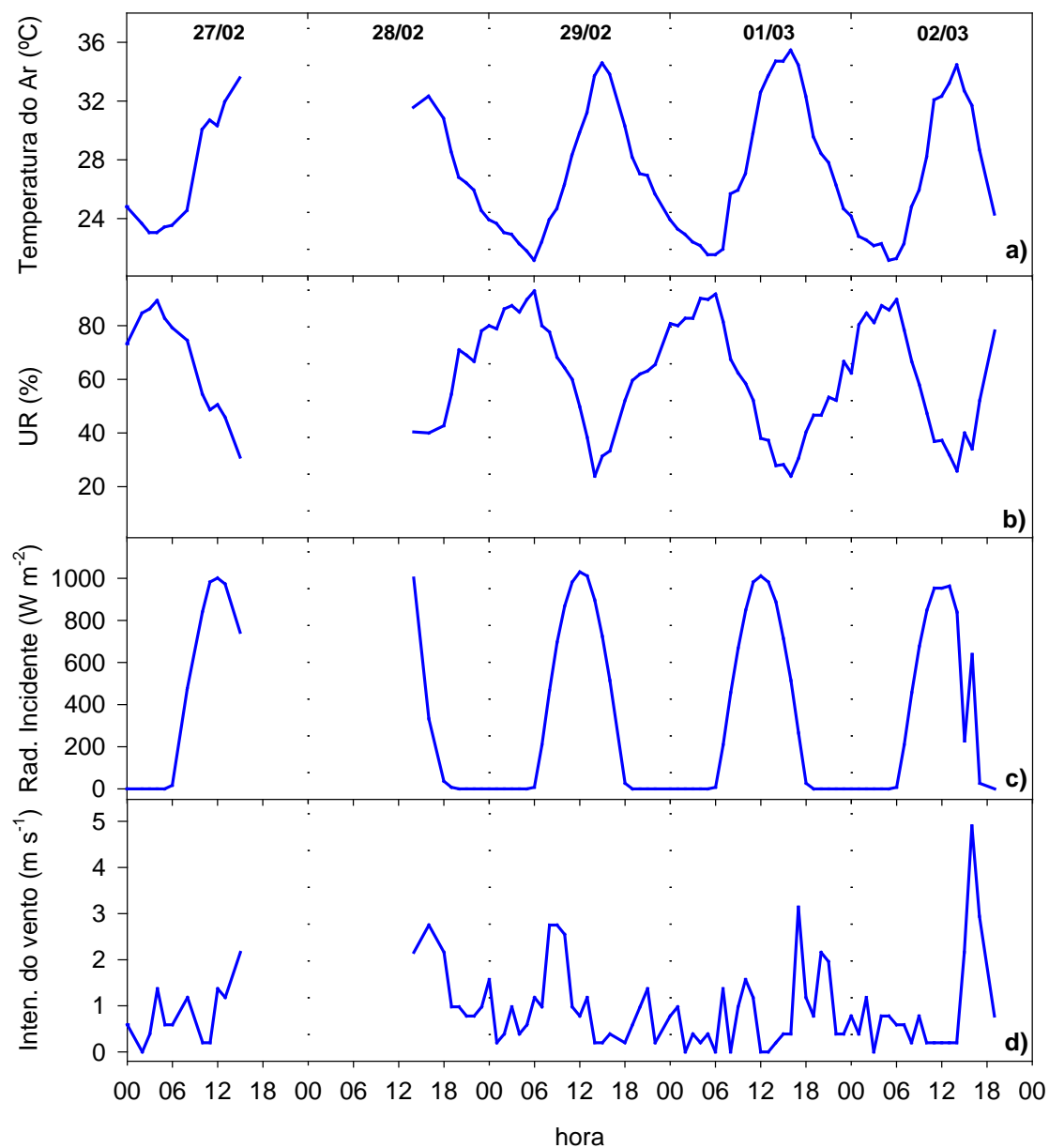


Figura 4.12: Parâmetros meteorológicos durante o período de coleta representativo do Período Chuvoso (fevereiro de 2012). a) Temperatura do ar. b) Umidade relativa. (c) Radiação incidente. (d) Intensidade do vento.

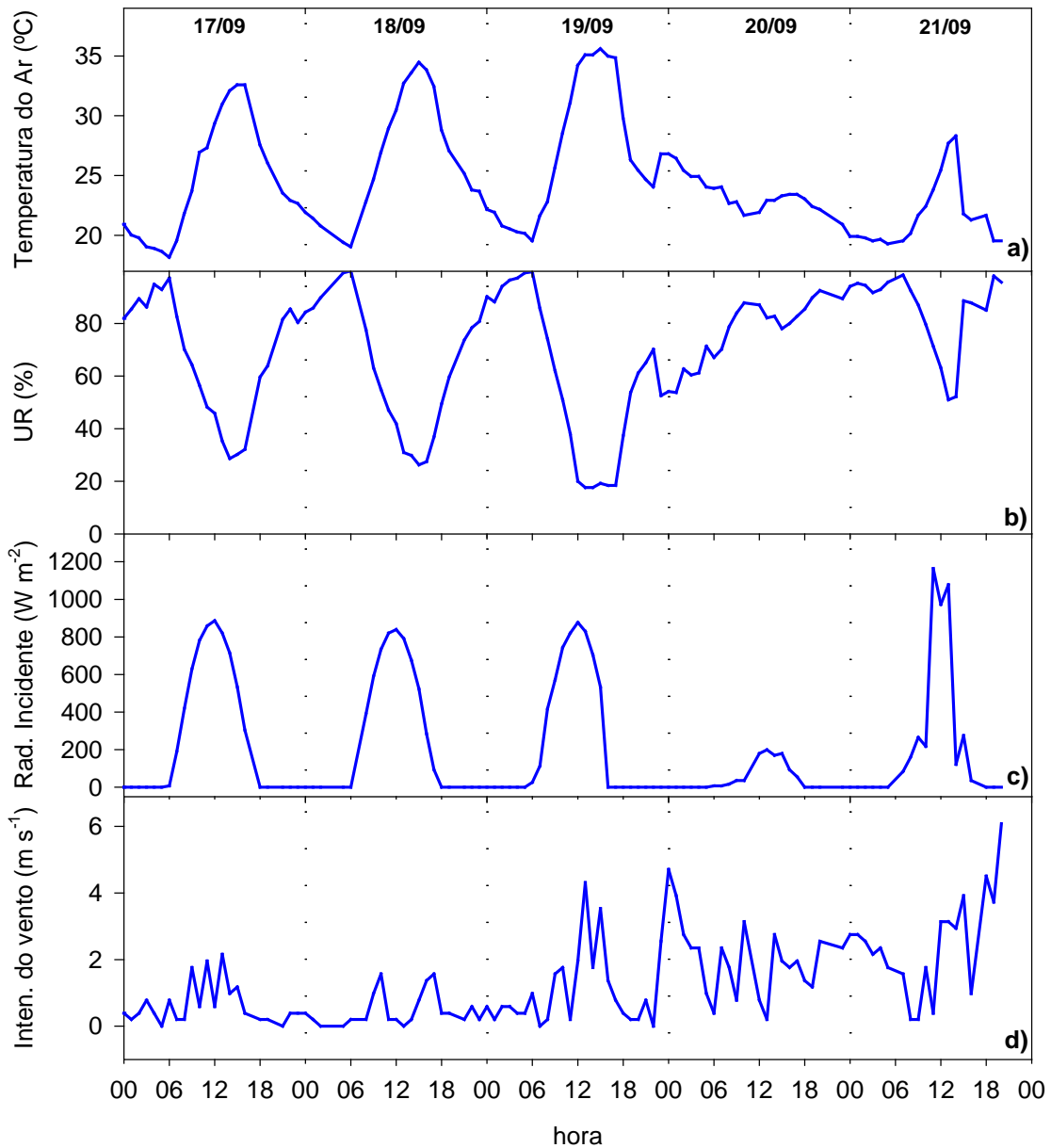


Figura 4.13: Parâmetros meteorológicos durante o período de coleta representativo do Período Seco (setembro de 2012). a) Temperatura do ar. b) Umidade relativa. (c) Radiação incidente. (d) Intensidade do vento.

4.2.2. Vazões de entrada e saída e nível da água no reservatório

Ao longo do período de estudo considerado (outubro de 2011 a setembro de 2012), a vazão de entrada variou de 127 a 490 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ e a vazão de saída variou de 140 a 490 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ (Figura 4.14). No período de julho a setembro, as vazões de

entrada foram significativamente mais baixas comparadas com os outros períodos ($t = 1,97$, $p < 0,05$), porém não foi observada diferença na vazão de saída entre os períodos considerados. O nível da água variou 13,7 metros ao longo do período amostrado sendo que o nível mais baixo (450,7 m) e mais alto (464,4 m) foi observado no dia 28 de setembro de 2012 e 25 de junho de 2012, respectivamente (Figura 4.14).

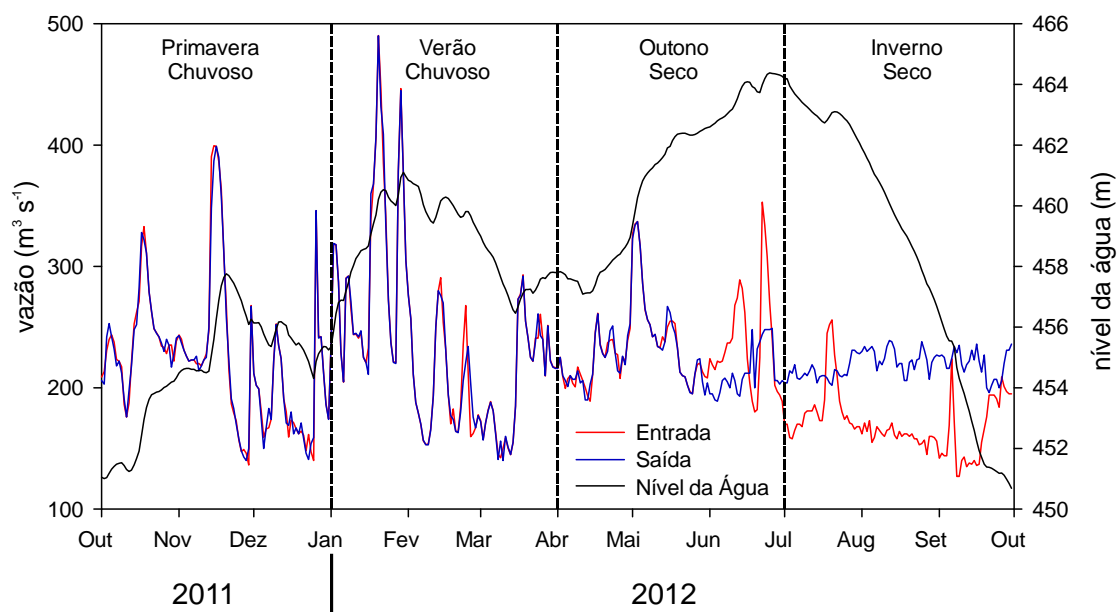


Figura 4.14: Dados de vazão de entrada, saída e nível da água do reservatório ao longo do período de estudo considerado.

4.2.3. Malha batimétrica

Os dados de batimetria do reservatório da UHE Funil foram coletados utilizando um sonar-ecobatímetro GPSMAP 520s Garmin, e estão apresentados na Figura 4.15. Um dado a cada 20 metros foi registrado automaticamente pelo ecobatímetro. O mapa da batimetria em resolução horizontal de 100 metros compõe os arquivos de entrada para a modelagem do reservatório.

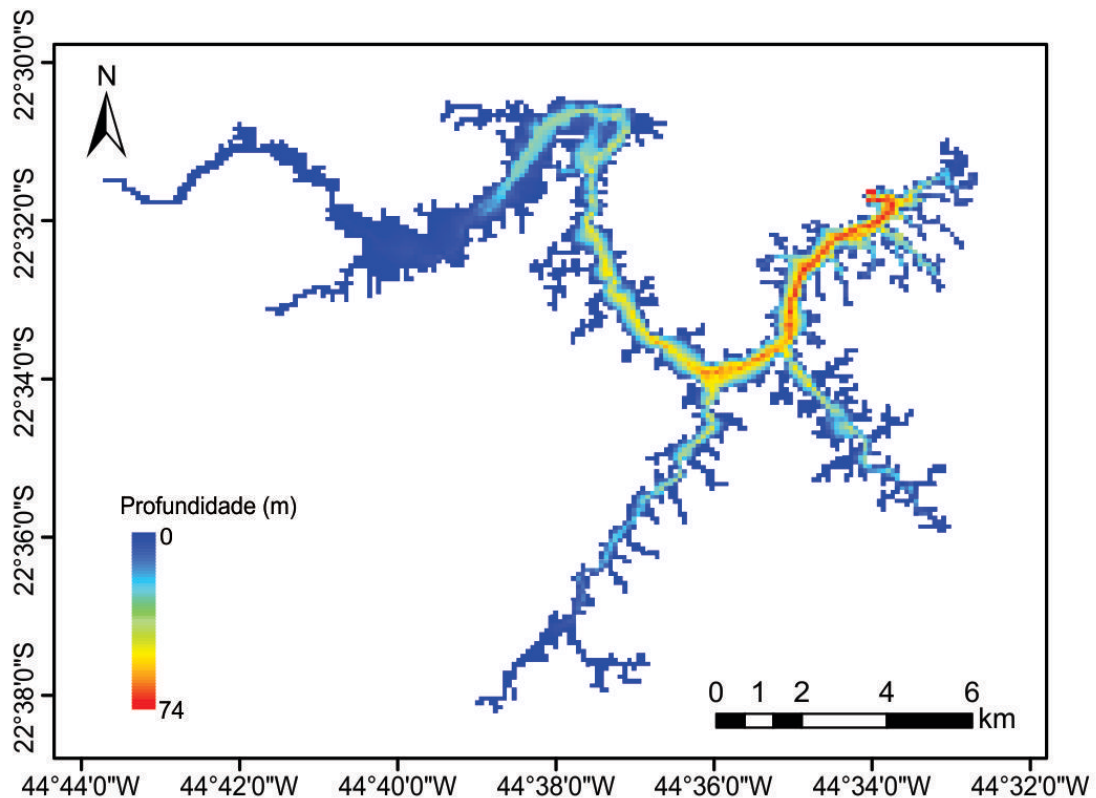


Figura 4.15: Resultado da batimetria após processamento dos dados em uma resolução horizontal de 100 metros.

4.2.4. Variação espacial da Chl e pCO₂

Com base nos dados espaciais de Chl e pCO₂, um padrão de zoneamento típico encontrado em reservatórios foi observado no corpo principal do reservatório do Funil (zonas fluvial, de transição e lacustre; Figura 4.16). Neste estudo, considerou-se a Chl para separar o reservatório em três zonas. A zona fluvial é caracterizada por baixa Chl (<5 µg L⁻¹). A zona de transição começa onde a Chl começa a aumentar e termina quando a Chl diminui para níveis semelhantes aos observados na zona lacustre. Finalmente, a zona lacustre é caracterizada por valores de Chl intermediários.

O reservatório de Funil mostrou-se espacialmente heterogêneo, com diferenças sazonais de Chl e pCO₂ (Figura 4.16). Os dados espaciais apresentaram alta variação espacial apenas no corpo principal do reservatório, enquanto a parte sul foi subsaturada em CO₂ nas estações chuvosa e seca (Figura 4.16c, d). A média espacial da pCO₂ para as estações chuvosa e seca foram 259 ± 221 e 881 ± 900 μatm, respectivamente. A pCO₂ variou de 140 a 1376 μatm na estação chuvosa e de 43 a 2290 μatm na estação seca. Os valores mais elevados de pCO₂ foram observados na zona fluvial do reservatório, e uma drástica diminuição na zona de transição foi observada em ambos os períodos de amostragem (Figura 4.17). Na zona lacustre, uma subsaturação de CO₂ foi predominante em todos os locais de amostragem no período chuvoso e seco. Considerando todos os locais de amostragem, houve diferenças significativas entre as estações chuvosa e seca (t = 1,99, p < 0,05). Maiores valores de pCO₂ durante a estação seca no reservatório de Funil foram previamente relatados na literatura (ROLAND et al., 2010). A Chl foi mais alta na zona de transição em comparação com os outros compartimentos (t = 2,01, p < 0,05, Figura 4.17) . Além disso, a concentração média na zona de transição foi 2,5 vezes maior que a média do reservatório (129,2 e 52,0 μg L⁻¹, respectivamente). Ao contrário da pCO₂, os valores de Chl não apresentaram diferença significativa entre períodos seco e chuvoso, considerando todos os dados dos pontos de amostragem (t = 1,99, p > 0,05).

Os fluxos de CO₂, calculados a partir de dados espaciais, variou de -35,78 a 44,18 mmol m⁻² d⁻¹ e -47,65 a 87,34 mmol m⁻² d⁻¹ na estação chuvosa e seca, respectivamente. Em ambas as estações chuvosa e seca, a emissão máxima foi observada na zona fluvial e o mínimo na zona de transição. A média espacial foi -7,2 e 22,1 mmol m⁻² d⁻¹ na estação chuvosa e seca, respectivamente (Tabela 4.3).

