

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SÃO CARLOS  
CENTRO DE CIÊNCIAS BIOLÓGICAS E DA SAÚDE  
Programa de Pós-Graduação em Ecologia e Recursos Naturais

# Modelagem da Circulação de um Reservatório Tropical Polimítico

Cristina Maria Magalhães Granadeiro Rio

São Carlos

2003

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SÃO CARLOS  
CENTRO DE CIÊNCIAS BIOLÓGICAS E DA SAÚDE  
Programa de Pós-Graduação em Ecologia e Recursos Naturais

# Modelagem da Circulação de um Reservatório Tropical Polimítico

**Cristina Maria Magalhães Granadeiro Rio**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ecologia e Recursos Naturais, do Centro de Ciências Biológicas e da Saúde da Universidade Federal de São Carlos, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Doutor em Ciências (Ciências Biológicas), Área de Concentração em Ecologia e Recursos Naturais

São Carlos

2003

**Ficha catalográfica elaborada pelo DePT da  
Biblioteca Comunitária/UFSCar**

R583mc

Rio, Cristina Maria Magalhães Granadeiro.

Modelagem da circulação de um reservatório tropical polimítico / Cristina Maria Magalhães Granadeiro Rio. -- São Carlos : UFSCar, 2006.

99 p.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal de São Carlos, 2003.

1. Hidrodinâmica. 2. Limnologia. 3. Modelo numérico.  
4. Broa, Represa do. 5. Experimentos de campo. I. Título.

CDD: 532.5 (20<sup>a</sup>)

---

Orientadora

Profa. Dra. Odete Rocha

*Aos meus pais, Diracy e Joaquim  
(em memória) e aos meus filhos  
Francesco, Guilherme e Enrico*

# *Agradecimentos*

Aos meus pais e irmão, Victor, que me incentivaram sempre a prosseguir;

Aos meus professores orientadores Dr. Jörg Imberger (University of Western Austrália) e Dra. Odete Rocha, pelos ensinamentos e apoio constante nas várias etapas da minha pesquisa;

Ao meu primeiro orientador, prof. Dr. Antonio Righetto, que plantou a semente para a realização deste estudo;

Ao meu esposo Dr. Angelo Saggio pelas inúmeras horas de discussão em torno do tema e pela instrumentação, recursos computacionais e financeiros necessários para a realização dos dois experimentos de campo;

Aos técnicos do Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada (CRHEA) da Escola de Engenharia de São Carlos (EESC-USP), Miro e Beto e ao Sr. Atílio, pela ajuda crucial nos trabalhos de campo;

Aos meus três filhos, que ao longo dos vários anos de pesquisa me mostraram o quanto a vida é bonita e misteriosa;

À University of Western Australia (UWA), a qual colocou à minha disposição o modelo hidrodinâmico ELCOM - 3D assim como os recursos necessários à minha pesquisa enquanto pesquisadora visitante;

Ao Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada (CHEA-USP) pela cessão de dados meteorológicos;

À Universidade Federal da Paraíba (UFPb), instituição que me concedeu o afastamento enquanto permaneci no exterior;

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelas bolsas de estudo no Brasil e no exterior;

Ao Centre of Environmental Fluid Dynamics (CEFD) da University of Western Australia (UWA), pela bolsa de estudos de um ano no exterior; e,

Ao Programa de Pós-graduação em Ecologia e Recursos Naturais (PPGERN) da Universidade Federal de São Carlos (UFSCar), que me permitiu desenvolver e apresentar os resultados deste estudo.

# *Resumo*

As forçantes ambientais em reservatórios tropicais polimíticos apresentam grande variabilidade temporal em termos de intensidade e freqüência dos eventos o que, juntamente com mudanças nas regras operacionais, conduz também a grande variabilidade temporal na estrutura térmica desses ambientes. O foco desta pesquisa foi: (i) avaliar a variedade e a complexidade dos processos físicos que ocorrem em curtas escalas temporais em um reservatório tropical polimítico, a represa do Lobo (Broa), localizada no Estado de São Paulo, Brasil, e; (ii) avaliar o potencial de um modelo numérico 3D para simular adequadamente e em curtas escalas de tempo o transporte e a mistura nesse reservatório. Para tanto, dois experimentos de campo foram conduzidos nesta pesquisa. Em março-abril de 2001 realizou-se um experimento de 16 *dias* de duração, com medições intensivas, durante os quais ocorreu uma grande variedade de eventos: uma tempestade, uma queda brusca de temperatura, dias calmos com ventos moderados e uma frente fria associada a ventos fortes e persistentes. Em maio de 2003 conduziu-se um segundo experimento de campo com duração de sete dias, no qual foi dada ênfase à variabilidade espacial da estrutura térmica no reservatório. Em ambos os experimentos realizou-se um estudo de variação nictemeral. O modelo tridimensional ELCOM (Estuary and Lake Computer Model) foi aplicado à represa do Lobo. Pelos resultados obtidos pode-se concluir que o modelo constitui uma excelente ferramenta para estudar a evolução da estrutura térmica em um reservatório tropical polimítico, reproduzindo bem a heterogeneidade espacial e as rápidas respostas às forçantes ambientais. Finalmente, ao discutir as observações de campo e as simulações numéricas, este trabalho ressalta algumas características inerentes aos reservatórios polimíticos, as quais são muito importantes para o estabelecimento de planos de monitoramento e para o gerenciamento desse tipo de reservatório.



# *Abstract*

Environmental pulses occur very often in warm polymitic reservoirs and, together with shifts in the operational rules, lead to large internal temporal variability. The focus of this work was: (i) to evaluate the main characteristics and the complexity of physical processes during short-time events in a warm polymitic water body, Lobo (Broa) reservoir, and; (ii) to examine the potential of a hydrostatic three-dimensional (3D) numerical model at a coarse grid resolution to simulate correctly mixing and transport during short-time events in a warm polymitic reservoir. In this study we conducted two field experiments. In March-April 2001 a first collaborative field experiment, with intensive measurements that included both biological and physical processes, was realized in Lobo reservoir. During the 16 days experiment, a large spectrum of environmental conditions occurred: a storm, calm weather with moderate winds and the passage of a cold front. In May 2003 we conducted a second field experiment, also with intensive measurements, however focusing on the spatial variability of temperature and other variables in Lobo reservoir. A diurnal variation study was performed in both experiments. The 3D Estuary and Lake Computer Model was applied to modeling Lobo reservoir, São Paulo - Brazil, and was compared with data from both experiments. The reservoir spatial heterogeneity and rapid response to various pulses and diel patterns of heating and cooling were well reproduced by the numerical model. Thus, this can be a valuable tool for understanding evolution of the thermodynamics in a warm polymitic reservoir. Finally, in this work we highlight few inherent characteristics of polymitic reservoirs, which were found to be very important for the establishment of monitoring plans and the reservoir management.

# *Lista de Figuras*

|   |  |       |
|---|--|-------|
| 1 | Ilustração dos principais processos físicos em lagos estratificados. Retirado de Werner, Imberger e Saggio (2002) . . . . .  | p. 6  |
| 2 | Batimetria e estações de amostragem no reservatório do Lobo (S.Paulo, Brasil). A estação <i>A</i> , próxima à barragem, indica a posição da cadeia de termístores, ADCP, estação meteorológica e estação limnológica durante a campanha de 2001. A estação <i>B</i> indica a localização do ADCP durante a campanha de 2003. Os quadrados brancos correspondem às estações da seção longitudinal onde foram realizados perfis com uma sonda oceanográfica de alta performance (CTD), enquanto os pontos negros assinalam a posição das estações das seções transversais. . . . . | p. 15 |
| 3 | Ilustração da estação meteorológica no reservatório do Lobo. A cadeia de termístores foi instalada conjuntamente na coluna d'água. . . . .   | p. 17 |
| 4 | Ilustração do "acoustic Doppler current profiler" (ADCP). . . . .  | p. 18 |
| 5 | Ilustração da sonda oceanográfica de alta performance (CTD). . . . .   | p. 20 |
| 6 | Vista geral do sistema flutuador-GPS. . . . .  | p. 22 |
| 7 | Corte esquemático de um reservatório ilustrando as trocas superficiais de calor. Modificado de Dallymore e Hodges (2000). . . . .  | p. 28 |
| 8 | Desenvolvimento da camada de mistura devido a resfriamento superficial e estratificação instável; (a) estratificação estável no início do passo de tempo, (b) resfriamento da superfície criando gradientes instáveis de densidade, (c) as células são misturadas até que um perfil vertical estável seja alcançado. Modificado de Hodges et al. (2000b). . . . .  | p. 36 |

- 9 Varredura executada pelo algoritmo de mistura: (a) a energia disponível para mistura excede a energia requerida para mistura na base da camada de mistura 1, resultando na mistura do topo da camada de mistura 2 na camada 1; (b) a camada de mistura 1 não tem mais energia disponível para misturar-se com a camada 2; entretanto, o cisalhamento entre a camada de mistura 2 e a célula imediatamente abaixo é suficiente para exceder a estratificação e misturar a célula inferior para dentro da camada de mistura 2, como mostrado em (c). O processo de mistura continua após (c) de maneira similar, começando na nova base da camada de mistura 2 e prosseguindo para o interior da coluna de água. Modificado de Hodges et al. (2000b). . . . . p. 38
- 10 Forçantes meteorológicas e série temporal de perfis de temperatura para o período de 30 de março a 16 de abril de 2001 no reservatório do Lobo. Os primeiros três painéis mostram a direção do vento, a intensidade do vento, e a temperatura do ar medidos na estação A. As setas A e B, sobre o segundo painel, indicam a ocorrência dos eventos de chuva durante o experimento de campo. O quarto painel mostra as flutuações da estrutura térmica medida pela cadeia de termístores localizada na estação A. As isotermas  $26,00^{\circ}C$ ,  $25,30^{\circ}C$ , e  $24,65^{\circ}C$  limitam importantes camadas na coluna de água: camada superficial de mistura, centro da termoclina, e porção profunda do hipolímnio. O último painel possui barras, sobrepostas aos contornos de temperatura da água, indicando as concentrações de oxigênio dissolvido e ilustrando a associação das estratificações térmica e química na coluna de água. . . . . p. 44
- 11 Temperatura do ar, direção e intensidade do vento no período de 21 a 28 de maio de 2003 na estação meteorológica localizada na margem do reservatório (CRHEA, USP). A seta no segundo painel indica o evento de chuva ocorrido durante o experimento. . . . . p. 47
- 12 Temperatura da água ao longo da seção longitudinal e de transectos do reservatório do Lobo mostrando a ocorrência de gradientes sobre pequenas escalas horizontais e verticais. As medidas foram tomadas com um CTD nas estações indicadas na Figura 2. . . . . p. 48

- 13 Variação nictemeral da temperatura da água na seção transversal T4 mostrando o aquecimento/resfriamento diferencial no reservatório do Lobo no período de 22 a 28 de maio de 2003. Cada painel foi obtido pela interpolação de 4 perfis do CTD tomados no intervalo indicado nos painéis. . . . . p. 50
- 14 Série de seções longitudinais do reservatório do Lobo mostrando a variabilidade temporal e espacial da estrutura térmica no período de 22 a 23 de maio de 2003. Cada varredura no reservatório consistiu de 20 perfis tomando aproximadamente 1 hora – então considerada sinóptica no que se refere à circulação média no reservatório. . . . . p. 53
- 15 Seções longitudinais de turbidez no reservatório do Lobo mostrando a evolução das águas das cabeceiras no reservatório, no período de 22 a 28 de maio de 2003. p. 54
- 16 Forçante meteorológica e estrutura do escoamento em um ciclo diurno (22-23 de maio de 2003) na estação B, no reservatório do Lobo. Os dois primeiros painéis mostram a direção e a intensidade do vento medidos na estação meteorológica convencional do CRHEA-USP. O terceiro painel mostra a direção de destino das correntes medidas pelo ADCP. O último painel mostra a intensidade das correntes no período de vento diurno e após o relaxamento do vento. Os perfis de temperatura sobrepostos, coletados com o CTD, mostram o ciclo diurno de aquecimento e resfriamento da coluna d'água. . . . . p. 55
- 17 Comparação entre os dados de campo (painel superior) e os resultados das simulações numéricas (painel inferior) do experimento de 2001. As isotermas mostradas ( $26,00^{\circ}C$ ,  $25,30^{\circ}C$  e  $24,65^{\circ}C$ ) indicam as mesmas regiões destacadas na Figura 10 e a graduação de cores representa a magnitude da velocidade na coluna de água. As medidas de campo foram tomadas na estação A com a cadeia de termístores e o ADCP, enquanto que os resultados do modelo são de uma posição equivalente na malha computacional. . . . . p. 60

|    |   |       |
|----|---|-------|
| 18 | Os mapas mostram as trajetórias do sistema flutuador-GPS no experimento realizado em maio de 2003 e as trajetórias simuladas pelo modelo numérico para a camada superficial. Os círculos correspondem aos locais de largada dos flutuadores. A linha verde corresponde ao período das 12:00h às 18:00h do dia 22, a linha azul ao período das 18:15h do dia 22 às 05:00h do dia 23 e a linha vermelha ao período das 06:30h às 16:20h do dia 23. . . . .  | p. 62 |
| 19 | Comparação de dados de campo e simulações numéricas ao longo do eixo principal do reservatório para diferentes períodos de simulação. . . . .   | p. 63 |
| 20 | Variabilidade temporal dos componentes de calor sensível e evaporação calculados pelo modelo numérico para o período de 21 a 28 de maio de 2003. . . .  | p. 66 |
| 21 | Simulação numérica ilustrando a circulação induzida pelo vento no reservatório do Lobo em um período de ventos moderados do noroeste (22-23 de maio de 2003). No lado direito da figura é mostrada a seção longitudinal A-A do reservatório e no lado esquerdo a seção transversal B-B. A posição dessas seções é indicada no primeiro painel da Figura 22. A escala de cores representa o campo de temperatura. As setas representam o campo de velocidades contido no plano da seção. O comprimento das setas é proporcional ao da seta da máxima velocidade, a qual é indicada no canto inferior direito de cada painel. . . . . | p. 69 |
| 22 | Simulação numérica da estrutura térmica e do campo de escoamento em um período de ventos diurnos de noroeste, na represa do Lobo. As vistas horizontais correspondem às células computacionais da camada do topo do modelo. A escala de cores representa o campo de temperatura e as setas as velocidades nessa camada superficial. O comprimento das setas é proporcional ao da seta da velocidade máxima indicada no canto superior direito de cada painel. . . .   | p. 70 |
| 23 | Simulação numérica do deslocamento da termoclina sob condições de vento sul no dia 30 de março de 2001. Os três painéis mostram, em ordem cronológica, a estrutura térmica da seção longitudinal do reservatório antes, durante e após a tempestade. As seções longitudinais correspondem no modelo a células computacionais ao longo do eixo principal do reservatório. . . . .  | p. 74 |

|    |  |       |
|----|--|-------|
| 24 | Simulação numérica ilustrando a evolução das velocidades junto à camada de fundo do reservatório a cada 15 minutos no período da tempestade ocorrida durante a campanha de 2001. . . . .   | p. 75 |
| 25 | Simulação numérica da dispersão de um traçador no reservatório do Lobo nos dias que se sucedem à tempestade observada durante a campanha de 2001. O traçador fictício foi lançado juntamente com as vazões do rio Itaqueri na simulação numérica. . . . .  | p. 79 |
| 26 | Simulação numérica de diferentes estratégias de operação do reservatório. O painel superior representa a operação durante o período da campanha de 2001; o segundo painel apresenta resultados da simulação numérica para o caso da retirada de água pela superfície (operação usual antes de outubro de 2000) e, finalmente, o último painel representa a mesma operação do painel superior acrescida de uma retirada superficial de $3m^3s^{-1}$ no período de 12 a 14 de abril de 2001. A figura ilustra como a operação afeta a estrutura térmica junto à estação A. . . . . | p. 84 |

# *Sumário*

|          |   |       |
|----------|---|-------|
| <b>1</b> | <b>Introdução</b>   | p. 1  |
| <b>2</b> | <b>Objetivos</b>  | p. 4  |
| <b>3</b> | <b>Processos físicos em lagos e reservatórios e suas implicações ecológicas</b>           | p. 5  |
| 3.1      | Processos de transporte e mistura em lagos e reservatórios . . . . .                      | p. 5  |
| 3.2      | Relevância das escalas espaciais e temporais dos processos físicos e biológicos . . . . . | p. 8  |
| 3.3      | Alguns aspectos da dinâmica dos reservatórios tropicais . . . . .                         | p. 10 |
| <b>4</b> | <b>Material e métodos</b>   | p. 14 |
| 4.1      | Características gerais do reservatório do Lobo . . . . .                                  | p. 14 |
| 4.2      | Os experimentos de campo . . . . .  | p. 16 |
| 4.2.1    | Experimento de campo de 2001 . . . . .  | p. 16 |
|          | Meteorologia . . . . .  | p. 16 |
|          | Medições no lago . . . . .  | p. 17 |
|          | Hidrologia . . . . .  | p. 18 |
| 4.2.2    | Experimento de campo de 2003 . . . . .  | p. 19 |
|          | Meteorologia . . . . .  | p. 21 |

|   |       |
|---|-------|
| Medições no lago . . . . .  | p. 21 |
| Hidrologia . . . . .  | p. 23 |
| 4.3 O modelo hidrodinâmico 3D . . . . .                           | p. 23 |
| 4.3.1 Introdução . . . . .  | p. 23 |
| 4.3.2 Considerações gerais . . . . .                              | p. 24 |
| 4.3.3 Equações hidrodinâmicas . . . . .                           | p. 26 |
| 4.3.4 Trocas superficiais de calor . . . . .                      | p. 27 |
| Radiação de ondas curtas – $Q_{sw}$ . . . . .                     | p. 28 |
| Radiação de ondas longas – $Q_{lw}$ . . . . .                     | p. 29 |
| Calor sensível – $Q_{sh}$ . . . . .                               | p. 32 |
| Calor latente – $Q_{lh}$ . . . . .                                | p. 32 |
| 4.3.5 Trocas superficiais de massa . . . . .                      | p. 33 |
| 4.3.6 Sub-modelo de mistura vertical . . . . .                    | p. 33 |
| <b>5 Resultados</b>   | p. 43 |
| 5.1 Dados obtidos no campo . . . . .                              | p. 43 |
| 5.1.1 Experimento realizado no início do outono de 2001 . . . . . | p. 43 |
| 5.1.2 Experimento realizado no outono de 2003 . . . . .           | p. 46 |
| 5.2 Modelagem hidrodinâmica 3D . . . . .                          | p. 57 |
| 5.2.1 Discretização . . . . .                                     | p. 57 |
| 5.2.2 Inicialização e parâmetros . . . . .                        | p. 57 |
| 5.2.3 Condições de contorno . . . . .                             | p. 58 |
| 5.2.4 Verificação do modelo . . . . .                             | p. 58 |



|   |       |
|---|-------|
| Velocidades e isotermas . . . . .   | p. 59 |
| Velocidades na superfície . . . . .                                       | p. 61 |
| Transectos longitudinais de temperatura . . . . .                         | p. 62 |
| <b>6 Discussão</b>  | p. 64 |
| 6.1 A dinâmica do reservatório do Lobo . . . . .                          | p. 64 |
| 6.1.1 Ciclo diurno de estratificação e mistura . . . . .                  | p. 65 |
| 6.1.2 Aspectos relevantes da circulação no reservatório do Lobo . . . . . | p. 66 |
| 6.1.3 Distúrbios . . . . .  | p. 73 |
| 6.1.4 Resposta química às forçantes físicas . . . . .                     | p. 81 |
| 6.1.5 Resposta do reservatório às forçantes artificiais . . . . .         | p. 82 |
| 6.2 O potencial da modelagem hidrodinâmica 3D . . . . .                   | p. 85 |
| 6.3 A dinâmica dos reservatórios polimíticos . . . . .                    | p. 88 |
| <b>7 Conclusões</b>   | p. 89 |
| <b>8 Recomendações e considerações finais</b>                             | p. 93 |
| <b>Referências</b>  | p. 95 |

# 1 *Introdução*

Lagos e reservatórios sofrem, em geral, muita pressão da população do entorno e por isso necessitam de políticas corretas de gerenciamento. Em virtude do grande aporte de nutrientes presentes em fertilizantes agrícolas como também nos esgotos domésticos é comum, em ambos ecossistemas, a ocorrência de florescimentos algais. O crescimento acelerado e súbito das algas, chamado de eutrofização, conduz a grandes dificuldades no uso da água devido às mudanças na cor e no sabor, ao cheiro e à toxicidade (UNEP, 1999).

As florações de algas cianofíceas *Cylindrospermopsis raciborskii* (Woloszynska), por exemplo, freqüentes em sistemas tropicais, têm sido cada vez mais freqüentes em reservatórios brasileiros (TUCCI; SANT'ANNA, 2003), como é o caso da represa Billings. Originalmente classificada como tropical ou subtropical, essa espécie de alga é hoje também encontrada em regiões temperadas (BRAIND et al., 2002; TÓTH; PÁDISAK, 1986; BORICS et al., 2000), dada a sua capacidade de adaptação e à sua competitividade. Essas florações consistem, de fato, grande problema para a saúde pública pois a alga *Cylindrospermopsis raciborskii* produz toxinas diversas que atuam no fígado, rins e no sistema neuromuscular (LAGOS et al., 1999), sendo extremamente caro o tratamento das águas eutrofizadas destinadas ao abastecimento público (CODD, 2000).

Outro tipo de dano à saúde humana pelo uso da água é o da contaminação por contaminantes inorgânicos, como cobre e mercúrio, e de contaminantes orgânicos, como os pesticidas, provindos de áreas industriais, agrícolas e de mineração e que são progressivamente depositados na camada de sedimentos do fundo dos ecossistemas aquáticos. Os projetos de remediação dos locais contaminados (recapeamento, dragagem ou recuperação natural) exigem estudos específicos sobre o transporte dos sedimentos (SSC-SD, 2003), sendo o custo usualmente alto. Assim, o manejo de lagos e reservatórios é uma tarefa árdua

que depende de vários fatores tais como o conhecimento dos conceitos teóricos, dos aspectos individuais desses ambientes e da confiabilidade das estratégias de gerenciamento selecionadas (UNEP, 1999).

O trajeto das partículas e dos materiais dissolvidos presentes nos ecossistemas aquáticos, assim como a produtividade, são determinados pelos processos físicos de transporte, advecção e mistura vertical e suas escalas de tempo e de espaço (MACINTYRE; ROMERO; KLING, 2003). Os eventos de mistura podem causar fluxos de nutrientes e redução da limitação de nutrientes para o fitoplâncton quando ocorrem na proximidade a gradientes de nutrientes ou de concentração de partículas (MACINTYRE et al., 1999). Os eventos de mistura facilitam também muitas das reações químicas que ocorrem com maior frequência próximo a fronteiras sólidas dos lagos e reservatórios (WURTSBAUGH et al., 2002).

Sob o ponto de vista dos processos físicos, os reservatórios profundos, situados em regiões temperadas e caracterizados pela presença de uma estratificação térmica vertical, que evolui numa escala de tempo de meses, e de ondas internas, que evoluem numa escala de tempo de horas ou dias vêm sendo largamente estudados (IMBERGER; PATTERSON, 1990; HODGES et al., 2000c; ANTENUCCI; IMBERGER; SAGGIO, 2000). Por outro lado, lagos e reservatórios rasos, situados em regiões temperadas ou tropicais - sistemas mais suscetíveis à mistura vertical completa e que podem misturar várias vezes ao ano - têm sido bem menos estudados (RUEDA et al., 2003b).

Nos ambientes rasos, também chamados de polimíticos, o problema da eutrofização pode ser acentuado pois a carga interna de nutrientes armazenados nos sedimentos é constantemente disponibilizada para os organismos vivos pelos processos de difusão molecular e turbulenta associados aos eventos de resuspensão. Em um estudo recente sobre a circulação na baía Pilkington, uma porção rasa do lago Vitória (África) sujeita à ocorrência freqüente de florescimentos algais, MacIntyre, Romero e Kling (2003) mostram a importância do conhecimento da variabilidade espacial das forçantes meteorológicas no estudo dos processos físicos, sendo observado que a variabilidade espacial na radiação solar pode causar diferenças espaciais nas taxas de aquecimento e resfriamento induzindo a ocorrência de correntes de densidade e que, a variabilidade espacial na magnitude e na direção do vento pode conduzir a variações espaciais na espessura da camada misturada. O estudo mostra também que diferentes processos físicos são importantes para o aprofundamento da

camada misturada (tensão de cisalhamento do vento, movimentos convectivos, movimentos de intrusão) e que o movimento da termoclina depende não só das forças de pressão causadas pelo vento mas também dos gradientes de pressão horizontais persistentes, tais como aqueles originados pelas vazões dos rios com diferentes temperaturas. Esses resultados, assim como os do estudo realizado por Rueda et al. (2003a, 2003b) no Clear Lake, Califórnia, um dos maiores lagos contaminados por mercúrio, mostram que esses sistemas são extremamente ricos em processos e que a dinâmica desses ambientes é determinada pelo local e instante em que os diferentes processos ocorrem.

Os programas de monitoramento têm por finalidade auxiliar na gestão dos ecossistemas aquáticos. Entretanto, em virtude da ausência de instrumentação adequada (com rápido tempo de resposta e boa resolução) as medições são freqüentemente realizadas em apenas alguns pontos do corpo d'água. Além disso, é também usual a utilização de escalas de tempo longas (quinzenal, mensal) não sendo possível conhecer as respostas da estrutura térmica aos eventos que ocorrem em escalas curtas de tempo. Estudos realizados em lagos estratificados (HODGES et al., 2000c; LAVAL et al., 2003; SAGGIO; IMBERGER, 2001), bem como nos lagos polimíticos citados anteriormente (RUEDA et al., 2003b; MACINTYRE; ROMERO; KLING, 2003), têm mostrado entretanto, que o entendimento da complexidade dos processos físicos, bem como dos processos biogeoquímicos, que ocorrem em escalas curtas de tempo só pode ser alcançado com a realização de experimentos de campo bem planejados em termos de logística, períodos, freqüência e locais de amostragem e com o uso de instrumentação que possua grande acuidade.

Com o objetivo de propiciar uma maior compreensão dos fatores que levam às rápidas respostas na qualidade da água (florescimento de algas e redistribuição da carga interna) comumente observadas nos reservatórios tropicais polimíticos investigou-se, nesta pesquisa, as principais características e mecanismos que determinam o transporte e a mistura em um ambiente que vem sendo progressivamente eutrofizado, o reservatório do Lobo, quando o mesmo é sujeito a eventos que ocorrem em curtas escalas temporais. Com essa finalidade, realizou-se nesta pesquisa dois experimentos de campo e um estudo de modelagem hidrodinâmica 3D.

## 2 *Objetivos*

São objetivos gerais desta pesquisa:

- descrever e discutir a complexidade dos processos físicos que ocorrem em escalas curtas de tempo em reservatórios tropicais polimíticos, e;
- avaliar o potencial de um modelo hidrodinâmico 3D para simular eventos de curta duração nesses reservatórios.

Para tal finalidade realizou-se nesta pesquisa um trabalho experimental de campo e um estudo de modelagem numérica no reservatório do Lobo (SP - Brasil).

### *3 Processos físicos em lagos e reservatórios e suas implicações ecológicas*

Apresenta-se neste capítulo uma revisão dos principais processos de transporte e mistura em lagos e reservatórios, enfatizando-se alguns aspectos da dinâmica dos reservatórios tropicais, alvo de estudo desta pesquisa.

#### **3.1 Processos de transporte e mistura em lagos e reservatórios**

Os movimentos em lagos são energizados pelo vento, pela termodinâmica na superfície e pela dinâmica das vazões de entrada. Os processos de transporte em um lago, ilustrados na Figura 1, dependem de características individuais do sistema tais como: aspectos topográficos do lago e do entorno, forma, tamanho do lago (a rotação da Terra é importante quando o lago é grande), vazões de saída, regime de operação e geometria das estruturas de retirada de água. Além do mais, como os lagos têm uma história térmica sazonal, eles têm energia potencial variável ao longo do tempo.

Em corpos hídricos estratificados, um forte gradiente de temperatura separa a camada do topo (epilímnio) da camada do fundo (hipolímnio), limitando espacialmente as escalas dos processos de transporte através da termoclina (metalímnio). Um nome mais adequado para essa camada do topo, sob o ponto de vista dos processos físicos de mistura, é “camada superficial”, a qual é definida como sendo a camada de água que se estende da superfície, onde as ondas se formam e se quebram, até uma certa profundidade onde a influência

direta do vento na superfície e os fluxos superficiais de calor cessam (IMBERGER, 1994). Genericamente falando, as tensões provocadas pelo vento e o resfriamento devido aos processos convectivos na superfície de um lago competem diariamente com a influência estabilizadora da radiação solar, estabelecendo uma série de movimentos em um lago e redefinindo a profundidade da camada superficial. A dinâmica da camada superficial é discutida e revisada em Imberger e Patterson (1990).

Quando a tensão do vento é aplicada na superfície de um lago, energia cinética turbulenta e quantidade do movimento são transferidos para a camada superficial da água. A energia cinética turbulenta distribui quantidade de movimento verticalmente na coluna d'água, iniciando o transporte na camada superficial na direção do vento, o qual resulta na depressão do metalímnio na região de destino do vento e subida do metalímnio na região de origem do vento (para maiores detalhes veja Hodges et al. (2000c), Mortimer (1974), Imberger e Patterson (1990)). Após um determinado período o sistema então ajusta-se e, em lagos grandes, onde a rotação da Terra e portanto as forças de Coriolis são impor-

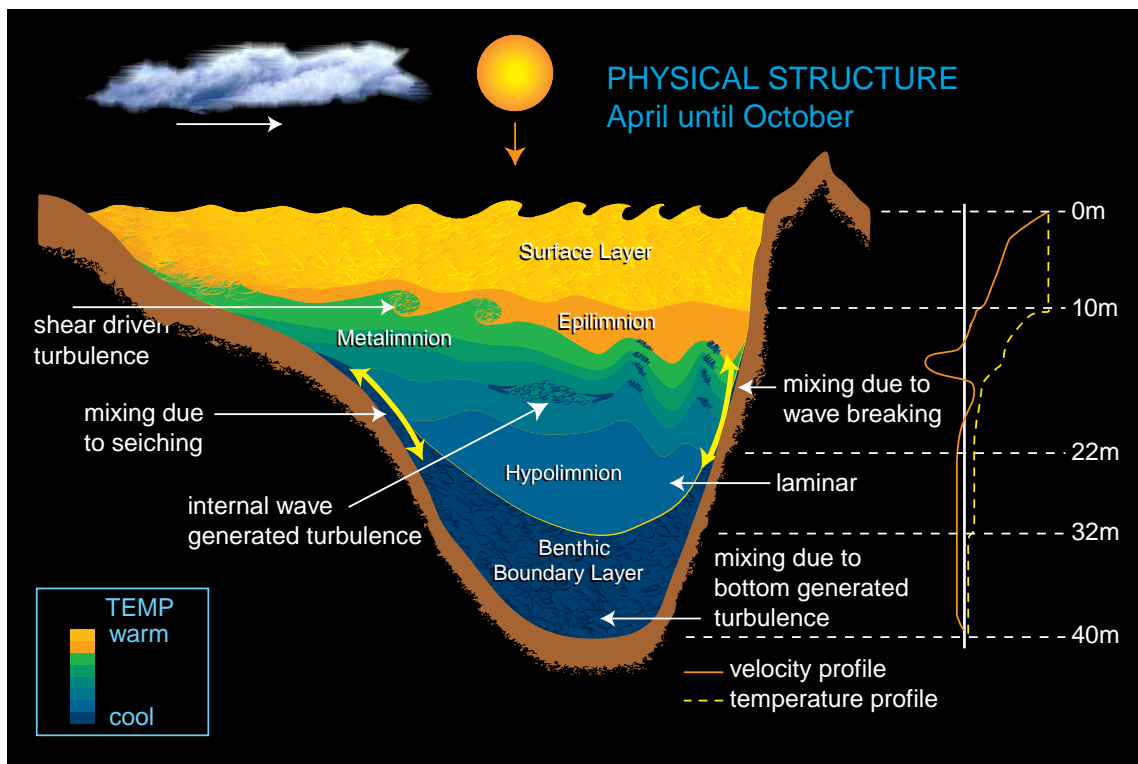


Figura 1: Ilustração dos principais processos físicos em lagos estratificados. Retirado de Werner, Imberger e Saggio (2002)

tantes, formam-se ondas internas longas de Kelvin e Poincaré. A onda interna de grande escala equivalente em lagos menores, onde o efeito da rotação da Terra é desprezível, é o *seiching* (KUNDU, 1990).