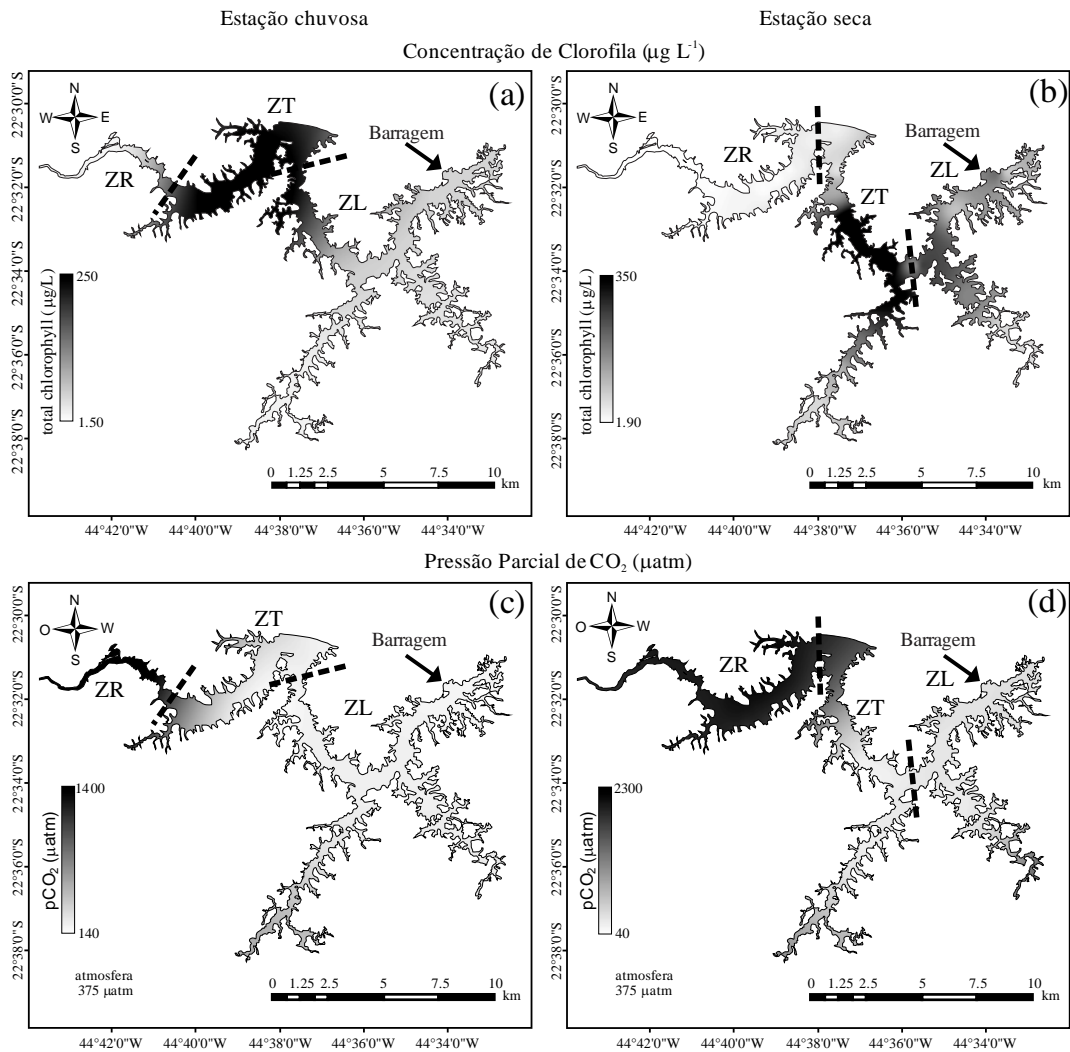


Figura 4.16: Mapa da pCO_2 e Chl expressa por um gradiente de cor obtido a partir de interpolação dos dados medidos utilizando os procedimentos estatísticos da krigagem ordinária. A cor cinza mais clara representa baixa Chl (a, b) e baixo pCO_2 (c, d). ZR = Zona Fluvial, ZT = Zona de Transição, ZL = Zona Lacustre.

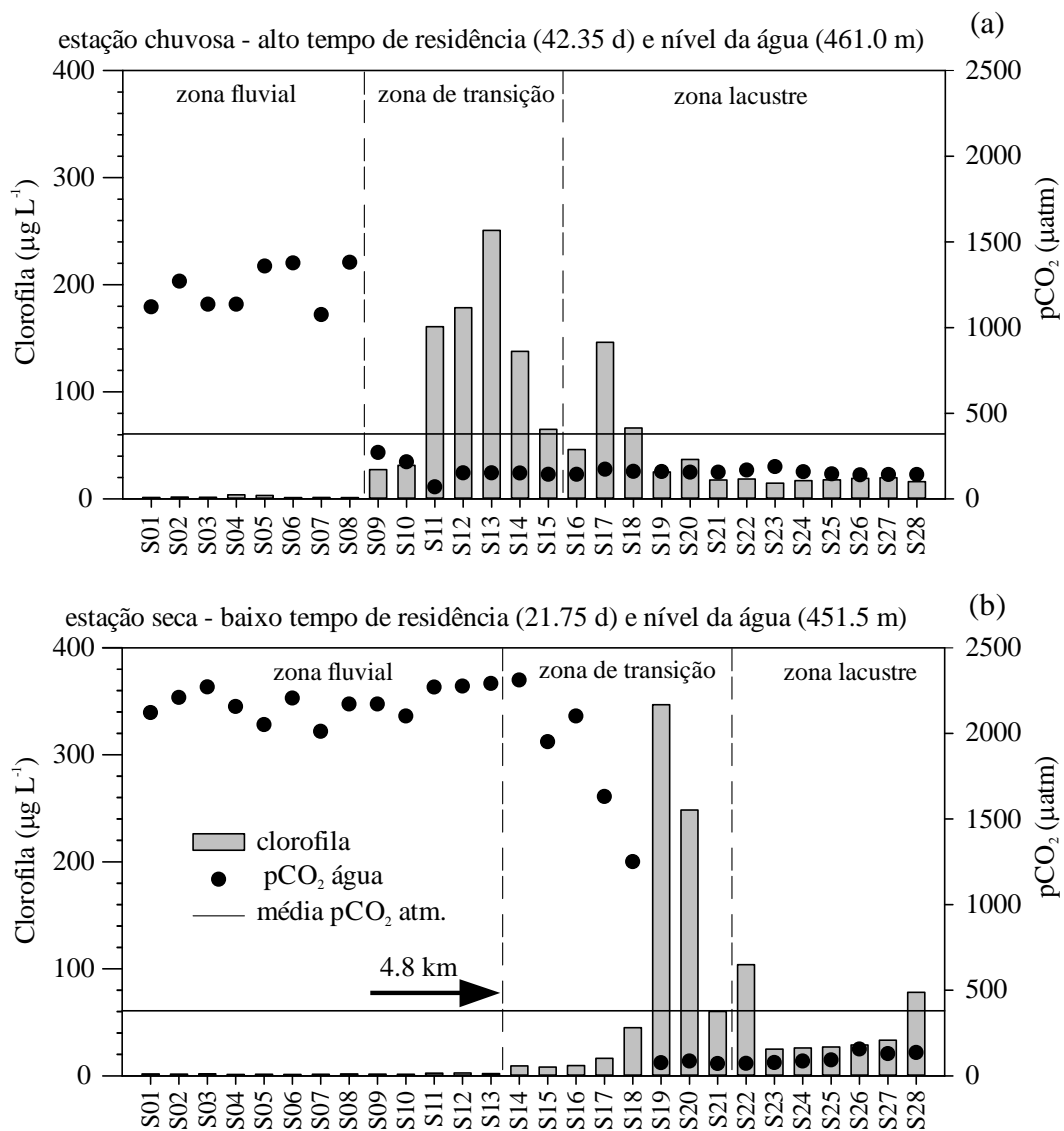


Figura 4.17: Gradiente lótico-lêntico de pCO₂ e Chl nas 28 estações de amostragem localizadas no corpo principal do reservatório na estação chuvosa (a) e seca (b). O nível da água era 461,0 e 451,5 na estação chuvosa e estação seca, respectivamente. Três zonas podem ser claramente definidas (fluvial, transição e lacustre). A seta indica que a zona de transição foi deslocada 4,8 km em direção à barragem no período de baixo nível de água.

Tabela 4.3: Média dos fluxos de CO₂ (mmol m⁻² d⁻¹) calculados usando dados espaciais e temporais. Fluxos positivos denotam fluxo médio de gases do lago para a atmosfera.

	Fluxos de CO ₂ mmol m ⁻² d ⁻¹	
	Média	Desv. Pad.
Dados espaciais		
Verão - Chuvoso		
Todo reservatório	-7,20	21,87
Zona fluvial	37,64	5,46
Zona de transição	-19,10	11,74
Zona lacustre	-14,07	6,99
Inverno - Seco		
Todo reservatório	22,14	50,78
Zona fluvial	78,74	11,23
Zona de transição	-2,01	42,09
Zona lacustre	-22,87	13,90
Dados temporais		
Ao longo do ano	-0,9	33,1
Primavera - Chuvoso	-27,08	18,50
Verão - Chuvoso	7,61	35,55
Outono - Seco	19,63	29,85
Inverno - Seco	-0,57	25,47

4.2.5. Variação espacial do Fósforo e Nitrogênio totais na água

Na estação chuvosa, o fósforo total apresentou média de $58,1 \pm 21,1 \mu\text{g L}^{-1}$. O maior ($83,9 \mu\text{g L}^{-1}$) e o menor valor ($30,4 \mu\text{g L}^{-1}$) foram observados nos pontos S18 e S25, respectivamente, localizados na zona lacustre do reservatório (Figura 4.18a). A concentração de nitrogênio total apresentou média de $1600,7 \pm 271,6 \mu\text{g L}^{-1}$. O maior valor foi observado no ponto S01 na zona fluvial ($2072,5 \mu\text{g L}^{-1}$), e o menor valor no ponto S21 na zona lacustre ($1343,4 \mu\text{g L}^{-1}$).

Não foi observada diferença significativa nas concentrações de fósforo e nitrogênio entre as estações chuvosa e seca ($t = 2,18$, $p > 0,05$). Na estação seca a média da concentração de fósforo total foi de $57,7 \pm 14,7 \mu\text{g L}^{-1}$. O maior

valor ($80,6 \mu\text{g L}^{-1}$) foi observado no ponto S01 na zona fluvial e o menor na região lacustre no ponto S25 ($41,2 \mu\text{g L}^{-1}$). A média no nitrogênio total foi de $1577,8 \pm 198,8 \mu\text{g L}^{-1}$, sendo o maior e o menor valores observados nos pontos S12 e S21, respectivamente.

Embora não tenha sido observada diferença entre as estações chuvosa e seca, foi possível observar diferença entre as concentrações de cada zona do reservatório. Em relação ao fósforo total, a zona fluvial apresentou concentrações mais elevadas do que a zona lacustre ($t = 2,2$, $p < 0,05$). Não foi observada diferença significativa comparando a zona de transição com as outras zonas do reservatório. Com relação ao nitrogênio total, a zona fluvial apresentou concentrações mais elevadas quando comparada com as outras zonas do reservatório ($t = 2,2$, $p < 0,05$). As zonas de transição e lacustre não apresentaram diferenças significativas nas concentrações de nitrogênio total.

Os valores médios observados para o reservatório de Funil confirmam o estado eutrófico durante o período de amostragem segundo a classificação proposta por Nünberg (1996).

4.2.6. Variabilidade temporal da Chl e pCO₂

A pCO₂ calculada a partir de dados da sonda multiparamétrica (temperatura e pH) e alcalinidade mostrou que há uma grande variabilidade sazonal ao longo do ano na estação próxima à barragem (Tabela 4.4). A pCO₂ variou de 35 a 4058 μatm , com média de $624 \pm 829 \mu\text{atm}$ e mediana de 165 μatm . A supersaturação da pCO₂ foi prevalente entre abril e junho, enquanto que a subsaturação de pCO₂ foi predominante em todos os outros períodos (Figura 4.19a). Observou-se menor média de pCO₂ entre outubro e dezembro (43 μatm). Considerando todos os dados temporais ao longo do ano, 59,8% dos dados estavam abaixo do equilíbrio atmosférico e 1,1% estavam dentro de 5% de equilíbrio atmosférico.

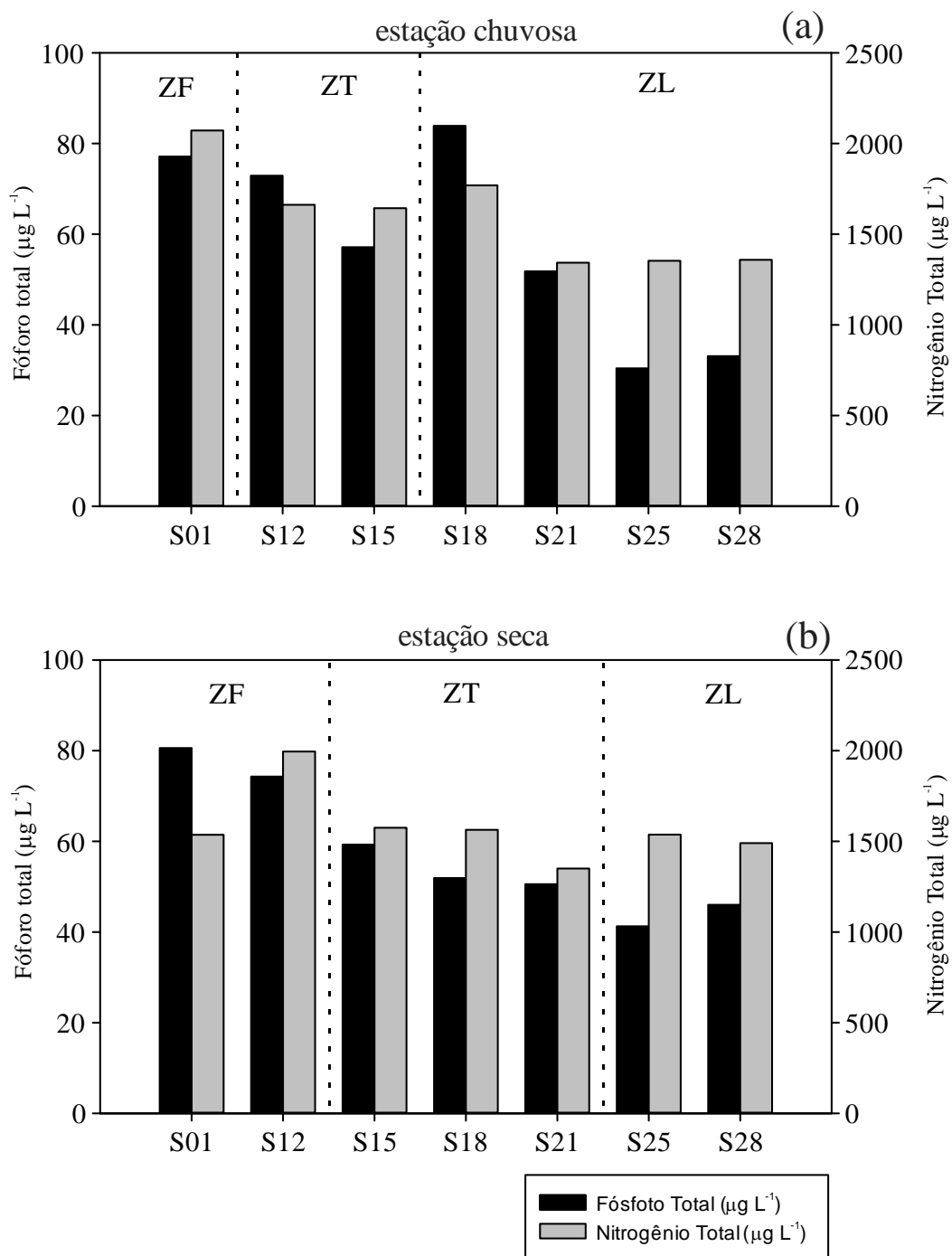


Figura 4.18: Concentrações de fósforo total e nitrogênio total nas estações nos pontos amostrados nas estações (a) chuvosa e (b) seca.