Ondas superficiais, correntes, ondas internas, giros e turbulência são alguns tipos de movimentos encontrados em um lago. As ondas superficiais são movimentos periódicos subsidiados pelas diferenças de densidade entre o ar e a água. As correntes são movimentos não-periódicos que advectam as partículas. As ondas internas são movimentos periódicos representados por diferentes escalas e frequências. Os giros são movimentos não-periódicos e lentos que são responsáveis pela produção de mistura horizontal (IMBERGER, 1994).

Ondas internas são entidades tri-dimensionais que viajam dentro do metalímnio de corpos d'água estratificados, transportando energia através de longas distâncias e dissipando a sua energia principalmente nas bordas dos lagos. A frequência das ondas internas varia da frequência de Brünt-Vaisalla  $N$  à frequência de inércia  $f$ , dada pela rotação da Terra e a latitude local. A amplitude dessas ondas é maior e a frequência é muito menor do que a das ondas superficiais porque só ocorrem pequenas diferenças de densidade dentro das águas estratificadas. As ondas internas longas de Kelvin propagam-se em volta das margens e, ao interagir com a topografia das margens podem criar os giros bidimensionais (IVEY; MAXWORTHY, 1992).

Os movimentos turbulentos podem ocorrer na camada superficial, nas camadas do fundo e no interior de lagos estratificados. Na camada superficial existe uma camada que sofre cisalhamento pela turbulência do vento, pela quebra de ondas e pela turbulência devido ao cisalhamento do fluido. A turbulência produzida nessa camada bem próxima à interface ar-água é exportada para águas mais profundas por difusão turbulenta, jatos verticais associados à quebra de ondas, circulação convectiva penetrativa e circulação de Langmuir (IMBERGER, 1994). Assim, a camada superficial é turbulenta. Entretanto, como a energia do vento em geral compete com a energia proveniente da radiação solar, a camada superficial pode apresentar-se parcialmente misturada ou totalmente misturada.

Segundo Imberger (1994) a turbulência dentro de um fluido estratificado pode ser gerada por duas ou mais ondas internas interagindo (instabilidade onda-onda), ondas internas sendo presas pelo cisalhamento do fluido (absorção na camada crítica), um fluido mais pesado sendo deslocado acima de um fluido mais leve (instabilidade convectiva) ou pela



quebra de ondas internas.

Em vários estudos tem sido observada a mistura turbulenta no fundo dos lagos. A diferença de densidade entre a camada misturada próxima à superfície do fundo do lago e as águas do interior do lago provoca o movimento na camada limite do fundo (*benthic boundary layer*), a qual é a interface entre os sedimentos do fundo e a coluna d'água. Águas quentes das camadas do topo e águas frias das camadas do fundo do lago convergem na termoclina, gerando intrusões horizontais. A mistura turbulenta na camada limite do fundo tem sido observada em vários experimentos de campo (LEMCKERT et al., 2004) e em experimentos de laboratório (IVEY; NOKES, 1989; IVEY; IMBERGER, 1991; IVEY; WINTERS; DESILVA, 2000; DESILVA; IMBERGER; IVEY, 1998).

### 3.2 Relevância das escalas espaciais e temporais dos processos físicos e biológicos

Uma grande variedade de partículas em suspensão é encontrada em corpos de água lênticos naturais. As partículas podem entrar em um lago ou reservatório através do escoamento superficial, de contribuições de rios, da atmosfera ou por processos de produção e transformação no próprio local como, por exemplo, a produção primária e a precipitação de  $CaCO_3$ . Uma vez no corpo d' água, as partículas ficam sujeitas a vários processos: transporte, floculação, deposição, resuspensão e atividades biológicas de microorganismos, como agregação e ingestão.

Quase todas as partículas em suspensão em um ambiente aquático, vivas ou mortas, são muito pequenas e usualmente transportadas por movimentos advectivos. Assim, os processos de transporte e mistura são importantes para descrever o percurso médio de uma partícula qualquer em um lago ou reservatório.

As algas, como partículas vivas em um ecossistema aquático, são fortemente influenciadas pela hidrodinâmica. A escala de tempo dos processos importantes para o desenvolvimento das algas (taxa de crescimento, respiração, mineralização e tomada de nutrientes) são curtas, geralmente menores do que 1 *dia* ou somente da ordem de alguns dias (IMBODEN, 1990; SPIGEL; IMBERGER; RAYNER, 1986) e, ainda, as taxas dos processos internos são variáveis. Por exemplo, diferentes espécies de algas têm taxas fotossintéticas que variam

conforme a intensidade da luz. Contudo, é preciso algum tempo (tempo de resposta) para uma célula de uma alga mudar a sua própria taxa fotossintética. Quando ocorre mistura, as algas são expostas a diferentes intensidades de luz, criando a possibilidade de existirem simultaneamente várias respostas oriundas da sub-população de uma dada espécie na coluna d'água. Entretanto, se a mistura ocorre até grandes profundidades e é intensa, as algas estão permanentemente movendo-se através de zonas com diferentes níveis de luz, talvez não existindo tempo suficiente para as células desses organismos desenvolverem respostas diferentes à luz ou de crescimento nesses ambientes (IMBODEN, 1990). Nessas condições, as espécies que melhor sobrevivem devem ser capazes de adaptar-se rapidamente às mudanças de intensidade de luz (IMBODEN, 1990). Portanto, a escala de tempo biológica é extremamente variável e depende da ocorrência e magnitude dos processos físicos.

Com relação à escala de comprimento, a escala espacial biológica reside entre  $10^{-6}$  m (pequenas algas) e milhares de metros, o que corresponde aos *patches*. A escala de comprimento de mistura observada em lagos estende-se entre  $10^{-3}$  m, faixa de dissipação de energia viscosa, às dimensões da circulação média no lago, ou seja,  $10^5$  m (IMBODEN, 1990). Por sua vez, os processos de mistura horizontal e vertical somente são entendidos caso considerem-se as forçantes ambientais na escala apropriada de tempo, podendo estas variar no decorrer de minutos ou horas (SPIGEL; IMBERGER; RAYNER, 1986).

Imberger (1998) discute a importância da história das partículas, ou seja, do conhecimento do percurso de cada partícula ao longo da sua existência. Retornando ao exemplo de resposta à luz, à medida que uma alga é transportada, ela é submetida a diferentes níveis de luz, o que altera a sua taxa fotossintética. Então, duas algas com trajetórias diferentes devem possuir respostas diferentes com relação à produção primária em um reservatório. Assim, não só as escalas espaciais e temporais, como também o local e o tempo de ocorrência dos processos físicos e biológicos são importantes para o entendimento do comportamento de um ambiente aquático.

### 3.3 Alguns aspectos da dinâmica dos reservatórios tropicais

Nos lagos e reservatórios tropicais as temperaturas são na maior parte do ano superiores a  $25^{\circ}\text{C}$ , sendo os valores mais baixos geralmente maiores do que os encontrados em lagos temperados (GOLDMAN; HORNE, 1983). Ainda, muitos dos reservatórios tropicais são rasos, ocorrendo mistura várias vezes durante o ano (polimixia).

Apesar das altas temperaturas e da mistura mais freqüente, as reestratificações também são mais freqüentes em ecossistemas aquáticos tropicais. Nesses ambientes, a porção superior da coluna d'água estratifica durante o dia mas torna-se quase homogênea à meia-noite (MACINTYRE; MELACK, 1982, 1995). Os gradientes de temperatura na coluna d'água são também menores do que os gradientes observados em lagos e reservatórios temperados. Às estratificações térmicas encontradas em lagos tropicais estão normalmente associadas fortes estratificações químicas (TALLING; LEMOALLE, 1998).

A radiação solar, responsável pelo aquecimento e resfriamento e o estabelecimento da estratificação, apresenta um padrão diário praticamente constante durante o ano todo. O número de horas de luz por dia disponível para o processo fotossintético é em torno de 12 h, em contraste com as regiões temperadas, onde o período de escuridão pode ser de apenas 3 h em certas épocas do ano. Estudos realizados em um lago tropical da África (lago George, Uganda) mostraram a ausência de ciclos sazonais no fitoplâncton e em crustáceos do zooplâncton enquanto que, pesquisas feitas para um lago temperado (Loch Leven) mostraram mudanças visíveis durante o ano (GOLDMAN; HORNE, 1983). Em contraste, no lago George foram vistas grandes mudanças nos padrões diários do fitoplâncton e do zooplâncton (GOLDMAN; HORNE, 1983). Em lagos tropicais o plâncton experimenta as maiores mudanças ambientais no período de 24 h e deve adaptar-se a essas mudanças ao invés das mudanças que ocorrem sazonalmente. Qualquer grupo de espécies que esteja suficientemente adaptada para crescer bem durante 24 h terá tendência para dominar o lago (GOLDMAN; HORNE, 1983). Entretanto, deve-se contrapor a esse exemplo o caso das planícies de inundação da região amazônica, nas quais uma forte variação sazonal do regime hídrico (seca/cheia) implica em drásticas mudanças na comunidade e no funcionamento do sistema (JUNK; KRAMBECK, 2000).

O regime hídrico das regiões tropicais apresenta grande variabilidade, podendo ocorrer vazões muito altas na estação chuvosa. As águas dos rios são normalmente mais frias do que as águas superficiais dos reservatórios, podendo acontecer correntes de densidade, ou seja, a intrusão das águas dos tributários em camadas de água de densidade semelhante no reservatório. O efeito desses eventos hidrológicos em um reservatório irá depender do volume e da densidade das águas de entrada e da estratificação, profundidade e volume do reservatório. Assim, uma corrente de densidade pode ser um fator importante para a desestratificação ou para o reforço da estratificação térmica de um reservatório, podendo o aporte de nutrientes e de partículas finas em suspensão causar também vários impactos na produção primária (GLIWICZ, 1999).

Mudanças súbitas nas forçantes ambientais (vento, chuva, radiação solar) ou na forçante artificial (retirada de água) ocorrem freqüentemente em regiões tropicais, sendo difícil prever a sua magnitude. Uma chuva acidental pode ter energia mecânica suficiente para causar a quebra da estratificação em lagos/reservatórios tropicais (GLIWICZ, 1999). Ventos fortes e persistentes podem causar a desestratificação de ambientes rasos e causar eventos de resuspensão localizados, os quais podem aumentar a disponibilidade de nutrientes para os organismos aquáticos. Estudos feitos no reservatório do Lobo mostraram a correlação entre eventos de resuspensão e a ocorrência da alga diatomácea *Melosira italica* (TUNDISI; MATSUMURA-TUNDISI, 1995).

Lagos diferem de reservatórios pois o tempo de residência nos primeiros é, em geral, muito maior. Os horários e as vazões de retirada e, inclusive, o uso de comportas de retirada seletiva e a progressão do volume dos reservatórios no decorrer do ano são características que podem ser modificadas. Desse modo, pode-se causar mudanças na estrutura térmica da coluna d'água e, ainda, a retenção de água e de material, como forma de atender aos objetivos de gerenciamento da qualidade da água (KENNEDY, 1999; STRASKRABA, 1995). Assim, os reservatórios têm certamente a complexidade e algumas características dos lagos mas são também vulneráveis a pulsos artificiais.

Como exemplo da influência da retirada da água sobre o comportamento ecológico do corpo d'água tem-se o lago Madden, um lago tropical do Panamá, no qual as vazões de saída são realizadas pelas turbinas localizadas próximas ao fundo. A forte estratificação térmica do lago é criada pela entrada de correntes frias e mantida com a conseqüente

retirada dessas águas pelo fundo. Desse modo, as águas mais quentes das camadas superficiais permanecem intactas. Os perfis de oxigênio dissolvido do lago Madden mostram concentrações mínimas no metalímnio e concentrações altas nas regiões profundas. Nessas condições, esse lago apresenta maior produção de fitoplâncton do que o lago Gatun, o qual é alimentado pelo mesmo rio mas, cuja retirada de água é feita pela superfície. Entretanto, tão logo a estratificação térmica é quebrada nos meses secos do ano, a produção do lago Madden diminui para níveis semelhantes ao do lago Gatun (GLIWICZ, 1999).

Ainda de acordo com o estudo de Sommer (1995), a diversidade e a riqueza das espécies dentro de uma comunidade são máximas quando a frequência e a intensidade dos distúrbios são intermediárias. Esses resultados confirmam a hipótese do distúrbio intermediário de Connell. Pulsos frequentes e fracos podem causar pequenas flutuações nas taxas fisiológicas dos organismos durante o ciclo de vida destes. Pulsos fortes e raros podem causar a extinção de populações que não conseguem se recuperar no intervalo de tempo entre os distúrbios (SOMMER, 1995). A ausência de distúrbios permite o estabelecimento de um equilíbrio dinâmico em comunidades dominadas por uma ou até três espécies (PÁDISAK; KÖHLER; HOEG, 1999). Em um estudo realizado no lago Müggelsee, um lago raso na Alemanha, Pádisak, Köhler e Hoeg (1999) observaram que pulsos de retirada diária de água equivalentes a 1% - 2% do volume de água do reservatório, conduzia à quebra do desenvolvimento da *Aphanizomenon flos-aquae* e à redução dos níveis de biomassa dessa espécie nesse ambiente. Entretanto, esse estudo não avaliou as mudanças causadas na estrutura térmica e na circulação do lago devido às retiradas frequentes de água.

O estudo de MacIntyre, Romero e Kling (2003), realizado em uma baía do lago Vitória, um sistema tropical polimítico eutrofizado sujeito a forçantes meteorológicas variáveis, teve por finalidade investigar os processos importantes para a determinação das trocas horizontais e verticais naquele ambiente. Com base em séries temporais de temperatura de uma estação e de dados de condutividade, pressão e temperatura de estações dispostas em transectos, foi realizado um balanço de energia da camada misturada. Os resultados desse estudo mostraram que a estratificação é estabelecida no início da manhã e que, no início da tarde, face a uma combinação de perda de calor e ventos mais fortes, a estratificação começa a ser desfeita. Indicaram também que a espessura da camada misturada e a profundidade da termoclina dependem não só do balanço de energia da camada superficial

calculado com base em dados de um só local mas também dos processos gerados por diferentes taxas de aquecimento e resfriamento e da variação espacial do campo de ventos.

Nesse estudo foi também observado a ocorrência de frentes (*fronts*), com escala espacial da ordem de quilômetros, decorrentes de diferenças espaciais observadas nas taxas de aquecimento e de resfriamento e das diferenças espaciais das profundidades da camada misturada. Em virtude da convergência dessas frentes foi observada a subida das águas profundas (*upwelling*) ou a descida das águas superficiais (*downwelling*) e os autores sugerem que esse pode ser o meio pelo qual as algas que habitam as águas superficiais são deslocadas para o fundo e que as algas, bactérias e substâncias dissolvidas são transportadas para a superfície.

O estudo de MacIntyre, Romero e Kling (2003) mostrou que o aquecimento diferenciado na baía causa diferenças de densidade na horizontal e que os gradientes de pressão decorrentes contribuem para o abaixamento da termoclina e, conseqüentemente, para o movimento lateral de águas anóxicas e profundas. Os autores sugerem ainda que esse movimento pode conduzir à heterogeneidade espacial das taxas de atividade microbiana ou de liberação dos nutrientes da camada de sedimentos do fundo.

## 4 *Material e métodos*

### 4.1 Características gerais do reservatório do Lobo

A área de estudo, o reservatório do Lobo (Broa), está localizada no estado de São Paulo, no Brasil ( $22^{\circ} 15' S$ ,  $47^{\circ} 49' W$ ). A seleção dessa área de estudo deve-se ao fato da sua proximidade a centros de pesquisa e pelo fato deste sistema vir sendo extensivamente estudado, principalmente do ponto de vista biológico.

O reservatório tem uma área superficial de  $6,8 km^2$ . É um ambiente raso, com profundidade média de  $4 m$  e profundidade máxima de  $13,2 m$ . A batimetria do reservatório do Lobo, mostrada na Figura 2, foi gerada a partir de dados de campo coletados pela autora desta pesquisa em maio de 1993.

A bacia hidrográfica na qual o reservatório se insere tem uma área de drenagem de  $227,7 km^2$  e uma altitude média de  $770 m$ . O solo da bacia é caracterizado por alto teor de ferro e de alumínio. A vegetação predominante é o cerrado, matas galerias ao longo dos rios e *Pinus sp.* e *Eucalyptus sp.* nas áreas de reflorestamento (TUNDISI; MATSUMURA-TUNDISI, 1995).

O clima é determinado por massas de ar tropicais e equatoriais, com um período seco de maio a outubro e, um período úmido, de novembro a abril. Segundo a classificação de Köppen (SCOTT, 1989), o clima da bacia hidrográfica do Lobo pode ser o Cwa (clima de monções sub-tropical) ou Aw (clima de savana tropical). A direção do vento é predominantemente associada ao eixo Norte-Sul. As velocidades médias do vento variam de  $1 ms^{-1}$  a  $4 ms^{-1}$ , sendo maiores durante o inverno e início da primavera. Frentes frias ocorrem com freqüência nas estações do outono e inverno.

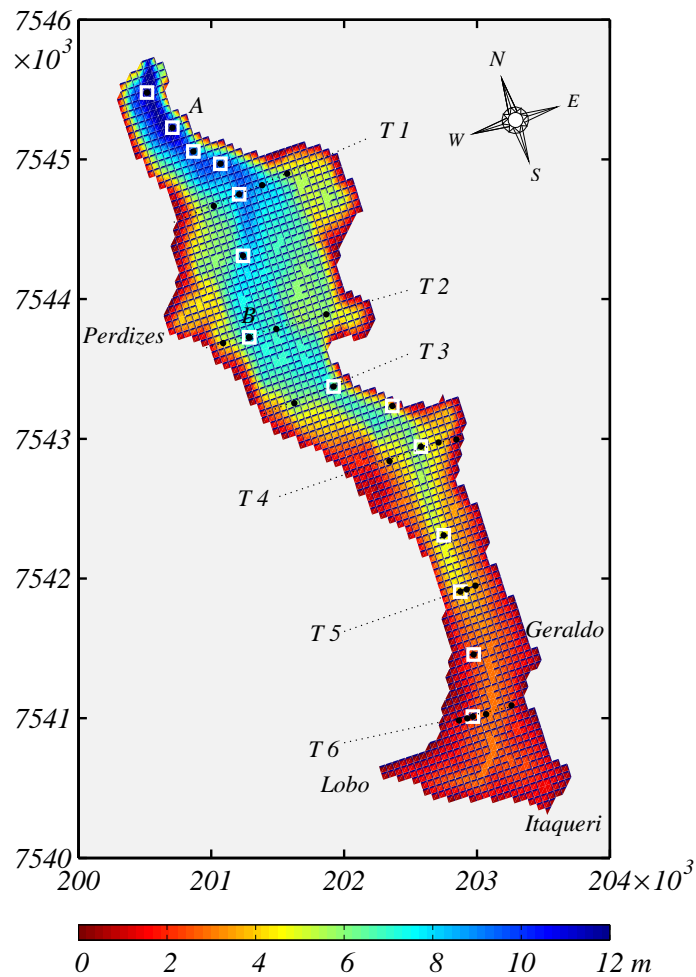


Figura 2: Batimetria e estações de amostragem no reservatório do Lobo (S.Paulo, Brasil). A estação *A*, próxima à barragem, indica a posição da cadeia de termístores, ADCP, estação meteorológica e estação limnológica durante a campanha de 2001. A estação *B* indica a localização do ADCP durante a campanha de 2003. Os quadrados brancos correspondem às estações da seção longitudinal onde foram realizados perfis com uma sonda oceanográfica de alta performance (CTD), enquanto os pontos negros assinalam a posição das estações das seções transversais.

O reservatório tem quatro tributários principais: Itaqueri, Lobo, Geraldo e Perdizes. As vazões máximas e o volume máximo escoado ocorrem no verão, como resposta a eventos de chuva frequentes. Durante décadas o reservatório vem sendo utilizado principalmente para recreação. Entretanto, após outubro de 2000 foi retomada a sua utilização para a geração de energia hidrelétrica. Assim, as regras operacionais também sofreram mudanças: antes de Outubro de 2000 a retirada dos volumes de água armazenados era feita pelos vertedores, localizados na porção superior do corpo da barragem e, agora, é feita principalmente pelas tomadas de água das turbinas, as quais têm  $1,8\text{ m}$  de altura e estão localizadas a aproximadamente  $3\text{ m}$  do fundo.



Estudos realizados no reservatório do Lobo mostraram que, no verão, a sua estrutura térmica apresenta um padrão diário de estratificação durante o dia e de mistura à noite. No inverno, foram observados pequenos gradientes de temperatura na coluna d'água durante o dia e total isoterminia à noite (SIMONATO, 1986). Estudos ecológicos recentes mostraram também que o reservatório do Lobo é atualmente um ecossistema mesotrófico (LEITE; ESPÍNDOLA, 2002).

## 4.2 Os experimentos de campo

Realizaram-se nesta pesquisa dois experimentos de campo no reservatório do Lobo. Em ambos os experimentos utilizaram-se instrumentos capazes de detectar pequenas variações na estrutura térmica, na estrutura química e no campo de velocidades. Os experimentos foram realizados no outono, época do ano em que diferentes combinações e mudanças rápidas nas forçantes meteorológicas usualmente ocorrem, proporcionando assim uma maior diversidade de eventos. Durante os 16 *dias* de amostragem do primeiro experimento ocorreram períodos calmos, uma tempestade, uma frente fria e foram observadas correntes de densidade. No segundo experimento as condições climáticas também foram variáveis.

### 4.2.1 Experimento de campo de 2001

O primeiro experimento de campo desta pesquisa foi realizado no reservatório do Lobo entre 29 de março e 16 de abril de 2001. Durante o experimento foram realizadas medições detalhadas das variáveis hidrodinâmicas em uma estação, assim como um estudo de variação diurna de 25 h de duração. Esse experimento teve por objetivo investigar a variabilidade temporal da estrutura térmica.

## Meteorologia

Uma estação meteorológica automática foi montada na estação A (Figura 2 e Figura 3), a  $\sim 2\text{ m}$  acima da superfície da água. Durante o experimento foram coletados os seguintes dados meteorológicos: umidade relativa do ar, velocidade e direção do vento, radiação de ondas curtas e de ondas longas, temperatura do ar e altura de chuva.



Figura 3: Ilustração da estação meteorológica no reservatório do Lobo. A cadeia de termístores foi instalada conjuntamente na coluna d'água.

## Medições no lago

### *Série temporal de temperatura*

Para determinar a temperatura da água em várias profundidades durante os 16 *dias* do experimento, instalou-se no dia 29 de março de 2001 uma cadeia de termístores (sensores de temperatura) na estação A. Os 40 termístores foram espaçados de modo a registrar os gradientes verticais de temperatura: espaçamento de 0,5 *m* da superfície à profundidade de 2 *m* e intervalos de 0,25 *m* da profundidade de 2 *m* até ao fundo do reservatório. A profundidade da água naquela estação era de aproximadamente 11,6 *m*. A acuidade dos termístores utilizados é de 0,01°C, a resolução é de 0,0001°C e o tempo de resposta correspondente de  $\sim 3$  *s*. Os sensores foram calibrados antes do experimento e verificados após o término do mesmo. Os sensores amostraram a temperatura da coluna d'água a cada 30 *s* e os dados coletados foram armazenados em um data-logger na própria estação.

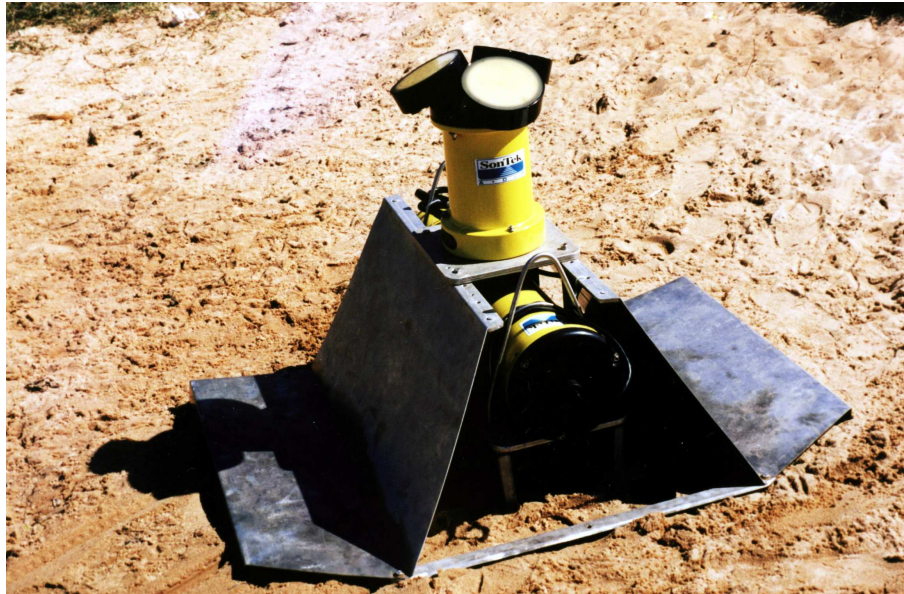


Figura 4: Ilustração do “acoustic Doppler current profiler” (ADCP).

#### *Série temporal de velocidades*

Para coletar dados da variação do campo de velocidades instalou-se também na estação A um “acoustic Doppler current profiler” (ADCP) no início do experimento. O ADCP, mostrado na Figura 4, foi configurado para fazer duas varreduras por segundo na coluna d’água, utilizando células de  $0.25\text{ m}$  de espessura. De modo a aumentar a representatividade dos dados, realizou-se a média dos perfis a cada intervalo de  $10\text{ min}$ .

#### *Amostragem diária de variáveis limnológicas*

Dados de temperatura da água, oxigênio dissolvido, condutividade e pH foram determinados diariamente, em geral às 09:00 h da manhã, em cinco profundidades na estação A com uma sonda multi-paramétrica (HORIBA-10).

## **Hidrologia**

As vazões de saída diárias da represa do Lobo foram medidas e fornecidas pelo DAEE (Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo). Os níveis do reservatório não foram medidos naquele ano, mas mantiveram-se praticamente constantes durante o experimento. As vazões de entrada também foram estimadas pois as estações

fluviométricas a montante da represa estão desativadas. As temperaturas das águas de entrada dos rios Lobo e Itaqueri foram amostradas duas vezes por dia, sendo a primeira às 09:00 h e a segunda aproximadamente às 16:00 h.

Para o cálculo das vazões de entrada foi necessário fazer várias hipóteses e aproximações. As vazões do escoamento básico dos quatro tributários foram estimadas a partir dos dados de 1983, quando as estações fluviométricas operavam regularmente e era um ano igualmente úmido. Para o traçado do hidrograma correspondente a cada rio foi necessário estimar-se três parâmetros: o tempo de pico, o tempo de base e o volume do escoamento direto. Com base em hidrogramas da série histórica dos anos de 1980 a 1989 fornecida pelo DAEE, estimou-se o tempo de pico e o tempo de base como sendo 8 h e 48 h, respectivamente, para os hidrogramas de todos os tributários. Para o cálculo do volume do escoamento direto, calculou-se primeiramente um coeficiente de deflúvio  $C$  único para toda a bacia hidrográfica. De posse desse coeficiente, o volume do escoamento direto  $V$  de cada hidrograma foi calculado em função da equação  $V = C.P.A$ , onde  $P$  é a altura precipitada e  $A$  é a área de cada sub-bacia hidrográfica. O cálculo do coeficiente  $C$  foi feito a partir da própria definição, ou seja, da razão entre o volume do escoamento direto da bacia do Lobo e o volume de água precipitada na bacia do Lobo. O volume do escoamento direto da bacia foi obtido através do balanço hídrico do reservatório, considerando o nível constante e desprezando-se a evaporação durante o experimento. Assim, os volumes de entrada foram iguais aos volumes de saída. O volume do escoamento direto foi, então, obtido pela diferença entre os volumes de entrada e os volumes decorrentes do escoamento subterrâneo no período do experimento. O coeficiente de deflúvio obtido,  $C = 0,3$ , foi usado para a construção de todos os hidrogramas.

### 4.2.2 Experimento de campo de 2003

O segundo experimento de campo, realizado entre 22 e 28 de maio de 2003 no reservatório do Lobo, teve por objetivo investigar a variabilidade espacial da estrutura térmica. O estudo teve dois componentes: (i) variabilidade espacial ao longo de 24 h, e; (ii) variabilidade espacial na escala diária.

Com essa finalidade, realizaram-se coletas de perfis verticais com uma sonda oceanográfica de alta performance (CTD - *conductivity temperature depth*) ilustrada na Figura 5, em



Figura 5: Ilustração da sonda oceanográfica de alta performance (CTD).

estações dos transectos transversais e longitudinal mostrados na Figura 2.

Para a escolha das coordenadas das estações do transecto longitudinal realizou-se o levantamento batimétrico do antigo leito do rio, com um ADCP montado em um barco. Enquanto o barco atravessou todo o comprimento do reservatório, o ADCP fez perfis na coluna d'água em vários pontos do trajeto, registrando as profundidades encontradas. Nos pontos de profundidades máximas, correspondentes à antiga calha do rio, registraram-se as respectivas coordenadas com o GPS.

## Meteorologia

Os dados meteorológicos para o período em estudo foram obtidos de uma estação meteorológica instalada no CRHEA (Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada), USP, a qual fica localizada próxima à margem do lago. Os dados utilizados na modelagem 3D foram: velocidade e direção do vento (de uma estação convencional localizada a 10 m de altura), umidade relativa do ar, radiação de ondas curtas e de ondas longas, temperatura do ar e altura de chuva. Esses dados corresponderam à média dos valores medidos no intervalo de 30 min.

## Medições no lago

### *Variação nictemeral realizada em várias estações*

O estudo da variação nictemeral foi realizado das 16:54 h do dia 22 de maio às 17:41 h do dia 23 de maio de 2003, sendo feita uma varredura a cada 3 h. Para esse estudo escolheram-se as estações do transecto longitudinal entre a barragem e T4 e dos transectos transversais T1, T2, T3 e T4, todas assinaladas na Figura 2. Em cada uma das 20 estações foram realizadas medidas ao longo do eixo vertical (perfil) com o CTD. Nesse estudo, nem todas as estações do transecto longitudinal foram amostradas.

As seguintes variáveis foram determinadas com o CTD : pressão (resolução de 0,002% e acuidade inicial de 0,1% do fundo de escala), temperatura (resolução de 0,0001 °C e acuidade inicial de 0,005 °C ), condutividade (resolução de 0,00001  $\mu S m^{-1}$  e acuidade inicial de 0,0005  $\mu S m^{-1}$  ), potencial redox (acuidade inicial de 1,0 mV), pH (resolução de 0,001 pH e acuidade inicial de 0,1 pH), e turbidez (acuidade inicial de 0,1 NTU). O CTD amostrava a 0,25 Hz e descia a uma velocidade de  $\sim 20 cm s^{-1}$ . A instrumentação e a logística foram planejadas de modo a realizar-se uma amostragem quase sinóptica, com cada varredura completa realizada em aproximadamente 1 hora.

### *Amostragem diária nas estações do transecto longitudinal*

Nos dias 24 a 28 de maio de 2003, foram feitos perfis diários com o CTD em todas as estações do transecto longitudinal (no total de 20 estações). A varredura iniciou usual-

mente às 16:00 h, terminando aproximadamente às 17:00 h. As mesmas variáveis amostradas no estudo de variação nictemeral foram amostradas neste período.

### *Séries temporais de velocidade e de temperatura em uma estação*

As velocidades da água na estação B, localizada no corpo principal do reservatório (ver Figura 2), foram registradas por um ADCP instalado às 11:20 h do dia 22 de maio e retirado às 17:20 h do dia 28 de maio. A profundidade do lago na estação era de  $\sim 8 m$ . O ADCP foi configurado para fazer duas varreduras por segundo na coluna d'água, utilizando células de  $0,25 m$  de espessura. De modo a aumentar a confiabilidade das medidas, realizou-se a média dos perfis coletados a cada intervalo de  $10 min$ .

### *Correntes superficiais*

Para obter dados das correntes superficiais no reservatório, úteis na fase de validação do modelo hidrodinâmico 3D, utilizou-se um *sistema flutuador-GPS*, o qual é mostrado na Figura 6. O flutuador tinha quatro painéis montados perpendicularmente entre si, tendo cada painel  $0,5 m \times 1,0 m$ . O *sistema flutuador-GPS* foi solto no corpo principal do reservatório às 11:40 h do dia 22 de maio e recuperado às 18:44 h do dia 23 de maio de 2003. A frequência de amostragem do GPS foi de  $0,1 Hz$  e a precisão  $6 m$ .



Figura 6: Vista geral do sistema flutuador-GPS.

## Hidrologia

As vazões de saída e os níveis do reservatório para o período em estudo foram fornecidos pelo DAEE (Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo) e ELEKTRO, a concessionária que gerencia a produção de energia da represa, respectivamente. Durante o experimento as temperaturas dos tributários foram medidas uma única vez, as vazões de entrada foram medidas duas vezes em cinco deles (Água Branca, Itaqueri, Lobo, Perdizes e Geraldo) e quatro vezes em dois deles (Itaqueri e no seu afluente Água Branca). A vazão de pico e o tempo de pico não puderam ser medidos e foram estimados com base na série histórica. Assumiu-se um tempo de pico de 8 h e um tempo de base de 48 h para todos os hidrogramas. Assumiu-se também que as vazões medidas no início do experimento correspondiam às vazões do escoamento básico, uma vez que eram precedidos por um período longo de estiagem, e que esses valores eram constantes durante o experimento. Com base no balanço hídrico do reservatório e desprezando-se a evaporação, calculou-se um coeficiente de deflúvio único e igual a 0,128 para a bacia hidrográfica. Com os valores adotados e com  $C = 0,128$  traçaram-se os hidrogramas para todas as sub-bacias.

### 4.3 O modelo hidrodinâmico 3D

#### 4.3.1 Introdução

Um modelo matemático é uma ferramenta de pesquisa, de planejamento e de gerenciamento. Dada a possibilidade da geração de cenários, auxilia na definição de regras de uso e operação de um reservatório sob condições hidrometeorológicas variadas. A partir do entendimento da dinâmica do reservatório, os modelos matemáticos possibilitam também o planejamento de programas de monitoramento, ou seja, a determinação de pontos de amostragem mais adequados e a frequência das coletas.

Os modelos matemáticos podem ser simples, como os modelos paramétricos ou, mais sofisticados, como os modelos numéricos. Os modelos hidrodinâmicos numéricos usam esquemas de diferenças finitas ou elementos finitos para resolver as equações do transporte e permitem variabilidade temporal nas vazões de entrada e de saída do reservatório e



nas forçantes meteorológicas. Os modelos uni e bi-dimensionais têm sido utilizados com sucesso para a simulação de cenários de reservatórios em escalas de tempo curtas e longas.

Os modelos hidrodinâmicos 3D, por sua vez, procuram representar os principais processos físicos que ocorrem no lago e são os únicos capazes de simular o percurso das partículas. Assim, vários desses modelos vêm sendo utilizados no estudo dos processos físicos em lagos, estuários e reservatórios (ASHAN; BLUMBERG, 1999; BELETSKY et al., 1997; CASULLI; CHENG, 1992; CASULLI, 1997; HODGES et al., 2000c; LAVAL et al., 2003; RUEDA et al., 2003b). Na última década, o avanço tecnológico da instrumentação tem acompanhado o avanço da modelagem. Estudos têm demonstrado que somente com dados de entrada coletados com instrumentos com ótima acuidade e resolução podem ser realizadas simulações numéricas 3D confiáveis (IMBERGER, 1994). Para o estudo de modelagem no reservatório do Lobo utilizou-se o modelo ELCOM (Estuary and Lake Computer Model), um modelo hidrodinâmico tridimensional desenvolvido no *Centre for Water Research, University of Western Australia*. O ELCOM foi anteriormente aplicado em vários ecossistemas aquáticos estratificados como o lago Kinneret em Israel (LAVAL et al., 2003) e o lago Burrigorang e o estuário do rio Swan, ambos na Austrália (HODGES et al., 2000c).

### 4.3.2 Considerações gerais

ELCOM é um modelo hidrodinâmico que permite a simulação do comportamento temporal e espacial de corpos de água sujeitos às forçantes ambientais. Processos modelados e simulados incluem as respostas barotrópicas e baroclínicas, efeitos de rotação, efeitos de maré e variações de nível, transferências de energia e momento na superfície, aporte e retirada de vazões e transporte de escalares (sal, calor e constituintes passivos). O modelo ELCOM pode ser utilizado na simulação 3D do transporte e das interações dos processos físicos, químicos e biológicos quando acoplado ao modelo CAEDYM (Computational Aquatic Ecosystem Dynamics Model), o qual foi também desenvolvido no *Centre for Water Research, UWA*.

O modelo resolve as equações dinâmicas de Navier-Stokes, com as aproximações de Boussinesq e hidrostática, e as equações de transporte (i.e. temperatura, salinidade, traçadores). Para o cálculo do transporte turbulento o modelo utiliza um sub-modelo de mistura. A evolução da superfície livre é governada pela equação da continuidade para fluidos incom-

pressíveis, integrada na coluna de água e aplicando-se a condição de contorno cinemática. As trocas de calor através da superfície livre são regidas por um sub-modelo de transferência de calor para a interface ar-água. A transferência de energia através da superfície livre é separada em componentes não penetrativos como radiação de ondas longas, transferência de calor sensível (condução) e perdas de calor por evaporação, complementados por componentes penetrativos como a radiação de ondas curtas. O efeito dos componentes não penetrativos são introduzidos como fonte de temperatura na camada de mistura de superfície, enquanto os efeitos penetrativos são introduzidos como termos fonte em uma ou mais camadas na coluna de água baseados no decaimento exponencial e extinção da radiação (Lei de Beer).

O ELCOM calcula o passo de tempo das simulações em estágios, consistindo em: (1) introdução do aquecimento/resfriamento das camadas superficiais através do modelo de transferência de calor, (2) mistura das concentrações dos escalares simulados e da quantidade de movimento utilizando o modelo de camada de mistura turbulenta, (3) introdução da energia do vento como fonte de momento no modelo de camada de mistura, (4) solução da evolução da superfície livre e campos de velocidade, (5) difusão horizontal do momento, (6) advecção dos escalares, e (7) difusão horizontal dos escalares. As equações são discretizadas em diferenças finitas e os algoritmos hidrodinâmicos são baseados no método Euleriano-Lagrangiano para a advecção do momento com a solução por gradientes-conjugados da elevação da superfície livre. O transporte por advecção dos constituintes é realizado no modelo pela aplicação do método de discretização conservativo *ultimate quickest*. A malha de discretização utiliza células retangulares cartesianas (com opção para se trabalhar em coordenadas curvilíneas) com espaçamento horizontal  $\Delta X$  e  $\Delta Y$  fixo enquanto o espaçamento vertical  $\Delta Z$  pode variar em função de  $Z$ . As velocidades são definidas nas faces de cada célula e a superfície livre e as concentrações de escalares são definidos no centro das células. A altura da superfície livre (em cada coluna de células da malha) move-se verticalmente através das camadas, como requerido pela equação da evolução da superfície livre.

O ELCOM é implementado em Fortran 90 (com extensões de Fortran 95) de modo que o domínio tridimensional pode ser mapeado em um simples vetor visando grande eficiência computacional através de técnicas de *array-processing*. Apenas as células computacionais que contêm água são representadas neste vetor reduzindo-se assim os requisitos de

memória. A arquitetura do código permite paralização e vetorização na compilação em Fortran 90 sem a necessidade de modificações do código para diferentes plataformas de computação. Uma futura extensão do ELCOM irá incluir os efeitos da pressão dinâmica para representar a parcela não-linear da dinâmica de ondas internas, perdida no modelo original devido à aproximação hidrostática.

### 4.3.3 Equações hidrodinâmicas

Para um vetor de velocidades  $\mathbf{v} = (u, v, w)$ , as equações básicas são:

$$\nabla \cdot \mathbf{v} = 0 \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla u = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \mu \nabla_{\perp}^2 u + \frac{\partial}{\partial z} \left( \nu \frac{\partial u}{\partial z} \right) + f v \quad (4.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla v = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \mu \nabla_{\perp}^2 v + \frac{\partial}{\partial z} \left( \nu \frac{\partial v}{\partial z} \right) - f u, \quad (4.3)$$

onde

$$\nabla = \left( \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right), \quad \nabla_{\perp}^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2},$$

$\mu$  e  $\nu$  são as viscosidades horizontal e vertical,  $f$  é o parâmetro de Coriolis,  $p$  a pressão e  $\rho_0$  a densidade de referência (veja abaixo). A aproximação hidrostática significa dizer que o termo da variação da pressão na direção  $x$  é dada por:

$$-\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{g}{\rho_0} \int_{z'}^{\eta} \frac{\partial \rho'}{\partial x} dz' \quad (4.4)$$

e de forma semelhante para a direção  $y$ ,

$$\rho = \rho_0 + \rho' \quad (4.5)$$

com  $\rho_0$  dado pela equação da Unesco, dependente da temperatura, salinidade e profundidade. O primeiro termo do lado direito da equação (4.4) é o componente barotrópico da

pressão e o segundo é o componente baroclínico da pressão.

A equação da conservação da massa (4.1) leva à equação da superfície livre,

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\eta} u dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\eta} v dz = 0 \quad (4.6)$$

para a elevação da superfície livre  $\eta$  e a coluna de água de profundidade  $h$ .

Um vento na superfície com velocidade  $(u_{\text{vento}}, v_{\text{vento}})$  leva à condição de fronteira da superfície livre:

$$\nu \frac{\partial(u, v)}{\partial z} = c_D \frac{\rho_{\text{agua}}}{\rho_{\text{ar}}} \sqrt{u_{\text{vento}}^2 + v_{\text{vento}}^2} (u_{\text{vento}}, v_{\text{vento}}) = \tau_w(x, y), \quad (4.7)$$

onde  $\rho_{\text{ar}}$  e  $\rho_{\text{agua}}$  são as densidades do ar e da água respectivamente, e  $c_D$  é o coeficiente de arrasto.

As condições de fronteira em uma extremidade podem ser especificadas como sendo *no-slip*, *full-slip*, ou aberta. Todas as demais fronteiras, como por exemplo o fundo, são *no-slip*.

Qualquer componente passivo, como salinidade e temperatura é governado pela equação:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla c = \mu \nabla_{\perp}^2 c + \frac{\partial}{\partial z} \left( \nu \frac{\partial c}{\partial z} \right) \quad (4.8)$$

para o componente  $c$ .

Uma descrição detalhada das técnicas de discretização é encontrada em Hodges et al. (2000c).

### 4.3.4 Trocas superficiais de calor

Os componentes do sub-modelo de calor do modelo ELCOM são ilustrados na Figura 7. Os dados meteorológicos necessários à execução desse sub-modelo incluem: (a) radiação de ondas curtas (comprimentos de onda de 300 a 1000  $nm$ ), (b) radiação de ondas longas (maior do que 1000  $nm$ ), (c) temperatura do ar, (d) umidade do ar, (e) cobertura por

nuvens, (f) velocidade do vento, e (g) precipitação. A temperatura da água, necessária aos cálculos de troca de calor, é inicialmente obtida através de medição direta na coluna de água e posteriormente fornecida pela simulação numérica. A escala temporal de resolução do modelo é da ordem de minutos, sendo usualmente necessária uma periodicidade de amostragem das variáveis meteorológicas em torno de 15 minutos (estações meteorológicas automáticas instaladas diretamente sobre o corpo hídrico).

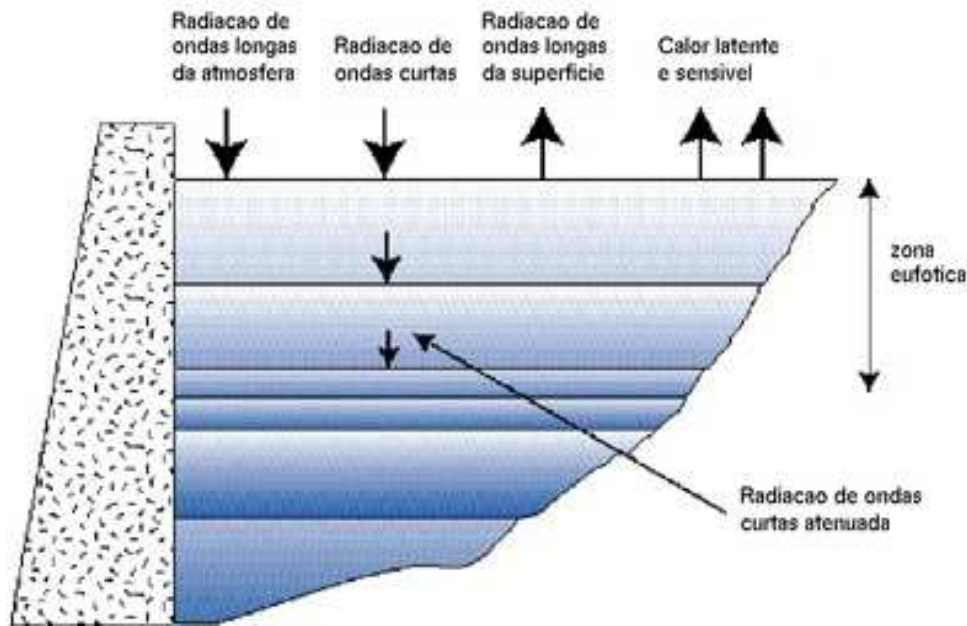


Figura 7: Corte esquemático de um reservatório ilustrando as trocas superficiais de calor. Modificado de Dallymore e Hodges (2000).

### Radiação de ondas curtas – $Q_{sw}$

Em aplicações recentes do modelo ELCOM tem-se medido em curtos intervalos de tempo a radiação de ondas curtas sobre a superfície da água  $Q_{sw_o}$ , sendo dispensadas as equações de distribuição sinusoidal para correção da radiação média diária. Porém, devido à reflexão da superfície da água, essa medida direta deve ser corrigida. O coeficiente de reflexão de ondas curtas  $r_a^{sw}$  ou albedo, varia de lago para lago e depende da inclinação do sol, da cor da água e do estado de perturbação por ondas na interface ar-água. Existem diversos métodos para a estimativa de  $r_a^{sw}$  os quais sempre introduzem incertezas. A estimativa da radiação de ondas curtas é dada pela seguinte equação:

$$Q_{sw} = (1 - r_a^{sw})Q_{sw_o} \quad (4.9)$$

Sendo a radiação de ondas curtas penetrativa, a energia é distribuída ao longo da coluna de água, ao contrário dos demais fluxos não-penetrativos e que são, portanto, absorvidos pela camada superficial ou emitidos por esta. No modelo, a radiação de ondas curtas é distribuída ao longo da profundidade  $z$  de acordo com a lei de Beer-Lambert:

$$Q_{sw}(z) = Q_{sw}(z=0)e^{\eta z} \quad (4.10)$$

onde  $\eta$  é o coeficiente de extinção. Assim, a energia de ondas curtas que chega a uma camada  $j$  é:

$$\Delta Q_{sw_j} = Q_{sw_j} - Q_{sw_{j-1}} \quad (4.11)$$

ou

$$\Delta Q_{sw_j} = Q_{sw_j}(1 - e^{-\eta_j \Delta z_j}) \quad (4.12)$$

com  $\eta_j$  o coeficiente de extinção na camada  $j$  de espessura  $\Delta z_j = z_j - z_{j-1}$  ( $z_o = 0$  e  $z_n = H$ , onde  $H$  é a profundidade total da coluna de água nas coordenadas horizontais  $[i, j]$ ). A variação vertical de  $\eta$  deve-se principalmente ao sombreamento do plâncton e às alterações de cor, que podem ser simulados por um modelo de qualidade da água acoplado. Assume-se no balanço de calor que  $\Delta Q_{sw_j}$  é convertido em calor e que  $\Delta Q_{sw_j} > 0$  representa uma entrada de calor e  $\Delta Q_{sw_j} < 0$  representa uma remoção de calor da camada  $j$ .

### Radiação de ondas longas – $Q_{lw}$

A radiação de ondas pode ser determinada por três diferentes métodos, dependendo dos dados meteorológicos disponíveis para a modelagem.

1° método – *Radiação incidente de ondas longas*

Quando a medida disponível é a radiação incidente de ondas longas ( $Q_{lw_o}$ ), torna-se necessária a correção devido ao albedo e o cálculo da emissão de radiação da superfície da água. Nesse caso, a radiação de ondas longas que penetra a superfície da água é calculada pela seguinte equação:

$$Q_{lw_i} = Q_{lw_o}(1 - r_a^{lw}) \quad (4.13)$$

onde  $r_a^{lw}$  é o albedo para a radiação de ondas longas (usualmente adotado como constante e igual a 0.3).

A radiação de ondas longas emitida pela superfície da água é calculada pela equação:

$$Q_{lw_e} = \epsilon_w \sigma T_w^4 \quad (4.14)$$

onde  $\epsilon_w$  é a emissividade da superfície da água ( $\epsilon_w = 0.96$ ),  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzman ( $\sigma = 5.6697 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$ ), e  $T_w$  é a temperatura absoluta da superfície da água.

Assim, a radiação efetiva de ondas longas depositada na camada superficial é dada pela expressão:

$$Q_{lw} = Q_{lw_i} - Q_{lw_e} = Q_{lw_o}(1 - r_a^{lw}) - \epsilon_w \sigma T_w^4 \quad (4.15)$$

2° método – *Radiação efetiva de ondas longas*

Quando é medida a radiação efetiva de ondas longas sobre a superfície, a única correção necessária é a devida ao albedo:

$$Q_{lw} = Q_{lw_o}(1 - r_a^{lw}) \quad (4.16)$$

3º método – Cobertura por nuvens

Quando não existe nenhuma medida de radiação de ondas longas, torna-se necessária a estimativa baseada nas condições atmosféricas utilizando a fração de cobertura do céu por nuvens ( $0 \leq C \leq 1$ ).

A radiação de ondas longas incidente na superfície da água pode ser estimada pela equação:

$$Q_{lw_i} = Q_{lw_o}(1 - r_a^{lw}) \quad (4.17)$$

com  $Q_{lw_o}$  dado por:

$$Q_{lw_o} = (1 + 0.17C^2)\epsilon_a(T_a)\sigma T_a^4, \quad (4.18)$$

onde o índice  $a$  refere-se às propriedades do ar. Swinbank (1963) mostrou que:

$$\epsilon_a(T_a) = C_e T_a^2 \quad (4.19)$$

onde  $C_e = 9.37 \times 10^{-6} K^{-2}$ .

Como descrito anteriormente, a emissão de ondas longas do reservatório é dada por:

$$Q_{lw_e} = \epsilon_w \sigma T_w^4 \quad (4.20)$$

Portanto, a radiação efetiva de ondas longas é dada pela seguinte equação:

$$Q_{lw} = Q_{lw_i} - Q_{lw_e} = (1 + 0.17C^2)C_e \sigma T_a^6 (1 - r_a^{lw}) - \epsilon_w \sigma T_w^4 \quad (4.21)$$



### Calor sensível – $Q_{sh}$

A perda de calor sensível da superfície do corpo hídrico é estimada pela equação:

$$Q_{sh} = C_s \rho_a C_p U_a (T_a - T_w) \quad (4.22)$$

onde  $C_s$  é o coeficiente de transferência de calor sensível ( $= 1.3 \times 10^{-3}$ ),  $\rho_a$  é a densidade do ar ( $= 1,2256 \text{kgm}^{-3}$ ),  $C_p$  é a capacidade de calor específico do ar ( $= 1003 \text{Jkg}^{-1}\text{C}^{-1}$ ),  $U_a$  é a velocidade do vento à superfície da água em  $\text{ms}^{-1}$ , com as temperaturas do ar e da água em grau Celsius ou em Kelvin.

### Calor latente – $Q_{lh}$

A perda de calor devido à evaporação é estimada pela expressão:

$$Q_{lh} = \min(0, C_l \rho_a L_e U_a (e_a - e_s)) \quad (4.23)$$

onde  $C_l$  é o coeficiente de transferência de calor latente ( $= 1.3 \times 10^{-3}$ ),  $\rho_a$  é a densidade do ar ( $= 1,2256 \text{kgm}^{-3}$ ),  $L_e$  é o calor latente de evaporação da água ( $= 2,453 \times 10^6 \text{Jkg}^{-1}$ ),  $U_a$  é a velocidade do vento em  $\text{ms}^{-1}$ ,  $e_a$  é a pressão de vapor do ar e  $e_s$  é a pressão de saturação de vapor à temperatura da superfície da água – os efeitos da condensação são desprezados no modelo. A pressão de saturação de vapor à temperatura da superfície da água  $e_s$  pode ser calculada pela equação:

$$e_s = \exp \left[ 2,3026 \left( \frac{7,5T_w}{T_w + 237,3} + 0,7858 \right) \right] \quad (4.24)$$

onde a temperatura da água  $T_w$  é dada em Celsius.

Uma descrição detalhada das equações de transferência de calor é encontrada em Hodges (1998). Uma revisão detalhada das equações de troca de calor na interface ar-água, com referências aos experimentos utilizados na determinação dos coeficientes, pode ser encontrada em Imberger e Patterson (1990).

### 4.3.5 Trocas superficiais de massa

A troca de massa através da camada superficial associada ao fluxo de calor latente é estimada por:

$$\Delta M_{lh} = \frac{-Q_{lh}S_o}{L_v} \quad (4.25)$$

onde  $S_o$  é a área da camada superficial e  $L_v$  é o calor latente de vaporização da água.

Quanto à chuva, é assumido que ela possui a mesma temperatura da camada superficial e sua contribuição no balanço de massa é dada por:

$$\Delta M_{rain} = \rho_o S_o r_h \quad (4.26)$$

onde  $\rho_o$  é a densidade da água à superfície e  $r_h$  é a precipitação.

### 4.3.6 Sub-modelo de mistura vertical

O modelo ELCOM representa os termos das tensões verticais de Reynolds (e portanto os fluxos turbulentos) nas equações de momento e transporte utilizando uma abordagem 3D da camada de mistura, derivada dos balanços de energia de mistura da modelagem 1D de lagos (SPIGEL; IMBERGER; RAYNER, 1986; IMBERGER; PATTERSON, 1989). Enquanto os modelos de camada de mistura 1D são tipicamente lagrangianos, variando o grau de discretização na vertical para ajustar o número de regiões de mistura na coluna de água, o presente método 3D utiliza uma abordagem euleriana e uma grade fixa, uma vez que os métodos lagrangianos 3D tipicamente produzem células altamente distorcidas na grade quando da presença de gradientes horizontal e mistura. Assim, o ELCOM aplica para cada coluna de água um modelo 1D de camada de mistura para fornecer o transporte vertical turbulento e, então, resolve o transporte 3D da energia cinética turbulenta (ECT) reproduzindo os efeitos dinâmicos dos movimentos 3D e disponibilização da ECT para a mistura. O sub-modelo 3D de mistura turbulenta é descrito com detalhes em Hodges (2000).

*Termos de energia no modelo de camada de mistura*

Para entender a presente abordagem de camada de mistura, torna-se necessário a definição qualitativa de alguns dos fluxos de energia (a definição quantitativa é apresentada no próximo item). Existem quatro termos principais: (1) a ECT disponível para a mistura,  $E_A$ ; (2) a ECT necessária para a mistura,  $E_R$ ; (3) a ECT dissipada,  $E_\epsilon$ ; e; (4) a energia residual de mistura,  $E_M$ . Entre estes somente o último, que é efetivamente a soma dos outros ao final do algoritmo de mistura, é considerado uma variável transportável. Ainda é necessário caracterizar dois tipos de eventos de mistura em fluidos estratificados: (1) mistura convectiva dos gradientes instáveis de densidade que reduz a energia potencial do fluido e libera ECT, e (2) mistura dos gradientes estáveis de densidade que dissipa ECT e aumenta a energia potencial do fluido. Destes, o primeiro é uma das fontes de ECT para a mistura  $E_A$ , enquanto que o segundo tipo é exatamente a energia local requerida para a mistura  $E_R$ . Estes dois termos de gradiente de densidade são calculados a partir da escala de flutuação vertical (eq. 4.38 apresentada adiante), com valores negativos correspondendo à contribuição convectiva para  $E_A$  e valores positivos fornecendo a  $E_R$ . A distinção entre as formas positiva e negativa da escala de flutuação é crítica para o modelo uma vez que os gradientes de densidade instáveis irão sempre gerar  $E_A$ , enquanto um gradiente estável  $E_R$  somente consumirá  $E_A$  quando  $E_A + E_M \leq E_R$ . Finalmente, é necessária uma definição para a “camada de mistura”; esta é tomada como uma seqüência contínua na vertical de células da grade computacional que compartilham uma mesma densidade e concentração de escalares. De acordo com esta definição, uma versão discreta da estratificação linear com sete células na grade, como mostrada na Figura 8a, é um sistema com sete camadas de mistura, enquanto o sistema em 8c possui o mesmo número de células mas somente quatro camadas de mistura. Vale observar que no modelo de camada de mistura, as camadas não têm uma existência dinâmica fora do algoritmo e não carregam essa informação para passos de tempo sucessivos. Então, quando o algoritmo de mistura é chamado pelo modelo principal, as camadas são calculadas a partir da estrutura de densidade e da energia de mistura presentes, sem referência explícita a qualquer estrutura de camadas anterior.

A presente abordagem não utiliza equações diferenciais na combinação da espessura da camada de mistura, da taxa de mistura, e das trocas de calor através da superfície uma vez que na prática a resolução vertical de modelos 3D é ainda por demais grosseira para

permitir a solução da evolução da camada de mistura por equações diferenciais ou transferência de calor com condições de contorno de gradiente. A abordagem discreta adotada no modelo de mistura, apesar de simples, permite a solução do conjunto de equações e abandona os modelos de mistura vertical baseados no conceito de *eddy-diffusion* (coeficiente de difusão turbulenta), produzindo resultados mais realistas para a mistura em lagos e reservatórios (HODGES et al., 2000b).

### *Mistura discreta de camadas verticais*

O processo de mistura para qualquer propriedade por unidade de massa no sistema  $\Gamma$ , em uma célula  $i, j, k$  pode ser definido pelo operador  $M()$ :

$$M(\tilde{\Gamma}_{i,j,k}) = \frac{1}{\tilde{\rho}_{i,j,k} \delta_{i,j,k}} \sum_{m=k_a(i,j,k)}^{k_b(i,j,k)} (\rho \Gamma \Delta z)_{i,j,m} \quad : \quad k_\lambda \leq k \leq k_\eta \quad (4.27)$$

onde  $k_\eta$  é uma célula com a superfície livre;  $k_\lambda$  é uma célula de fundo;  $\delta_{i,j,k}$  é a espessura total da camada de mistura que inclui a célula  $(i, j, k)$ ;  $(k_a, k_b)$  são as células inferior e superior que limitam a camada de mistura;  $\rho$  é a densidade potencial. O símbolo  $\tilde{\phantom{x}}$  indica um valor após a mistura. A equação acima simplesmente diz que uma propriedade por unidade de massa na camada de mistura é igual à integral dessa propriedade em todas as células da camada antes de ocorrer a mistura, dividido pela massa total da camada. A nova densidade potencial  $\tilde{\rho}$ , é determinada por:

$$\tilde{\rho}_{i,j,k} = \frac{1}{\delta_{i,j,k}} \sum_{r=k_a}^{k_b} \rho_{i,j,r} \Delta z_r \quad : \quad k_\lambda \leq k \leq k_\eta \quad (4.28)$$

e a espessura da camada é simplesmente:

$$\delta_{i,j,k} = \sum_{m=k_a}^{k_b} \Delta z_{i,j,m} \quad : \quad k_\lambda \leq k \leq k_\eta \quad (4.29)$$

### *Gradientes instáveis de densidade e mistura*

Considerando a coluna de água linearmente estratificada como mostrado na Figura 8a, cada célula na vertical é considerada uma camada de mistura (i.e. uma região vertical com propriedades escalares e momento uniformes). Então, a resolução da grade computacional define o máximo número de camadas. Se ocorre um resfriamento superficial, o perfil de densidade torna-se instável (Figura 8b) e essa região instável é misturada sucessivamente para baixo até que o sistema torna-se novamente estável (Figura 8c). A mistura instável libera ECT convectiva, que é armazenada como uma característica desse estado temporário da estrutura de densidade. O modelo continua sua varredura através da coluna de água verificando a existência de qualquer outra inversão de densidades, misturando e criando outras regiões de mistura.

### *Mistura de gradientes estáveis de densidade*

Uma vez que a mistura dos gradientes instáveis de densidade é completada, o modelo inicia uma segunda varredura ao longo de cada coluna de água visando a mistura dos

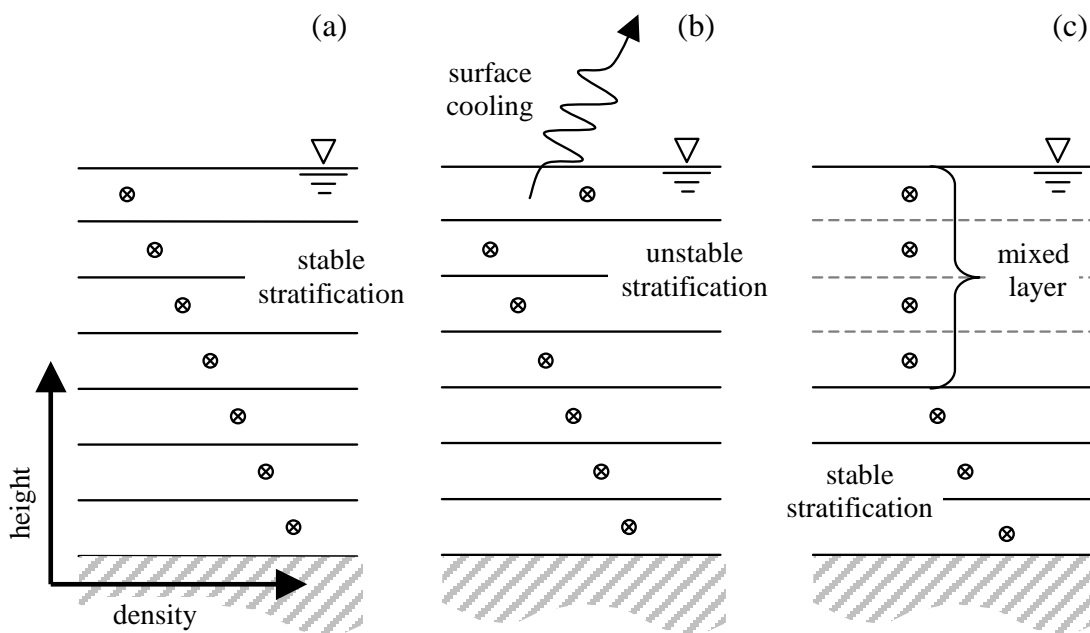


Figura 8: Desenvolvimento da camada de mistura devido a resfriamento superficial e estratificação instável; (a) estratificação estável no início do passo de tempo, (b) resfriamento da superfície criando gradientes instáveis de densidade, (c) as células são misturadas até que um perfil vertical estável seja alcançado. Modificado de Hodges et al. (2000b).

gradientes de densidade estáveis nos quais a energia disponível excede a energia requerida para a mistura. Esta varredura da superfície para o fundo simula o efeito do vento em corpos de água estratificados, e é similar à varredura de baixo para cima desenvolvida por Monismith e Fong (1996) para fluxos em estuários rasos dominados por turbulência produzida no fundo. Começando com a camada de mistura mais superficial da estrutura de densidade temporária (descrita no parágrafo anterior), a energia  $E_R$  requerida para misturar a célula imediatamente abaixo é calculada. A energia disponível  $E_A$  é calculada a partir da ECT produzida pela mistura instável, da velocidade de cisalhamento, e da perturbação do vento (este último somente para a camada de mistura superficial) e, então, é adicionada à energia residual  $E_M$  - remanescente do passo de tempo anterior. A mistura completa entre a célula inferior e a camada de mistura acima ocorre quando a energia disponível para mistura é maior que a energia requerida para tanto. Após a mistura, a energia disponível é decrescida da quantidade utilizada. Onde duas camadas de mistura são adjacentes verticalmente, a camada superior vai misturar-se com a inferior uma célula por vez, como ilustrado na Figura 9. Se ocorre a mistura, a varredura da coluna de água continua com a produção de ECT, devido ao cisalhamento de velocidade entre a camada de mistura e a subsequente célula. Quando a varredura alcança a base da camada de mistura, i.e.  $E_A + E_M(k) + E_M(k-1) < E_R$ , o restante da energia disponível para mistura é reduzida a dissipação ( $E_\epsilon$ ) e é distribuída através da camada para posterior transporte como energia residual  $\tilde{E}_M$ . O modelo então desce para a próxima camada de mistura e a varredura continua calculando a energia disponível a partir da velocidade de cisalhamento entre camadas e células adjacentes, juntamente com qualquer energia residual. Utilizando esta abordagem, regiões com intenso cisalhamento, ou estratificação fraca, no interior da coluna de água, ou junto ao fundo, criam camadas de mistura adicionais.