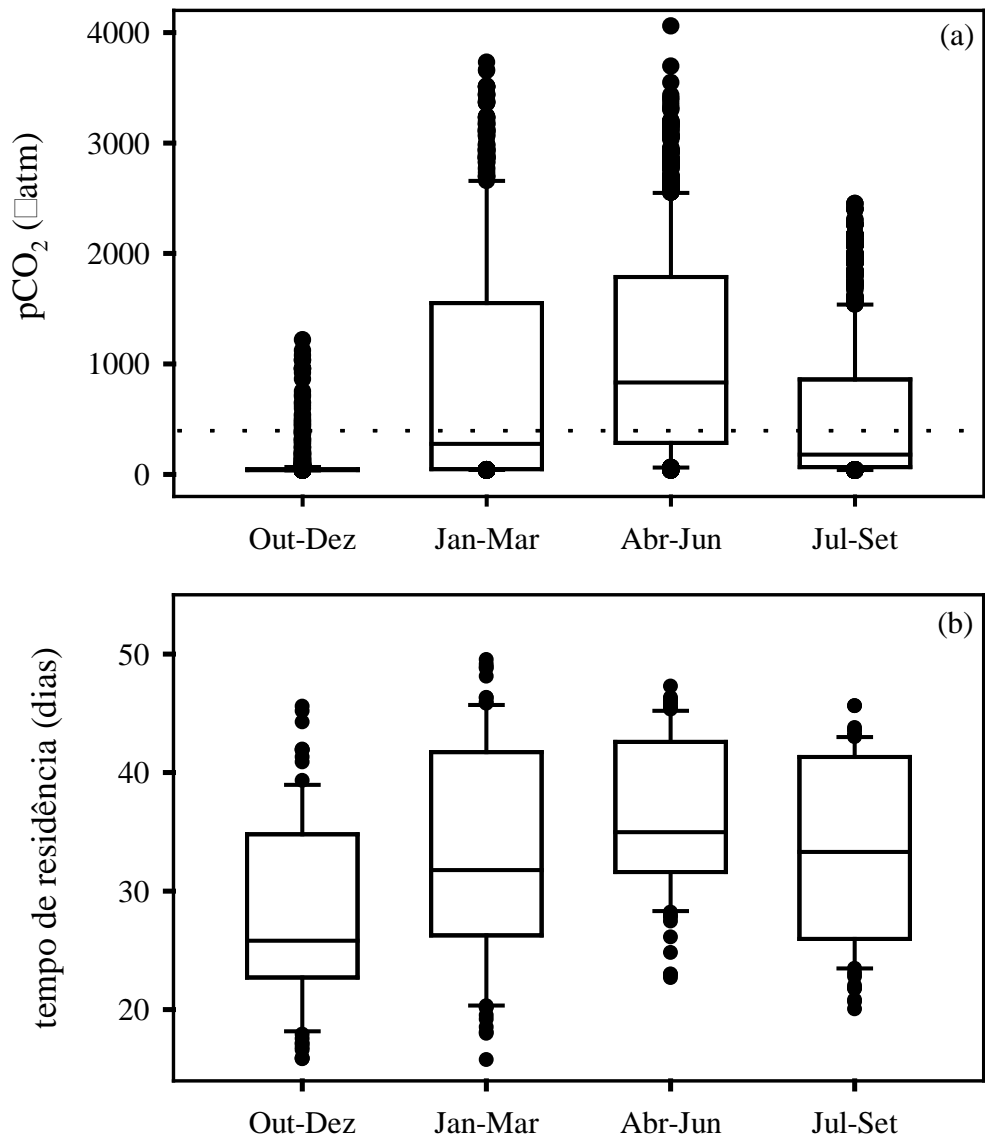


Figura 4.19: Box plot da pCO₂ no ponto S27 próximo à barragem (a) e média do tempo de residência do reservatório (b) ao longo do ano estudado. Os dados são subdivididos em quatro estações: primavera-chuvoso (outubro-dezembro), verão-chuvoso (janeiro a março), outono-seco (abril a junho) e inverno-seco (julho a setembro).

No reservatório de Funil, a variação da $p\text{CO}_2$ ao longo do ano na estação perto da barragem concordou com a variação do tempo de residência (Figura 4.19). A média anual do tempo de residência do reservatório foi de 32,6 dias durante o ano considerado. O menor tempo de residência ocorreu entre outubro e dezembro, quando o nível da água está baixo e o reservatório está pronto para estocar água proveniente da bacia de drenagem e da chuva durante a estação chuvosa (outubro a março).

O fluxo de CO_2 ao longo do ano perto da barragem variou de -119,83 a 234,5 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$. A média do fluxo foi de $-0,9 \pm 33,1 \text{ mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ e mediana de -6,23 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$. Foi observada absorção substancial de CO_2 entre outubro e dezembro (primavera-chuvosa) (Tabela 4.3). A absorção de CO_2 proveniente da atmosfera também foi predominante entre julho e setembro (inverno-seco). De janeiro a julho, o lago perdeu substancial quantidade de CO_2 (Tabela 4.3). Um resumo de todos os outros dados coletados durante o período de estudo está apresentado na Tabela 4.4.

4.2.7. Estrutura térmica

Varição da temperatura ao longo do ano - O perfil de temperatura mostra que o reservatório de Funil é estratificado, com algumas misturas pontuais nos meses mais quentes do ano que vão de novembro a abril. No período de maio a outubro, a temperatura do reservatório é menor e, apesar de apresentar predominância de estratificação, apresenta vários períodos de mistura prolongada ou termoclina localizada apenas nos primeiros metros de profundidade (Figura 4.20).

Varição da temperatura nos períodos de amostragem – Durante a estação chuvosa, a estratificação térmica ocorreu na zona de transição apenas durante o dia por volta das 16:30 h, quando foi observado o valor máximo de 33,1 °C na superfície e um mínimo de 27,8 °C no fundo (Figura 4.21a); ao contrário, a temperatura foi verticalmente homogênea durante a noite. A faixa de oscilação diária da temperatura durante a estação chuvosa na superfície foi de até 5 °C. Na estação seca, a temperatura da água foi menor em comparação ao período

chuvoso na zona de transição. A estratificação ocorreu por volta de 14:00 h, quando observamos uma máxima de 25,7 °C na superfície e mínima de 23,1 °C no fundo. A oscilação diária da temperatura foi de até 3 °C na superfície e camadas com diferentes temperaturas foram observados a cada 2,5 metros (Figura 4.21b). A temperatura do rio variou de 27,7 a 28,7 °C e 23,6 a 24,1 °C na estação chuvosa e seca, respectivamente (Tabela 4.5). A diferença média entre a temperatura do rio e do reservatório na superfície foi de 2,1 e 0,3 °C na estação chuvosa e seca, respectivamente.

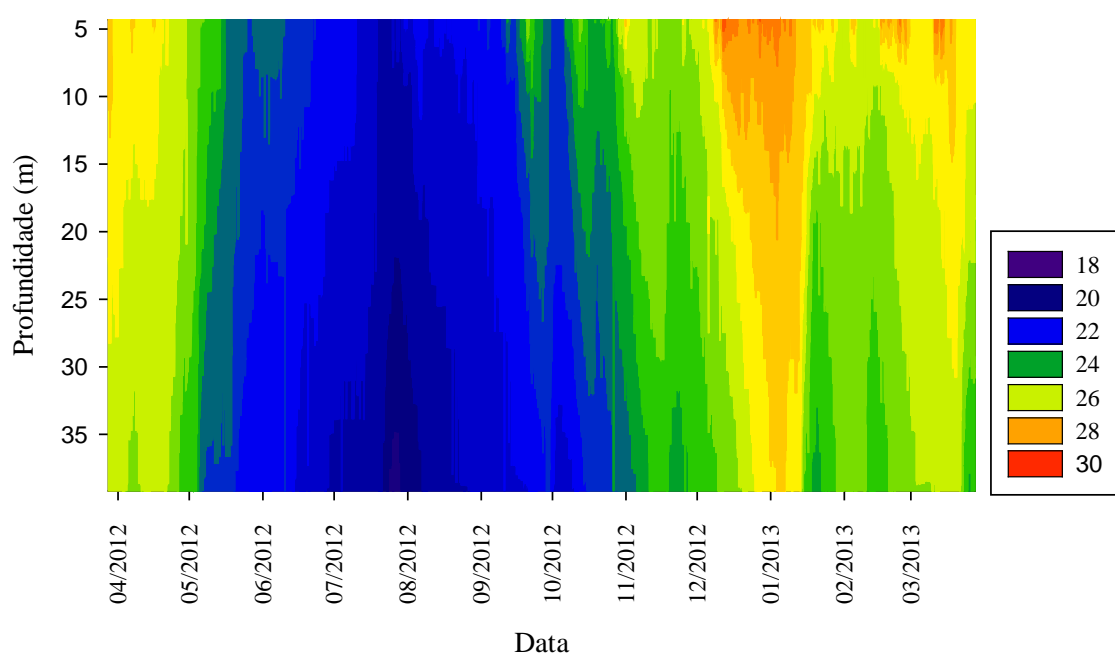


Figura 4.20: Dados de perfil de temperatura coletados pelo SIMA, entre a data de 28 de março de 2012 a 28 de março de 2013.

Tabela 4.4: Média e desvio padrão das variáveis ambientais e químicas do ponto de amostragem S28 (perto da barragem) e rio. * Precipitação acumulada durante três meses.

Mês	Out-Dez		Jan-Mar		Abr-Jun		Jul-Set	
Estações do ano	Primavera Chuvoso		Verão Chuvoso		Outono Seco		Inverno Seco	
	Média	Desv. Pad.	Média	Desv. Pad.	Média	Desv. Pad.	Média	Desv. Pad.
Temperatura do Ar (°C)	22,5	4,0	24,0	3,3	20,7	3,1	19,6	4,0
Alcalinidade (mg L ⁻¹ as CaCO ₃)	11,0	0,2	15,5	4,6	11,3	3,7	12,5	3,0
Clorofila (mg L ⁻¹)	12,9	12,8	23,8	20,6	3,0	0,2	23,2	35,0
Fósforo Total (µg L ⁻¹)	42,3	8,5	41,7	12,2	18,4	8,6	33,7	28,0
Nitrogênio Total (µg L ⁻¹)	1264,6	357,1	1143,2	305,3	1505,6	454,3	1203,3	299,7
Profundidade Máxima (m)	65,1	1,8	69,3	1,4	71,6	2,5	69,1	4,4
Profundidade Média (m)	19,3	0,4	20,3	0,4	20,9	0,7	20,3	1,1
pCO ₂ (µatm)	68,9	118,6	848,9	1027,5	1111,8	907,5	521,9	618,5
Precipitação (mm)*	547,0		420,2		230,2		71,6	
Tempo de Residência (dias)	27,9	7,7	33,0	9,0	36,4	6,4	33,2	7,4
Máx. Radiação Solar diária (W m ⁻²)	937,7	276,1	958,1	246,8	716,9	227,2	758,0	189,7
Temp. da Superfície da Água (°C)	24,7	1,1	27,1	1,0	24,1	1,7	22,0	1,0
Velocidade do Vento (m s ⁻¹)	-	-	1,6	1,2	1,4	1,3	1,6	1,5
Fósforo Total no Rio (µg L ⁻¹)	80,6	-	77,1	-	42,4	-	88,3	-
Nitrogênio Total no Rio (µg L ⁻¹)	1535,5	-	2072,5	-	1524,2	-	1972,6	-
Vazão de Entrada (m ³ s ⁻¹)	224,2	58,9	236,4	74,1	234,1	36,7	168,9	28,7
Vazão de Saída (m ³ s ⁻¹)	223,6	57,2	236,4	74,1	226,0	30,9	219,1	10,7

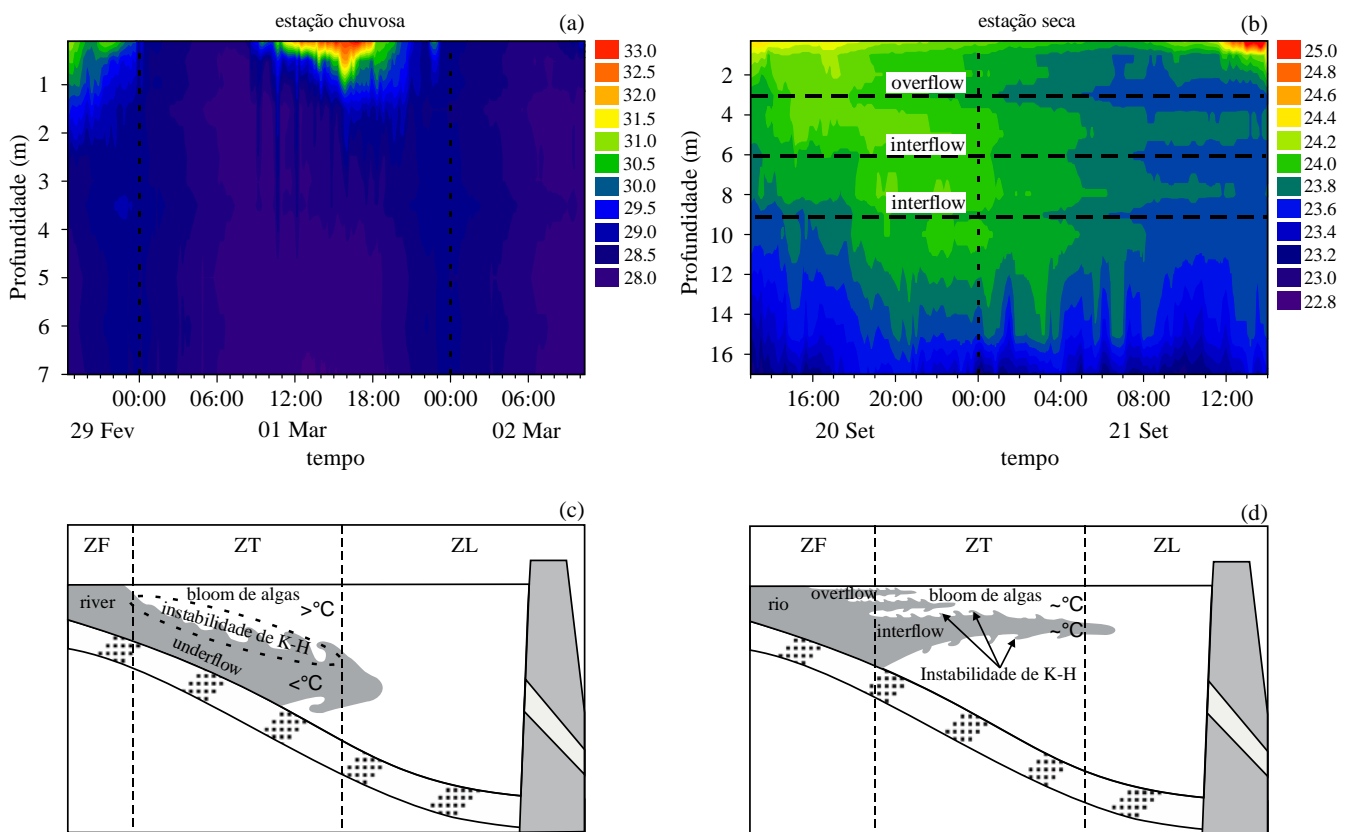


Figura 4.21: Perfil de temperatura coletado no ponto S09 na estação chuvosa (a) e no ponto S14 na estação seca (b). A linha tracejada representa as profundidades onde o rio flui como *overflow* ou *interflow*. Na estação chuvosa, o rio mergulha e flui ao longo da calha principal do antigo rio (*underflow*), devido à diferença de densidade (c). Ondas se desenvolvem ao longo da interface, devido à velocidade de cisalhamento (Kelvin-Helmholtz instabilidade) e facilita a mistura vertical (ver texto). Na estação seca, o rio flui como *overflow* ou *interflow* (d) uma vez que a diferença de densidade entre rio e reservatório é pequena. Nessa situação, o rio pode influenciar a camada superficial do reservatório muitos quilômetros em direção à barragem. ZF = Zona Fluvial, ZT = Zona de Transição, ZL = Zona Lacustre.

Tabela 4.5: Média do perfil da temperatura do rio (°C) de hora em hora coletados pelas cadeias de termistores localizada no ponto S05 em 29 de fevereiro 2012 (estação chuvosa) e 20 de Setembro de 2012 (estação seca).

Estação chuvosa					
Hora	Temp. do Rio		Hora	Temp. do Rio	
	Média	Desv. Pad.		Média	Desv. Pad.
00:00	28,39	0,04	12:00	27,71	0,03
01:00	28,28	0,04	13:00	27,72	0,04
02:00	28,17	0,05	14:00	27,79	0,11
03:00	28,07	0,03	15:00	27,97	0,06
04:00	28,00	0,02	16:00	28,03	0,02
05:00	27,91	0,04	17:00	28,16	0,09
06:00	27,85	0,04	18:00	28,34	0,09
07:00	27,77	0,05	19:00	28,49	0,06
08:00	27,73	0,00	20:00	28,63	0,04
09:00	27,72	0,01	21:00	28,70	0,01
10:00	27,71	0,02	22:00	28,67	0,03
11:00	27,69	0,01	23:00	28,55	0,05
Máx.	28,70 (21:00 h)				
Mín.	27,69 (11:00 h)				

Estação seca					
Hora	Temp. do Rio		Hora	Temp. do Rio	
	Média	Desv. Pad.		Média	Desv. Pad.
00:00	23,90	0,02	12:00	23,80	0,08
01:00	23,88	0,02	13:00	23,82	0,02
02:00	23,80	0,06	14:00	23,87	0,04
03:00	23,74	0,04	15:00	23,89	0,04
04:00	23,71	0,04	16:00	24,00	0,04
05:00	23,66	0,01	17:00	23,97	0,05
06:00	23,64	0,01	18:00	23,99	0,08
07:00	23,60	0,04	19:00	24,08	0,02
08:00	23,57	0,03	20:00	24,03	0,02
09:00	23,59	0,01	21:00	24,00	0,02
10:00	23,62	0,02	22:00	23,96	0,02
11:00	23,65	0,02	23:00	23,95	0,02
Máx.	24,08 (19:00 h)				
Mín.	23,57 (08:00 h)				

4.2.8. Velocidade das correntes

4.2.8.1. Influência da tomada de água

Para a estação chuvosa e seca, as profundidades de 40 e 30 metros, respectivamente, foram determinadas como as de maior influência da tomada de água da turbina (Figura 4.22a). O comportamento das correntes nessas profundidades mostrou-se semelhante nas estações chuvosa e seca (Figura 4.22b). A velocidade inicial da corrente em ambos os períodos foi em torno de $1,5 \text{ cm s}^{-1}$ e final de $10,0 \text{ cm s}^{-1}$ (Figura 4.22b), o que corresponde a uma aceleração média de $1,0 \times 10^{-2} \text{ cm s}^{-2}$ em direção à barragem.

A influência da corrente gerada pela turbina foi observada a uma distância de 1200 metros da barragem (Figura 4.23). Porém, o comportamento apresentado pelos derivadores lançados na profundidade de influência da turbina sugere uma relevante importância do leito principal do antigo rio que deu origem ao reservatório. Derivadores lançados a 500 metros em linha reta da barragem apresentaram menor influência da tomada de água do que derivadores lançados a 1200 metros da barragem acima do leito principal do rio (Figura 4.23). Essa observação indica a importância do antigo leito do rio e sugere uma ação conjunta da tomada de água da turbina e do rio.