#### *Balanco de energia para mistura*

Para determinar o balanço de energia de mistura, o modelo de mistura vertical necessita calcular a energia disponível para mistura  $E_A$ , a energia requerida para mistura  $E_R$  e a energia dissipada  $E_\epsilon$ . A derivação das energias de mistura baseia-se na equação de transporte da energia cinética turbulenta ECT em 3D:

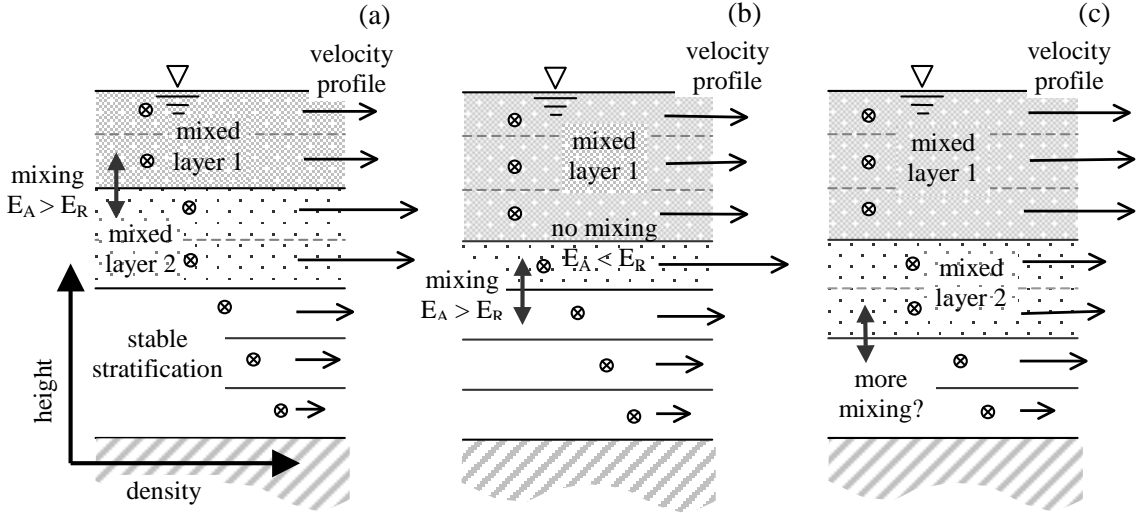


Figura 9: Varredura executada pelo algoritmo de mistura: (a) a energia disponível para mistura excede a energia requerida para mistura na base da camada de mistura 1, resultando na mistura do topo da camada de mistura 2 na camada 1; (b) a camada de mistura 1 não tem mais energia disponível para misturar-se com a camada 2; entretanto, o cisalhamento entre a camada de mistura 2 e a célula imediatamente abaixo é suficiente para exceder a estratificação e misturar a célula inferior para dentro da camada de mistura 2, como mostrado em (c). O processo de mistura continua após (c) de maneira similar, começando na nova base da camada de mistura 2 e prosseguindo para o interior da coluna de água. Modificado de Hodges et al. (2000b).

$$\begin{aligned} \frac{\partial E}{\partial t} + U_j \frac{\partial E}{\partial x_j} &= -R_{ij} \frac{\partial U_i}{\partial x_j} - \frac{\partial}{\partial x_j} \left\{ \overline{E u_j} + \frac{\overline{u_j p'}}{\rho_0} \right\} \\ &+ \nu \left( 2 \frac{\partial^2 E}{\partial x_j \partial x_j} + \frac{\partial^2 R_{ij}}{\partial x_i \partial x_j} \right) - \epsilon - \frac{g}{\rho_0} \overline{u_3 \rho'} \end{aligned} \quad (4.30)$$

onde  $E \equiv \overline{u_i u_i} / 2$  é a energia cinética turbulenta,  $R_{ij} \equiv \overline{u_i u_j}$  é o tensor de Reynolds e  $\epsilon$  é a dissipação, definida como:

$$\epsilon \equiv \frac{\nu}{2} \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)^2 \quad (4.31)$$

Desprezando os termos de transporte viscosos e os gradientes horizontais (simplificação apropriada na modelagem com grades de resolução grosseira) e simplificando a notação tensorial utilizando  $w = u_3$  e  $z = x_3$ , obtém-se :

$$\frac{\partial E}{\partial t} + U_j \frac{\partial E}{\partial x_j} = -R_{i3} \frac{\partial U_i}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \frac{\overline{E w}}{2} + \frac{\overline{w p'}}{\rho_0} \right\} - \epsilon - \frac{g}{\rho_0} \overline{w \rho'} \quad (4.32)$$

que adiciona os termos de transporte advectivo 3D à forma 1D da equação em Spiegel, Imberger e Rayner (1986).

Os gradientes verticais na equação 4.32 são desprezados no interior da camada de mistura, de modo que o lado direito da equação pode ser escrito como a soma das trocas através da dissipação e produção de flutuação dentro da camada de mistura, e da produção pelo cisalhamento, pelo trabalho da pressão turbulenta, e pelo transporte turbulento nas fronteiras da camada de mistura:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + U_j \frac{\partial E}{\partial x_j} = -Q_b + Q_a - \int_a^b \epsilon dz - \frac{g}{\rho_0} \int_a^b \overline{wp'} dz \quad (4.33)$$

onde os índices  $a$  e  $b$  representam os limites inferior e superior da camada de mistura. Seguindo Spigel, Imberger e Rayner (1986), é desprezado o “vazamento” de turbulência por qualquer fronteira da camada de mistura.

$$\left( \overline{Ew} + \frac{\overline{wp'}}{\rho_0} \right) \approx 0 \quad (\text{para fronteiras não-livres da camada de mistura}) \quad (4.34)$$

Então  $Q_a$  e  $Q_b$  são os fluxos de energia cinética turbulenta através das fronteiras inferior e superior da camada de mistura:

$$Q_b = \left\{ \overline{uw}\Delta U + \overline{vw}\Delta V + \overline{Ew} + \frac{\overline{wp'}}{\rho_0} \right\}_b \quad (4.35)$$

$$Q_a = \{ \overline{uw}\Delta U + \overline{vw}\Delta V \}_a \quad (4.36)$$

onde o termo de “vazamento” (equação 4.34) é não nulo somente para  $Q_b$  à superfície livre.  $\Delta U$  e  $\Delta V$  são a velocidade de cisalhamento na direção vertical para os componentes  $x$  e  $y$  da velocidade, calculadas entre a base da camada de mistura e o topo da camada inferior. Para qualquer fronteira da camada de mistura que não a superior na superfície livre, o cisalhamento  $\Delta U$  é calculado da seguinte forma:

$$\Delta U_{\{k\}} \approx U_{\{k\}} - U_{\{k-1\}} \quad (4.37)$$

Na fronteira de fundo do corpo de água, o cisalhamento é calculado baseado na condição de não-deslizamento (*no-slip*) forçada pela criação de uma célula fantasma além da fronteira. Uma expressão similar à equação 4.37 permite o cálculo de  $\Delta V$  na direção  $y$ . Uma das desvantagens desta abordagem é que o cisalhamento passa a ser uma função da resolução vertical da grade.



O último termo na equação 4.33 é o termo de contorno que pode atuar tanto como fonte quanto sumidouro de ECT. Onde existe um gradiente instável de densidade, este termo é produção de ECT em turbilhões convectivos; para gradientes estáveis de densidade, ocorre uma conversão de ECT em energia potencial uma vez que água mais pesada é misturada para cima. Este termo é definido como escala de flutuação  $w_*$ , e é modelado utilizando a energia potencial liberada ou consumida pela mistura:

$$(w_*)^3 = \frac{g}{\rho} \int_a^b \overline{w\rho'} dz \approx -\frac{g}{\tilde{\rho}\Delta t} \left\{ \int_a^b \rho z dz - \frac{a+b}{2} \int_a^b \rho dz \right\} \quad (4.38)$$

onde a densidade após a mistura completa é dada por:

$$\tilde{\rho} = \frac{1}{b-a} \int_a^b \rho dz \quad (4.39)$$

É conveniente definir  $w_{*u}$  como um termo de flutuação instável (fonte de ECT) e  $w_{*s}$  como um termo de flutuação estável (sumidouro de ECT), de modo que:

$$\left. \begin{array}{l} w_{*u} = w_* \\ w_{*s} = 0 \end{array} \right\} w_* < 0 \quad (4.40)$$

$$\left. \begin{array}{l} w_{*u} = 0 \\ w_{*s} = w_* \end{array} \right\} w_* \geq 0$$

A equação 4.33 pode ser reformulada em termos da energia disponível para a mistura, energia requerida para mistura, e dissipação:

$$\frac{D}{Dt} \int_a^b E dz = \frac{E_A}{\Delta t} - \frac{E_R}{\Delta t} - \frac{E_\epsilon}{\Delta t} \quad (4.41)$$

Do que segue que a energia de mistura armazenada em uma camada, após a sua mistura pelo algoritmo, é obtida por:

$$\tilde{E}_M = E_A - E_R - E_\epsilon + E_M \quad (4.42)$$

As fontes de ECT para mistura nas equações 4.41 e 4.42 são:

$$\frac{E_A}{\Delta t} = - \left\{ \overline{uw}\Delta U + \overline{vw}\Delta V + \overline{Ew} + \frac{\overline{wp'}}{\rho_0} \right\}_b + \left\{ \overline{uw}\Delta U + \overline{vw}\Delta V \right\}_a - w_{*u}^3 \quad (4.43)$$

A produção devido à perturbação do vento ( $-Q_b$  à superfície livre) é parametrizada como:

$$\frac{C_N^3 u_*^3}{2} \approx - \left\{ \overline{uw} \Delta U + \overline{vw} \Delta V + \overline{Ew} + \frac{\overline{wp'}}{\rho_0} \right\}_b \quad (4.44)$$

onde  $C_N$  é um coeficiente determinado empiricamente e  $u_*$  é a escala da velocidade de cisalhamento do vento.

A produção de cisalhamento entre o fundo de uma camada ( $k$ ) e o topo da camada inferior ( $k - 1$ ) é parametrizado com um coeficiente ( $C_S$ ):

$$\frac{C_S}{2} \{ \Delta U^2 + \Delta V^2 \} \frac{\Delta z_{k-1}}{\Delta t} \approx \overline{uw} \Delta U + \overline{vw} \Delta V \quad (4.45)$$

Quando  $k$  é o índice de uma célula no fundo da coluna de água, uma célula fantasma é definida pelo algoritmo de modo que  $\Delta z_{k-1} = \Delta z_k$ .

Resumindo, a energia disponível para mistura é calculada pelo modelo pela seguinte equação:

$$E_A \approx \frac{C_N^3}{2} u_*^3 \Delta t + \frac{C_S}{2} \{ \Delta U^2 + \Delta V^2 \} \Delta z_{k-1} - w_{*u}^3 \Delta t \quad (4.46)$$

onde  $w_{*u}^3$  é não nulo somente na camada de mistura à superfície livre. A energia requerida para mistura da camada  $k - 1$  para o interior da camada cujo fundo é  $k$  é modelada como:

$$E_R \approx (w_{*s})^3 \Delta t \quad (4.47)$$

Finalmente, a dissipação de ECT é:

$$\frac{E_\epsilon}{\Delta t} = \int_a^b \epsilon dz \quad (4.48)$$

Esta é modelada com o coeficiente  $C_E$  e a energia disponível para mistura (SPIGEL; IMBERGER; RAYNER, 1986), tal que:

$$E_\epsilon \approx \frac{C_E}{2} E_A^{\frac{3}{2}} \Delta t \quad (4.49)$$

Utilizando a representação descrita para  $E_A$ ,  $E_R$  e  $E_\epsilon$ , o lado direito da evolução da energia de mistura (equação 4.41) é calculada. Após a varredura vertical através do domínio para determinar a mistura, a equação de transporte de escalares realiza a advecção em 3D do remanescente da energia de mistura ( $\tilde{E}_M$ ). O modelo de mistura requer apenas três coeficientes empíricos para representar a eficiência dos processos de conversão de ECT

em mistura. Esses coeficientes são discutidos em Spigel, Imberger e Rayner (1986). Os valores utilizados em todas as aplicações recentes, verificadas através de medidas de campo obtidas em experimentos realizados pelo *Centre for Water Research*, são:  $C_n = 1.33$ ,  $C_e = 1.15$  e  $C_s = 0.2$ .

## 5 *Resultados*

### 5.1 **Dados obtidos no campo**

Nesta seção são apresentados os resultados obtidos nos experimentos de campo realizados em 2001 e em 2003 no reservatório do Lobo. Como será mostrado, as condições meteorológicas e a estratificação térmica do reservatório foram distintas pois o experimento de 2001 foi realizado no início do outono (março/abril) e o de 2003 foi realizado no final do outono (maio).

#### 5.1.1 **Experimento realizado no início do outono de 2001**

Durante o experimento realizado em 2001, padrões diários marcantes foram observados na umidade relativa do ar e na radiação de ondas curtas na estação A. Contudo, pode-se identificar quatro períodos quanto à variação da velocidade do vento e à variação da temperatura do ar: (i) três dias (30 de março a 1 de abril) com ventos moderados e temperatura do ar na faixa de  $18^{\circ}C$  a  $28^{\circ}C$ , o qual incluiu uma tempestade; (ii) três dias mais frios (2 a 4 de Abril) com ventos moderados e temperatura do ar mínima de  $17,2^{\circ}C$ ; (iii) sete dias calmos (5 a 11 de abril), com ventos moderados e temperatura do ar variando de  $18,4^{\circ}C$  a  $30,3^{\circ}C$  e, finalmente; (iv) cinco dias frios (12 a 16 de abril) com temperatura do ar variando de  $14,9^{\circ}C$  a  $26,2^{\circ}C$ , sendo dois dias de ventos persistentes maiores do que  $5ms^{-1}$ . A variabilidade da velocidade do vento e da temperatura do ar é mostrada na Figura 10. Na Figura 10 são também assinalados os eventos de chuva ocorridos no período do experimento: o primeiro ocorrido às 18:00 h do dia 30 de março de 2001 e o segundo às 2:00 h do dia 2 de abril de 2001.

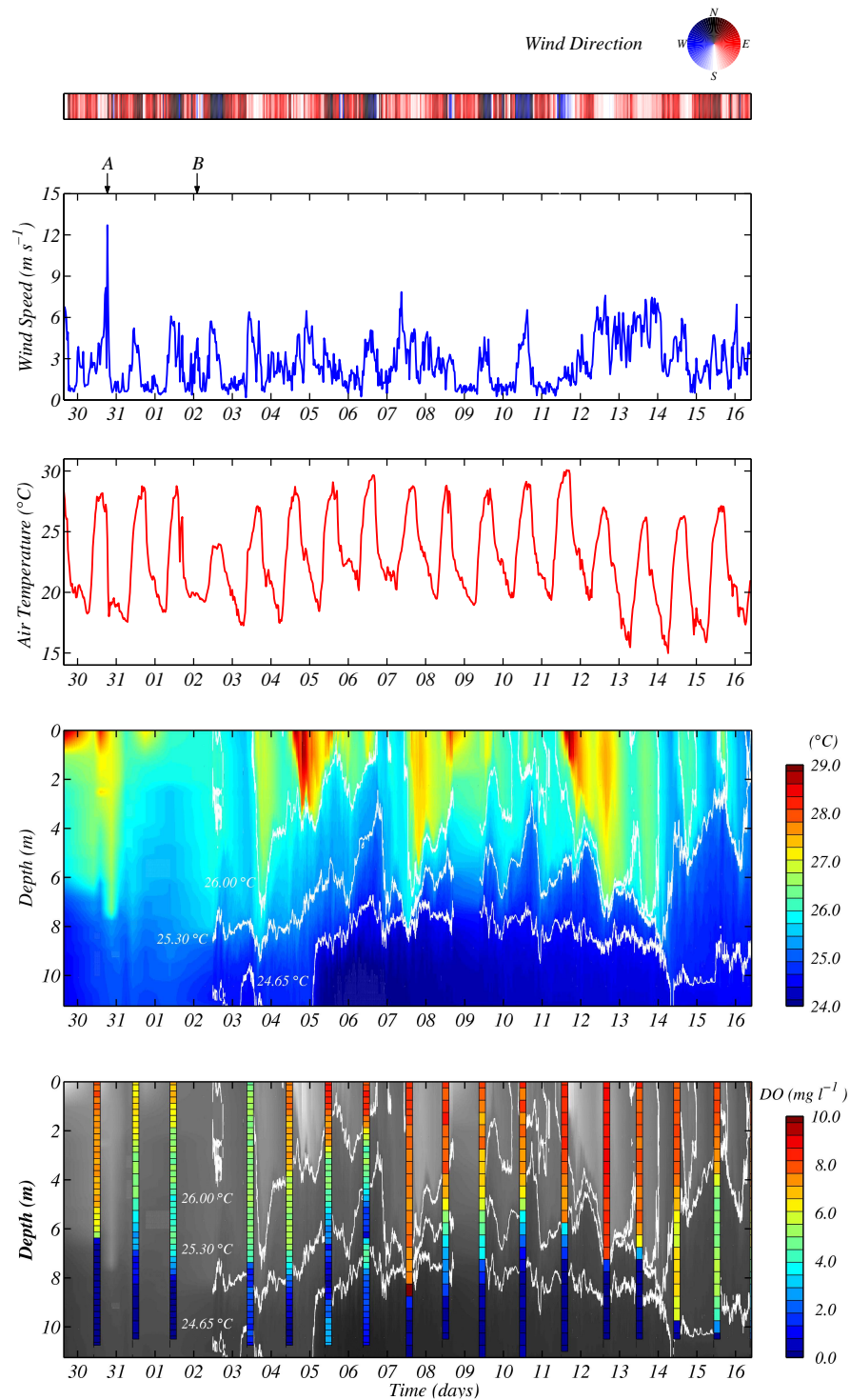


Figura 10: Forçantes meteorológicas e série temporal de perfis de temperatura para o período de 30 de março a 16 de abril de 2001 no reservatório do Lobo. Os primeiros três painéis mostram a direção do vento, a intensidade do vento, e a temperatura do ar medidos na estação A. As setas A e B, sobre o segundo painel, indicam a ocorrência dos eventos de chuva durante o experimento de campo. O quarto painel mostra as flutuações da estrutura térmica medida pela cadeia de termístores localizada na estação A. As isothermas  $26,00^{\circ}\text{C}$ ,  $25,30^{\circ}\text{C}$ , e  $24,65^{\circ}\text{C}$  limitam importantes camadas na coluna de água: camada superficial de mistura, centro da termoclina, e porção profunda do hipolímnio. O último painel possui barras, sobrepostas aos contornos de temperatura da água, indicando as concentrações de oxigênio dissolvido e ilustrando a associação das estratificações térmica e química na coluna de água.

No primeiro período citado é evidenciado um pulso ambiental composto por ventos fortes de curta duração e chuva intensa ocorrida no dia 30 de março. O segundo período inclui um pulso relacionado à queda brusca da temperatura do ar associada a um evento de chuva no dia 2 de abril. O terceiro período inclui a chegada da corrente de densidade à barragem, e portanto a resposta do pulso de chuva ocorrido durante a tempestade do dia 30 de março. No quarto período um grande pulso interno resultou do relaxamento dos ventos persistentes.

### *A estratificação térmica*

Os dados correspondentes aos 16 *dias* de experimento, mostraram que no outono os dias calmos foram freqüentemente interrompidos por mudanças bruscas nas condições meteorológicas.

Durante o primeiro período ocorreu no reservatório do Lobo uma forte tempestade, de aproximadamente 2 h de duração e associada a uma altura pluviométrica de 47,8 *mm*. Como mostrado na Figura 10, ventos fortes de sul chegaram às 18:00 h do dia 30 de março de 2001, alcançando valores máximos médios de  $13 \text{ ms}^{-1}$  e valores máximos instantâneos de  $30 \text{ ms}^{-1}$ . Após a tempestade observou-se imediatamente mudança na coloração da água, principalmente nas áreas rasas. Apesar da severidade das condições meteorológicas observadas, a energia mecânica devido às tensões do vento sobre a superfície da água e devido aos movimentos convectivos não foi suficiente para causar mistura completa da coluna d'água em todo o reservatório (Figura 10). Na zona mais profunda, onde foi feito o monitoramento contínuo, observou-se um espessamento da camada de mistura de  $\sim 2 \text{ m}$  para  $\sim 7,5 \text{ m}$  de profundidade, e rebaixamento da termoclina, todavia mantendo-se sempre um gradiente forte de temperatura e presenciando-se a camada anóxica.

Seguindo-se à tempestade, nos dias 31 de março e 1 de abril de 2001, observou-se uma estratificação fraca na coluna d'água na estação A, em resposta ao transporte horizontal e aos eventos de mistura pelo vento e à perda de calor.

No dia 2 de abril observou-se queda de temperatura do ar e a ocorrência de outro evento de chuva de menor intensidade, no qual registrou-se uma altura pluviométrica de 13,1 *mm*. Novamente observa-se a resposta da coluna d'água na estação A com a manutenção da termoclina em posição profunda e uma camada superficial espessa e homogênea.

No dia 5 de abril de 2001 chegou à estação A uma corrente fria advinda dos tributários, em resposta à forte chuva ocorrida no dia 30 de março. A corrente de densidade percorreu  $\sim 7,5 \text{ km}$  em 6 dias e ergueu o hipolímnio previamente existente, conforme mostra a posição da isoterma de  $24,65^\circ\text{C}$  na Figura 10.

Durante o quarto período, mudanças abruptas ocorreram na temperatura do ar. Os ventos de sul com início às 08:00 h do dia 12 de abril alcançaram intensidades maiores do que  $5 \text{ m s}^{-1}$ , perdurando por quase 48 h. A frente fria causou resfriamento noturno e a temperatura mínima do ar caiu para  $14,9^\circ\text{C}$ . Os ventos persistentes de sul causaram abaixamento progressivo das isotermas na estação A e subida das isotermas na outra extremidade do corpo principal do reservatório, próximo à constrição. Às 06:00 h do dia 14 de abril o vento mudou de direção e relaxou de intensidade. Como se observa, a partir de então as isotermas  $24,65^\circ\text{C}$  e  $25,3^\circ\text{C}$  ficam fora de fase, com a isoterma de  $25,3^\circ\text{C}$  subindo e a de  $24,65^\circ\text{C}$  descendo, ocorrendo um aumento de espessura do metalímnio. Essa rápida movimentação das isotermas esteve associada a altas velocidades no fundo na região próxima à barragem, como discutido na seção de validação do modelo hidrodinâmico e apresentado na Figura 17.

Os resultados analisados nesta seção mostram que aos padrões diurnos de aquecimento e resfriamento da camada superficial e à dinâmica da termoclina sobrepõem-se importantes processos na camada do fundo no reservatório do Lobo. Mostram ainda que a espessura da camada superficial na estação A foi muito variável no decorrer do tempo e definida pelas trocas superficiais de calor, mistura pelo vento e correntes superficiais.

### 5.1.2 Experimento realizado no outono de 2003

Durante o experimento realizado no final do outono de 2003, observaram-se também padrões diários de variação na umidade relativa do ar e na radiação de ondas curtas. Os ventos também exibiram um padrão diário, aumentando usualmente às 9:00 h da manhã e soprando principalmente na direção do eixo N-S. Os ventos vindos do norte foram, entretanto, os mais freqüentemente registrados. A temperatura do ar exibiu variabilidade, sendo observada queda de  $\sim 15^\circ\text{C}$  para  $\sim 5^\circ\text{C}$  nos valores mínimos. No dia 23 de maio, seguindo-se à amostragem de variação diurna, ocorreu no reservatório do Lobo um evento de chuva de 4 h de duração, com altura pluviométrica de  $16,4 \text{ mm}$  (ver seta assinalando

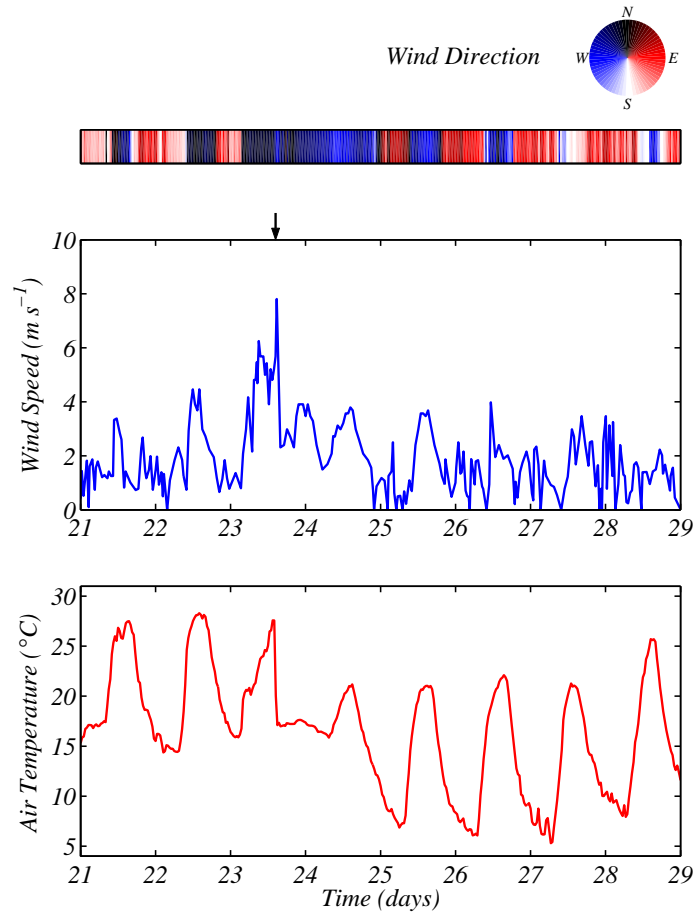


Figura 11: Temperatura do ar, direção e intensidade do vento no período de 21 a 28 de maio de 2003 na estação meteorológica localizada na margem do reservatório (CRHEA, USP). A seta no segundo painel indica o evento de chuva ocorrido durante o experimento.

o evento na Figura 11) e ventos fortes que atingiram valores médios máximos de  $8 \text{ m s}^{-1}$ .

Durante os sete dias foram identificados três períodos com relação à variação da temperatura do ar e à velocidade do vento: (i) um dia quente (22 de maio de 2003) com ventos moderados de até  $4 \text{ m s}^{-1}$  e temperaturas do ar na faixa de  $15^\circ\text{C}$  a  $28^\circ\text{C}$ ; (ii) dois dias (23-24 de maio) com ventos persistentes do norte e noroeste, maiores do que  $3 \text{ m s}^{-1}$  e atingindo valores médios máximos de  $\sim 8 \text{ m s}^{-1}$ , e, finalmente; (iii) quatro dias mais frios (25-28 de maio) com ventos moderados maiores do que  $2 \text{ m s}^{-1}$  e temperaturas do ar variando de  $5^\circ\text{C}$  a  $22^\circ\text{C}$ . As temperaturas da água dos tributários foram medidas durante o experimento e oscilaram em torno de  $16^\circ\text{C}$ .



Com o objetivo de explorar a variabilidade espacial de algumas características físicas e químicas do reservatório do Lobo, realizaram-se varreduras espaciais a cada 3 h nos dias 22 e 23 de maio de 2003. Nos seis dias que se seguiram realizaram-se medições diárias com o CTD, com enfoque nas variações horizontais na escala diária. São apresentadas a seguir seções transversais e longitudinais do reservatório geradas a partir de dados de temperatura coletados com o CTD. Trabalhou-se com 30 estações, sempre amostradas em grupo de 20, de modo a ter-se um período de amostragem próximo a 1 h.

### *Variação nictemeral da temperatura*

Como mostrado na Figura 11 o dia 22 de maio foi quente, com ventos moderados de sul, que começaram a soprar de manhã cedo e, posteriormente, ventos de até  $4\text{ ms}^{-1}$  vindos do norte, que começaram às 10:00 h. Os transectos transversais e longitudinal da Figura 12 mostram a variabilidade horizontal e vertical da temperatura observada ao final da tarde desse dia. Como ilustrado na Figura 12, os ventos vindos do norte empurraram as águas superficiais mais quentes para longe da barragem, causando a descida e a compressão progressiva das isotermas em direção ao fundo do reservatório. Observa-se também que

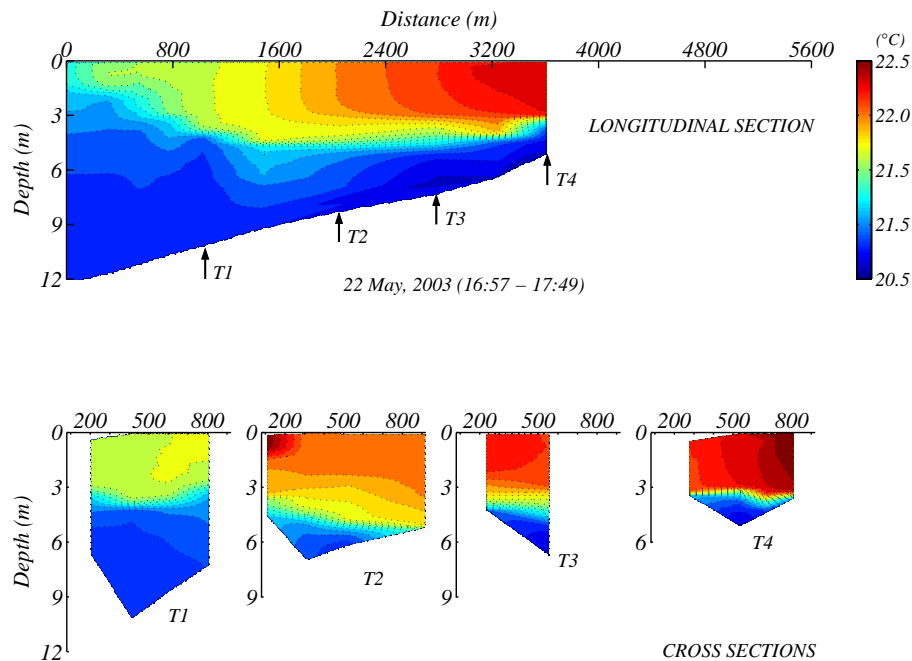


Figura 12: Temperatura da água ao longo da seção longitudinal e de transectos do reservatório do Lobo mostrando a ocorrência de gradientes sobre pequenas escalas horizontais e verticais. As medidas foram tomadas com um CTD nas estações indicadas na Figura 2.

o deslocamento vertical máximo das isotermas ocorreu próximo à constrição, entre os transectos T3 e T4. Assim, devido à direção do vento, águas mais frias foram encontradas no transecto T1 e águas mais quentes na porção oeste dos transectos T2 e T3. Águas mais quentes foram observadas na região leste do transecto T4, devido à movimentação horizontal das águas da camada superficial no reservatório.

Na Figura 13 são apresentados os transectos transversais em T4 obtidos dos dados da variação nictemeral realizada de 22 a 23 de maio de 2003. Essa figura mostra que durante o dia 22 os ventos moderados e inferiores a  $4 \text{ m s}^{-1}$  não foram suficientes para desestratificar a coluna d'água nessa seção do reservatório. Ao final da tarde desse dia o reservatório apresentava uma camada superficial misturada de aproximadamente  $3 \text{ m}$  de espessura e gradientes verticais e horizontais de temperatura, sendo a região leste mais aquecida, e um metalímnio bem pouco espesso. Esse quadro praticamente se repetiu no horário das 20:00 h, verificando-se apenas que a camada superficial começou a perder calor por trocas na interface ar-água e mistura convectiva penetrativa. Por volta das 23:00 h desse dia a camada misturada apresentou somente pequenos gradientes na direção transversal. Às 02:00 h do dia seguinte observou-se resfriamento diferenciado na coluna d'água, com águas mais frias sobrepostas a águas mais quentes, particularmente na porção central da camada superficial misturada. Esse cenário se repetiu nas duas varreduras seguintes correspondentes às 05:00 h e às 08:00 h. No transecto correspondente às 11:00 h observaram-se sinais de reestratificação e o aquecimento progressivo de toda a coluna d'água. No último transecto da variação diurna observaram-se gradientes de temperatura mais acentuados na direção transversal e uma camada superficial com espessura bem variada, mais espessa na região leste, protegida do efeito do vento norte/noroeste, e bem menos espessa na região oeste do transecto, onde chegam as águas quentes superficiais empurradas pelo vento.

#### *Variabilidade diária da temperatura*

A variação dos gradientes horizontais e verticais é mostrada na Figura 14. Uma seqüência de episódios caracterizada por uma chuva, seguida de ventos fortes e persistentes vindos do norte e noroeste com duração de quase dois dias e queda na temperatura do ar, ocorreu no reservatório do Lobo nos dias 23 e 24 de maio de 2003. O primeiro transecto da Figura 14 mostra a resposta do reservatório do Lobo às 16:30 h do dia 23 de maio, logo após a tempestade ocorrida às 14:30 h. Comparando-se esse transecto com o transecto

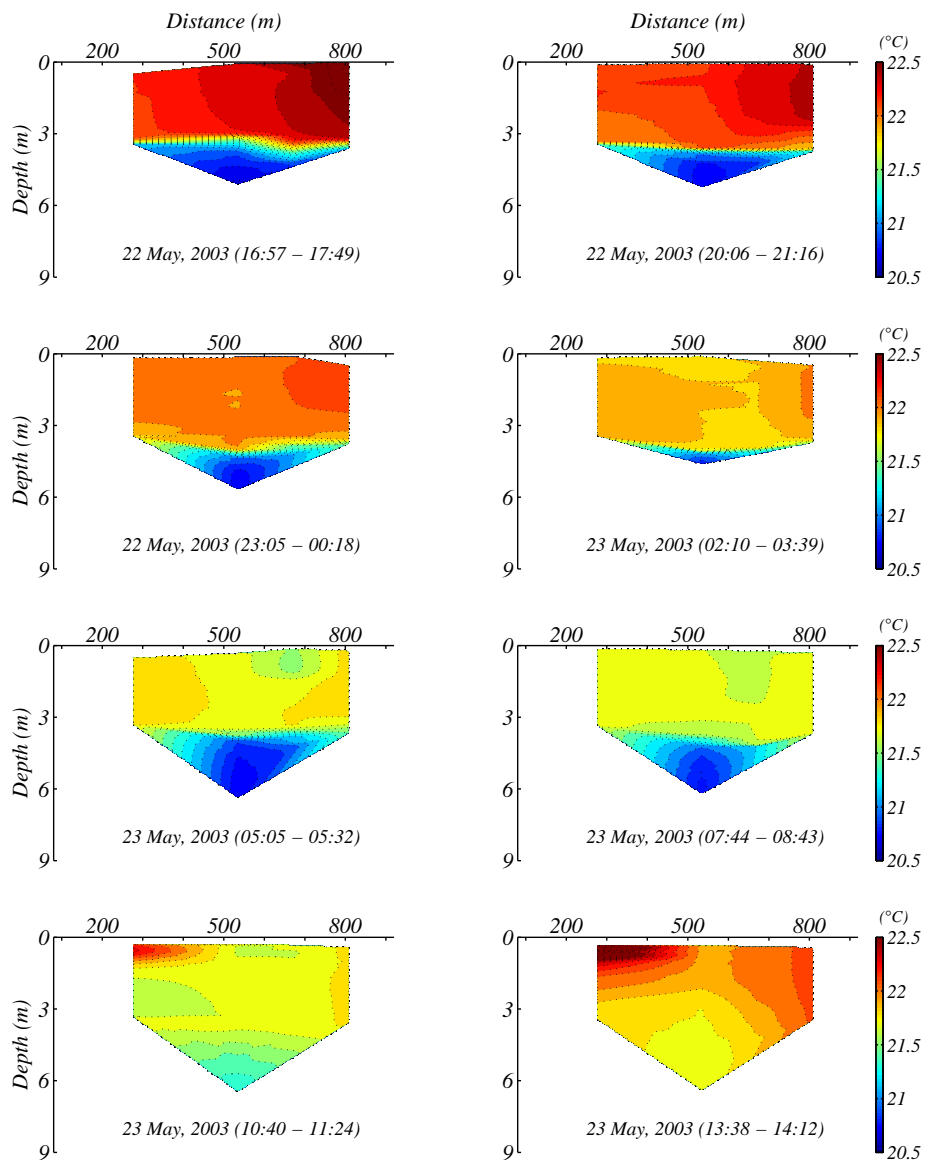


Figura 13: Variação nictemeral da temperatura da água na seção transversal T4 mostrando o aquecimento/resfriamento diferencial no reservatório do Lobo no período de 22 a 28 de maio de 2003. Cada painel foi obtido pela interpolação de 4 perfis do CTD tomados no intervalo indicado nos painéis.

longitudinal do dia 22 de maio apresentado na Figura 12, observa-se que o pulso de vento do noroeste, com velocidades médias de  $\sim 8 \text{ m s}^{-1}$ , causou intensa mistura na coluna d'água na porção rasa e no corpo principal do reservatório enquanto a região próxima à barragem manteve-se estratificada.

No dia 24 de Maio, três eventos foram marcantes: o vento persistente do norte, o resfriamento do ar com queda na temperatura máxima diária de  $27^\circ\text{C}$  para  $21^\circ\text{C}$  e a chegada da onda de cheia, fria e carregada de material em suspensão. A resposta do reservatório a essas três forçantes é mostrada no terceiro transecto longitudinal da Figura 14. Observe-se que, com a diminuição da entrada de calor pela interface ar-água e com a chegada de águas frias o reservatório como um todo perdeu calor. Entretanto, as correntes de densidade auxiliaram a reestratificar a coluna d'água na porção rasa do reservatório e os ventos do norte promoveram a circulação das águas superficiais em direção à constrição, estabelecendo uma fraca estratificação térmica na vertical na porção rasa e no corpo principal do reservatório. Na região próxima à barragem o reservatório permaneceu estratificado.

Com relação ao efeito dos ventos observa-se na Figura 14 que nos dias 23 a 26 de maio ventos vindos do norte causaram a descida das isotermas na região de destino do vento (sul) e a subida dessas na região de origem do vento. Desse modo, as águas superficiais mais quentes foram empurradas para a região da constrição do reservatório, entre os transectos T3 e T5. Já no dia 28 de Maio, ventos moderados de Sul causaram a descida das isotermas na direção do vento (norte) e a subida das isotermas na direção de origem do vento e, conseqüentemente, empurraram as águas mais quentes em direção à barragem.

Com relação ao conteúdo de calor observa-se que nos dias 25 a 28 de maio de 2003 ocorreu resfriamento do reservatório devido a dois fatores: (i) a entrada de águas dos tributários com temperaturas em torno de  $16^\circ\text{C}$ , as quais foram sempre inferiores à do hipolímnio, e; (ii) a perda de calor ocorrida na camada superficial durante a maior parte do dia, haja a vista a temperatura máxima do ar de  $\sim 20^\circ\text{C}$  e a temperatura da camada superficial quase sempre maior do que  $20^\circ\text{C}$ .

Também nesse experimento as correntes de densidade reforçam a reestratificação térmica. A Figura 14 mostra que no dia 24 de maio a porção superior do reservatório está estratificada devido à entrada da corrente fria. No dia 25 de maio, observa-se que a corrente de densidade avança no fundo do reservatório tentando erguer o hipolímnio, enquanto

o vento forte vindo do norte comprime as isotermas na direção oposta (em direção ao fundo) e mantém uma camada superficial de  $\sim 6 m$  de profundidade no corpo principal do reservatório. Como resultado, observam-se gradientes de temperatura mais acentuados na região da constrição.

#### *A corrente de densidade*

A evolução da água da chuva ocorrida no dia 23 de maio para o interior do reservatório é mais claramente ilustrada na Figura 15. Comparando-se os dois primeiros transectos da Figura 15 observa-se que a turbidez do corpo principal do reservatório aumentou de  $12 NTU$  para  $\sim 20 NTU$  logo após a tempestade. O segundo transecto reforça a ocorrência de mistura vertical completa na coluna d'água após a chuva do dia 23 de maio. De acordo com esses dados, a corrente de densidade avançou em grande parte do percurso pelo fundo do reservatório (*underflow*) mas, devido ao pequeno volume de águas afluentes ao reservatório e às características da estratificação, a mesma não alcançou o corpo da barragem.

#### *Ciclo diurno na estação B*

Para ilustrar o ciclo diurno em ambos, no campo de temperatura e na estrutura do escoamento, algumas observações do campo são apresentadas. A Figura 16 mostra os dados de direção e velocidade do vento (painéis (a) e (b)) e direção e magnitude da velocidade da água (painéis (c) e (d)) medidos na estação *B* no período de 22 a 23 de maio de 2003. A escala de cores da direção do vento corresponde à direção de procedência do vento e, do mesmo modo, a direção das correntes é a direção de origem das águas. Assim, a cor escura mostra que um vento vindo do norte empurra as águas da região norte para a região sul. Os dados dos primeiros  $20 cm$  da coluna d'água não são registrados pelo ADCP e, portanto, não se tem muita informação sobre as correntes nessa camada. Sobreposta à estrutura do escoamento apresentada no painel (d) são mostrados perfis de temperatura realizados com o CTD.

O perfil de temperatura das 17:00 h do dia 22 de maio apresentado no painel (d) da Figura 16 mostra uma termoclina diurna e uma camada superficial misturada de  $\sim 3 m$  de espessura. Verifica-se no perfil subsequente que, depois disso, a convecção penetrativa

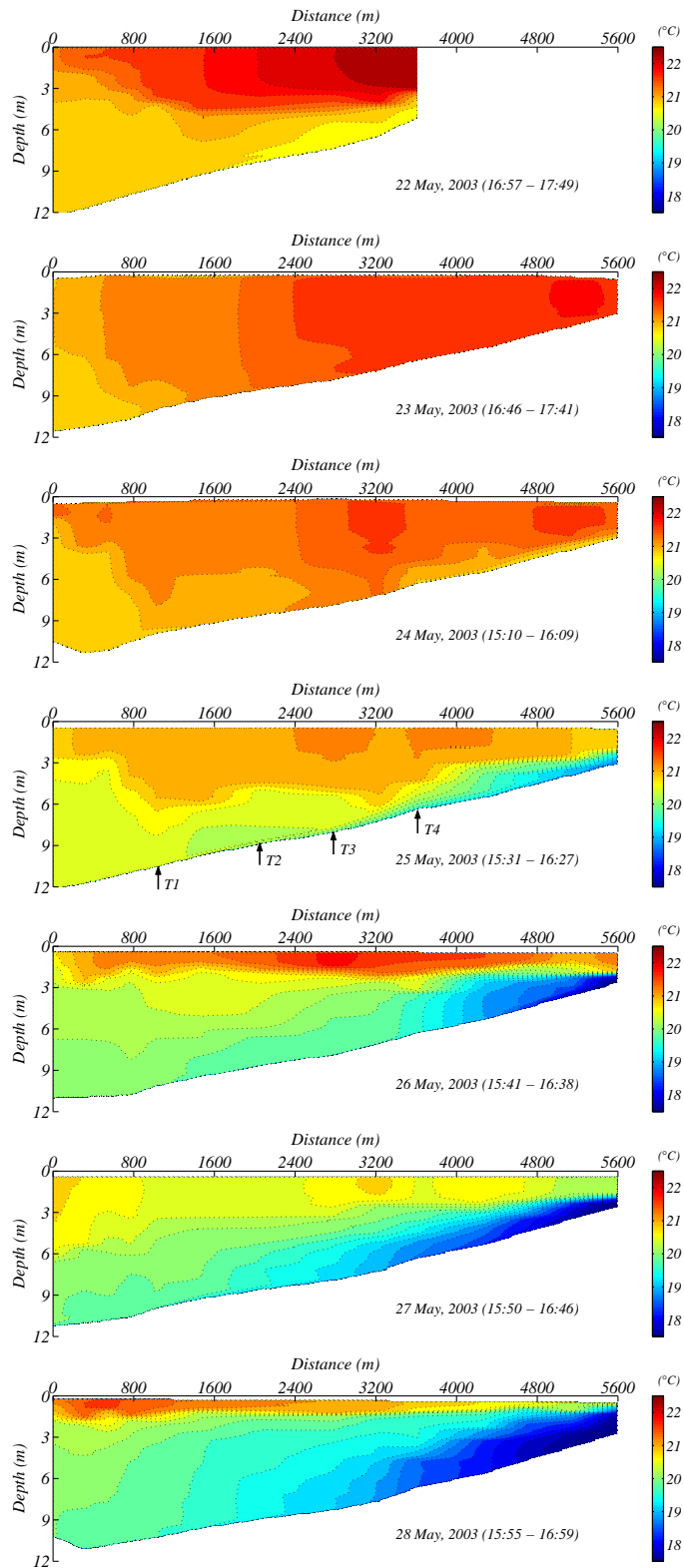


Figura 14: Série de seções longitudinais do reservatório do Lobo mostrando a variabilidade temporal e espacial da estrutura térmica no período de 22 a 23 de maio de 2003. Cada varredura no reservatório consistiu de 20 perfis tomando aproximadamente 1 hora – então considerada sinótica no que se refere à circulação média no reservatório.

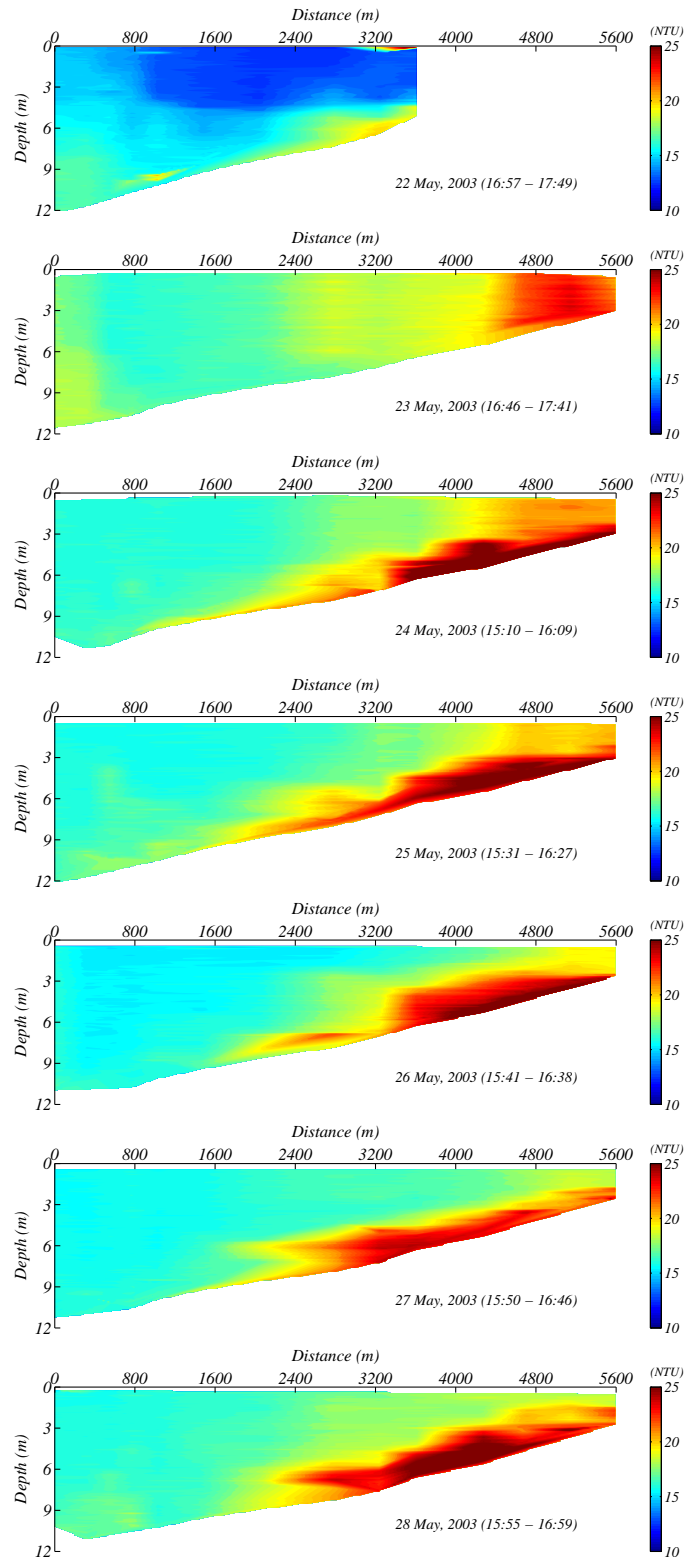


Figura 15: Seções longitudinais de turbidez no reservatório do Lobo mostrando a evolução das águas das cabeceiras no reservatório, no período de 22 a 28 de maio de 2003.

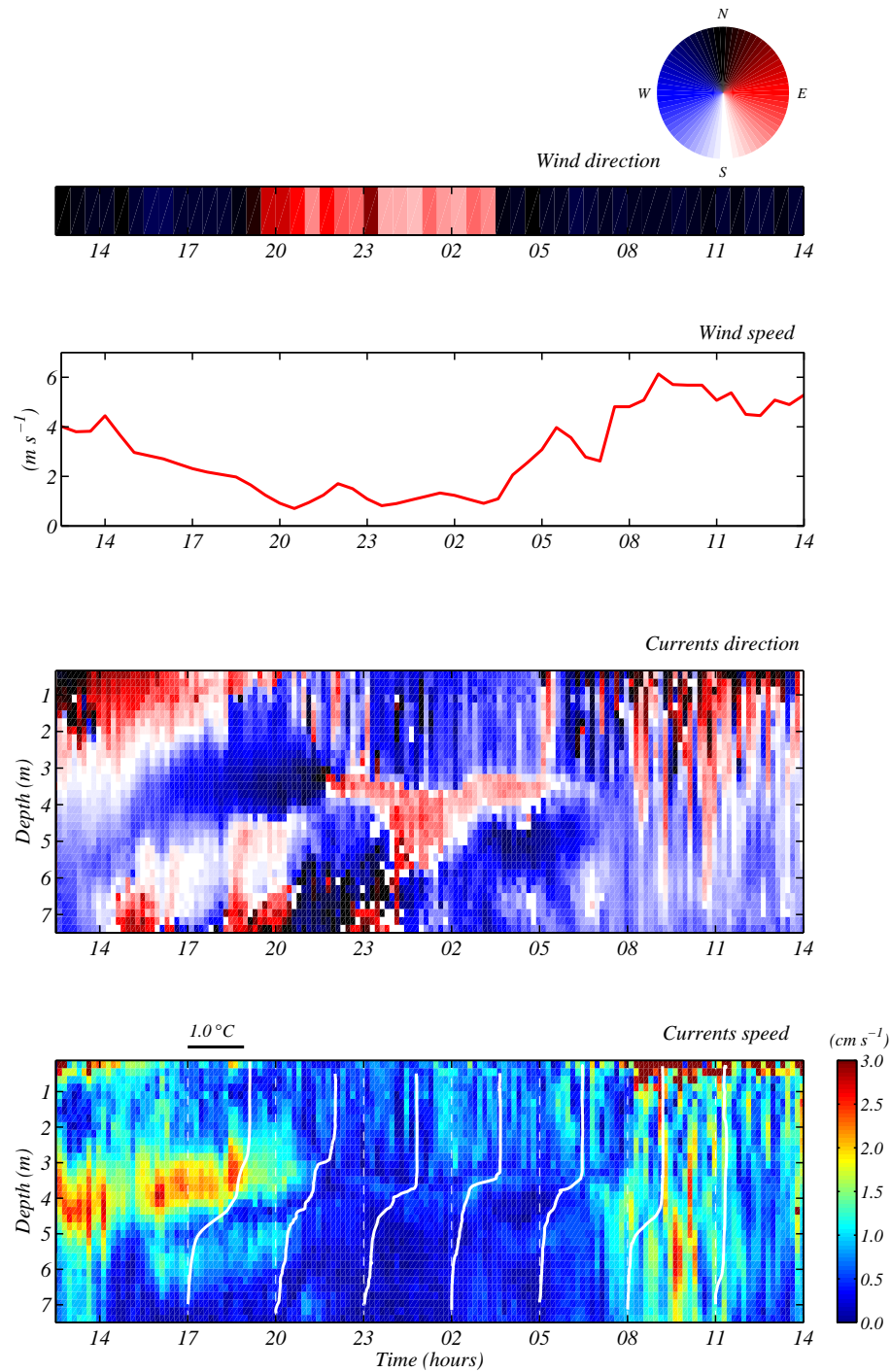


Figura 16: Forçante meteorológica e estrutura do escoamento em um ciclo diurno (22-23 de maio de 2003) na estação B, no reservatório do Lobo. Os dois primeiros painéis mostram a direção e a intensidade do vento medidos na estação meteorológica convencional do CRHEA-USP. O terceiro painel mostra a direção de destino das correntes medidas pelo ADCP. O último painel mostra a intensidade das correntes no período de vento diurno e após o relaxamento do vento. Os perfis de temperatura sobrepostos, coletados com o CTD, mostram o ciclo diurno de aquecimento e resfriamento da coluna d'água.



iniciada com o resfriamento da superfície do lago conduziu ao decréscimo da temperatura dos primeiros 3 m da coluna d'água. O resfriamento superficial tem dois efeitos: (i) a energia cinética da circulação convectiva penetrativa erode a estrutura estável; (ii) o resfriamento diminui a estabilidade (diferença de densidade entre a camada superficial e a água da camada abaixo), tornando a base da camada superficial mais susceptível à erosão devido à turbulência proveniente da camada superficial. Assim, às 23:00 h verifica-se que a mistura convectiva aumentou a espessura da camada superficial misturada para 4 m. A espessura da camada superficial misturada mantém-se constante até às 05:00 h do dia seguinte. A partir das 05:00 h do dia 23 os ventos persistentes e maiores do que  $5 \text{ m s}^{-1}$  promovem a mistura vertical, causando quase isoterminia da coluna d'água, como mostra o perfil das 11:00 h da manhã.

No dia 22 de maio de 2003, ventos moderados de até  $4 \text{ m s}^{-1}$  começaram no final da manhã e estenderam-se até o final da tarde. Assim, é possível identificar-se nesse dia um padrão de circulação induzida pelo vento. No período de maior intensidade do vento, entre 14:00 h e 17:00 h do dia 22, a magnitude das correntes do primeiro metro da camada superficial foi superior a  $3 \text{ cm s}^{-1}$  e a direção dessas correntes foi semelhante à do vento, como ilustrado no painel (d) da Figura 16. Ainda nesse horário, foram registrados maiores gradientes de velocidade na termoclina, localizada entre 3 e 4 m de profundidade. Nas camadas inferiores ao primeiro metro da coluna d'água observaram-se correntes de retorno, como também mostra o painel (c) da Figura 16. Das 17:00 h às 20:00 h desse mesmo dia, as correntes da camada superficial assumiram valores muito baixos e direção contrária ao vento após o relaxamento do mesmo. No período noturno de calmaria a magnitude das correntes observadas foi também muito baixa. A partir das 05:00 h do dia 23, as correntes do primeiro metro da camada superficial misturada aumentaram de magnitude e seguiram a direção do vento. Entretanto, devido à mistura vertical da coluna d'água, não é possível distinguir qualquer padrão de circulação nas camadas inferiores.

Neste experimento não foram realizados transectos de velocidade, os quais auxiliariam no estudo da circulação. Apesar disso, a estrutura do escoamento mostrada na Figura 16 indica que em um dia padrão ocorre uma circulação induzida pelo vento e uma outra circulação após o relaxamento do vento. Esse assunto será abordado com maiores detalhes na discussão deste trabalho.

Os resultados apresentados nesta seção mostram padrões diários de aquecimento e resfriamento do reservatório com o estabelecimento de uma termoclina diurna, o papel preponderante do vento na movimentação horizontal das águas e no estabelecimento de gradientes horizontais de temperatura, a mistura vertical e o efeito da chegada de uma corrente de densidade turbida ao reservatório. Os resultados mostram também a existência de gradientes espaciais, tanto na escala vertical quanto na horizontal, evidenciam locais de inversões térmicas em varreduras realizadas à noite e uma grande variabilidade espacial do aprofundamento da camada superficial, em um dia padrão.

## 5.2 Modelagem hidrodinâmica 3D

### 5.2.1 Discretização

Em todas as simulações numéricas realizadas foi utilizado um passo de tempo de 180 s, discretização vertical de 0.125 m e discretização horizontal de 50 x 50 m.

### 5.2.2 Inicialização e parâmetros

A inicialização das simulações numéricas com o modelo 3D ELCOM no reservatório do Lobo foi feita sem flutuações na elevação da superfície livre, ou seja, supondo-se a superfície livre completamente plana. O perfil inicial de temperatura para ambas as simulações foi obtido de dados de campo. Para a simulação da circulação no início do outono de 2001 foram utilizados dados do dia 29 de março obtidos pelo termistor localizado na estação A. Para a simulação de 2003 foi utilizado o perfil de temperatura obtido com o CTD no dia 15 de maio.

Na simulação de 2001 assumiu-se um coeficiente de arrasto  $C_d = 0,02$  e um coeficiente de extinção  $\eta = 1,7 m^{-1}$ . Na simulação de 2003 assumiu-se um coeficiente de arrasto  $C_d = 0,02$  e um coeficiente de extinção  $\eta = 1,4 m^{-1}$ .

### 5.2.3 Condições de contorno

As condições de contorno do modelo 3D foram representadas por séries temporais das vazões de entrada e de saída e das forçantes meteorológicas, quais sejam: magnitude e direção do vento, temperatura e umidade relativa do ar, cobertura por nuvens e radiação de ondas curtas. A simulação de 2001 começou às 12:00 h do dia 29 de março de 2001 e a simulação de 2003 começou às 12:00 h do dia 19 de maio de 2003.

Segundo Hodges et al. (2000c), a principal dificuldade para modelar corretamente os processos na superfície de um corpo d'água é a falta de acuidade dos dados meteorológicos. Os dados meteorológicos coletados pela estação automática do CHREA em 2003 apresentaram inicialmente alguns erros, no que se refere à magnitude dos ventos. Sendo assim, essa série foi trocada pela série temporal registrada pela estação meteorológica convencional. É possível que também esses dados apresentem incertezas e que isso se reflita nos resultados, em virtude de erros de leitura dos dados plotados em gráficos.

A variabilidade espacial das forçantes meteorológicas é muito importante para o entendimento da dinâmica de aprofundamento da camada superficial misturada (MACINTYRE; ROMERO; KLING, 2003) e para a modelagem da posição da termoclina em lagos e reservatórios estratificados (LAVAL et al., 2003). Os elementos do relevo da bacia hidrográfica do Lobo não oferecem grandes obstáculos para a circulação dos ventos no reservatório, sendo portanto suficiente adotar um campo de ventos uniforme sobre o lago. Em virtude desse motivo e das pequenas dimensões do reservatório, utilizou-se no estudo de modelagem 3D dados de uma única estação meteorológica.

A ausência de informações sobre a variabilidade horária das temperaturas dos rios em 2003 e a estimativa dos hidrogramas de entrada nos dois experimentos também podem ter causado incertezas nos resultados das simulações do reservatório do Lobo.

### 5.2.4 Verificação do modelo

O sucesso da modelagem da hidrodinâmica de um reservatório é usualmente avaliado através da comparação da estrutura térmica vertical do reservatório e do campo de velocidades, em vários instantes no tempo. Como os modelos hidrodinâmicos 3D buscam representar os processos físicos, os dados de campo podem ser usados para também veri-

ficar a ausência ou presença no modelo numérico dos processos físicos determinantes.

Neste estudo compararam-se: (i) isotermas calculadas pelo modelo 3D com isotermas observadas no experimento de campo de 2001; (ii) série temporal de perfis de velocidade da água calculada pelo modelo para posição (célula computacional) correspondente à estação A com série temporal de velocidades fornecida pelo ADCP, também para o experimento de 2001; (iii) trajetória do flutuador (cujas coordenadas foram registradas pelo GPS) no experimento de campo de 2003, com a trajetória do flutuador simulada pelo modelo 3D ELCOM, e, (iv) transectos longitudinais das isotermas observadas no campo no outono de 2003 com transectos longitudinais das isotermas simuladas pelo modelo 3D. Assim foi verificado a capacidade do modelo de reproduzir processos nas escalas temporais longas e curtas e nas escalas espaciais vertical e horizontal.

## Velocidades e isotermas

Para essa primeira verificação do modelo, selecionou-se um período de solicitação extrema, com eventos fortes, grandes deslocamentos verticais das isotermas e um pulso de velocidades devido à rápida variação do vento. Assim, pode ser avaliada a capacidade do modelo em reproduzir a dinâmica da camada superficial (tanto pelas trocas de calor como pela mistura vertical causada pelo vento), a evolução da estratificação no reservatório pelo acompanhamento da inclinação das isotermas e o rompimento das mesmas pela mistura e, finalmente, a ocorrência de pulsos internos nas camadas profundas.

As comparações (i) e (ii), realizadas para o período de 13 a 16 de abril, são mostradas em conjunto na Figura 17. O painel do topo da figura mostra as velocidades da água no campo e a posição (em metros) de três isotermas (26,00, 25,30 e 24,65°C) na coluna d'água. As isotermas traçadas foram escolhidas de modo a facilitar a identificação da camada superficial, da termoclina e do hipolímnio. O painel inferior da Figura 17 mostra os resultados da simulação numérica com o modelo 3D ELCOM para os dados de 2001.

### *Comparação das isotermas*

É importante observar primeiramente a extensão vertical e a posição da termoclina, ou seja, a profundidade da camada superficial misturada. A profundidade da camada superfi-

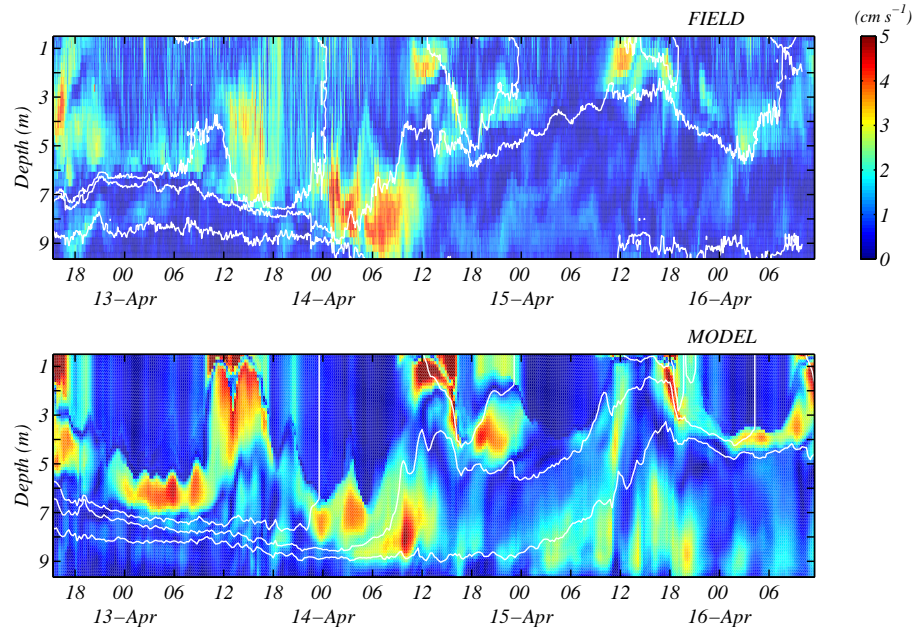


Figura 17: Comparação entre os dados de campo (painel superior) e os resultados das simulações numéricas (painel inferior) do experimento de 2001. As isotermas mostradas ( $26,00^{\circ}\text{C}$ ,  $25,30^{\circ}\text{C}$  e  $24,65^{\circ}\text{C}$ ) indicam as mesmas regiões destacadas na Figura 10 e a gradação de cores representa a magnitude da velocidade na coluna de água. As medidas de campo foram tomadas na estação *A* com a cadeia de termístores e o ADCP, enquanto que os resultados do modelo são de uma posição equivalente na malha computacional.

cial misturada observada no campo e representada pela isoterma de  $26,00^{\circ}\text{C}$  é semelhante à calculada pelo modelo. As subidas e descidas da isoterma  $25,30^{\circ}\text{C}$  a qual corresponde ao centro da termoclina ocorrem ao mesmo tempo no modelo e no campo, e as oscilações verticais dessa isoterma são reproduzidas pelo modelo 3D. A isoterma  $24,65^{\circ}\text{C}$ , a qual corresponde à porção inferior do hipolímnio (associada à corrente de densidade), também é bem representada pelo modelo até às 00:00 h do dia 14 de abril de 2003. Após as 00:00 h do dia 15 de abril de 2001 a isoterma  $24,65^{\circ}\text{C}$  do modelo sobe, não concordando com os dados de campo.