As correntes em 1, 5 e 18 metros de profundidade apresentaram velocidades muito inferiores e baixo deslocamento (Figura 4.22a) em comparação com as correntes a 40 e 30 metros. Isso sugere que a corrente gerada pela turbina não influencia na camada de mistura do reservatório. A não interferência nas camadas superiores garante as condições favoráveis à estratificação térmica e à permanência da alta Chl ($16,1 \mu\text{g L}^{-1}$ na estação chuvosa e $78,0 \mu\text{g L}^{-1}$ na estação seca) observada durante o período dos experimentos (ponto S28, Figura 4.17). Esses valores são considerados altos quando comparados com dados de estações próximas a barragem de outros reservatórios de hidrelétricas brasileiras que apresentam média de Chl de $1,9 \mu\text{g L}^{-1}$ (SOARES et al., 2008).

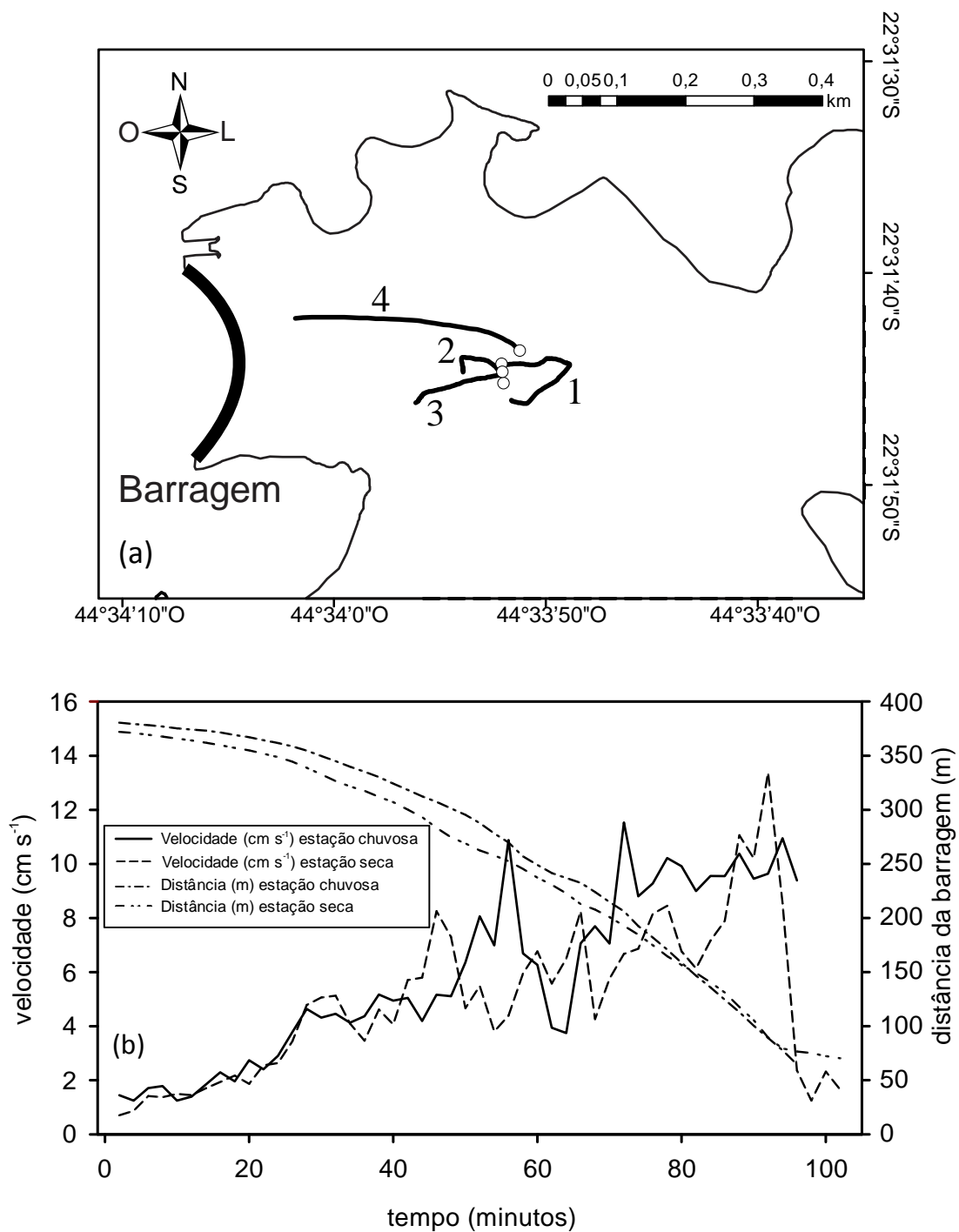


Figura 4.22: a) Derivadores lançados a 350 metros da barragem nas estação chuvosa para verificação da influência da tomada de água da turbina na coluna de água. As configurações das profundidades das velas de arrastos são (1) 1 metro; (2) 5 metros; (3) 18 metros e (4) 40 metros. b) Velocidade da corrente na profundidade de 40 e 30 metros na estação chuvosa e seca, respectivamente.

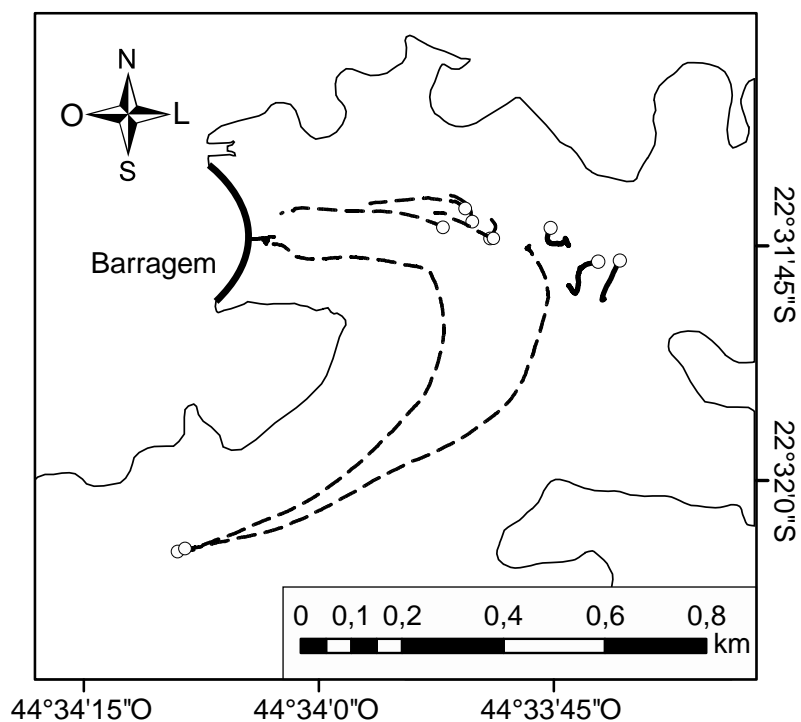


Figura 4.23: Trajetórias das correntes na profundidade da tomada de água das turbinas. Os círculos representam o ponto de lançamento dos derivadores. As linhas tracejadas representam as trajetórias dos derivadores que apresentaram influência visível da tomada de água. As linhas contínuas correspondem às trajetórias dos derivadores que aparentemente não foram influenciados pela tomada de água.

4.2.8.2. Entrada do Rio

A Figura 4.21c,d mostra de forma esquemática o comportamento do rio na estação chuvosa e seca. Esse esquema teórico é suportado pelos dados registrados pelos derivadores lagrangeanos lançados na região de entrada do rio.

Na estação chuvosa, os derivadores lançados na superfície e fundo na zona fluvial (ponto S05) percorreram o mesmo trajeto até atingirem o ponto de mergulho do rio próximo ao ponto S09 (Figura 4.24). A partir do ponto S09 os derivadores com velas em profundidades diferentes apresentaram comportamentos distintos. O derivador com a vela configurada a 8 metros

(fundo) manteve o mesmo sentido e direção do deslocamento, enquanto que o derivador com vela a 1 metro passou a apresentar uma trajetória distinta, devido ao seu desacoplamento do fluxo principal do rio. O resultado do desacoplamento do derivador ao fluxo do rio foi a diminuição da velocidade de deslocamento (Figura 4.25), além da mudança de direção de escoamento (Figura 4.24).

No ponto de mergulho do rio observa-se uma nítida diferença de coloração entre a água do rio e do reservatório (Figura 4.26). Após o mergulho, o rio flui em seu leito original por baixo da camada superficial do reservatório como corrente de densidade (*underflow*) e percorre aproximadamente três quilômetros até que a velocidade cai em aproximadamente 5 m s^{-1} (Figura 4.25). Nesse ponto, a água do rio possivelmente se mistura com a água do reservatório. A região em que ocorre a queda da velocidade do rio coincide com a região de pico máximo de clorofila observado na superfície (Figura 4.17) no mesmo período de amostragem.

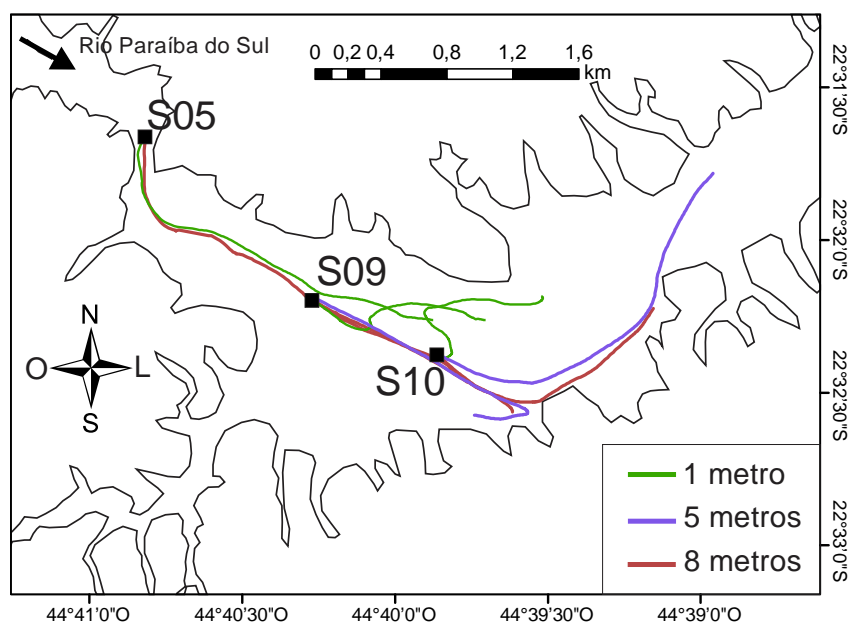


Figura 4.24: Derivadores lançados no rio e transição rio-reservatório para o entendimento do comportamento do rio ao entrar no reservatório na estação chuvosa. Foram lançados 3 derivadores configurados a 1 metro, 2 a 5 metros e 3 a 8 metros. Os quadrados mostram os locais de lançamento dos derivadores. S05 - região de rio. S09 e S10 - transição rio-reservatório.

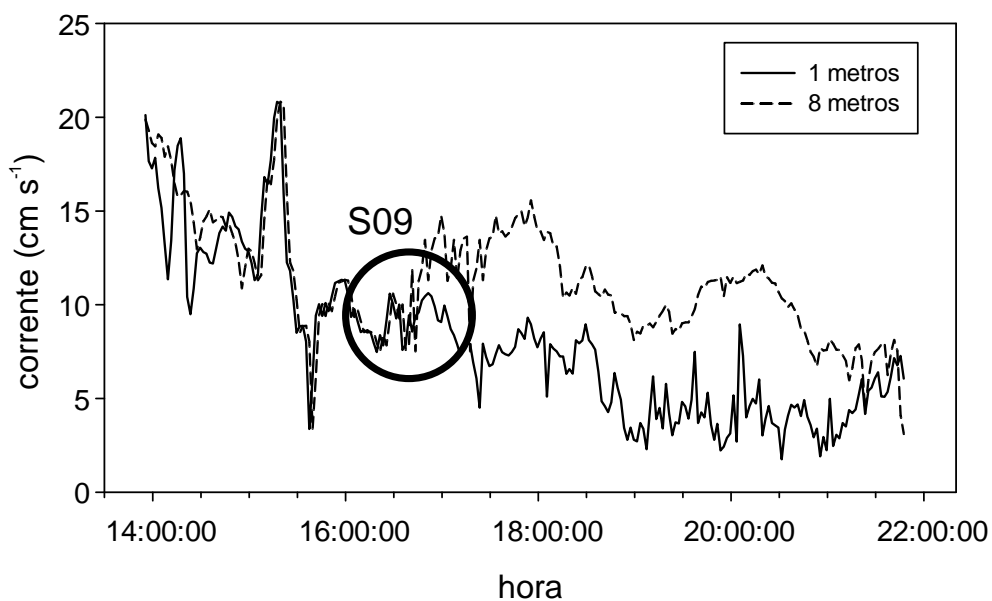


Figura 4.25: Velocidade da corrente registrada pelos derivadores com velas a 1 e 8 metros de profundidade lançados no Rio Paraíba do Sul (ponto S05) na estação chuvosa. As velocidades de deslocamento permanecem semelhantes até o ponto em que o rio mergulha e o derivador com vela a 1 metro de profundidade desacopla do fluxo principal do rio próximo ao ponto S09 (representada pelo círculo na figura).

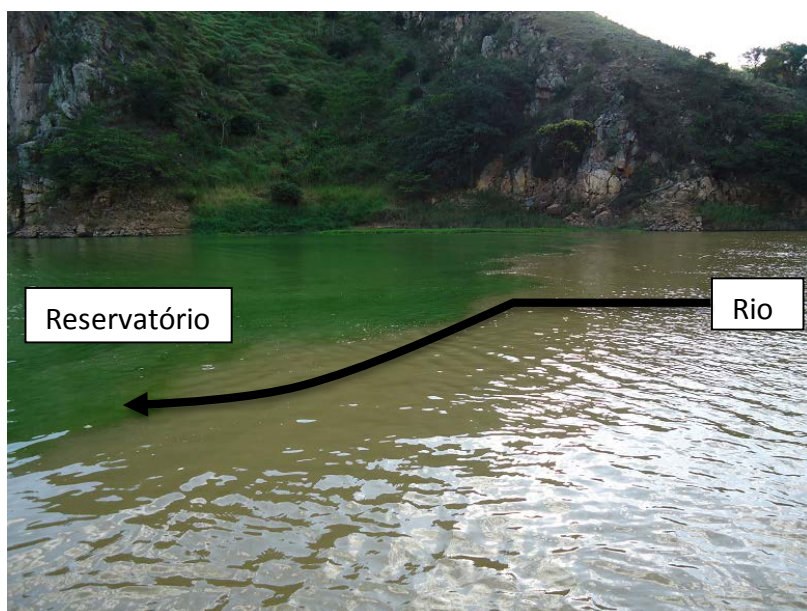


Figura 4.26: Ponto de mergulho do rio no reservatório de Funil. Na parte direita da foto é possível observar a coloração característica do rio Paraíba do Sul. À esquerda é possível identificar a floração de cianobactéria característica da região de transição desse reservatório.

Na estação seca, devido ao baixo nível do reservatório, o ponto de mergulho do rio deslocou-se quatro quilômetros para o interior do reservatório em comparação com o ponto observado na estação chuvosa. O rio mergulha no reservatório nas proximidades do ponto S13 (Figura 4.27). Isso é corroborado pela mudança de trajetória da corrente seguida pelos derivadores com velas a um metro de profundidade.

Outro fator que permitiu determinar o ponto de mergulho do rio no reservatório foi a temperatura registrada pelos termistores acoplados à vela dos derivadores. Observa-se que, quando o derivador com vela de arrasto configurada para um metro passa pelo ponto de mergulho do rio, a temperatura aumenta, aproximando-se dos valores observados no reservatório (Figura 4.28). Esse ponto coincide com a diminuição da corrente e com a mudança de direção que é observado na Figura 4.27.

A partir desse ponto, o rio percorre o reservatório como corrente de densidade por mais 1,8 km até perder velocidade. A baixa velocidade da corrente na profundidade de 18 metros mostra que o rio continua no reservatório como “corrente intermediária” (*interflow*), ou seja, o rio corre entre as camadas superficiais e profundas. Os dados de correntes obtidos pelos derivadores lagrangeanos confirmam o *interflow* apresentado no esquema teórico para o período seco (Figura 4.21d).

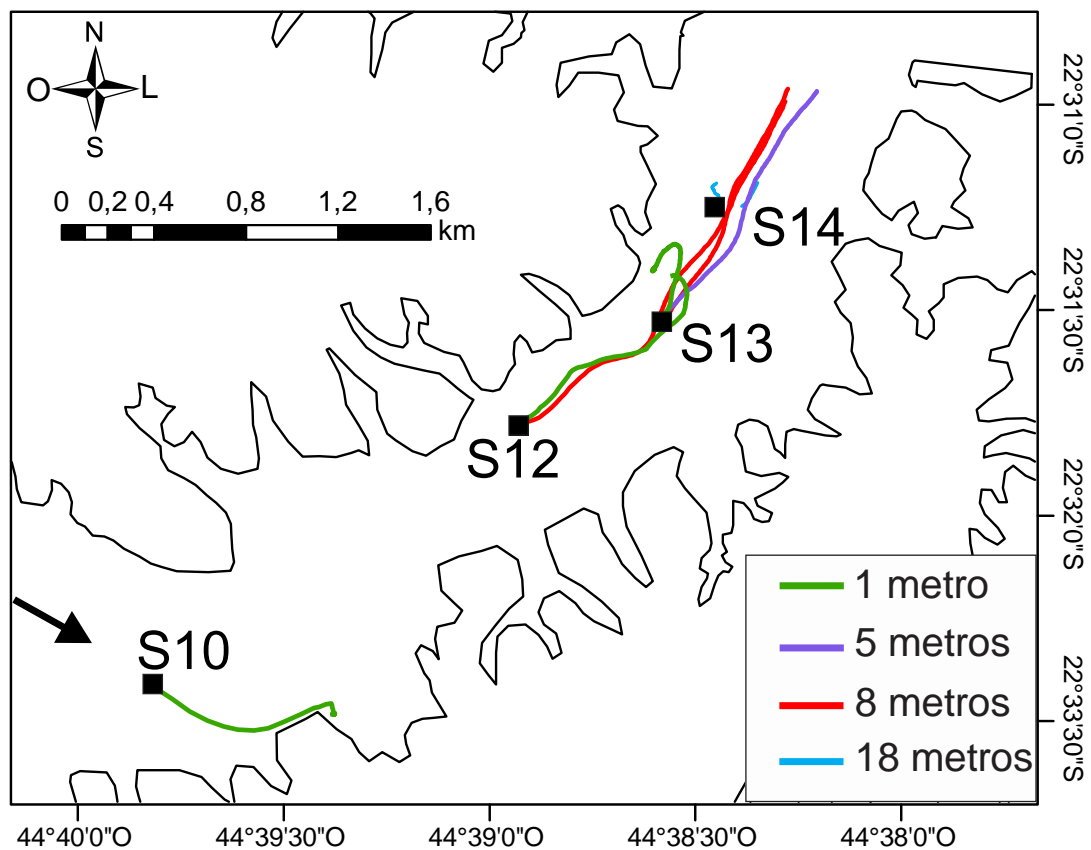


Figura 4.27: Derivadores lançados no rio e transição rio-reservatório para o entendimento do comportamento do rio ao entrar no reservatório na estação seca. Foram lançados 3 derivadores configurados a 1 metro, 1 a 5 metros e 2 a 8 metros. Os quadrados mostram os locais de lançamento dos lançamentos dos derivadores. S10 - região de rio. S12, S13 e S14 - transição-reservatório.

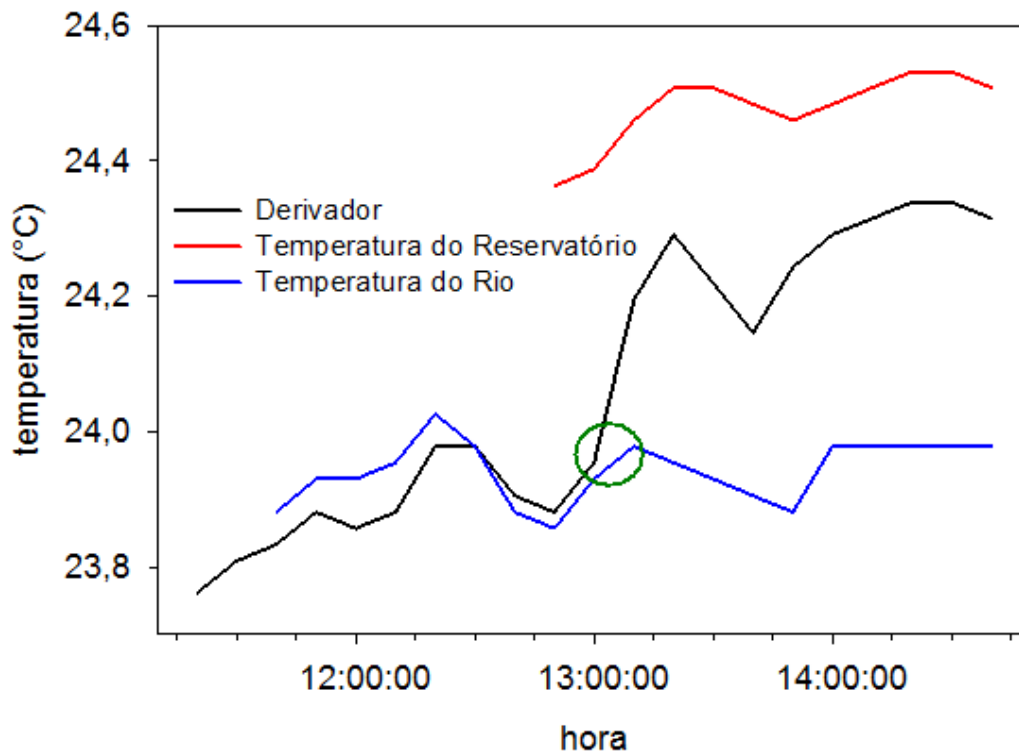


Figura 4.28: Temperatura da água ao longo do tempo. A linha preta indica a temperatura registrada pelo termistor localizado no derivador com vela a 1 metro de profundidade. O círculo em verde demarca o momento em que o equipamento levado pela corrente do rio atinge o reservatório.

4.2.9. Simulações

Primeiramente, comparamos a temperatura simulada e real nos pontos localizados na zona de transição (S09 e S14 para estação chuvosa e seca, respectivamente). Os RMSE, calculados através da comparação de dados a cada 20 minutos foram de 1,4 °C para estação chuvosa e 1,1 °C para a estação seca. Estes resultados obtidos para ambas as estações são comparáveis com trabalhos de modelagem anteriores encontrados na literatura (JIN et al., 2000; VIDAL et al., 2012). Também foi avaliada a capacidade do modelo de reproduzir o comportamento da entrada do rio a partir de dados dos derivadores lagrangeanos lançados na zona lacustre e de transição do reservatório no dia 1° de março e 20 de setembro. Embora a estrutura térmica vertical observada na

estação seca (Figura 4.21b) não tenha sido bem representada, o modelo reproduziu o comportamento do rio como *underflow* na estação chuvosa (Figura 4.29a) e *interflow* e *overflow* na estação seca (Figura 4.29b). Os dados do modelo confirmam o esquema da entrada do rio apresentada na Figura 4.21c,d. Na estação chuvosa, o rio fluiu principalmente a 6 metros de profundidade, próximo ao fundo do reservatório de Funil após o ponto de mergulho do rio. Na estação seca, o rio fluiu principalmente a 3 metros de profundidade durante a noite e 4 metros durante o dia.

A oscilação diária da flutuabilidade neutra ocorre devido à variação da temperatura do rio e da superfície do reservatório ao longo do dia (CURTARELLI et al., 2013a; VIDAL et al., 2012). A profundidade da flutuabilidade neutra, onde as densidades do rio e do reservatório são iguais, representa a profundidade em que a água do rio se estende lateralmente no corpo do reservatório. Na estação chuvosa, o rio fluiu como *underflow* (Figura 4.29a), no entanto, quando o rio chegou a sua temperatura máxima em torno de 21:00 h (Tabela 4.5) a diferença de temperatura entre o rio e as águas superficiais diminuíram, a profundidade da flutuabilidade neutra se deslocou para cima e o fluxo máximo foi observado entre quatro e seis metros de profundidade (Figura 4.29a). Na estação seca, o rio se comportou como *overflow*, mas mergulhou para 4 a 6 metros de profundidade, quando a temperatura de superfície tornou-se mais elevada e a do rio mais baixa (Tabela 4.5). Dessa forma, a profundidade da flutuabilidade neutra se deslocou para baixo (Figura 4.29b). A mudança nos padrões observados no fluxo do rio entre 20 e 21 de setembro ocorreu devido a uma diminuição da temperatura do rio durante a chuva que ocorreu por volta de 16:00 h no dia 20 de setembro (Figura 4.13 e Figura 4.29b).

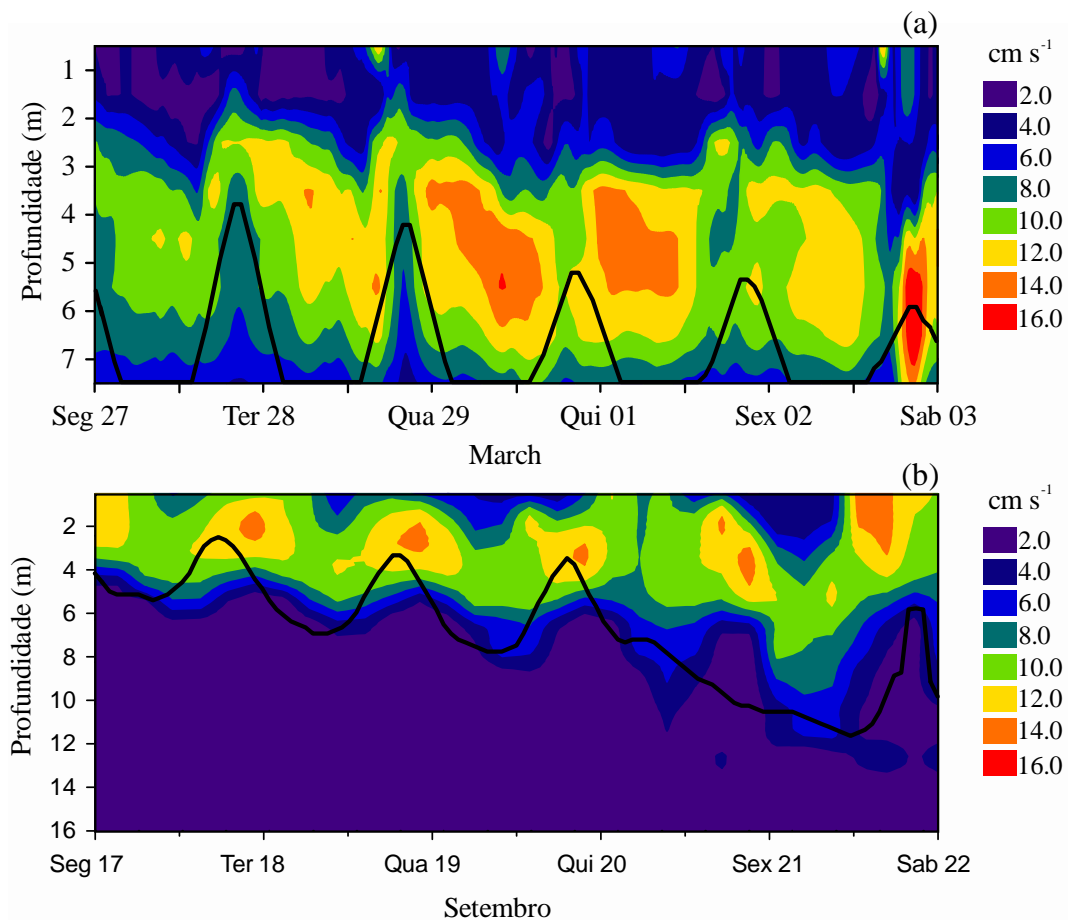


Figura 4.29: Simulação do perfil de velocidade usando dados reais. As velocidades mais altas representam a profundidade onde o rio flui na zona de transição. O rio corre como *underflow* na estação chuvosa, quando um rio denso (mais frio) mergulha sob a superfície e flui ao longo do fundo como uma corrente de densidade orientada por gravidade (a). O rio corre como *overflow* na época da seca, quando as temperaturas do rio e reservatório são semelhantes. Como *overflow*, as características do rio podem ser detectadas a muitos quilômetros em direção à barragem na superfície da água. A linha preta representa a profundidade da flutuabilidade neutra estimada a partir de registros de temperatura, assumindo que as águas do rio e do reservatório não se misturam. A anomalia observada no fluxo do rio e na profundidade da flutuabilidade neutra entre os dias 20 e 21 setembro de 2012 ocorreu devido a uma diminuição da temperatura do rio durante uma chuva que ocorreu por volta de 16:00 h do dia 20 de setembro.

4.3. Discussão

4.3.1. pCO₂ controlado pelo fitoplâncton

A produção primária associada à elevada Chl demonstrou ser a principal reguladora da concentração de CO₂ na superfície do reservatório de Funil (Figura 4.30). Os dados espaciais de pCO₂ foram negativamente correlacionados com os dados de Chl ($r^2 = 0,71$). Em reservatórios de hidrelétricas antigos, onde a fonte de carbono proveniente do solo inundado torna-se insignificante, a produção primária pode tornar-se um fator significativo no balanço de carbono. Uma produção primária intensa alimentada por elevados níveis de nutrientes reduz as concentrações de CO₂ a níveis abaixo do equilíbrio atmosférico principalmente na zona de transição e na zona lacustre (Figura 4.17). Ao contrário, altos valores de pCO₂ na zona fluvial podem estar associados com os sólidos em suspensão e à turbulência que inibem a produção primária.

Baixos níveis de pCO₂ observados perto da barragem ao longo do ano está associada à (1) alta produção primária, devido à maior temperatura e radiação solar que promove a estabilidade da coluna de água e estratificação, e (2) constante disponibilidade de nutrientes. Uma vez que a disponibilidade de nutrientes no reservatório de Funil é elevado durante todo o ano (Tabela 4.4, Figura 4.18), os nutrientes não são limitantes para o crescimento do fitoplâncton na zona lacustre, então, outros fatores associados à estabilidade e estratificação, tais como temperatura, vento e alterações na profundidade da camada de mistura são os principais inibidores da produtividade primária próximo à barragem, especialmente entre abril e junho.

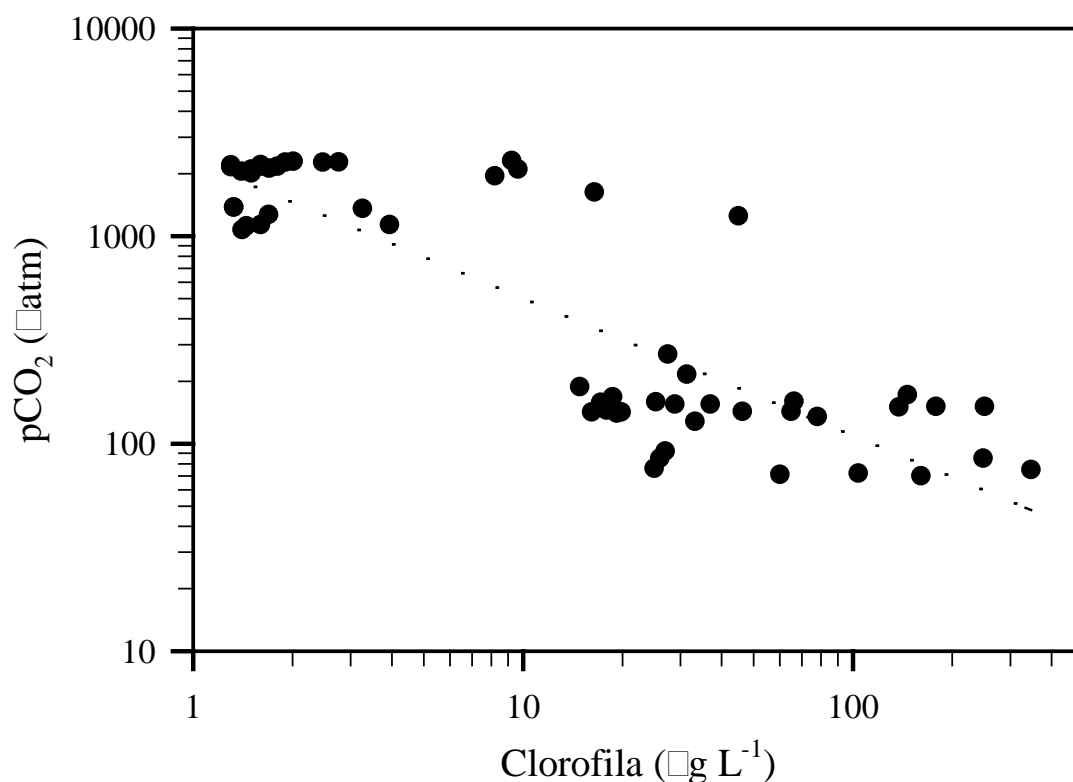


Figura 4.30: Relações entre os dados espaciais de pCO₂ e Chl no reservatório de Funil. A regressão é representada pela linha tracejada ($r^2 = 0,71$, $p < 0,001$).

Devido à produtividade do fitoplâncton, foi observada, em média, a entrada de CO₂ ao longo do ano no ponto perto da barragem, principalmente entre outubro e dezembro (Tabela 4.3). O destino do carbono fixado pelo fitoplâncton no reservatório do Funil ainda é incerto. O alto fluxo de CH₄ a partir do sedimento para a água encontrado no reservatório de Funil (OMETTO et al., 2013) sugere que uma fração substancial do carbono fixado que atinge o sedimento é mineralizado em CH₄. No entanto, na zona lacustre, a maior profundidade e a alta temperatura podem permitir a mineralização de parte do carbono fixado pelo fitoplâncton na coluna de água antes de atingir o sedimento. A quantidade de carbono que é exportada pela vazão de saída do reservatório é igual à quantidade que entra pelo rio principal (OMETTO et al., 2013). Sendo assim, a

saída de água pela turbina não é responsável pela retirada do excesso de carbono que entra a partir da atmosfera. Como relatado em Lagos eutróficos naturais (DOWNING et al., 2008), a sedimentação de carbono orgânico composto pelo fitoplâncton e a metanogênese parecem ser duas vias de carbono importantes para o carbono fixado pelo fitoplâncton no reservatório de Funil, embora não haja dados suficientes de sedimentação para apoiar esta afirmação.

4.3.2. Características físicas e a distribuição espacial

O tempo de residência do reservatório de Funil é fortemente dependente da operação da barragem. O volume de água que flui através da turbina depende da demanda de energia e vazão do rio Paraíba do Sul. Períodos de baixo tempo de residência e níveis de água não necessariamente correspondem a períodos de baixa precipitação. Na verdade, o maior tempo de residência e nível da água é muitas vezes observado no meio da estação seca, quando o reservatório está cheio para garantir água suficiente para produzir energia durante toda a estação seca. Por isso, muitos processos ecológicos em lagos naturais que estão relacionados com fatores externos (por exemplo, radiação solar, precipitação e temperatura) podem ser regulados pela operação da usina hidrelétrica.