Esses resultados mostram que os principais processos de aquecimento/resfriamento diurno, de balanço da termoclina e de mistura na camada superficial foram bem representados pelo modelo ELCOM.

### *Comparação das velocidades*

Primeiramente pode-se observar que, em geral, a magnitude e o tempo de ocorrência das velocidades no modelo e no campo são os mesmos. A profundidade da camada superficial calculada pelo modelo é a mesma observada no campo e as velocidades baixas observadas na camada superficial do reservatório do Lobo em períodos de ventos fracos (por exemplo, entre 20:00 h em 12 de abril e 09:00 h em 13 abril), são reproduzidas pelo modelo. As altas velocidades encontradas na base da camada superficial misturada são também bem simuladas pelo modelo.

Devido aos ventos persistentes que começaram a soprar no dia 12 de abril as isotermas foram sendo progressivamente comprimidas e, no dia 14 de abril, algumas delas alcançaram o fundo do reservatório causando altas velocidades e mistura turbulenta. Como mostra a Figura 17, o modelo reproduziu bem essas altas velocidades observadas das 00:00 h às 12:00 h do dia 14 de abril abaixo dos 7 m de profundidade.

Esta segunda comparação mostra o potencial do modelo 3D ELCOM em representar os processos que ocorrem no campo. O modelo demonstrou ser capaz de reproduzir muito bem os padrões de velocidades observados em um período em que o reservatório esteve sujeito a mudanças marcantes nas forçantes ambientais e as altas velocidades associadas a um evento de mistura ocorrido no fundo do reservatório. Apesar de reproduzir bem os padrões de velocidade, os resultados do modelo mostraram uma maior variação, com valores máximos de  $7 \text{ cm s}^{-1}$ , enquanto no campo foram observados valores máximos de  $5 \text{ cm s}^{-1}$ . A imprecisão pode estar associada tanto à imprecisão na definição das condições de fronteira como no sub-modelo de mistura vertical adotado. De qualquer forma, a comparação pode ser considerada excelente, uma vez que  $\sim 2 \text{ cm s}^{-1}$  de diferença é um valor pequeno para qualquer mudança importante na dinâmica.

## **Velocidades na superfície**

Neste estudo, o sistema flutuador-GPS utilizado foi colocado a uma profundidade fixa na camada superficial misturada e, portanto, sujeito às correntes superficiais. Assim, pode-se comparar as velocidades do flutuador, obtidas a partir das coordenadas do GPS registradas no decorrer do trajeto, com as velocidades da camada superficial do modelo

hidrodinâmico 3D. Para simular a trajetória do flutuador durante o experimento de campo de 2003, utilizou-se os valores das velocidades das células da primeira camada da malha computacional (de cima para baixo).

A Figura 18 mostra as trajetórias do sistema flutuador-GPS obtidas no campo e com o modelo 3D. As pequenas diferenças existentes são resultado dos erros acumulados no cálculo progressivo das distâncias percorridas, os quais podem ser devido a pequenos erros nos dados meteorológicos. Observa-se que a distância total percorrida assim como o trajeto são aproximadamente iguais, o que mostra que o modelo 3D pode ser utilizado para simular as correntes superficiais no reservatório do Lobo.

### Transectos longitudinais de temperatura

Uma outra comparação realizada foi aquela entre os transectos longitudinais das isotermas observadas no campo com os transectos longitudinais das isotermas simuladas pelo modelo 3D, utilizando os dados coletados em 2003. Os transectos relativos ao dia 23 de maio de 2003 e apresentados na Figura 19 mostram que apesar da estratificação ser fraca

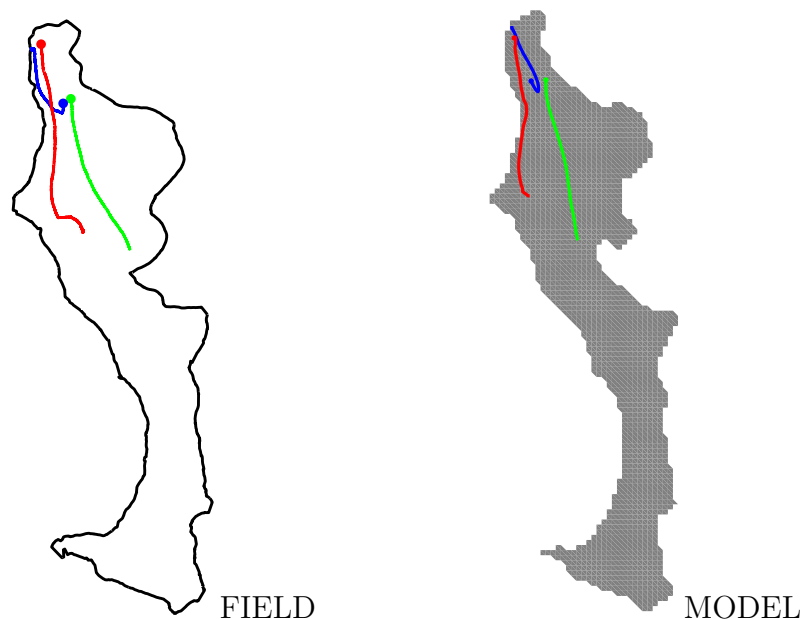


Figura 18: Os mapas mostram as trajetórias do sistema flutuador-GPS no experimento realizado em maio de 2003 e as trajetórias simuladas pelo modelo numérico para a camada superficial. Os círculos correspondem aos locais de largada dos flutuadores. A linha verde corresponde ao período das 12:00h às 18:00h do dia 22, a linha azul ao período das 18:15h do dia 22 às 05:00h do dia 23 e a linha vermelha ao período das 06:30h às 16:20h do dia 23.

e da mudança rápida das condições meteorológicas, o modelo representou muito bem os gradientes longitudinais. Entretanto, na porção próxima à barragem a mistura efetuada pelo modelo foi menor do que a observada no campo, sendo a diferença de temperatura observada muito pequena (menor do que  $1^{\circ}\text{C}$ ). Os transectos relativos ao dia 28 de maio de 2003 apresentam uma excelente concordância com o modelo representando bem não só o gradiente longitudinal como a posição das isotermas. Contudo, os resultados do modelo numérico mostraram o reservatório um pouco mais frio do que observado no campo. Novamente, as pequenas diferenças observadas entre o modelo e o campo podem estar associadas às incertezas nos dados de entrada, como por exemplo na estimativa do hidrograma de cheia, nas temperaturas dos rios e nos dados meteorológicos.

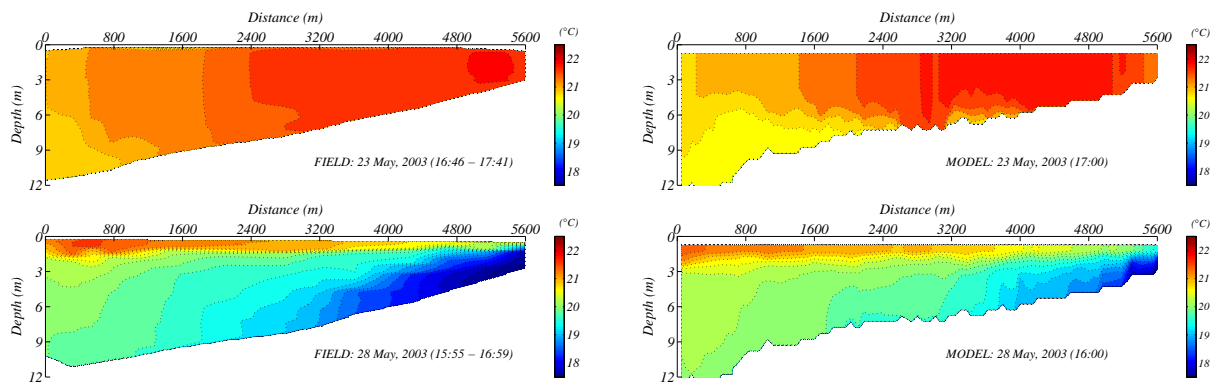


Figura 19: Comparação de dados de campo e simulações numéricas ao longo do eixo principal do reservatório para diferentes períodos de simulação.



## 6 *Discussão*

### 6.1 A dinâmica do reservatório do Lobo

Na etapa de processamento dos dados de campo e análise dos resultados observou-se que a variabilidade das forçantes meteorológicas no outono é grande, existindo alguns dias em que ocorre uma certa periodicidade das condições meteorológicas, mas que é logo modificada pela ocorrência de distúrbios.

No final do verão e início do outono (março-abril) a temperatura do ar cai, sendo inferior à temperatura da superfície do reservatório/lago, fornecendo assim um gradiente através do qual o calor sai do corpo d'água por convecção e por calor sensível. O resfriamento da água faz com que a densidade aumente e penetre nas camadas inferiores até um ponto de flutuabilidade neutra. Assim, no outono a diferença de densidade entre as águas do epilímnio e do hipolímnio é reduzida devido à perda de calor pela superfície. Nessa estação do ano a quantidade de energia necessária para causar mistura completa é menor.

O reservatório do Lobo apresentou com frequência regiões estratificadas nos experimentos de campo realizados no outono. Entretanto, diferentemente dos sistemas temperados, a estratificação observada não é bem definida no que se refere à intensidade dos gradientes de temperatura, profundidade da termoclina e persistência no decorrer do tempo. Assim, a ênfase no entendimento dos processos de transporte turbulento através da termoclina e da dinâmica das ondas internas típica de lagos temperados deve ser desviada para o melhor entendimento das trocas superficiais de calor, correntes de densidade, transporte e dispersão horizontal nos reservatórios polimíticos.

Observou-se ainda que, em um dia típico, o vento encontra um reservatório que está es-

tratificado devido ao fluxo de calor matinal e do início da tarde. O vento atua nesse sistema estratificado num período variável, mas que é em geral das 09:00 h às 16:00 h, e estabelece gradientes horizontais de temperatura ao longo dos eixos longitudinal e transversal. Durante a noite e as primeiras horas da manhã, quando a força do vento está ausente, os gradientes de pressão baroclínicos que resultam das diferenças de temperatura na horizontal produzem correntes de  $5 \text{ cm s}^{-1}$  na superfície na direção contrária ao vento no corpo principal do reservatório, como registrado pelo ADCP na estação *B*, e correntes de retorno em camadas inferiores.

Devido às limitações dos experimentos de campo e, também, à grande variabilidade espacial e temporal existente nos corpos d'água, a descrição obtida com os dados de campo não é completa. Por isso, na discussão deste trabalho utiliza-se o modelo hidrodinâmico tridimensional ELCOM como ferramenta auxiliar com as seguintes finalidades: (i) para o estudo das principais características de um reservatório tropical polimítico; (ii) para um melhor entendimento do papel das forçantes ambientais e artificiais nesse sistema, e; (iii) para o estudo dos principais processos físicos que determinam a mistura e o transporte.

### 6.1.1 Ciclo diurno de estratificação e mistura

O reservatório do Lobo é um sistema dinâmico no qual se desenvolve um ciclo diurno de estratificação e mistura, de modo similar ao que tem sido observado em outros lagos tropicais (TALLING; LEMOALLE, 1998). Diariamente a mistura vertical é ocasionada pelo vento ou por processos convectivos causados pela perda de calor do corpo d'água.

A Figura 20 mostra a variabilidade temporal dos componentes de calor sensível e de evaporação calculados na simulação numérica de 2003 pelo modelo ELCOM. Nesse período, a radiação de ondas curtas e de ondas longas exibiram entre 5:30 h e 18:30 h um padrão diário mais ou menos constante.

Observa-se nas Figuras 20 e 11 que nos dias 21 a 23 de maio as taxas de evaporação foram aumentando com o aumento progressivo da magnitude do vento. Nesses dias, ocorreu ganho de calor sensível em horários que a temperatura do ar observada foi maior do que a temperatura da água do reservatório. Observa-se também que nos dias 24 a 27 de maio de 2003 houve perda contínua de calor sensível pois a temperatura do ar manteve-se todo

o tempo inferior à temperatura da água, determinando assim perda de calor através da superfície do reservatório. Nesses dias ocorreu também perda contínua por evaporação, sendo registrados valores maiores nos dias 24 e 25 de maio, em função de valores maiores da magnitude do vento e/ou da umidade relativa do ar. No dia 28 de maio, devido à baixa velocidade do vento a perda por evaporação também foi baixa e, devido ao aumento da temperatura máxima do ar de  $15^{\circ}\text{C}$  para  $\sim 25^{\circ}\text{C}$ , ocorreu ganho de calor sensível em alguns horários do dia. Esses resultados mostram que alguns componentes do balanço de calor são extremamente variáveis no outono no reservatório do Lobo. Como observado por MacIntyre, Romero e Kling (2003), as altas temperaturas que ocorrem em lagos tropicais associadas ao vento favorecem a evaporação. Esse comportamento difere dos lagos cujas águas superficiais são mais frias e nos quais o vento e a perda de calor não estão tão interligados. Assim, pequenas variações na velocidade do vento podem causar grandes variações no conteúdo de calor do corpo d'água, o que pode ser de extrema importância em sistemas rasos.

### 6.1.2 Aspectos relevantes da circulação no reservatório do Lobo

O reservatório do Lobo apresenta uma forma complexa e uma curvatura entre os transectos T3 e T5, o que cria uma barreira natural para o desenvolvimento do *fetch*, quando os ventos sopram na direção N-S. Em decorrência do estreitamento, os fluxos nessa região são acelerados podendo ocorrer maior mistura turbulenta.

A cada dia o vento se encarrega de balançar a termoclina e modificar a estratificação

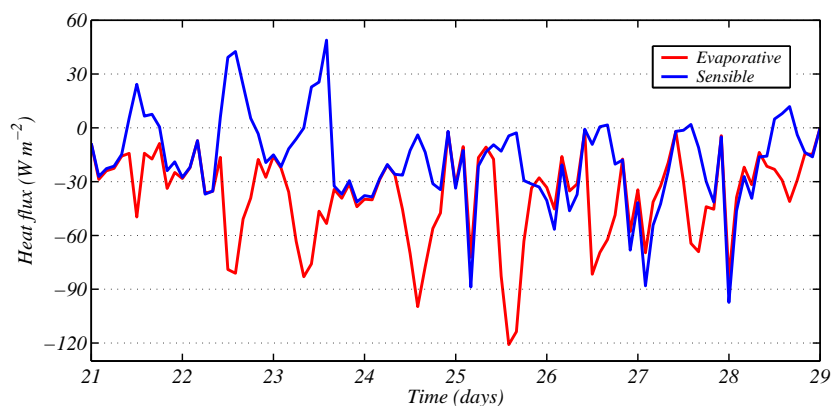


Figura 20: Variabilidade temporal dos componentes de calor sensível e evaporação calculados pelo modelo numérico para o período de 21 a 28 de maio de 2003.

do dia anterior na represa. Assim, não ocorrendo uma estratificação bem definida e mais duradoura, não há tempo suficiente para o estabelecimento de ondas internas com períodos bem definidos nesse reservatório polimítico.

Em virtude da latitude e do tamanho do lago o termo de Coriolis, correspondente ao efeito de rotação da Terra, aparenta não ser importante para a circulação no reservatório do Lobo. O componente horizontal da força de Coriolis é dado por:

$$f = 2\omega \sin\phi \quad (6.1)$$

onde  $\phi$  é a latitude do local,  $\omega$  é a frequência de rotação da Terra ( $\omega = 0,73 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) em torno do eixo polar e no sentido anti-horário olhando por cima do pólo Norte. Mais comumente  $f$  é denominado de parâmetro de Coriolis ou frequência de Coriolis.

O número de Rossby ( $R_o$ ) reflete o balanço entre os termos de aceleração não-linear e a força de Coriolis (KUNDU, 1990):

$$R_o = \frac{U}{fL} \quad (6.2)$$

onde  $U$  é a velocidade característica do processo na horizontal e  $L$  é a escala de comprimento na horizontal. Quando  $R_o < 1$ , o termo de Coriolis é importante.

Tomando-se o comprimento do corpo principal (porção central) do reservatório  $L = 1 \text{ km}$  e a velocidade das águas superficiais  $U = 15 \text{ cm s}^{-1}$ , equivalente a 3% da velocidade do vento moderado de  $5 \text{ m s}^{-1}$  e sendo  $f = 5,52 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,  $R_o = 1,36$ . Para correntes dessa magnitude o efeito de Coriolis não é importante. Entretanto, para correntes de  $6 \text{ cm s}^{-1}$  induzidas por ventos baixos de  $2 \text{ m s}^{-1}$ ,  $R_o = 0,72$ , o que indica que para velocidades pequenas a força de Coriolis é importante, podendo ocorrer deflexão das correntes em relação à direção do vento.

#### *Circulação induzida pelo vento em um dia calmo*

Nesta seção é examinada a circulação induzida pelo vento no reservatório do Lobo em um dia tipicamente calmo. Com essa finalidade, são utilizados para a discussão resultados da

simulação numérica correspondente aos dias 22 e 23 de maio de 2003. No dia 22 de maio, o vento de noroeste atinge uma velocidade média máxima de  $4 \text{ m s}^{-1}$  no início da tarde e às 18:00 h as velocidades são desprezíveis. O lado direito da Figura 21 mostra seções longitudinais vistas do oeste e o lado esquerdo da figura mostra seções transversais vistas do sul. Nas seções longitudinais o vento dirige-se para o lado direito da figura. Sobreposto ao campo de temperatura representado pela escala de cores, foram plotados os vetores de velocidade. A magnitude máxima das correntes é indicada no canto inferior direito de cada painel.

As conseqüências dessa circulação são: (i) águas mais quentes são empurradas para a região de destino do vento, onde ocorre compressão das isotermas e uma estratificação mais forte e; (ii) águas mais frias e profundas ascendem na região de origem do vento (próxima à barragem na seção longitudinal e a oeste na seção transversal) onde a estratificação torna-se mais fraca. O painel (a) da Figura 21 mostra a clássica circulação induzida pelo vento, com a água na superfície movimentando-se na direção do vento, com velocidades em torno de  $10 - 15 \text{ cms}^{-1}$ , e retornando na direção contrária pelo fundo.

A Figura 22 mostra várias vistas horizontais da camada superficial do reservatório, nas quais o campo de temperatura é representado pela escala de cores e o campo de velocidades por setas sobrepostas. A magnitude máxima da velocidade observada nessa primeira camada é indicada no canto superior direito de cada painel. Os painéis (a) e (b) da Figura 22 mostram os resultados da circulação induzida pelo vento nessa primeira camada.

#### *Reajuste da circulação após o relaxamento do vento*

Com o estabelecimento de condições calmas por volta das 18:00 h, o mecanismo de circulação induzida pelas diferenças de densidade torna-se dominante e começa a enfraquecer a circulação induzida pelo vento. Esse novo mecanismo tenta reestabelecer as condições existentes anteriormente ao efeito do vento no reservatório e empurrar as águas mais quentes da superfície para a região de origem do vento (noroeste).

As áreas onde as correntes baroclínicas induzidas pelas diferenças de densidade inicialmente se estabelecem são as de maiores gradientes horizontais de temperatura, em frente à desembocadura do rio Perdizes e na porção leste do corpo principal, como mostrado

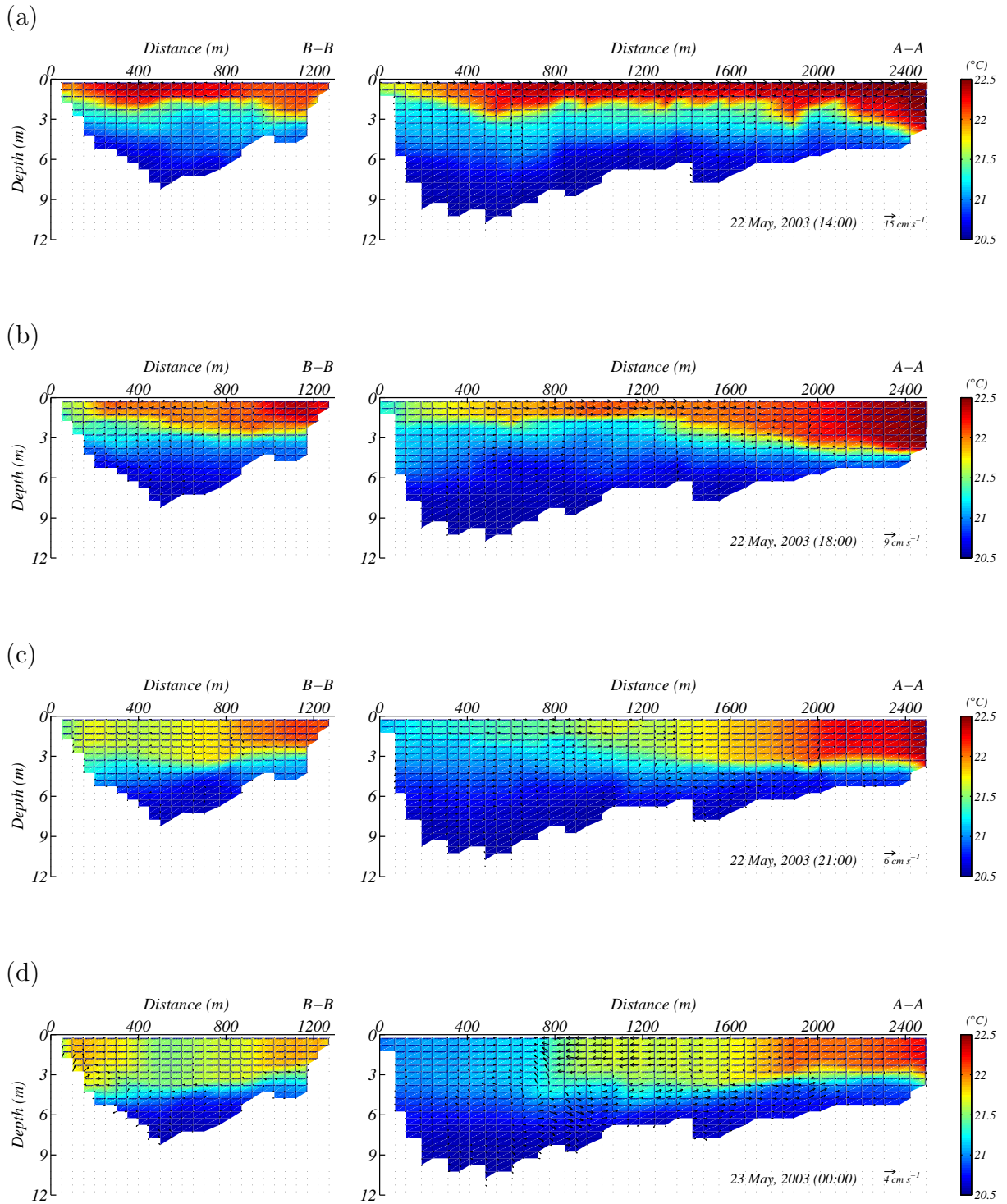


Figura 21: Simulação numérica ilustrando a circulação induzida pelo vento no reservatório do Lobo em um período de ventos moderados do noroeste (22-23 de maio de 2003). No lado direito da figura é mostrada a seção longitudinal A-A do reservatório e no lado esquerdo a seção transversal B-B. A posição dessas seções é indicada no primeiro painel da Figura 22. A escala de cores representa o campo de temperatura. As setas representam o campo de velocidades contido no plano da seção. O comprimento das setas é proporcional ao da seta da máxima velocidade, a qual é indicada no canto inferior direito de cada painel.

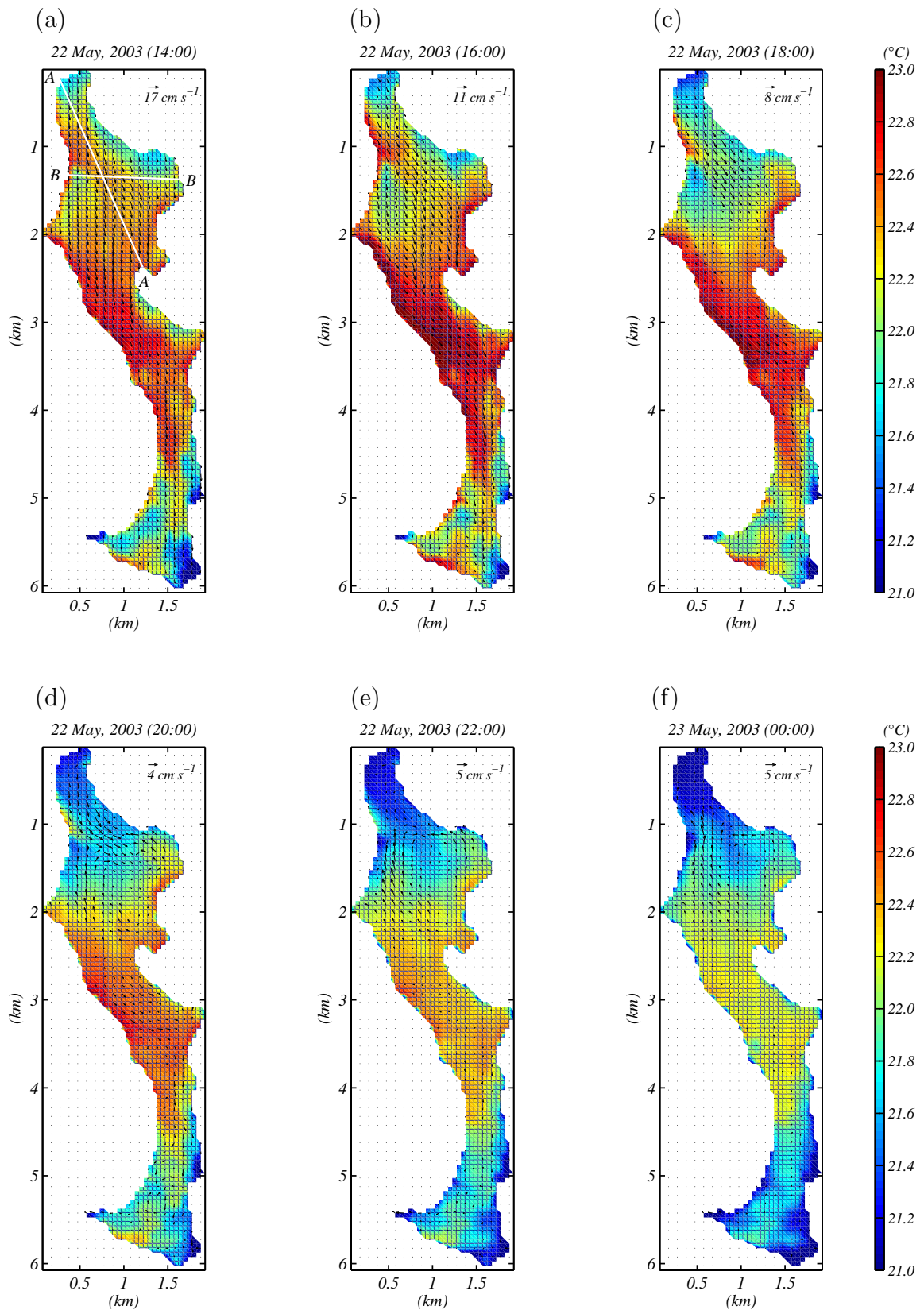


Figura 22: Simulação numérica da estrutura térmica e do campo de escoamento em um período de ventos diurnos de noroeste, na represa do Lobo. As vistas horizontais correspondem às células computacionais da camada do topo do modelo. A escala de cores representa o campo de temperatura e as setas as velocidades nessa camada superficial. O comprimento das setas é proporcional ao da seta da velocidade máxima indicada no canto superior direito de cada painel.

nos painéis (c) e (d) da Figura 22. No local onde os padrões da circulação induzida pelo vento e da circulação baroclínica se encontram, as correntes superficiais convergem e as correntes do fundo divergem. Nessa zona de convergência (*front*) ocorrem movimentos verticais. O painel (b) da Figura 21 mostra que às 18:00 h do dia 22 de maio a zona de convergência estava localizada a  $\sim 1900 m$  da região profunda. Três horas depois, como mostram as seções longitudinais e transversais do painel (c) da Figura 21 a zona de convergência encontrava-se a  $\sim 1200 m$  da região profunda e a termoclina estava menos inclinada, indicando que os gradientes de temperatura haviam relaxado.

A evolução da circulação baroclínica no reservatório do Lobo é visualizada nos painéis (e) e (f) da Figura 22. O painel (e) mostra que às 22:00 h as correntes baroclínicas movimentam as águas em quase todo o reservatório. Em regiões de maior quantidade de movimento próximas à barragem dominam ainda as correntes induzidas pelo vento. Às 00:00 h do dia 23 de maio a circulação baroclínica já estabeleceu-se completamente no reservatório, como mostra o painel (f) da Figura 22. Nesse horário, a termoclina está quase plana (ver painel (d) da Figura 21) e observam-se correntes na direção contrária à do vento na camada superficial da ordem de  $5 \text{ cm s}^{-1}$  e correntes de retorno nas camadas do fundo.

O estabelecimento da circulação induzida pela diferença de densidades exige a mudança de direção do escoamento em todas as profundidades Rueda et al. (2003b). Observou-se que durante esse dia calmo as regiões de menor quantidade de movimento, como a região oeste do corpo principal, estabelecem mais rapidamente a circulação baroclínica. Assim, durante os períodos calmos existem no reservatório regiões de maior fluxo.

A estrutura de escoamento no reservatório, em particular, o transporte horizontal que o vento determinou nos dias 22 e 23 de maio pode ser claramente visto na trajetória do sistema flutuador-GPS mostrada na Figura 18. A linha verde da figura mostra a trajetória do flutuador no período das 12:00 h às 18:00 h do dia 22 de maio, quando o vento noroeste empurrou a água da camada superficial para a região superior do reservatório, em direção à constricção. A velocidade média do flutuador nesse percurso foi de  $\sim 8 - 10 \text{ cm s}^{-1}$ , valores semelhantes aos calculados pelo modelo numérico (22). A linha azul da Figura 18 mostra o flutuador sendo transportado em direção à barragem no período das 18:15 h do dia 22 às 05:00 h do dia 23 de maio de 2003. Nesse período de relaxamento do ciclo, o flutuador movimentou-se com velocidade média de  $3 - 4 \text{ cm s}^{-1}$ , valores que mostram



concordância com os valores calculados pelo modelo ELCOM.

#### *Implicações da circulação para o ecossistema em um dia calmo*

Cenários semelhantes ao do dia 22 de maio podem ocorrer por vários dias seguidos no outono no reservatório do Lobo. Tem-se como exemplo a seqüência de 8 a 11 de abril de 2001. Assim, em dias de ventos moderados, a subida e descida das águas nas zonas de convergência ocorrem freqüentemente e penetram a termoclina diurna no corpo principal do reservatório. A importância desse mecanismo de troca vertical deve ser avaliada uma vez que o fitoplâncton das águas superficiais pode ser talvez afastado do efeito da radiação e, os nutrientes dissolvidos, as bactérias e o fitoplâncton das águas intermediárias da coluna d'água podem ser transportados para a superfície (MACINTYRE; ROMERO; KLING, 2003).

Devido ao movimento oscilatório, tanto os ventos vindos do sul quanto os vindos do norte podem causar trocas entre a porção superior rasa e o corpo principal do reservatório. A importância desses fluxos irá depender dos horários de maior magnitude do vento, da direção do vento e das condições de estabilidade da coluna d'água.