A posição da zona de transição do reservatório move-se como resultado da sazonalidade (Figura 4.17). No final da estação chuvosa, o tempo de residência e o nível da água são elevados, e a influência do rio na água superficial do reservatório ficou restrita a uma pequena área (Figura 4.16a, c). Diferentemente, quando o tempo de residência e o nível da água são baixos, a zona de transição se move em direção à barragem e a entrada do rio influencia a Chl superficial e a $p\text{CO}_2$ em mais de 40% da área total do reservatório (Figura 4.16b, d). Um reservatório pode se tornar um sistema fluvial quando o tempo de retenção é curto ou totalmente lacustre quando é longo (STRAŠKRABA, 1990).

O tamanho da área de influência do rio na superfície da água do reservatório também depende da densidade da água. Durante a estação chuvosa no reservatório de Funil, devido à grande diferença da temperatura do rio e da

superfície do reservatório ($\sim 4^{\circ}\text{C}$), a água do rio afunda progressivamente (*underflow*) e assim não interfere na estrutura térmica da coluna de água (Figura 4.21a, ASSIREU et al., 2011b). À medida que uma corrente de água mais densa flui sob uma água menos densa do reservatório, ondas se desenvolvem ao longo da interface, devido à velocidade de cisalhamento. Este comportamento é indicativo de instabilidade de Kelvin-Helmholtz, na qual ondas formadas pela água do rio promovem a mistura com a água do reservatório na interface (THORPE; JIANG, 1998; CORCOS; SHERMAN, 2005) (Figura 4.21c). Devido à mistura provocada pela instabilidade e devido à alta concentração de nutrientes no rio (Tabela 4.4), altos níveis de Chl são observados na zona de transição (Figura 4.17a).

Muitas frentes frias passam pelo centro-oeste e sudeste brasileiro nas estações secas (LORENZZETTI et al., 2005, ALCÂNTARA et al., 2010). Assim, a diminuição de temperatura da superfície do reservatório (Tabela 4.4) e consequente diminuição da diferença de densidade entre o rio e a superfície do lago promovem uma entrada do rio caracterizada com *interflow* ou *overflow* (Figura 4.21b,d). No *interflow* e *overflow* observado na estação seca, as características do rio de alta turbulência, pCO_2 e baixa Chl são observadas na superfície do reservatório mais alguns quilômetros para o interior do reservatório (Figura 4.17). Embora haja altas concentrações de nutrientes na zona de transição entre o ponto S19 e o rio (Figura 4.18), a água de superfície é dominada pelo fluxo do rio com baixa Chl (Figura 4.17b). O *bloom* de fitoplâncton não irá aparecer até chegar a uma distância certa, onde a água do rio se mistura com o reservatório e perde velocidade (VIDAL et al., 2012).

As simulações utilizando o modelo ELCOM representaram bem a entrada do rio durante a estação chuvosa e seca (Figura 4.29). Os resultados convergem para a conclusão de que a menor influência do rio nas águas superficiais do reservatório ocorre durante a estação chuvosa, quando o rio mais denso (menor temperatura) mergulha ao chegar em um reservatório cuja temperatura é maior. Embora o modelo não tenha representado as intrusões de água do rio em

diferentes profundidades (cada 2,5 m) sugeridas pelo perfil de temperatura na zona de transição na estação seca (Figura 4.21b), o modelo representou o *overflow*, principalmente durante a noite (Figura 4.29). A variação diária do fluxo do rio (Figura 4.29) ocorre como resposta da mudança defasada da temperatura do rio e reservatório ao longo do dia. Na estação chuvosa, esta variação facilita a injeção de nutrientes na zona eufótica quando a temperatura da superfície do reservatório diminui e a temperatura do rio atinge o seu máximo no fim do dia (Tabela 4.5). Durante o dia, quando a temperatura do rio cai, o pico de Chl observado na zona de transição (Figura 4.17) pode ser resultado do desenvolvimento da estratificação diurna (Figura 4.21). Na estação seca, o pico de Chl é deslocado cinco quilômetros em direção à barragem (Figura 4.17b), uma vez que o rio mergulha devido a baixas diferenças de temperatura entre o rio e a superfície do reservatório.

4.3.3. Heterogeneidade espacial e temporal

Como resultado do crescimento do fitoplâncton e das características físicas, ocorre grande variação espacial e temporal dos fluxos de CO₂. Vários estudos em reservatórios de hidrelétricas têm sugerido significativa emissão de CO₂ para a atmosfera em escala global (BARROS et al., 2011; FEARNside; PUEYO, 2012; ROEHM; TREMBLAY, 2006; ST LOUIS et al., 2000). No entanto, estudos recentes têm mostrado que o crescente enriquecimento por nutrientes causado por atividades humanas (eutrofização) pode reverter esse padrão em algum reservatório de hidrelétrica (ROLAND et al., 2010) e lagos naturais (PACHECO et al., 2014). Os resultados mostram que o reservatório de Funil é espacialmente e temporalmente heterogêneo, com baixa pCO₂ e alta Chl na zona de transição, e apresenta fluxos negativos de CO₂ (absorção de CO₂ da atmosfera), considerando todos os dados ao longo do ano próximo à barragem (Tabela 4.3).

Conclusões diferentes ou opostas podem ser tiradas se os dados de pCO₂ espaciais e temporais são analisados separadamente. Estudos anteriores mostraram que, em pequenos lagos naturais, um único local de amostragem é

suficiente para determinar se um lago está acima ou abaixo do equilíbrio com a atmosfera e a intensidade dos fluxos (KELLY et al., 2001). No entanto, a grande heterogeneidade espacial em relação à $p\text{CO}_2$ e às emissões de CO_2 para a atmosfera foi observada em reservatórios boreais (TEODORU et al., 2011) e tropicais (ROLAND et al., 2010). Os dados temporais no ponto de amostragem próximo da barragem mostraram baixos valores de $p\text{CO}_2$ quando o tempo de retenção era extremamente baixo (Tabela 4.6), mas esta observação não representa todo o reservatório. Os dados espaciais amostrados durante o período de baixo tempo de residência apresentaram baixa $p\text{CO}_2$ na barragem. No entanto, quase a metade do reservatório está supersaturada devido à influência do rio (Figura 4.16d). A $p\text{CO}_2$ média durante baixo tempo de residência foi de $881 \mu\text{atm}$ considerando toda a área de reservatório, contrastando com apenas $69 \mu\text{atm}$ perto da barragem. Além disso, se considerada apenas uma estação perto da barragem para estimar fluxos de CO_2 entre a superfície do lago e a atmosfera, a conclusão seria contraditória. Por exemplo, em períodos de baixo tempo de residência, o fluxo de CO_2 seria de $-17,55 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (sumidouro de carbono), considerando dados temporais de um ponto próximo à barragem, e de $22,14 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (fonte de CO_2), considerando todo o corpo do reservatório (Tabela 4.6).

Tabela 4.6: Comparação entre os fluxos de CO_2 ($\text{mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) calculados em períodos de baixo e alto tempo de residência. Fluxos positivos denotam fluxos de gases do lago para a atmosfera. *Foram considerados dados de baixo e alto tempo de residência quando valores estavam menores que 25 dias e maiores que 38 dias, respectivamente. A média dos fluxos de CO_2 em períodos de tempo de residência intermediário ficou próxima de zero ($0,3 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$).

	Fluxos de CO_2 $\text{mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$			
	Baixo tempo de residência		Alto tempo de residência	
	Média	Desv. Pad.	Média	Desv. Pad.
Dados Temporais*	-17,4	23,1	10,3	27,7
Dados Espaciais	22,1	50,78	-7,2	21,9

Conclusão contraditória também pode ser encontrada quando estudos com pequeno número de pontos de amostragem são considerados para discutir heterogeneidade espacial. Um estudo anterior sobre a heterogeneidade, considerando quatro pontos no reservatório de Funil, mostrou que o pico de biomassa de fitoplâncton na zona de transição não ocorreu (SOARES et al., 2012). No entanto, os dados de Chl, coletados a cada 1000 metros, aproximadamente, mostraram uma zona de transição clara com picos de concentração de clorofila tanto no período chuvoso quanto seco. Além disso, os dados da análise de apenas quatro pontos mostraram que a alta heterogeneidade espacial ocorre em períodos de alto tempo de residência (nível do reservatório alto). Ao contrário, os dados coletados neste trabalho revelam alta heterogeneidade espacial em baixo tempo de retenção, correspondentes a períodos com alta influência do rio na superfície do reservatório. Diferentes conclusões encontradas por Soares et al. (2012) podem ser explicadas pela variação da localização da zona de transição. Esta zona é limitada a uma área pequena e a sua localização varia, dependendo do tempo de residência e da entrada do rio (Figura 4.16c,d). Portanto, um baixo número de pontos de amostragem no reservatório de Funil limita a capacidade de representar todo reservatório e de discutir sobre heterogeneidade espacial. Já que um elevado número de pontos e de variáveis aumenta o tempo e os custos do trabalho de campo, um equilíbrio entre eles deve ser considerado para garantir uma representatividade aceitável.

Em resumo, a variabilidade sazonal e espacial da Chl e fluxos de CO₂ no reservatório de Funil está mais relacionada à entrada do rio e ao tempo de residência. No entanto, a relação entre a pCO₂ e Chl sugere que a produção primária regula os fluxos de CO₂ na superfície da zona de transição e lacustre. A média de dados espaciais mostrou a emissão de CO₂ para a atmosfera em períodos de tempo de residência baixo (mesmo com alta Chl) devido à influência do rio na superfície da água; e absorção de CO₂ em períodos de tempo de residência alto quando o rio mergulha e flui ao longo de sua antiga calha. No

entanto, o limiar do tempo de residência que determina a alternância entre o estado de emissão ou sumidouro de CO₂ não pôde ser determinado. A comparação entre dados espaciais (42 pontos de amostragem) e dados temporais (um ponto próximo à barragem) mostrou que diferentes conclusões podem ser tiradas se a heterogeneidade espacial não é adequadamente considerada. A falta de informação espacial sobre os fluxos de CO₂ podem levar a conclusões errôneas a respeito da importância de reservatórios de hidrelétricas para o ciclo do carbono. O reservatório de Funil mostrou-se um sistema dinâmico, onde a hidrodinâmica ligada à entrada do rio e ao tempo de residência controlam a variabilidade espacial tanto da pCO₂ quanto da Chl, e parece ser a chave que regula a maioria dos processos ecológicos.

5 CONCLUSÕES

Neste trabalho, a seguinte hipótese foi levantada: processos hidrodinâmicos no interior de reservatórios de hidrelétricas tropicais influenciam os níveis de emissões de GEE. Para testar esta hipótese, o seguinte objetivo foi proposto: determinar como os padrões de circulação interferem na ciclagem de carbono e nos níveis de emissões de GEE em reservatórios de hidrelétricas tropicais.

Diante disso, os resultados obtidos permitiram as seguintes conclusões:

5.1. Quanto à hipótese da pesquisa

Os resultados permitiram aceitar a hipótese formulada de que processos hidrodinâmicos no interior desses ecossistemas influenciam os níveis de emissões de GEE, pois determinam a variação espacial de características biogeoquímicas, como concentração de gases na água, composição do fitoplâncton, aporte de carbono alóctone e concentração de nutrientes. Conseqüentemente, considerar os processos hidrodinâmicos que determinam a heterogeneidade espacial é muito importante para um melhor entendimento da ciclagem de carbono e para uma melhor estimativa das emissões de GEE em reservatórios de hidrelétricas.

5.2. Quanto aos objetivos

A partir da metodologia adotada, todos os objetivos foram alcançados, a saber:

Neste trabalho, observou-se que ventos favoráveis a eventos de subsidência e ressurgência tendem a aumentar substancialmente o total de emissões de CO₂ e CH₄ em reservatórios de hidrelétricas tropicais;

Os resultados obtidos mostraram que a hidrodinâmica da entrada do rio no reservatório e o tempo de residência foram fatores importantes na determinação da variabilidade espacial da comunidade fitoplanctônica e dos níveis de emissão de GEE;

Apesar de, neste trabalho, não ter sido identificada influência da tomada de água da turbina na estrutura térmica da coluna de água e na camada de mistura do reservatório, o comportamento apresentado pela corrente na profundidade de maior influência da turbina sugere uma relevante importância do leito principal do antigo rio que deu origem ao reservatório;

A utilização do modelo tridimensional ELCOM nas análises de dados deste trabalho auxiliou na interpretação das características da entrada do rio em um ciclo diurno. Auxiliou também no entendimento das diferenças observadas entre a entrada do rio no período chuvoso e seco;

Devido ao seu crescente número, os reservatórios de hidrelétricas passaram a interferir no balanço global do carbono, e a hidrodinâmica mostrou ser um fator importante que interfere nas emissões líquidas de GEE nesses sistemas.

5.3. Principais Conclusões

As circulações de água no interior de reservatórios de hidrelétricas mostraram ser um fator importante que influencia não só a distribuição do fitoplâncton e a estratificação térmica, como já relatado na literatura, mas também influencia nos níveis de emissões de GEE. Como foi mostrado neste trabalho, estimativas mais confiáveis de emissões devem levar em conta circulações de massas de água associados a eventos de subsidência e ressurgência, visto que um aumento significativo nas emissões de CO₂ (12-47%) e CH₄ (3-16%) foi observado em vários reservatórios de hidrelétricas tropicais. A circulação de água induzida pelo vento pode se tornar um ponto ainda mais importante no futuro devido ao

possível aumento da intensidade dos ventos sugerido por modelos baseados em cenários futuros de mudanças climáticas. Modelos que simulam condições futuras de vento mostram concordância no aumento da intensidade média anual, que podem chegar a 80%. Mudanças dessa magnitude podem interferir na capacidade dos reservatórios de estocarem o carbono proveniente da bacia de drenagem e intensificar os níveis de emissões para a atmosfera. Como a circulação não ocorre de forma uniforme ao longo do reservatório devido a fatores como local de entrada do rio, morfologia do reservatório, direção e intensidade do vento e tamanho do fetch principal do reservatório, as variáveis ambientais variam espacialmente e ao longo do ano. Sendo assim, considerar a heterogeneidade espacial dos parâmetros analisados nesses sistemas mostrou ter importância fundamental para o entendimento da contribuição dos reservatórios de hidrelétricas ao ciclo do C.

Muitos estudos consideram apenas a região da barragem para estimar as emissões por reservatórios de hidrelétricas, porém foi observado neste trabalho que conclusões contraditórias podem ser tiradas a respeito do papel dos reservatórios na ciclagem do carbono quando a heterogeneidade não é considerada. Ainda, conclusões equivocadas podem ser tiradas quando a heterogeneidade é considerada de forma inadequada.

No reservatório do Funil, foi observado que o comportamento da entrada do rio é um fator importante que determina a variabilidade espacial do fitoplâncton. O tamanho da área de influência do rio na superfície da água do reservatório mostrou ser dependente do tempo de residência e da diferença de densidade entre a água do rio e do reservatório. Por ser um reservatório relativamente antigo, a fonte de carbono proveniente do solo inundado torna-se insignificante e a produtividade primária passa a ser um fator crucial para a variabilidade espacial da $p\text{CO}_2$. Visto que, nesse sistema, a produção primária associada à Chl é o principal regulador da concentração de CO_2 na superfície do reservatório, o valor médio dos fluxos na interface ar-água nos períodos seco e chuvoso são também regulados por fatores hidrodinâmicos associados à entrada do rio e ao

tempo de residência do reservatório. Neste trabalho, simulações a partir de modelos hidrodinâmicos considerando condições reais de vento, temperatura e outros, confirmaram a importância da entrada do rio nesse reservatório.

A $p\text{CO}_2$ varia significativamente ao longo do ano. No reservatório do Funil, próximo à barragem, as variações estão associadas à estabilidade e estratificação da água, já que a disponibilidade de nutriente não é um fator limitante para o crescimento do fitoplâncton. Sendo assim, nesse sistema eutrofizado o que determinará se o sistema será um sumidouro ou um emissor de carbono são as condições do habitat determinadas principalmente pela existência ou não de processos de circulação. Já em ambientes oligotróficos (pobres em nutrientes e com baixa produtividade primária), em vista de serem predominantemente emissores de carbono, a circulação da água funciona como fator regulador dos níveis de emissões.

Devido à complexidade da ciclagem do carbono em reservatórios de hidrelétricas, a discussão sobre o seu papel no cenário global de emissões ainda será foco de discussão nos próximos anos, principalmente em sistemas tropicais onde existem ainda poucos estudos – embora esse número venha aumentando significativamente nos últimos anos.

5.4. Recomendações

Os padrões de circulações de massas de água e a heterogeneidade espacial mostraram ser características fundamentais na busca por estimativas mais confiáveis sobre o quanto de carbono é emitido e, portanto, devem ser consideradas em estudos de balanço de carbono em reservatórios de hidrelétricas. A hidrodinâmica de entrada do rio deve mostrar ser uma característica importante a ser estudada em reservatórios de hidrelétricas, pois desempenhou um papel importante na determinação da heterogeneidade espacial das emissões de CO_2 e outros parâmetros limnológicos. A falta de

informação espacial sobre os fluxos de CO₂ podem levar a conclusões errôneas a respeito da importância de reservatórios de hidrelétricas para o ciclo do carbono. Por isso, fazer um planejamento adequado de amostragem em reservatórios é de fundamental importância para garantir representatividade espacial aceitável, sem comprometer tempo de trabalho e sem elevar os custos de amostragem. Por fim, os resultados apresentados por esse trabalho ressaltam a necessidade do entendimento da hidrodinâmica nos reservatórios de hidrelétricas para proporcionar uma abordagem integrada que considere os vários aspectos físicos, químicos e biológicos que influenciam na ciclagem do carbono.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABRIL, G.; GUERIN, F.; RICHARD, S.; DELMAS, R.; GALY-LACAUX, C.; GOSSE, P.; TREMBLAY, A.; VARFALVY, L.; DOS SANTOS, M. A.; MATVIENKO, B. Carbon dioxide and methane emissions and the carbon budget of a 10-year old tropical reservoir (Petit Saut, French Guiana). **Global Biogeochemical Cycles**, v. 19, n. 4, 2005.