#### *Transporte horizontal devido ao aquecimento diferenciado*

Fluxos horizontais na superfície (*overflow*) podem ocorrer quando as águas rasas armazenam mais calor do que as mais profundas, quando a turbidez difere e quando a profundidade da camada misturada pelo vento varia (IMBERGER, 1985; MONISMITH; IMBERGER; MORISON, 1990). Fluxos no fundo (*underflow*) podem também ocorrer quando o resfriamento é maior nas áreas rasas. No experimento de 2003 observou-se o aquecimento diferenciado, através do maior aquecimento das regiões rasas, no transecto T4 (ver os transectos das 11:00 h e das 14:00 h do dia 23 de maio em T4 na Figura 13). A partir desses resultados pode-se inferir que ocorreram fluxos horizontais superficiais naquela região.

### 6.1.3 Distúrbios

A resposta de um reservatório a um pulso ou distúrbio é única, pois depende do seu estado inicial e da sua história. O efeito de distúrbios pode ser visto imediatamente ou posteriormente. Mudanças rápidas das forçantes meteorológicas pode também determinar a ocorrência de pulsos internos, raros e importantes para o funcionamento do lago/reservatório.

#### *Distúrbio com efeito quase imediato*

O primeiro exemplo de um distúrbio de efeito quase imediato é o da forte tempestade ocorrida no dia 30 de março de 2001. Nesse dia, o vento sul começou a soprar às 17:30 h, causando o abaixamento progressivo das isotermas na região de direção do vento e a subida das mesmas e, portanto, das águas mais frias, na região de origem do vento.

De modo a complementar as informações obtidas no experimento de campo, apresenta-se na Figura 23 três transectos longitudinais do reservatório obtidos por uma simulação numérica. O primeiro transecto, das 16:00 h, mostra o reservatório antes da tempestade; o segundo transecto corresponde ao estado do reservatório durante a tempestade, e; o terceiro transecto, das 20:00 h, mostra a resposta do reservatório logo após o relaxamento do vento.

Como se observa na Figura 23, a camada superficial misturada apresentou espessuras variadas ao longo do reservatório, variando de 4,5 m para  $\sim 6$  m na estação A no decorrer de apenas 2 horas. Após a tempestade, grande mistura vertical ocorreu na porção superior rasa do reservatório e na constrição. Entre 4,8 e 5,6 km da barragem ocorreu mistura vertical completa e, na região da constrição, localizada a  $\sim 3,2$  km da barragem, a camada superficial misturada aprofundou para  $\sim 6$  m. Esses resultados mostram que o aprofundamento da camada superficial misturada ocorre diferenciadamente no espaço e que, portanto, é necessário utilizar-se uma abordagem 3D no estudo desse processo.

A Figura 24 mostra as magnitudes das correntes próximas ao fundo (valor correspondente à camada situada a 0,5 m do fundo) durante esse evento, obtidas por simulação numérica. Cada painel mostra os resultados da simulação a cada 15 min e a escala de cores mostra a magnitude da velocidade da água nessa camada.

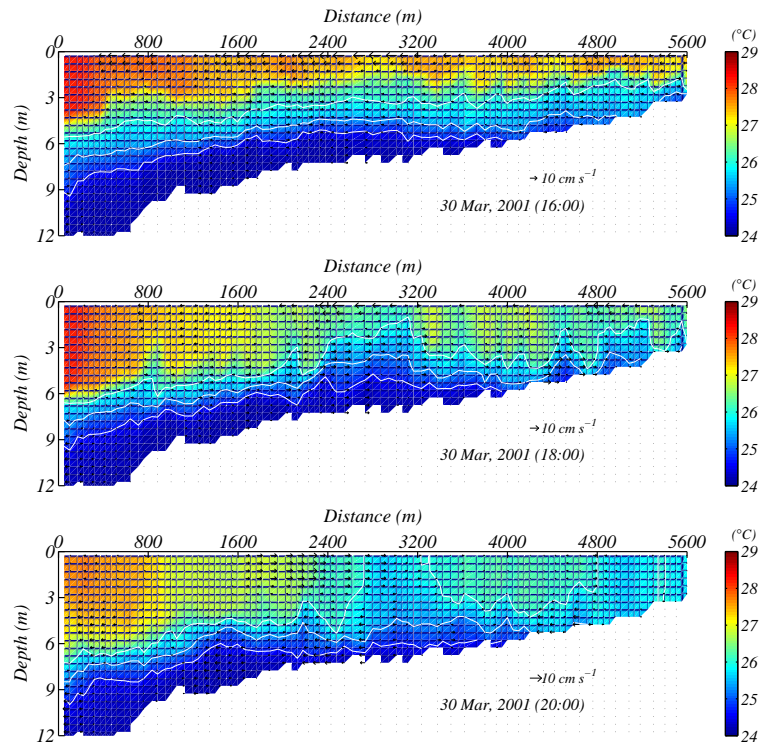


Figura 23: Simulação numérica do deslocamento da termoclina sob condições de vento sul no dia 30 de março de 2001. Os três painéis mostram, em ordem cronológica, a estrutura térmica da seção longitudinal do reservatório antes, durante e após a tempestade. As seções longitudinais correspondem no modelo a células computacionais ao longo do eixo principal do reservatório.

Das 17:30 h às 19:30 h os ventos foram maiores do que  $4 \text{ m s}^{-1}$ , alcançando um valor máximo de  $9,7 \text{ m s}^{-1}$  na média do intervalo das 19:00 às 19:30 h. Nesse período, as correntes de retorno no fundo, resultantes da circulação induzida pelo vento, alcançaram  $7 - 8 \text{ cm s}^{-1}$  em vários locais do corpo principal, em áreas rasas e em locais próximos à antiga calha do rio. Após as 20:00 h os ventos diminuíram para  $2,8 \text{ m s}^{-1}$  e o mecanismo dominante passou a ser o da circulação induzida pelos gradientes horizontais de temperatura.

Em reservatórios em que a carga interna de nutrientes ou de componentes tóxicos é grande, é importante entender-se os mecanismos de resuspensão assim como proceder-se ao mapeamento das cargas depositadas no fundo, para que se possa avaliar o risco à toxicidade e compreender melhor o processo de eutrofização. As condições reais adequadas para a resuspensão devem ser investigadas no campo pois são função não só da tensão de cisalhamento associadas a correntes no fundo como também da granulometria, coesividade e outras características do sedimento. No estudo realizado por Gloor, Wüest e Münnich

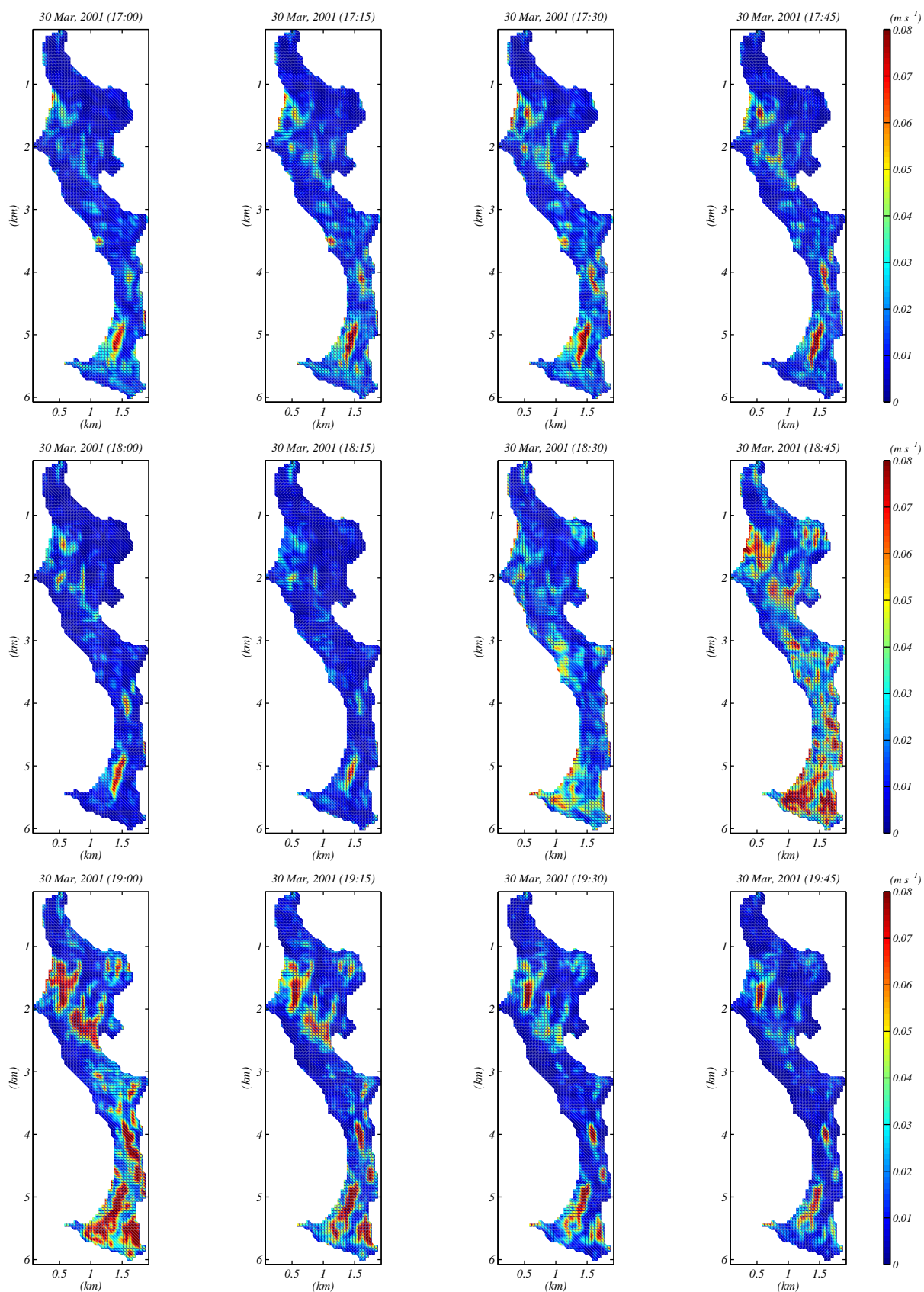
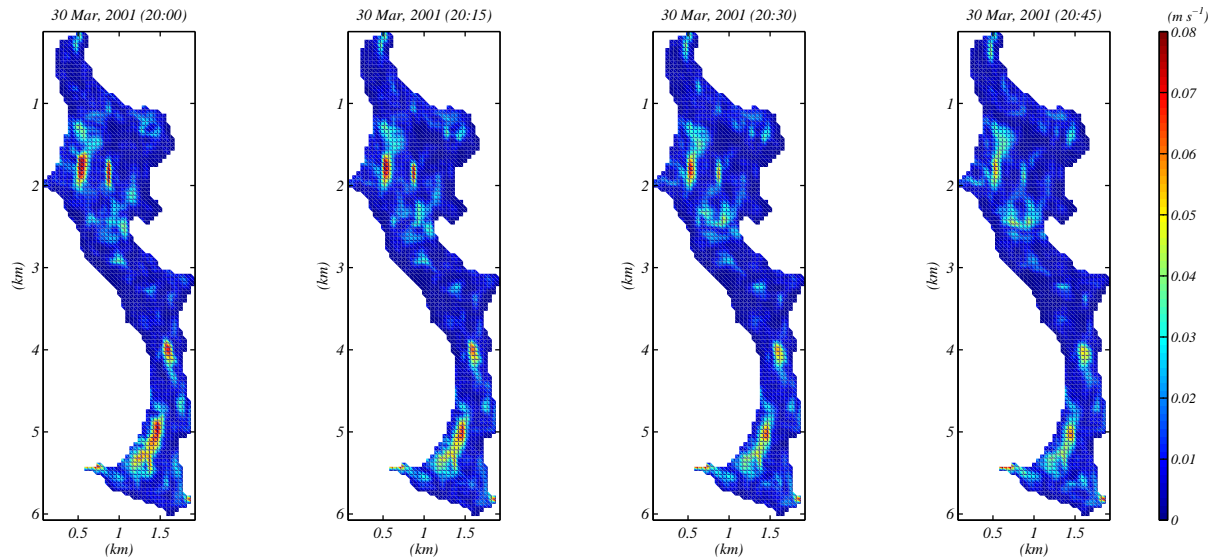


Figura 24: Simulação numérica ilustrando a evolução das velocidades junto à camada de fundo do reservatório a cada 15 minutos no período da tempestade ocorrida durante a campanha de 2001.



Continuação da Figura 24.

(1994) em um pequeno lago na Suíça foram observadas correntes de fundo de até  $7 \text{ cm s}^{-1}$  causadas por eventos de mistura turbulenta, as quais demonstraram causar resuspensão de partículas finas de argila de alguns  $\mu\text{m}$  de diâmetro e, inclusive, de partículas maiores de até  $100 \mu\text{m}$  de diâmetro. Também no oceano foram observados eventos de resuspensão de frações finas de sedimento sob a influência de correntes de fundo de  $7$  a  $8 \text{ cm s}^{-1}$  (WALSH et al., 1988; LAMPITT, 1985). Sendo o sedimento do fundo do reservatório do Lobo composto por argilas, silte e areia (TUNDISI; MATSUMURA-TUNDISI, 1995), é possível haver ocorrido eventos de resuspensão nas regiões cujas velocidades foram iguais ou superiores a  $7 \text{ cm s}^{-1}$  durante e após a tempestade de 30 de março de 2001. Outros processos físicos, como as ondas superficiais (não representadas pelo modelo 3D ELCOM) e as correntes de densidade que avançam pelo fundo do reservatório (*underflow*), podem ter causado durante esse evento a resuspensão de sedimentos nesse reservatório. Assim, um cenário da variabilidade espacial das correntes e da resuspensão dos sedimentos do fundo em um reservatório polimítico representa, na verdade, o resultado de uma multiplicidade de processos.

Ainda durante o experimento de 2001, outro pulso de efeito quase imediato ocorreu devido à queda brusca de temperatura e aos ventos moderados do norte observados no dia 2 de abril. No final do outono de 2003, a estratificação estava mais fraca do que no início do outono de 2001. Assim, o pulso de ventos de noroeste com valores médios máximos de  $\sim 8 \text{ m s}^{-1}$  do dia 23 de maio foi suficiente para causar a mistura vertical completa

da coluna d'água na porção rasa e em grande parte do corpo principal do reservatório (ver Figura 14). Esse exemplo reforça o argumento de que o reservatório polimítico pode abrigar simultaneamente vários estados: regiões estratificadas e regiões completamente misturadas.

A produtividade do fitoplâncton é determinada pelo balanço entre a injeção de nutrientes na zona eufótica e a estabilidade das células das algas na coluna d'água onde se dispõe de bastante luz (GEIDER; MACINTYRE; KANA, 1998). Devido ao transporte de nutrientes para a superfície, a mistura vertical intensa pode estimular a produção primária ou pode, também, causar a sua redução com o transporte do fitoplâncton para zonas com baixa intensidade de luz. A ocorrência alternada de períodos de intensa mistura e de períodos de estabilidade da coluna d'água observada no reservatório do Lobo, pode talvez favorecer o aumento da produção primária nesse ecossistema.

#### *Distúrbio com efeito retardado – as correntes de densidade*

Chuvas intensas ocorridas no outono produzem normalmente escoamento superficial que é mais frio do que a temperatura da água do epilímnio, resultando muitas vezes em escoamento ao longo das margens inclinadas do reservatório (*underflow*). As correntes que avançam pelo fundo carregam água e sedimento em suspensão para as áreas profundas do reservatório. Essas correntes raramente duram mais do que algumas horas e podem ser responsáveis pelo transporte de grande carga sólida.

No experimento de 2001, observou-se que as correntes de densidade turbidas e frias que chegaram após a tempestade do dia 30 de Março desceram pelo fundo do reservatório até alcançar a barragem, reforçando a estratificação térmica. A temperatura da água do hipolímnio era de  $\sim 24^{\circ}C$  e a temperatura da vazão de entrada dos rios era de  $\sim 22$  a  $23^{\circ}C$ . O percurso da onda de cheia no reservatório durante o experimento de 2001 é mostrado através de uma simulação numérica, na qual foi lançado um traçador juntamente com as vazões dos rios Lobo e Itaqueri.

No lado esquerdo de cada painel da Figura 25 é mostrado o percurso do traçador na seção longitudinal do reservatório, a qual passa pelo talvegue do rio Itaqueri. No lado direito de cada painel dessa figura é mostrada uma vista horizontal do reservatório, na qual é representada a concentração acumulada do traçador na coluna d'água.

Como visualizado na Figura 25, a corrente de densidade atravessa o comprimento de 6 km do reservatório em 5 dias. Isso significa dizer que a velocidade da corrente é de aproximadamente  $1,4 \text{ cm s}^{-1}$ . No percurso ocorre mistura vertical e uma maior dispersão horizontal do traçador no corpo principal do reservatório, onde as velocidades induzidas pelo vento são maiores.

O modelo ELCOM não simula as correntes túrbidas, ou seja, não contem um sub-modelo de transporte de sedimentos capaz de representar a erosão do sedimento do fundo, a deposição do sedimento em suspensão e o transporte de sedimentos pela corrente de densidade ao longo do seu percurso. As velocidades de uma corrente túrbida podem causar a resuspensão de sedimento do fundo e conseqüentemente aumento do transporte sólido, da densidade e da aceleração da corrente no decorrer do percurso (CESARE; SCHLEISS; HERMANN, 2001). Assim, essas correntes podem adquirir inicialmente uma maior capacidade de erosão e transportar mais material do que o aporte sólido dos tributários. A partir de um certo momento, pode ocorrer maior deposição dos sedimentos em suspensão transportados. Ao chegar à barragem, uma corrente de densidade pode ser refletida e interagir com a corrente de densidade que ainda avança pelo fundo (CESARE; SCHLEISS; HERMANN, 2001).

A velocidade média do traçador é, portanto, uma estimativa grosseira da velocidade da corrente túrbida. Para que se possa estabelecer o cenário de variabilidade espacial dessas correntes túrbidas no reservatório do Lobo, é necessário o acompanhamento da onda de cheia em vários pontos do reservatório, o monitoramento das vazões e dos sólidos suspensos dos tributários e um modelo de transporte de sedimentos acoplado ao modelo hidrodinâmico.

As correntes de densidade que avançaram próximo ao fundo do reservatório do Lobo tiveram dois efeitos: (i) reforçaram a estratificação, levantando o hipolímnio previamente existente, e; (ii) oxigenaram temporariamente o hipolímnio. Essas correntes podem ter também aumentado a concentração de sólidos suspensos e de nutrientes, mudado a turbidez e transparência da água, causado possíveis alterações na produção primária e, ainda, mistura turbulenta e resuspensão ao longo do percurso.

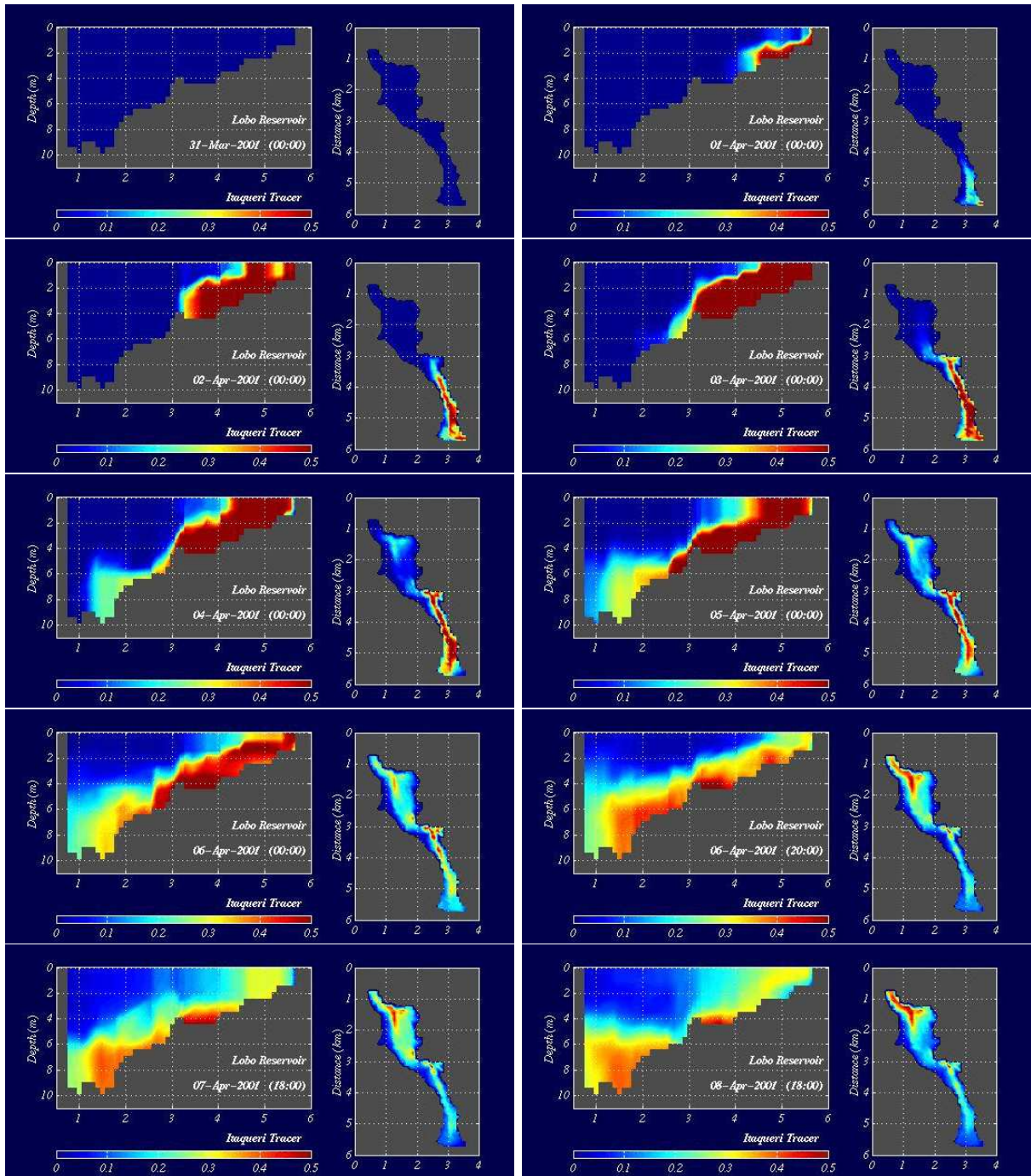


Figura 25: Simulação numérica da dispersão de um traçador no reservatório do Lobo nos dias que se sucedem à tempestade observada durante a campanha de 2001. O traçador fictício foi lançado juntamente com as vazões do rio Itaqueri na simulação numérica.



*Distúrbio interno*

Wurtsbaugh et al. (2002) definem *hot moment* como eventos hidrológicos ou hidrodinâmicos de curta duração que são responsáveis pelo transporte de uma quantidade de material desproporcional, ou seja, não usual, ou ainda de transformações biogeoquímicas sendo exemplos desses instantes aqueles em que ocorrem vazões altas ou eventos fortes de mistura em um lago, rio ou área alagada. (WURTSBAUGH et al., 2002) definem ainda *hot spot* como um *patch* que exhibe taxas de reações desproporcionais em relação ao entorno.

Nos dias 12 a 14 de abril de 2001 ventos fortes e persistentes do sul associados a processos convectivos foram muito eficientes para aprofundar de 10 m a camada superficial misturada na estação A (Figura 10). Como descrito anteriormente, o súbito relaxamento e mudança da direção do vento causou a rápida ascensão da isoterma de 25,3°C e a ocorrência de velocidades altas no fundo, próximo à camada de sedimentos. Apesar de não terem sido realizadas medidas da turbulência associada a esse evento localizado, pode-se inferir que o local do evento de mistura foi um *hot spot*, e que o instante em que ocorreram essas velocidades não usuais na camada próxima ao fundo foi um *hot moment*.

Os eventos de mistura facilitam muitas das reações químicas que ocorrem com maior frequência próximo a fronteiras sólidas dos lagos e reservatórios (WURTSBAUGH et al., 2002). Sempre que o transporte ocorre proximamente a uma fronteira que separa constituintes, as taxas das reações químicas serão incrementadas. Em geral, as taxas das reações químicas serão mais fortes quando ocorrerem fluxos mais intensos e gradientes de concentração mais acentuados (WURTSBAUGH et al., 2002). Os eventos de mistura podem também causar fluxos de nutrientes e redução da limitação de nutrientes para o fitoplâncton quando ocorrem na proximidade a gradientes de nutrientes ou de concentração de partículas (MACINTYRE et al., 1999).

Assim, deve-se abandonar a visão simplista de que os processos biogeoquímicos podem ser medidos em uma estação central em um lago e essas medidas serem extrapoladas para todo o sistema. Como muitos dos eventos são localizados, o desafio consiste em identificar e medir os processos físicos, químicos e biológicos, ou seja, medir os fluxos e os gradientes das concentrações em escalas apropriadas nesses *hot spots*, para compreender o impacto que os ciclos biogeoquímicos causam no funcionamento dos ecossistemas. Além disso, a importância da frequência e da intensidade de pulsos internos, só poderá ser

avaliada quando se conseguir associar a magnitude dos fluxos às forçantes ambientais que os induziram (WURTSBAUGH et al., 2002).

#### 6.1.4 Resposta química às forçantes físicas

A falta de periodicidade das forçantes meteorológicas no outono e as características do reservatório tropical polimítico possibilitam uma grande variabilidade temporal da estrutura térmica, como já ilustrado na Figura 10. Poucos estudos foram realizados relacionando a evolução química da coluna d'água aos processos físicos que ocorrem em lagos, tais como ondas internas, mistura nas fronteiras sólidas, mistura turbulenta e advecção no hipolímnio e no metalímnio, em escala curtas de tempo (WERNER; IMBERGER; SAGGIO, 2002). Nesta seção analisa-se a relação existente entre os dados de oxigênio dissolvido coletados na estação A e a estrutura térmica do reservatório do Lobo durante o experimento de 2001.

Em lagos e reservatórios ocorre variabilidade da concentração de oxigênio por causa de modificações no suprimento como a produção de matéria orgânica, difusão do ar para a água e introdução pelos tributários e de processos de consumo como respiração pela biota e demanda bioquímica de oxigênio. No Brasil existem vários reservatórios eutróficos, como Billings e Guarapiranga (ESPÍNDOLA et al., 2000), e oligotróficos, como Jurumirim (HENRY, 1999) que apresentam déficits de oxigênio. O reservatório do Lobo, um ecossistema classificado no passado como oligotrófico e, mais recentemente, como mesotrófico (LEITE; ESPÍNDOLA, 2002), desenvolveu também condições de anoxia quase constantes nas águas do hipolímnio durante o experimento de 2001.

O painel inferior da Figura 10 mostra a variabilidade temporal da temperatura e da concentração de oxigênio dissolvido na estação A durante esse experimento. Ao contrário do que poder-se-ia esperar, as condições anóxicas observadas nas camadas profundas do reservatório no início do experimento permaneceram inalteradas após a ocorrência de um pulso de vento sul, de forte intensidade no dia 30 de março (concentrações entre  $0\text{ mg L}^{-1}$  to  $2\text{ mg L}^{-1}$ ). No dia 5 de abril os níveis de oxigênio dissolvido aumentaram para  $3\text{ mg L}^{-1}$  com a chegada na estação A de correntes frias dos principais tributários. Entretanto, somente no dia 14 de abril de 2001 as concentrações de oxigênio dissolvido aumentaram significativamente da camada superficial até  $\sim 9,5\text{ m}$  de profundidade, atin-

gindo  $6 \text{ mg L}^{-1}$ . Nos dias seguintes, as concentrações de oxigênio dissolvido voltaram a diminuir.

Como também mostra a figura, concentrações maiores de oxigênio dissolvido ocorreram na camada superficial misturada, concentrações intermediárias no metalímnio e concentrações baixas no hipolímnio. A camada anóxica apresentou uma espessura mínima no dia 14 de abril, após a ocorrência de um forte evento de mistura no fundo e, essa camada foi aumentada ou diminuída com a subida ou descida, respectivamente, da isoterma de  $25.3^{\circ}\text{C}$ . Esses dados de campo mostram, portanto, que as concentrações de oxigênio dissolvido no reservatório do Lobo estiveram associadas a mudanças na estrutura térmica vertical. Esse exemplo mostra ainda que, enquanto algumas regiões estiveram misturadas após a tempestade, a região próxima à barragem permaneceu estratificada.

Os exemplos descritos anteriormente mostram que, apesar da grande variabilidade das forçantes ambientais e da ocorrência freqüente de pulsos **o reservatório polimítico no outono pode abrigar ao mesmo tempo vários estados : locais misturados e locais estratificados na vertical**. Assim, perfis de temperatura realizados a distâncias de algumas dezenas de metros podem apresentar estratificações bem diferentes. O mesmo pode-se dizer com relação a outras variáveis químicas e biológicas. Portanto, a seleção de pontos de amostragem deve ser feita em função do tipo de processo que se quer investigar ou monitorar.

### 6.1.5 Resposta do reservatório às forçantes artificiais

Os resultados dos experimentos de campo no reservatório do Lobo mostraram que as forçantes meteorológicas podem ocasionar eventos de mistura no fundo, com conseqüente oxigenação e quebra da anoxia das águas profundas, a exemplo do ocorrido no dia 14 de abril de 2001. Mostraram também que a estratificação química, no que se refere à concentração de oxigênio dissolvido, está associada à estratificação térmica. A partir do conhecimento desses processos, é possível estabelecer estratégias de operação visando enfraquecer a estratificação térmica e facilitar a redução das condições de anoxia na coluna d'água nesse reservatório.

Com o propósito de avaliar a resposta do reservatório do Lobo a diferentes estratégias

de operação no período de 15 *dias* no outono de 2001, foram realizadas neste estudo as seguintes simulações numéricas:

- Primeira simulação: retirou-se água da camada superficial pelo vertedor, estratégia de operação utilizada neste reservatório antes de outubro de 2000;
- Segunda simulação: retirou-se água do estrato localizado a 3 *m* da camada de sedimento do fundo, ou seja, assumiu-se a atual estratégia de operação do reservatório do Lobo;
- Terceira simulação: utilizou-se uma estratégia de operação combinada, sendo mantida a retirada do fundo (estratégia atual) e incluindo-se pequenas retiradas da camada superficial, correspondentes às vazões do escoamento dos rios em períodos secos, por um período de 72 h com início às 00:00h do dia 12 de abril de 2001. Nesse período sopravam ventos persistentes vindos do sul e, portanto, as águas superficiais mais quentes eram empurradas em direção à barragem.

Como mostrado na Figura 26, a estratégia atual de operação da represa com a retirada seletiva das águas profundas resulta em retirada quase total da água fria, elevação da temperatura da água do fundo e, assim, diminuição da estratificação. As águas frias que entram pelos tributários e chegam na estação A são logo retiradas do reservatório.