ABRIL, G.; MARTINEZ, J.-M.; ARTIGAS, L. F.; MOREIRA-TURCQ, P.; BENEDETTI, M. F.; VIDAL, L.; MEZIANE, T.; KIM, J.-H.; BERNARDES, M. C.; SAVOYE, N.; DEBORDE, J.; SOUZA, E. L.; ALBERIC, P.; LANDIM DE SOUZA, M. F.; ROLAND, F. Amazon River carbon dioxide outgassing fuelled by wetlands. **Nature**, v. 505, n. 7483, p. 395-398, 2014.

ASSOCIAÇÃO PRÓ-GESTÃO DAS ÁGUAS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PARAÍBA DO SUL (AGEVAP). **Relatório Técnico - Bacia do Rio Paraíba Do Sul - Subsídios às Ações de Melhoria da Gestão 2011**. Resende, 2011. 255 p. Disponível em:
<<http://www.agevap.org.br/downloads/Relatorio%20Geral%20versao%20para%20site%2029dez11.pdf>>. Acesso em: 25 mar. de 2008

AHLFELD, D.; JOAQUIN, A.; TOBIASON, J.; MAS, D. Case study: Impact of reservoir stratification on interflow travel time. **Journal of Hydraulic Engineering-Asce**, v. 129, n. 12, p. 966-975, 2003.

AKAIKE, H. New look at statistical-model identification. **Ieee Transactions on Automatic Control**, v. AC19, n. 6, p. 716-723, 1974.

ALCANTARA, E.; CURTARELLI, M.; OGASHAWARA, I.; STECH, J.; SOUZA, A. Hydrographic observations at SIMA station Itumbiara in 2013. In: ALCANTARA, E.; CURTARELLI, M.; OGASHAWARA, I.; STECH, J.; SOUZA, A. (Ed.). **Long-term environmental time series of continuously collected data in hydroelectric reservoirs in Brazil**. Bremerhaven: PANGAEA, 2013. p.

ALCÂNTARA, E. H. **Sensoriamento remoto da temperatura e dos fluxos de calor na superfície da água do reservatório de Itumbiara (GO)**. p. 162. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010. Disponível em:
<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/37TSRJ2>>. Acessado em: 5 Jan 2014.

ALCÂNTARA, E. H.; BONNET, M. P.; ASSIREU, A. T.; STECH, J. L.; NOVO, E. M. L. M.; LORENZZETTI, J. A. On the water thermal response to the passage of cold fronts: initial results for Itumbiara reservoir (Brazil). **Hydrology and Earth System Sciences Discussion**, v. 7, n. 6, p. 9437-9465, 2010.

AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA (ANEEL). **Capacidade de geração do Brasil**. Disponível em:
<<http://www.aneel.gov.br/aplicacoes/capacidadebrasil/capacidadebrasil.cfm>>.
Acesso em: 15 abr 2014, 2014.

APHA. **Standard methods for the examination of water and wastewater**. 21 ed. Washington, DC, 2005. p. 1368.

ASSIREU, A.; LORENZZETTI, J.; NOVO, E. M. L. D.; STECH, J. L.; BRAGA, C. Z. F.; LIMA, I. B. T. Aplicação do Operador de Fragmentação Assimétrica (FA) na caracterização de controles geomorfológicos em reservatórios hidrelétricos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 4, p. 9, 2004.

ASSIREU, A.; PIMENTA, F.; SOUZA, V. Assessment of the wind power potential of hydroelectric reservoirs. In: ALCANTARA, E. (Ed.). **Energy resources: development, distribution, and exploitation**. Hauppauge: Nova Science Publishers, 2011a. p. 244.

ASSIREU, A. T.; STEVENSON, M. R.; STECH, J. L. Surface circulation and kinetic energy in the SW Atlantic obtained by drifters. **Continental Shelf Research**, v. 23, n. 2, p. 145-157, 2003.

ASSIREU, A. T.; ALCÂNTARA, E.; NOVO, E. M. L. M.; ROLAND, F.; PACHECO, F. S.; STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A. Hydro-physical processes at the plunge point: an analysis using satellite and in situ data. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, n. 12, p. 3689-3700, 2011b.

BAILEY, T. C.; GATRELL, A. C. **Interactive spatial data analysis**. Essex: Longman Scientific & Technical, 1995. p.

BARROS, N.; COLE, J. J.; TRANVIK, L. J.; PRAIRIE, Y. T.; BASTVIKEN, D.; HUSZAR, V. L. M.; DEL GIORGIO, P.; ROLAND, F. Carbon emission from hydroelectric reservoirs linked to reservoir age and latitude. **Nature Geoscience**, v. 4, n. 9, p. 593-596, 2011.

BASTVIKEN, D.; COLE, J.; PACE, M.; TRANVIK, L. Methane emissions from lakes: Dependence of lake characteristics, two regional assessments, and a global estimate. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 18, n. 4, 2004.

BERGKAMP, G.; MCCARTNE, M.; DUGAN, P.; MCNEELY, J.; ACREMAN, M. **Dams, ecosystem functions and environmental restoration**. Cape Town: World Commission on Dams (WCD), 2000. p. 199.

BORGES, A. V.; VANDERBORGHT, J.-P.; SCHIETTECATTE, L. S.; GAZEAU, F.; FERRÓN-SMITH, S.; DELILLE, B.; FRANKIGNOULLE, M. Variability of the gas transfer velocity of CO₂ in a macrotidal estuary (the Scheldt). **Estuaries**, v. 27, n. 4, p. 593-603, 2004.

BRANCO, C. W. C.; ROCHA, M. I. A.; PINTO, G. F. S.; GÔMARA, G. A.; FILIPPO, R. Limnological features of Funil Reservoir (R.J., Brazil) and indicator properties of rotifers and cladocerans of the zooplankton community. **Lakes & Reservoirs: Research & Management**, v. 7, n. 2, p. 87-92, 2002.

CÂMARA, G.; SOUZA, R. C. M.; FREITAS, U. M.; GARRIDO, J. Spring: Integrating remote sensing and gis by object-oriented data modelling. **Computers & Graphics**, v. 20, n. 3, p. 395-403, 1996.

CASULLI, V.; CHENG, R. T. Semiimplicit Finite-Difference Methods for 3-Dimensional Shallow-Water Flow. **International Journal for Numerical Methods in Fluids**, v. 15, n. 6, p. 629-648, 1992.

CICERONE, R. J.; OREMLAND, R. S. Biogeochemical aspects of atmospheric methane. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 2, n. 4, p. 299-327, 1988.

COLE, J. J.; CARACO, N. F. Atmospheric exchange of carbon dioxide in a low-wind oligotrophic lake measured by the addition of SF₆. **Limnology and Oceanography**, v. 43, n. 4, p. 647-656, 1998.

COLE, J. J.; CARACO, N. F. Emissions of nitrous oxide (N₂O) from a tidal, freshwater river, the Hudson River, New York. **Environmental Science & Technology**, v. 35, n. 6, p. 991-996, 2001.

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

MIDDELBURG, J. J.; MELACK, J. Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. **Ecosystems**, v. 10, n. 1, p. 171-184, 2007.

COMITÊ EXECUTIVO DE ESTUDOS INTEGRADOS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PARAÍBA DO SUL (CEIVAP). **Diagnóstico dos Recursos Hídricos**: Relatório Final. Resende: AGEVAP, 2006. 201 p. Disponível em: <<http://www.ceivap.org.br/downloads/PSR-010-R0.pdf>>. Acesso em: 25 de jul. de 2014.

CORCOS, G. M.; SHERMAN, F. S. The mixing layer: deterministic models of a turbulent flow. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 139, p. 29-65, 2005.

CRUCIUS, J.; WANNINKHOF, R. A gas exchange-wind speed relationship measured in Lake 302N with SF6. **Eos Trans. AGU**, v. 71, n. 43, p. 1, 1990.

CSANADY, G. T. The Influence of Wind Stress and River Runoff on a Shelf Sea Front. **Journal of Physical Oceanography**, v. 14, n. 8, p. 1383-1392, 1984.

CULLENWARD, D.; VICTOR, D. G. The dam debate and its discontents. **Climatic Change**, v. 75, n. 1-2, p. 81-86, 2006.

CURTARELLI, M. P. **Estudo da influência de frentes frias sobre a circulação e os processos de estratificação e mistura no reservatório de Itumbiara (GO): um enfoque por modelagem hidrodinâmica e sensoriamento remoto**. p. 108. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3B97FFL>>. Acessado em: 05 jan 2014.

CURTARELLI, M. P.; ALCÂNTARA, E.; RENNÓ, C. D.; ASSIREU, A. T.; BONNET, M. P.; STECH, J. L. Modelling the surface circulation and thermal structure of a tropical reservoir using three-dimensional hydrodynamic lake model and remote-sensing data. **Water and Environment Journal**, v. 1, p. 1-10, 2013a.

CURTARELLI, M. P.; ALCANTARA, E. H.; RENNO, C. D.; STECH, J. Modeling the effects of cold front passages on the heat fluxes and thermal structure of a tropical hydroelectric reservoir. **Hydrology Earth System Science Discussions**, v. 10, p. 37, 2013b.

DI SIERVI, M. A.; MARIAZZI, A. A.; DONADELLI, J. L. Bacterioplankton and phytoplankton production in a large Patagonian reservoir (Republica Argentina). **Hydrobiologia**, v. 297, n. 2, p. 123-129, 1995.

DONELAN, M. A. Air-water exchange processes. **Physical Processes in Lakes in Oceans**, v. 54, p. 19-36, 1998.

DONELAN, M. A.; DRENNAN, W. M.; SALTZMAN, E. S.; WANNINKHOF, R. **Gas transfer at water surfaces**. Washington: AGU, 2002. p. 383. Geophysical Monograph Series.

DOS SANTOS, M. A.; ROSA, L. P.; SIKAR, B.; SIKAR, E.; DOS SANTOS, E. O. Gross greenhouse gas fluxes from hydro-power reservoir compared to thermo-power plants. **Energy Policy**, v. 34, n. 4, p. 481-488, 2006.

DOWNING, J. A.; COLE, J. J.; MIDDELBURG, J. J.; STRIEGL, R. G.; DUARTE, C. M.; KORTELAJINEN, P.; PRAIRIE, Y. T.; LAUBE, K. A. Sediment organic carbon burial in agriculturally eutrophic impoundments over the last century. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 22, n. 1, 2008.

EMPRESA DE PESQUISA ENERGÉTICA (EPE). **Avaliação Ambiental Integrada (AAI) dos aproveitamentos hidrelétricos da Bacia do Rio Paraíba do Sul**: Relatório Final. 2007. 214 p. Disponível em: <http://www.epe.gov.br/MeioAmbiente/Documents/MeioAmbiente_6/Produto_5_AAI_Bacia_do_Paraiba_do_Sul_Relatorio_Final.zip>. Acesso em: 25 de jul. de 2014.

FARROW, D. E.; STEVENS, C. L. Numerical modelling of a surface-stress driven density-stratified fluid. **Journal of Engineering Mathematics**, v. 47, n. 1, p. 1-16, 2003.

FEARNSIDE, P. M. Greenhouse gas emissions from a hydroelectric reservoir (Brazil's Tucuruí Dam) and the energy policy implications. **Water Air and Soil Pollution**, v. 133, n. 1-4, p. 69-96, 2002.

FEARNSIDE, P. M. Greenhouse gas emissions from hydroelectric dams: Controversies provide a springboard for rethinking a supposedly 'clean' energy source - An editorial comment. **Climatic Change**, v. 66, n. 1-2, p. 1-8, 2004.

FEARNSIDE, P. M. Brazil's Samuel Dam: Lessons for hydroelectric development policy and the environment in Amazonia. **Environmental Management**, v. 35, n. 1, p. 1-19, 2005.

FEARNSIDE, P. M. Greenhouse gas emissions from hydroelectric dams: Reply to Rosa et al. **Climatic Change**, v. 75, n. 1-2, p. 103-109, 2006.

FEARNSIDE, P. M.; PUEYO, S. Greenhouse-gas emissions from tropical dams. **Nature Climate Change**, v. 2, n. 6, p. 382-384, 2012.

FINLAY, K.; LEAVITT, P. R.; WISSEL, B.; PRAIRIE, Y. T. Regulation of spatial and temporal variability of carbon flux in six hard-water lakes of the northern Great Plains. **Limnology and Oceanography**, v. 54, n. 6, p. 2553-2564, 2009.

FISCHER, H. B.; LIST, E. J.; KOH, R. C. Y.; IMBERGER, J.; BROOKS, N. H. **Mixing in inland and coastal waters**. New York: Academic Press, 1979. p. 483.

FISCHER, H. B.; SMITH, R. D. Observations of transport to surface waters from a plunging inflow to Lake Mead. **Limnology and Oceanography**, v. 28, n. 2, p. 258-272, 1983.

GAGNON, L.; VAN DE VATE, J. F. Greenhouse gas emissions from hydropower - The state of research in 1996. **Energy Policy**, v. 25, n. 1, p. 7-13, 1997.

GILES, J. Methane quashes green credentials of hydropower. **Nature**, v. 444, n. 7119, p. 524-525, 2006.

GIPPEL, C. J. The use of turbidimeters in suspended sediment research. **Hydrobiologia**, v. 176-177, n. 1, p. 465-480, 1989.

GOMEZ-GIRALDO, A.; IMBERGER, J.; ANTENUCCI, J. P. Spatial structure of the dominant basin-scale internal waves in Lake Kinneret. **Limnology and Oceanography**, v. 51, n. 1, p. 229-246, 2006.

HODGES, B. R.; IMBERGER, J.; SAGGIO, A.; WINTERS, K. B. Modeling basin-scale internal waves in a stratified lake. **Limnology and Oceanography**, v. 45, n. 7, p. 1603-1620, 2000.

HOFFERT, M. I.; CALDEIRA, K.; JAIN, A. K.; HAITES, E. F.; HARVEY, L. D. D.; POTTER, S. D.; SCHLESINGER, M. E.; SCHNEIDER, S. H.; WATTS, R. G.; WIGLEY, T. M. L.; WUEBBLES, D. J. Energy implications of future stabilization of atmospheric CO₂ content. **Nature**, v. 395, n. 6705, p. 881-884, 1998.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Censo demográfico 2010**. Rio de Janeiro, 2010. v. 1.

IMBERGER, J.; PATTERSON, J. C. Physical Limnology. **Advances in Applied Mechanics**, v. 27, p. 303-475, 1990.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Working group I contribution to the IPCC fifth assessment report**. Climate Change 2013: the physical science basis Stockholm,, 2013.

INTERNATIONAL ENERGY AGENCY (IEA). **World Energy Outlook 2013**. Paris: International Energy Agency, 2013. p. 708.

JAHNE, B.; MUNNICH, K. O.; BOSINGER, R.; DUTZI, A.; HUBER, W.; LIBNER, P. On the parameters influencing air-water gas-exchange. **Journal of Geophysical Research-Oceans**, v. 92, n. C2, p. 1937-1949, 1987.

JIN, K.; HAMRICK, J.; TISDALE, T. Application of Three-Dimensional Hydrodynamic Model for Lake Okeechobee. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 126, n. 10, p. 758-771, 2000.

JUSTUS, C. G.; HARGRAVES, W. R.; MIKHAIL, A.; GRABER, D. Methods for Estimating Wind Speed Frequency-Distributions. **Journal of Applied Meteorology**, v. 17, n. 3, p. 350-353, 1978.

KELLY, C. A.; FEE, E.; RAMLAL, P. S.; RUDD, J. W. M.; HESSLEIN, R. H.; ANEMA, C.; SCHINDLER, E. U. Natural variability of carbon dioxide and net epilimnetic production in the surface waters of boreal lakes of different sizes. **Limnology and Oceanography**, v. 46, n. 5, p. 1054-1064, 2001.

KEMENES, A.; FORSBERG, B. R.; MELACK, J. As hidrelétricas e o aquecimento global. **Ciência Hoje**, v. 41, n. 145, p. 20-25, 2008.

KEMENES, A.; FORSBERG, B. R.; MELACK, J. M. CO₂ emissions from a tropical hydroelectric reservoir (Balbina, Brazil). **Journal of Geophysical Research-Biogeosciences**, v. 116, 2011.

KENNEDY, R. H. Reservoir design and operation: limnological implications and management opportunities. In: TUNDISI, J. G.; STRAŠKRABA, M. (Ed.). **Theoretical reservoir ecology and its applications**. Leiden: Backhuys Publishers, 1999. p. 1-28.

KIMMEL, B. L.; LIND, O. T.; PAULSON, L. J. Reservoir primary production. In: THORNTON, K. W.; KIMMEL, B. L.; PAYNE, F. E. (Ed.). **Reservoir limnology: ecological perspectives**. New York: John Wiley & Sons, 1990. p. 133-194.

KLAPPER, H. Water quality problems in reservoirs of Rio de Janeiro, Minas Gerais and Sao Paulo. **International Review of Hydrobiology**, v. 83, p. 93-101, 1998.

KOÇAK, K. A method for determination of wind speed persistence and its application. **Energy**, v. 27, n. 10, p. 967-973, 2002.