A estratégia de operação utilizada no passado, com a retirada seletiva através das camadas superficiais do reservatório, resultavam em dissipação de calor uma vez que as águas aquecidas da superfície eram substituídas pelas águas frias originárias das contribuições dos tributários. Assim, como se observa na Figura 26, o hipolímnio era mais espesso e a água do reservatório era mais fria. Verifica-se também que com essa estratégia de operação o reservatório ficava mais passível à mistura pois, nesse caso, as forçantes ambientais do dia 14 de abril de 2001 conseguiriam romper a isoterma de  $25,3^{\circ}C$  e causar a mistura completa da coluna d'água na estação A. Verifica-se também que com o antigo regime de operação a camada superficial misturada era cerca de 1 a 2 *m* menos espessa do que com a atual estratégia de operação. A termoclina também ficava bem mais próxima à camada superficial misturada e o metalímnio apresentava uma espessura bem mais reduzida. A atual operação está provavelmente determinando um novo regime térmico em que a anoxia

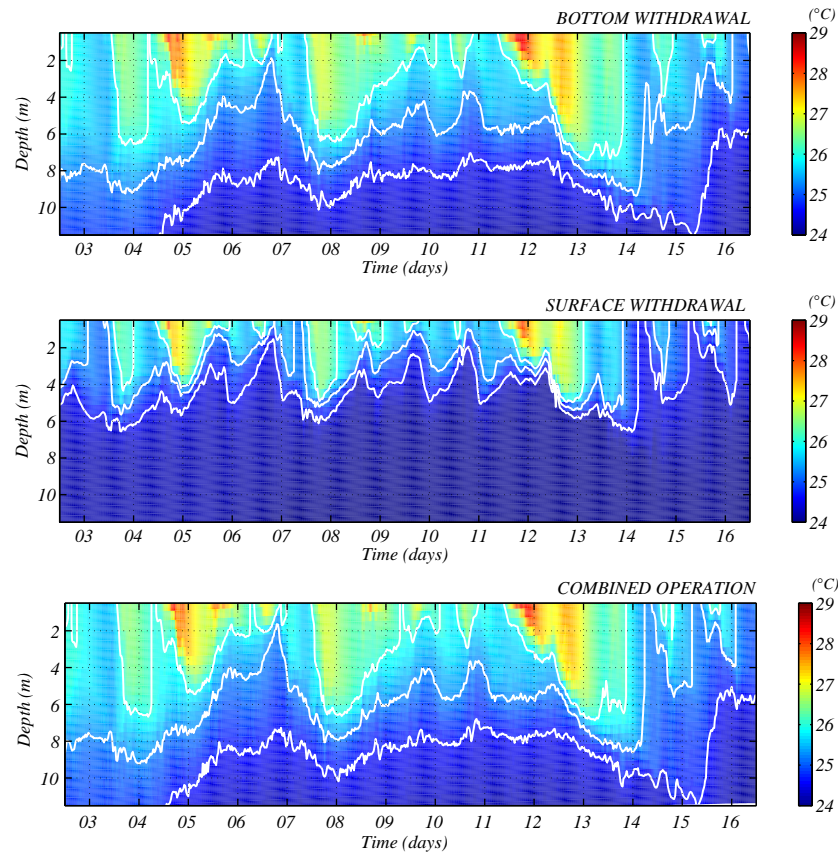


Figura 26: Simulação numérica de diferentes estratégias de operação do reservatório. O painel superior representa a operação durante o período da campanha de 2001; o segundo painel apresenta resultados da simulação numérica para o caso da retirada de água pela superfície (operação usual antes de outubro de 2000) e, finalmente, o último painel representa a mesma operação do painel superior acrescida de uma retirada superficial de  $3\text{m}^3\text{s}^{-1}$  no período de 12 a 14 de abril de 2001. A figura ilustra como a operação afeta a estrutura térmica junto à estação A.

em regiões profundas parece ser frequente, ao contrário do que se tem notícia em pesquisas realizadas no passado.

Com a estratégia de operação combinada a resposta do reservatório seria a mesma até o dia 12 de abril de 2001. Entretanto, com a retirada da água pela superfície a partir desse dia o reservatório ficaria mais passível à mistura, resultando também na quebra da isoterma de  $25,3^\circ\text{C}$  e mistura completa da coluna d'água no dia 14 de abril.

Os exemplos de operação do reservatório do Lobo mostraram que **o reservatório polimítico é muito susceptível às forçantes artificiais**. Verificou-se também que a compreensão dos processos físicos que ocorrem em escalas curtas de tempo e dessa susceptibilidade do reservatório às forçantes ambientais pode auxiliar muito na escolha de

estratégias mais confiáveis para o gerenciamento do reservatório/bacia hidrográfica e, conseqüentemente, para o controle da qualidade da água desses ambientes aquáticos. Como observado por Pádisak, Köhler e Hoeg (1999), a frequência e a intensidade dos pulsos artificiais pode causar mudanças grandes na dinâmica das comunidades planctônicas com quebra do desenvolvimento e redução dos níveis de biomassa de algumas espécies, sendo por isso também importante avaliar os efeitos das regras de operação nos processos biológicos.

## 6.2 O potencial da modelagem hidrodinâmica 3D

Modelar a circulação significa representar corretamente os principais processos físicos que determinam o percurso das partículas em um corpo d'água. O caminho que as partículas irão fazer, o tempo que ficarão expostas à luz e a disponibilidade de nutrientes (REYNOLDS, 1984) é que será determinante para os processos biológicos e a produção primária.

A avaliação do potencial de um modelo hidrodinâmico para reproduzir a circulação de um ecossistema aquático exige a avaliação dos dados de entrada e da representação dos processos de transferência de energia utilizados pelo modelo.

Os dados de campo são utilizados para definir as condições iniciais, como entrada de energia no modelo no decorrer da simulação e também na fase de validação. Os erros e incertezas nos dados de campo causam impactos, portanto, nas previsões do modelo e no processo de validação, a partir do qual avalia-se o desempenho do modelo. Uma outra fonte de erro na tarefa de modelagem consiste na representação incorreta dos processos físicos, como por exemplo no equacionamento de mistura vertical e de trocas superficiais de calor, ou na ausência da representação de alguns processos, difíceis de serem atualmente parametrizados.

O modelo ELCOM não precisa *a priori* de calibração mas, alguns dos seus parâmetros, como o coeficiente de arrasto  $C_d$  e o coeficiente de extinção  $\eta$ , são passíveis de modificação. Nas simulações numéricas no reservatório do Lobo manteve-se constantes ambos os coeficientes. Verificou-se que muito provavelmente o coeficiente de extinção deveria ser variável no tempo pois, logo após a tempestade de 30 de março de 2001, observou-se variação na coloração da água. A variação de  $\eta$  deve-se principalmente ao sombreamento

do plâncton e às alterações de cor, que podem ser simulados por um modelo de qualidade da água acoplado ao modelo hidrodinâmico.

Apesar de não ter sido feita uma análise de sensibilidade para determinar quais parâmetros e dados de entrada influenciam mais os resultados, as simulações numéricas mostraram também a importância de representar-se muito bem os dados de vento. Como a evaporação, a quantidade de movimento e a energia cinética turbulenta utilizada para a mistura são funções do vento (IMBERGER, 1985), pequenos erros nos dados de vento conduzem a erros nas temperaturas da água e nas taxas de evaporação simuladas pelo modelo. Isso foi constatado ao utilizar-se inicialmente dados inconsistentes da velocidade do vento nas simulações numéricas de 2003.

A profundidade da camada superficial misturada é determinada, em grande parte, pela energia do vento e pelo balanço entre a energia disponível e a energia cinética disponível (SPIGEL; IMBERGER; RAYNER, 1986). Assim, uma inconsistência na camada superficial misturada pode indicar a representação incorreta dos dados de vento. Os resultados da validação mostraram concordância entre a profundidade da camada superficial misturada observada no campo e a profundidade da camada superficial misturada simulada pelo modelo em 2001, o que mostra que a energia imposta pelo vento nos dados de 2001 está bem representada no modelo.

A variabilidade temporal das vazões e das temperaturas dos rios é muito importante para a modelagem nesse reservatório. Observou-se nas simulações do experimento de 2003 que a temperatura da água dos tributários determina a posição das isoterms e, em função do volume de entrada, pode alterar muito o conteúdo de calor do ecossistema. A insuficiência de dados de vazão nos experimentos de 2001 e 2003 pode ter causado : (i) a discrepância observada entre os transectos longitudinais de temperatura do modelo e do campo em 2003, e ; (ii) a discrepância observada na posição das isoterms na estação *A* após o evento de 14 de abril de 2001.

Hodges et al. (2000a) discutem a importância de se representar adequadamente as entradas de energia provenientes de correntes de densidade. Enquanto a largura de um reservatório pode ser da ordem de um a vários quilômetros, a antiga calha do rio tem provavelmente uma largura da ordem de dezenas ou centenas de metros. Às vezes a batimetria do reservatório não inclui a antiga calha do rio por ausência de dados de campo

ou devido à própria definição da malha computacional, que não é tão refinada (HODGES et al., 2000a). Em decorrência, as águas do rio espalham-se em uma região mais larga na malha computacional (efeito de diluição) do que a que realmente acontece no campo, o que provoca o retardamento das correntes de densidade. O levantamento do antigo leito do rio no reservatório do Lobo foi realizado durante o experimento de campo de 2003, complementando os dados batimétricos obtidos em 1993.

Utilizou-se nesta pesquisa uma célula computacional de  $50\text{ m} \times 50\text{ m}$  na horizontal, superior à ordem de largura do rio, a qual é de alguns metros. A adoção dessa resolução da malha horizontal foi definida em função do esforço computacional para a realização das simulações e a reprodução das características relevantes do sistema. Apesar das limitações indicadas por Hodges et al. (2000a), a malha computacional adotada e o modelo numérico reproduziram com precisão o tempo de chegada à barragem da intrusão observada em 2001. O efeito de diluição e retardamento pode provavelmente ocorrer para pequenas vazões (fluxos confinados à antiga calha do rio). Estas, porém, não tiveram grande importância na caracterização hidrodinâmica proposta nesta pesquisa.

O ELCOM é um modelo hidrodinâmico e hidrostático, o que tem vários significados: (i) que a pressão dinâmica é desprezada; (ii) que a aceleração vertical é desprezada; (iii) que as escalas de comprimento na horizontal são muito maiores do que as escalas de comprimento na vertical (HODGES et al., 2000a). Por esse motivo, as ondas internas curtas, que são fundamentalmente não-hidrostáticas, não podem ser representadas pelo modelo 3D hidrostático. Outros processos que o modelo não consegue representar são a mistura turbulenta na camada limite do fundo do lago (*benthic boundary layer*) e a mistura nas margens inclinadas devido à propagação das *internal seiches* no metalímnio (HODGES et al., 2000a).

No reservatório do Lobo, como em vários outros sistemas polimíticos, não se observa o desenvolvimento de ondas internas, pois o período das ondas é em geral maior do que as escalas de tempo associadas com os ciclos de estratificação e desestratificação. Assim, a aproximação hidrostática utilizada no modelo ELCOM parece ser suficiente para representar os principais processos nesse ecossistema.

Os processos que parecem ser dominantes nesse reservatório polimítico são os processos de troca de calor na interface ar-água, as correntes de densidade, as correntes induzidas



pelo vento, as correntes induzidas pelos termos baroclínicos após o relaxamento do vento, as correntes induzidas pelo aquecimento diferenciado e a dispersão horizontal (advecção e mistura dos constituintes). Os resultados da fase de validação do modelo mostraram que a modelagem 3D é acurada e robusta para descrever esses processos. Estudos de resuspensão e transporte de partículas no reservatório do Lobo deverão, contudo, investigar a importância da representação das ondas superficiais.

### **6.3 A dinâmica dos reservatórios polimíticos**

Como observou-se nesta pesquisa, reservatórios polimíticos são ambientes aquáticos cujas estruturas térmicas não são muito fortes e nos quais a mistura completa na vertical ocorre várias vezes durante o ano, mas não necessariamente em todos os lugares. Uma vez que as estruturas não são fortes e que a variabilidade das forçantes meteorológicas é grande, vários tipos de processos ocorrem simultaneamente e numa sucessão rápida. Assim, a tarefa de gerenciamento desses reservatórios parece ser árdua, haja visto a complexidade dos processos físicos reinantes e a sua natureza dinâmica. Felizmente, a complexidade descrita no desenvolvimento deste estudo pode ser também traduzida em forte susceptibilidade às forçantes o que, do ponto de vista do manejo, significa a possibilidade de obter-se respostas rápidas a pequenas intervenções.

## 7 *Conclusões*

O reservatório do Lobo é um sistema dinâmico e complexo, no qual se desenvolve um ciclo diurno de estratificação e mistura, de modo similar ao que tem sido observado em outros lagos tropicais. Diariamente a mistura vertical é ocasionada pelo vento ou por processos convectivos causados pela perda de calor do corpo d'água.

A variabilidade das forçantes meteorológicas que atuam nesse sistema é grande, sendo caracterizada por períodos calmos interrompidos por pulsos ambientais. Ventos na direção N-S, do meio da manhã até ao final da tarde, são usualmente observados nesse sistema.

Em dias calmos do outono, o vento atua num sistema que possui uma estratificação fraca, estabelecendo gradientes horizontais de temperatura em todo o reservatório. Nas noites em que a velocidade do vento é muito baixa ou nula, os gradientes do termo baroclínico da pressão tornam-se o mecanismo dominante no sistema, criando correntes superficiais na direção contrária à do vento e correntes de retorno no fundo. Esse ciclo de estabelecimento e relaxamento dos gradientes horizontais de temperatura repete-se no reservatório diariamente, enquanto o mesmo não é perturbado por pulsos meteorológicos.

A descrição desse tipo de circulação, observada também em outros sistemas polimíticos, foi baseada em observações realizadas com o sistema flutuador-GPS e com o ADCP e confirmada com os resultados do modelo numérico 3D.

Na fase de reajuste da circulação após o relaxamento do vento ocorrem zonas de convergência no corpo principal do reservatório. A importância desse mecanismo de troca vertical deve ser avaliada, uma vez que o fitoplâncton da camada superficial pode ser afastado do efeito da radiação e o fitoplâncton, bactérias e dissolvidos das camadas inter-

mediárias podem ser talvez transportados para a superfície.

Quando sujeito a pulsos ambientais, o reservatório do Lobo responde rapidamente, podendo ocorrer mistura vertical completa em algumas regiões do reservatório em questão de algumas horas. A ocorrência alternada de períodos de intensa mistura e de períodos de estabilidade da coluna d'água, comumente observada no reservatório do Lobo, pode criar condições favoráveis para o aumento da produção primária nesse ecossistema.

Em resposta a pulsos de chuva no outono de 2001, foram observadas no reservatório do Lobo correntes de densidade que avançaram próximo ao fundo e ergueram o hipolímnio previamente existente. Essas correntes reforçaram a estratificação térmica e oxigenaram temporariamente o hipolímnio.

Observou-se ainda no reservatório do Lobo um pulso interno causado pela mudança rápida da intensidade e da direção do vento, o qual esteve associado a altas velocidades próximo ao fundo. A previsão e a compreensão da variabilidade espacial e temporal dos eventos de mistura turbulenta em lagos é um pré-requisito para quantificar corretamente as taxas dos processos biogeoquímicos (WURTSBAUGH et al., 2002). Assim, a identificação dos eventos de mistura no fundo e a medição simultânea dos processos químicos e biológicos pode ser fundamental para a compreensão dos ciclos biogeoquímicos e do impacto que eles causam no funcionamento do ecossistema.

As concentrações de oxigênio dissolvido medidas no outono de 2001 na estação localizada próxima à barragem estiveram associadas a mudanças na estrutura térmica vertical. Durante a maior parte do tempo observou-se condições de anoxia nas camadas profundas do reservatório. A variabilidade espacial da estrutura térmica e de oxigênio dissolvido observada no reservatório do Lobo reflete a existência de zonas no reservatório regidas por diferentes processos de transporte e mistura ao longo do tempo. A existência dessas zonas possibilita o estabelecimento de diversos habitats no reservatório o que, por sua vez, pode ser tanto um fator determinante da biodiversidade do sistema como uma das explicações para o rápido desenvolvimento de florescimentos algais em reservatórios polimíticos eutrofizados.

As observações de campo mostraram que, apesar da grande variabilidade das forçantes ambientais e da ocorrência freqüente de pulsos no outono, o reservatório do Lobo pode

abrigar ao mesmo tempo locais misturados e locais estratificados na vertical. Assim, perfis de temperatura realizados em estações de coleta distantes de algumas centenas de metros podem apresentar estratificações bem diferentes.

Os fluxos do escoamento são também variáveis no espaço. Em geral, as condições em uma dada estação de coleta não será representativa das condições existentes em locais distantes de algumas dezenas ou centenas de metros. Basear-se em observações parciais de experimentos de campo pode conduzir a respostas incorretas, uma vez que existe grande diferença entre as observações realizadas em horários diurnos de vento e em horários calmos. Assim, a estratégia de amostragem de dados de temperatura, velocidade ou de qualidade da água deve ser adaptada às escalas temporais de mudança do sistema.

Simulações numéricas da operação do reservatório do Lobo em 2001 mostraram que o reservatório polimítico é muito susceptível às forçantes artificiais e que, a compreensão dos processos físicos que ocorrem em escalas curtas de tempo e dessa susceptibilidade do reservatório às forçantes ambientais, pode auxiliar muito na escolha de estratégias mais confiáveis para o gerenciamento do reservatório.

Os resultados da fase de validação do modelo mostraram que a modelagem 3D é acurada e robusta para descrever os principais processos que determinam o transporte e a mistura, quando as entradas e retiradas de energia (vento, vazões de entrada e de saída e balanço de calor na superfície do lago) são adequadamente representadas. Esta pesquisa mostrou também que o modelo 3D ELCOM é uma excelente ferramenta para o estudo dos principais processos físicos em um reservatório tropical polimítico, assim como para a previsão de eventos de curta duração, quando se dispõe de dados de campo suficientes e confiáveis.

Finalmente, os reservatórios tropicais polimíticos são ambientes cujas estruturas térmicas não são muito fortes e nos quais a mistura completa na vertical ocorre várias vezes durante o ano, mas não necessariamente em todos os lugares. Os processos que parecem ser dominantes nesse lago polimítico, diferentemente dos lagos temperados que apresentam estratificações fortes, são os processos de troca de calor na interface ar-água, as correntes de densidade, as correntes induzidas pelo vento, as correntes induzidas pelos termos baroclínicos após o relaxamento do vento, as correntes induzidas pelo aquecimento diferenciado e a dispersão horizontal (advecção e mistura dos constituintes). Uma vez que as estruturas não são fortes e que a variabilidade das forçantes meteorológicas é grande,

alguns desses processos ocorrem simultaneamente e numa sucessão rápida. Felizmente, essa complexidade pode ser também traduzida em forte susceptibilidade às forçantes o que, do ponto de vista do manejo, significa a possibilidade de obter-se respostas rápidas a pequenas intervenções.

## 8 *Recomendações e considerações finais*

O principal impedimento à modelagem hidrodinâmica 3D é a escassez e a má qualidade dos dados. Assim, é comum ocorrer a falta de estações fluviométricas nos tributários, as estações meteorológicas estarem distantes dos lagos e os instrumentos de coleta não possuírem a necessária acuidade e resolução.

A modelagem 3D exige:

- a representação correta da batimetria e da calha do rio;
- recursos computacionais para trabalhar-se com malhas suficientemente refinadas de maneira que o modelo possa reproduzir os principais processos físicos;
- medições em locais do reservatório que sejam representativos dos processos físicos a serem estudados e em escalas de tempo compatíveis com o processo;
- dados das vazões de entrada em intervalos de tempo adequados, em torno de algumas horas em bacias pequenas, de modo a dispor-se dos hidrogramas de cheia;
- dados da variabilidade temporal da temperatura dos tributários;
- dados com boa/excelente acuidade e de qualidade;
- dados meteorológicos coletados em intervalos curtos de tempo, inferior ou igual a 30 minutos;
- o planejamento adequado dos experimentos de campo, uma vez que cada processo a ser investigado pode ocorrer em locais e tempos diferentes.

É comum observar-se no campo instrumentos indevidamente instalados ou com erros de calibração, o que torna inviável a realização deste tipo de pesquisa. Assim, a calibração permanente dos instrumentos é um pré-requisito para a execução do trabalho de campo, sendo boa prática realizar a calibração dos instrumentos antes e após um experimento.

Com o entendimento dos principais processos físicos que governam a dinâmica do reservatório do Lobo, melhores planos de gerenciamento podem ser futuramente desenvolvidos para esse ecossistema. Espera-se que a metodologia aqui apresentada, desde os experimentos de campo até à modelagem hidrodinâmica 3D, possa ser utilizada em estudos de outros reservatórios tropicais que necessitam, a curto prazo, de políticas de gerenciamento adequadas.

## *Referências*

- ANTENUCCI, J.; IMBERGER, J.; SAGGIO, A. Seasonal evolution of the basin-scale internal wave field in a stratified lake. *Limnol. Oceanogr.*, v. 45, n. 7, p. 1621–1638, 2000.
- ASHAN, Q.; BLUMBERG, A. F. Three-dimensional hydrothermal model of Onadonga Lake, New York. *J. Hydraul. Eng.*, v. 125(9), p. 912–923, 1999.
- BELETSKY, D. et al. Numerical simulation of internal Kelvin waves and coastal upwelling fronts. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 27, p. 1197–1215, 1997.
- BORICS, G. et al. Phytoplankton associations in a small hypertrophic fishpond in east Hungary during a change from bottom-up to top-down control. *Hydrobiologia*, v. 424, p. 79–90, 2000.
- BRAIN, J.-F. et al. Environmental context of *Cylindrospermopsis raciborskii* (Cyanobacteria) blooms in a shallow pond in France. *Water Res.*, v. 36, p. 3183–3192, 2002.
- CASULLI, V. Numerical simulation of three-dimensional free surface flow in isopycnal co-ordinates. *Int. J. Numer. Methods Fluids*, v. 25, p. 645–658, 1997.
- CASULLI, V.; CHENG, R. T. Semi-implicit finite difference methods for three-dimensional shallow water flow. *Int. J. Numer. Methods Fluids*, v. 15, p. 629–648, 1992.
- CESARE, G. D.; SCHLEISS, A.; HERMANN, F. Impact of turbidity currents on reservoir sedimentation. *J. Hydraul. Eng.*, v. 127(1), p. 6–16, 2001.
- CODD, G. A. Cyanobacterial toxins, the perception of water quality, and the prioritisation of eutrophication control. *Ecol. Eng.*, v. 16, p. 51–60, 2000.
- DALLYMORE, C.; HODGES, B. R. *The CWR Estuary and Lake Computer Model ELCOM, Science Manual*. Perth: Centre for Water Research, The University of Western Australia, 2000.
- DESILVA, I. P. D.; IMBERGER, J.; IVEY, G. N. Breaking of super-critically incident internal waves at a sloping bed. In: IMBERGER, J. (Ed.). *Physical Processes in Lakes and Oceans*. [S.l.]: Coastal and Estuarine Studies Volume 54, American Geophysical Union, 1998. p. 475–484.
- ESPÍNDOLA, E. L. G. et al. *Ecotoxicologia: perspectivas para o século XXI*. São Carlos: Rima Editora, 2000. 575 p.



- GEIDER, R. J.; MACINTYRE, H. L.; KANA, T. M. A dynamic regulatory model of phytoplankton acclimation to light, nutrients and temperature. *Limnol. Oceanogr.*, v. 43, p. 679–694, 1998.
- GLIWICZ, Z. M. Predictability of seasonal and diel events in tropical and temperate lakes and reservoirs. In: TUNDISI, J. G.; STRASKRABA, M. (Ed.). *Theoretical reservoir ecology and its applications*. Leiden: Backhuys Publishers, 1999. p. 99–124.
- GLOOR, M.; WÜEST, A.; MÜNNICH, M. Benthic boundary mixing and resuspension induced by internal seiches. *Hydrobiologia*, v. 284, p. 59–68, 1994.
- GOLDMAN, C. R.; HORNE, J. R. *Limnology*. New York: Mac Grow Hill Book Company, 1983. 464 p.
- HENRY, R. Heat budgets, thermal structure and dissolved oxygen in brazilian reservoirs. In: TUNDISI, J. G.; STRASKRABA, M. (Ed.). *Theoretical reservoir ecology and its applications*. Leiden: Backhuys Publishers, 1999. p. 125–152.
- HODGES, B. R. *Heat budget and thermodynamics at a free surface: theory and numerical implementation*. Perth: Centre for Water Research, The University of Western Australia, 1998.
- HODGES, B. R. *Numerical techniques in CWR-ELCOM*. Perth: Centre for Water Research, The University of Western Australia, 2000.
- HODGES, B. R. et al. Modeling the hydrodynamics of stratified lakes. In: *Hydroinformatics 2000 Conference*. Iowa City: Iowa Institute of Hydraulic Research, 2000.
- HODGES, B. R. et al. Modeling basin-scale internal waves in a stratified lake. *Limnol. Oceanogr.*, v. 45, n. 7, p. 1603–1620, 2000.
- HODGES, B. R. et al. Modeling basin-scale internal waves in a stratified lake. *Limnol. Oceanogr.*, v. 45, p. 1603–1620, 2000.
- IMBERGER, J. The diurnal mixed layer. *Limnol. Oceanogr.*, v. 30, p. 737–770, 1985.
- IMBERGER, J. Transport processes in lakes: A review. In: MARGALEF, R. (Ed.). *Limnology Now: A Paradigm of Planetary Problems*. [S.l.]: Elsevier Science, 1994. p. 99–193.
- IMBERGER, J. Flux paths in a stratified lake: A review. In: IMBERGER, J. (Ed.). *Physical Processes in Lakes and Oceans*. Washington: Coastal and Estuarine Studies Volume 54, American Geophysical Union, 1998. p. 1–18.
- IMBERGER, J.; PATTERSON, J. C. Physical limnology. In: HUTCHINSON, J. W.; WU, T. Y. (Ed.). *Adv. Appl. Mech.* Cambridge: Academic Press, 1989. p. 303–475.
- IMBERGER, J.; PATTERSON, J. C. Physical limnology. *Adv. Appl. Mech.*, v. 27, p. 303–475, 1990.

- IMBODEN, D. M. Mixing and transport in lakes: mechanisms and ecological relevance. In: TILTZER, M. M.; SERRUYA, C. (Ed.). *Large Lakes: Ecological Structure and Function*. New York: Springer-Verlag, 1990. p. 47–81.
- IVEY, G. N.; IMBERGER, J. On the nature of turbulence in a stratified fluid, Part 1: The energetics of mixing. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 21, p. 650–658, 1991.
- IVEY, G. N.; MAXWORTHY, T. Mixing driven by internal Kelvin waves in large lakes and the coastal oceans. In: *11th Australasian Fluid Mechanics Conference*. Hobart: The University of Tasmania, 1992.
- IVEY, G. N.; NOKES, R. I. Vertical mixing due to the breaking of critical internal waves on sloping boundaries. *J. Fluid Mech.*, v. 204, p. 479–500, 1989.
- IVEY, G. N.; WINTERS, K.; DESILVA, I. P. D. Turbulent mixing in a sloping benthic boundary layer energized by internal waves. *J. Fluid Mech.*, v. 418, p. 59–76, 2000.
- JUNK, W. J.; KRAMBECK, H. J. Climate and hydrology. In: JUNK, W. J. et al. (Ed.). *The central amazon floodplain: actual use and options for a sustainable management*. Leiden: Backhuys Publishers, Leiden, 2000. p. 95–107.
- KENNEDY, R. H. Reservoir design and operation: Limnological implications and management opportunities. In: TUNDISI, J. G.; STRASKRABA, M. (Ed.). *Theoretical reservoir ecology and its applications*. Leiden: Backhuys Publishers, 1999. p. 1–28.
- KUNDU, P. K. *Fluid Mechanics*. San Diego: Academic Press, 1990. 638 p.
- LAGOS, N. et al. The first evidence of paralytic shellfish toxins in the freshwater cyanobacterium *Cylindrospermopsis raciborskii*, isolated from Brazil. *Toxicon*, v. 37, p. 1359–1373, 1999.
- LAMPITT, R. S. Evidence for the seasonal deposition of detritus to the deep-sea floor and its subsequent resuspension. *Deep-Sea Res.*, v. 32, p. 885–897, 1985.
- LAVAL, B. et al. Modeling circulation in lakes: spatial and temporal variations. *Limnol. Oceanogr.*, v. 48, p. 983–994, 2003.
- LEITE, M. A.; ESPÍNDOLA, E. L. G. Análise do processo de eutrofização entre os reservatórios de Salto Grande e do Lobo. In: ESPÍNDOLA, E. L. G. et al. (Ed.). *Recursos hidroenergéticos: usos, impactos e planejamento integrado*. São Carlos: Rima Editora, 2002. p. 1–346.
- LEMCKERT, C. et al. Physical properties of turbulent benthic boundary layers generated by internal waves. *J. Hydraul. Eng.*, v. 130, n. 1, p. 58–69, 2004.
- MACINTYRE, S. et al. Boundary mixing and nutrient flux in Mono Lake, California. *Limnol. Oceanogr.*, v. 44, p. 512–529, 1999.
- MACINTYRE, S.; MELACK, J. S. Meromixis in an Equatorial African Soda Lake. *Limnol. Oceanogr.*, v. 27, p. 595–609, 1982.

- MACINTYRE, S.; MELACK, J. S. Vertical and horizontal transport in lakes - linking littoral, benthic and pelagic habitats. *J. North Am. Benthol. Soc.*, v. 14, p. 599–615, 1995.
- 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. *Limnol. Oceanogr.*, v. 47, p. 656–671, 2003.
- MONISMITH, S.; IMBERGER, J.; MORISON, M. L. Convective motions in the sidearm of a small reservoir. *Limnol. Oceanogr.*, v. 35, p. 1676–1702, 1990.
- MONISMITH, S. G.; FONG, D. A. A simple model of mixing in stratified tidal flows. *J. Geophys. Res.*, v. 101, p. 28583–28595, 1996.
- MORTIMER, C. H. Lake hydrodynamics. *Mitt. Internat. Verein. Limnol.*, v. 20, p. 124–197, 1974.
- PÁDISAK, J.; KÖHLER, J.; HOEG, S. The effect of changing flushing rates on development of late summer *Aphanizomenon* and *Mycrocystis* populations in a shallow lake, Müggelsee, Berlin, Germany. In: TUNDISI, J. G.; STRASKRABA, M. (Ed.). *Theoretical reservoir ecology and its applications*. Leiden: Backhuys Publishers, 1999. p. 411–424.
- REYNOLDS, C. S. *The ecology of freshwater phytoplankton*. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1984. 384 p.
- RUEDA, F. J. et al. Dynamics of large polymitic lake. i: field observations. *J. Hydraul. Eng.*, v. 129 (2), p. 82–91, 2003.
- RUEDA, F. J. et al. Dynamics of large polymitic lake. ii: numerical simulations. *J. Hydraul. Eng.*, v. 129 (2), p. 92–101, 2003.
- SAGGIO, A. A.; IMBERGER, J. Mixing and turbulent fluxes in the metalimnion of a stratified lake. *Limnol. Oceanogr.*, v. 46, p. 392–409, 2001.
- SCOTT, R. C. *Physical Geography*. [S.l.]: West Publishing Company, 1989. 542 p.
- SIMONATO, A. D. *Ciclos diurnos de fatores ecológicos na represa do Lobo (Broa)*. Dissertação (Mestrado) — UFSCar, São Carlos, Brasil, 1986.
- SOMMER, U. An experimental test of the intermediate disturbance hypothesis using cultures of marine phytoplankton. *Limnol. Oceanogr.*, v. 40(7), p. 1271–1277, 1995.
- SPIGEL, R. H.; IMBERGER, J.; RAYNER, K. N. Modeling the diurnal mixed layer. *Limnol. Oceanogr.*, v. 31, p. 533–556, 1986.
- SSC-SD. *Implementation guide for assessing and managing contaminated sediment at Navy Facilities*. San Diego, Califórnia, 2003.
- STRASKRABA, M. Ecotechnology and mathematical modelling in reservoir water quality management. *J. Water SRT - Aqua*, v. 44(1), p. 112–116, 1995.

TALLING, J. F.; LEMOALLE, J. *Ecological dynamics of tropical inland waters*. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1998. 464 p.

TÓTH, L. G.; PÁDISAK, J. Meteorological factors affecting the bloom of *Anabaenopsis raciborskii* Wolosz. (cyanophyta: Hormogoniales) in the shallow lake Balaton, Hungary. *J. Plankton Res.*, v. 8, p. 353–363, 1986.

TUCCI, A.; SANT'ANNA, C. L. *Cylindrospermopsis raciborskii* (Woloszynska) Seenayya e Subba Raju (cyanobacteria): variação semanal e relações com fatores ambientais em um reservatório eutrófico, São Paulo, SP, Brasil. *Rev. Brasil. Bot.*, v. 26, p. 97–112, 2003.

TUNDISI, J. G.; MATSUMURA-TUNDISI, T. The Lobo-Broa ecosystem research. In: TUNDISI, J. G.; BICUDO, C. E. M.; MATSUMURA-TUNDISI, T. (Ed.). *Limnology in Brazil*. Rio de Janeiro: ABC/SBL, 1995. p. 219–243.

UNEP. *Planning and management of lakes and reservoirs: an integrated approach to eutrophication*. Osaka: The International Environmental Technology Centre of the United Nations Environmental Program, 1999.

WALSH, I. et al. Evidence for resuspension of rebound particles from near bottom sediment traps. *Deep-Sea Res.*, v. 35, p. 59–70, 1988.

WERNER, E.; IMBERGER, J.; SAGGIO, A. Biogeochemical response to physical forcing in the water column of a warm monomitic lake. *Biogeochemistry*, v. 61, p. 291–307, 2002.

WURTSBAUGH, W. et al. *Report on the workshop on emerging research questions for limnology: the study of inland waters*. Waco, Texas, December 1-4 2002.