LAUSTER, G. H.; HANSON, P. C.; KRATZ, T. K. Gross primary production and respiration differences among littoral and pelagic habitats in northern Wisconsin lakes. **Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences**, v. 63, n. 5, p. 1130-1141, 2006.

LE QUERE, C.; TAKAHASHI, T.; BUITENHUIS, E. T.; RODENBECK, C.; SUTHERLAND, S. C. Impact of climate change and variability on the global oceanic sink of CO₂. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 24, p. 10, 2010.

LEONARD, B. P. The Ultimate Conservative Difference Scheme Applied to Unsteady One-Dimensional Advection. **Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering**, v. 88, n. 1, p. 17-74, 1991.

LIMA, I. B. T. Biogeochemical distinction of methane releases from two Amazon hydroreservoirs. **Chemosphere**, v. 59, n. 11, p. 1697-1702, 2005.

LISS, P. S.; SLATER, P. G. Flux of Gases across the Air-Sea Interface. **Nature**, v. 247, n. 5438, p. 4, 1974.

LORENZZETTI, J. A.; STECH, J. L.; ASSIREU, A. T.; NOVO, E. M. L. D.; LIMA, I. B. T. SIMA: a near real time buoy acquisition and telemetry system as a support for limnological studies. In: SANTOS, M. A.; ROSA, L. P. (Ed.). **Global warming and hydroelectric reservoirs**. Rio de Janeiro: COPPE, 2005. p. 71-79.

MACINTYRE, S. Vertical Mixing in a Shallow, Eutrophic Lake - Possible Consequences for the Light Climate of Phytoplankton. **Limnology and Oceanography**, v. 38, n. 4, p. 798-817, 1993.

MACINTYRE, S. Turbulent mixing and resource supply to phytoplankton. **Physical Processes in Lakes in Oceans**, v. 54, p. 561-590, 1998.

MACINTYRE, S.; JELLISON, R. Nutrient fluxes from upwelling and enhanced turbulence at the top of the pycnocline in Mono Lake, California. **Hydrobiologia**, v. 466, n. 1-3, p. 13-29, 2001.

MACINTYRE, S.; ROMERO, J. R.; KLING, G. W. Spatial-temporal variability in surface layer deepening and lateral advection in an embayment of Lake Victoria, East Africa. **Limnology and Oceanography**, v. 47, n. 3, p. 656-671, 2002.

MAROTTA, H.; DUARTE, C. M.; SOBEK, S.; ENRICH-PRAST, A. Large CO₂ disequilibria in tropical lakes. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 23, 2009.

MARTIN, J. L.; MCCUTCHEON, S. C. **Hydrodynamics and transport for water quality modeling**. Boca Raton: CRC Press, 1998. p. 816.

MASSEY, F. J. The kolmogorov-smirnov test for goodness of fit. **Journal of the American Statistical Association**, v. 46, n. 253, p. 68-78, 1951.

MEGARD, R. O.; KUNS, M. M.; WHITESIDE, M. C.; DOWNING, J. A. Spatial distributions of zooplankton during coastal upwelling in western Lake Superior. **Limnology and Oceanography**, v. 42, n. 5, p. 827-840, 1997.

MONISMITH, S. An experimental-study of the upwelling response of stratified reservoirs to surface shear-stress. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 171, p. 407-439, 1986.

MONISMITH, S. G. Wind-forced motions in stratified lakes and their effect on mixed-layer shear. **Limnology and Oceanography**, v. 30, n. 4, p. 771-783, 1985.

MORTIMER, C. H.; BOYCE, F. M. Internal waves. **Transactions-American Geophysical Union**, v. 55, n. 4, p. 241-241, 1974.

MOURA, C. A.; JIMENEZ-RUEDA, J. R.; COELHO, J. O. O processo pedogenético no domínio Tropical Atlântico - O exemplo do Vale do Paraíba do Sul/SP. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 6, 2006, Goiânia. **Anais...** Goiânia: UGB, 2006. p. 1-10. Disponível em: <<http://www.labogef.iesa.ufg.br/links/sinageo/aut/articles/027.pdf>> Acesso em: 25 de jul. de 2014.

MURASE, J.; SUGIMOTO, A. Inhibitory effect of light on methane oxidation in the pelagic water column of a mesotrophic lake (Lake Biwa, Japan). **Limnology and Oceanography**, v. 50, n. 4, p. 1339-1343, 2005.

NIEMER, E. **Climatologia do Brasil**. 2 ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1989. 421p.

NUNES, L. H.; CALBETE, N. O. Variabilidade pluviométrica no vale do Paraíba Paulista. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11, 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: CBMET, 2000. p. 3987-3994. Disponível em: <<http://www.cbmet.com/cbm-files/12-cfc9695191732667cea358c24ec28827.PDF>>. Acesso em: 25 de jul. de 2014.

NÜRNBERG, G. K. Trophic State of Clear and Colored, Soft- and Hardwater Lakes with Special Consideration of Nutrients, Anoxia, Phytoplankton and Fish. **Lake and Reservoir Management**, v. 12, n. 4, p. 432-447, 1996.

OMETTO, J. P.; CIMBLERIS, A. C. P.; DOS SANTOS, M. A.; ROSA, L. P.; ABE, D.; TUNDISI, J. G.; STECH, J. L.; BARROS, N.; ROLAND, F. Carbon emission as a function of energy generation in hydroelectric reservoirs in Brazilian dry tropical biome. **Energy Policy**, v. 58, n. 0, p. 109-116, 2013.

OMETTO, J. P. H. B.; PACHECO, F. S.; CIMBLERIS, A. C. P.; STECH, J. L.; LORENZZETTI, J.; ASSIREU, A. T.; SANTOS, M. A.; MATVIENKO, B.; ROSA, L. P.; SADIGISGALLI, C.; DONATO, A.; TUNDISI, J. G.; BARROS, N. O.; MENDONCA, R.; ROLAND, F. Carbon Dynamic and Emissions in Brazilian Hydropower Reservoirs. In: ALCANTARA, E. (Ed.). **Energy resources:**

development, distribution and exploitation. New York: Nova Science Publishers, 2011. p. 2-35.

PACHECO, F. S.; ASSIREU, A. T.; ROLAND, F. Drifters tracked by satellite applied to freshwater ecosystems: study case in Manso Reservoir. In: ALCANTARA, E. H.; STECH, J. L.; NOVO, E. M. L. M. (Ed.). **New technologies for the monitoring and study of large hydroelectric reservoirs and lakes**. São José dos Campos: Parêntese, 2011. p. 193-218.

PACHECO, F. S.; ROLAND, F.; DOWNING, J. A. Eutrophication reverses whole-lake carbon budgets. **Inland Waters**, v. 4, n. 1, p. 41-48, 2014.

PAES JÚNIOR, N. S.; SIMÕES, S. J. C. Evolução espacial de áreas irrigadas com base em sensoriamento remoto no Médio Vale do Paraíba Sul, Sudeste do Brasil. **Revista Ambiente & Água**, v. 1, n. 1, p. 72-83, 2006

PETERS, G. P.; ANDREW, R. M.; BODEN, T.; CANADELL, J. G.; CIAIS, P.; LE QUERE, C.; MARLAND, G.; RAUPACH, M. R.; WILSON, C. COMMENTARY: The challenge to keep global warming below 2 degrees C. **Nature Climate Change**, v. 3, n. 1, p. 4-6, 2013.

POOLE, H. H.; ATKINS, W. R. G. Photo-electric Measurements of Submarine Illumination throughout the Year. **Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom (New Series)**, v. 16, n. 01, p. 297-324, 1929.

PRIMO, A. R. R. **Avaliação da Influência do reservatório do Funil na qualidade da água do Rio Paraíba do Sul**. p. 109. Dissertação (Mestrado em Química) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

RAMOS, F. M.; LIMA, I. B. T.; ROSA, R. R.; MAZZI, E. A.; CARVALHO, J. C.; RASERA, M. F. F. L.; OMETTO, J. P. H. B.; ASSIREU, A. T.; STECH, J. L. Extreme event dynamics in methane ebullition fluxes from tropical reservoirs. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 21, 2006.

RANGEL, L. M.; SILVA, L. H. S.; ROSA, P.; ROLAND, F.; HUSZAR, V. L. M. Phytoplankton biomass is mainly controlled by hydrology and phosphorus concentrations in tropical hydroelectric reservoirs. **Hydrobiologia**, v. 693, n. 1, p. 13-28, 2012.

RAYMOND, P. A.; COLE, J. J. Increase in the export of alkalinity from North America's largest river. **Science**, v. 301, n. 5629, p. 88-91, 2003.

RICHARDOT, M.; DEBROAS, D.; JUGNIA, L. B.; TADONLEKE, R.; BERTHON, L.; DEVAUX, J. Changes in bacterial processing and composition of dissolved organic matter in a newly-flooded reservoir (a three-year study). **Archiv Fur Hydrobiologie**, v. 148, n. 2, p. 231-248, 2000.

ROCHA, M. I. A.; **Avaliação de fatores que contribuem para a dominância de cianobactérias no Reservatório do Funil e proposição de medidas para a melhoria da qualidade da água**. p. 143. Tese (Doutorado em Ciências Biológicas) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

ROCHA, M. I. A.; BRANCO, C. W. C.; SAMPAIO, G. F.; GÔMARA, G. A.; DE FILIPPO, R. Spatial and temporal variation of limnological features, *Microcystis aeruginosa* and zooplankton in a eutrophic reservoir (Funil Reservoir, Rio de Janeiro). **Acta Limnologica Brasiliensia**, v. 14, p. 73-86, 2002.

ROEHM, C.; TREMBLAY, A. Role of turbines in the carbon dioxide emissions from two boreal reservoirs, Quebec, Canada. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 111, n. D24, p. 9, 2006.

ROLAND, F.; OMETTO, J. P. H. B.; BARROS, N. O.; PACHECO, F. S.; MENDONCA, R.; ASSIREU, A.; MARTINELLI, L. A. Importance of Tropics to Global Carbon Cycle. In: DEL CLARO, K. (Ed.). **Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS)**: UNESCO, EOLSS Publishers, 2009. p.

ROLAND, F.; VIDAL, L. O.; PACHECO, F. S.; BARROS, N. O.; ASSIREU, A.; OMETTO, J. P. H. B.; CIMBLERIS, A. C. P.; COLE, J. J. Variability of carbon dioxide flux from tropical (Cerrado) hydroelectric reservoirs. **Aquatic Sciences**, v. 72, n. 3, p. 283-293, 2010.

ROSA, L. P.; DOS SANTOS, M. A.; MATVIENKO, B.; DOS SANTOS, E. O.; SIKAR, E. Greenhouse gas emissions from hydroelectric reservoirs in tropical regions. **Climatic Change**, v. 66, n. 1-2, p. 9-21, 2004.

ROSA, L. P.; DOS SANTOS, M. A.; MATVIENKO, B.; SIKAR, E.; DOS SANTOS, E. O. Scientific errors in the Fearnside comments on greenhouse gas emissions (GHG) from hydroelectric dams and response to his political claiming. **Climatic Change**, v. 75, n. 1-2, p. 91-102, 2006.

RUDD, J. W. M.; HARRIS, R.; KELLY, C. A.; HECKY, R. E. Are hydroelectric reservoirs significant sources of greenhouse gases. **Ambio**, v. 22, n. 4, p. 246-248, 1993.

RUEDA, F. J.; COWEN, E. A. Residence time of a freshwater embayment connected to a large lake. **Limnology and Oceanography**, v. 50, n. 5, p. 1638-1653, 2005.

SERRA, T.; VIDAL, J.; CASAMITJANA, X.; SOLER, M.; COLOMER, J. The role of surface vertical mixing in phytoplankton distribution in a stratified reservoir. **Limnology and Oceanography**, v. 52, n. 2, p. 620-634, 2007.

SLATER, P. G. **Remote sensing, optics and optical systems**. Reading, Massachusetts: Addison-Wesley Pub. Co., 1980. p. 575.

SMITH, S. V. Physical, chemical and biological characteristics of CO₂ gas flux across the air water interface. **Plant Cell and Environment**, v. 8, n. 6, p. 387-398, 1985.

SOARES, M. C. S.; MARINHO, M. M.; HUSZAR, V. L. M.; BRANCO, C. W. C.; AZEVEDO, S. M. F. O. The effects of water retention time and watershed features on the limnology of two tropical reservoirs in Brazil. **Lakes & Reservoirs: Research & Management**, v. 13, n. 4, p. 257-269, 2008.

SOARES, M. C. S.; MARINHO, M. M.; AZEVEDO, S. M. O. F.; BRANCO, C. W. C.; HUSZAR, V. L. M. Eutrophication and retention time affecting spatial heterogeneity in a tropical reservoir. **Limnologica - Ecology and Management of Inland Waters**, v. 42, n. 3, p. 197-203, 2012.

SPIGEL, R. H.; IMBERGER, J. The Classification of Mixed-Layer Dynamics in Lakes of Small to Medium Size. **Journal of Physical Oceanography**, v. 10, n. 7, p. 1104-1121, 1980.

ST LOUIS, V. L.; KELLY, C. A.; DUCHEMIN, E.; RUDD, J. W. M.; ROSENBERG, D. M. Reservoir surfaces as sources of greenhouse gases to the atmosphere: A global estimate. **Bioscience**, v. 50, n. 9, p. 766-775, 2000.

STEVENS, C.; IMBERGER, J. The initial response of a stratified lake to a surface shear stress. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 312, p. 39-66, 1996.

STEVENS, C. L.; HAMBLIN, P. F.; LAWRENCE, G. A.; BOYCE, F. M. Rive-induced transport in Kootenay Lake. **Journal of Environmental Engineering-Asce**, v. 121, n. 11, p. 830-837, 1995.

STEVENSON, M. R.; LORENZZETTI, J. A.; STECH, J. L.; ARLINO, P. R. A. SIMA - an integrated environmental monitoring system. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 7. (SBSR), 1993, Curitiba, BR. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 1993. v. 4, p. 300-310. Printed, On-line. ISBN 978-85-17-00055-3. (INPE-7922-PRE/3758). Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1912/2005/07.20.01.08.41>>. Acesso em: 21 maio 2014.

STRAŠKRABA, M. Retention time as a key variable of reservoir limnology. In: TUNDISI, T. G.; STRAŠKRABA, M. (Ed.). **Theoretical reservoir ecology and its applications**. Leiden: Backhuys Publishers, 1990. p. 43–70.

TEODORU, C. R.; PRAIRIE, Y. T.; DEL GIORGIO, P. A. Spatial Heterogeneity of Surface CO₂ Fluxes in a Newly Created Eastmain-1 Reservoir in Northern Quebec, Canada. **Ecosystems**, v. 14, n. 1, p. 28-46, 2011.

THORNTON, K. W. Sedimentary processes. In: THORNTON, K. W.; KIMMEL, B. L.; PAYNE, F. E. (Ed.). **Reservoir Limnology: Ecological Perspectives**. New York: John Wiley & Sons, 1990. p. 43-70.

THORPE, S. A.; JIANG, R. Estimating internal waves and diapycnal mixing from conventional mooring data in a lake. **Limnology and Oceanography**, v. 43, n. 5, p. 936-945, 1998.

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

UPSTILL-GODDARD, R. C.; WATSON, A. J.; LISS, P. S.; LIDDICOAT, M. I. Gas transfer velocities in lakes measured with SF₆. **Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology**, v. 42, n. 4, p. 364-377, 1990.

UTSUMI, M.; NOJIRI, Y.; NAKAMURA, T.; NOZAWA, T.; OTSUKI, A.; SEKI, H. Oxidation of dissolved methane in a eutrophic, shallow lake: Lake Kasumigaura, Japan. **Limnology and Oceanography**, v. 43, n. 3, p. 471-480, 1998.

VERBURG, P.; ANTENUCCI, J. P. Persistent unstable atmospheric boundary layer enhances sensible and latent heat loss in a tropical great lake: Lake Tanganyika. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 115, 2010.

VICTOR, D. G. Strategies for cutting carbon. **Nature**, v. 395, n. 6705, p. 837-838, 1998.

VIDAL, J.; MARCE, R.; SERRA, T.; COLOMER, J.; RUEDA, F.; CASAMITJANA, X. Localized algal blooms induced by river inflows in a canyon type reservoir. **Aquatic Sciences**, v. 74, n. 2, p. 315-327, 2012.

WANNINKHOF, R.; LEDWELL, J. R.; BROECKER, W. S. Gas-Exchange Wind-Speed Relation Measured with Sulfur-Hexafluoride on a Lake. **Science**, v. 227, n. 4691, p. 1224-1226, 1985.

WANNINKHOF, R.; LEDWELL, J. R.; BROECKER, W. S.; HAMILTON, M. Gas-Exchange on Mono Lake and Crowley Lake, California. **Journal of Geophysical Research-Oceans**, v. 92, n. C13, p. 14567-14580, 1987.

WANNINKHOF, R. Relationship between wind-speed and gas-exchange over the ocean. **Journal of Geophysical Research-Oceans**, v. 97, n. C5, p. 7373-7382, 1992.

WANNINKHOF, R. H.; BLIVEN, L. F. Relationship between Gas-Exchange, Wind-Speed, and Radar Backscatter in a Large Wind-Wave Tank. **Journal of Geophysical Research-Oceans**, v. 96, n. C2, p. 2785-2796, 1991.

WEISS, R. F. Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. **Marine Chemistry**, v. 2, n. 3, p. 203-215, 1974.

WETZEL, R. G.; LIKENS, G. E. **Limnological analysis**. New York: Springer, 2010. p.

WÜEST, A.; LORKE, A. Small-scale hydrodynamics in lakes. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 35, p. 373-412, 2003.