

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

BRUNA ARCIE POLLI

MODELAGEM 1D DO FLUXO VERTICAL DE CALOR EM CORPOS DE ÁGUA
HORIZONTALMENTE HOMOGÊNEOS

CURITIBA
2014

BRUNA ARCIE POLLI

MODELAGEM 1D DO FLUXO VERTICAL DE CALOR EM CORPOS DE ÁGUA
HORIZONTALMENTE HOMOGÊNEOS

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental, no Curso de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental, Setor de Tecnologia, da Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Tobias Bleninger

CURITIBA
2014

TERMO DE APROVAÇÃO

BRUNA ARCIE POLLI

MODELAGEM 1D DO FLUXO VERTICAL DE CALOR EM CORPOS DE ÁGUA HORIZONTALMENTE HOMOGÊNEOS

Dissertação aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Curso de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental, Setor de Tecnologia, Universidade Federal do Paraná, pela seguinte banca examinadora:

Prof. Dr. Tobias Bernward Bleninger
Orientador – Universidade Federal do Paraná, UFPR

Prof. Dr. Cristovão Vicente Scapulatempo Fernandes
Universidade Federal do Paraná, UFPR

Prof. Dr. Michael Mannich
Universidade Federal do Paraná, UFPR

Prof. Dr. Paulo Cesar Colonna Rosman
Universidade Federal do Rio de Janeiro, UFRJ

Curitiba, 18 de março de 2014.

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Tobias Bleninger, pelos últimos três anos de trabalho que foram muito produtivos e tem como resultado esta dissertação. Quero agradecer por toda a confiança e oportunidades que surgiram neste período. Muito obrigada.

Ao programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental – PPGERHA, no qual incluo os professores e servidores do programa.

À UFPR. Professores Cristovão e Michael, obrigada pelas orientações nesse trabalho.

Ao Projeto GEE-Apine que financiou parte deste trabalho e ao CNPQ pela bolsa de mestrado.

À minha família. Meus pais, José e Irene, pelo exemplo, pela educação que recebi e pelo apoio. Às minhas irmãs, Valéria, Marilise e Josi que são tudo! Obrigada meninas por todas as horas boas e não tão boas... Amo vocês!

À todos meus amigos e colegas da sala de estudos! Foi muito bom esse tempo que passamos juntos. Aninha, Helô, Julio, Dani, Paty, Carla, Marcelo, Einara. Enfim, obrigada a todos.

À todos meus amigos que me apoiam, seja de perto ou longe. Muito obrigada.

À todos que de alguma maneira contribuíram para esta dissertação!

Muito obrigada!

RESUMO

Esta pesquisa tem como objetivo a modelagem unidimensional de transporte de calor em lagos e reservatórios. Neste contexto, foram analisados alguns esquemas numéricos para a solução do transporte de calor e posterior análise da conservação da energia para cada esquema, a saber – diferenças finitas, explícito e implícito, e de volumes finitos. Desta análise foi definido o método numérico empregado no modelo – os melhores resultados foram obtidos com o método de volumes finitos. Para análise do modelo foram propostos alguns testes de verificação da influência de cada parâmetro. Foram realizados testes de inclusão de um termo de difusão, referente às vazões de entrada no reservatório, com base na difusão turbulenta vertical de um rio. Para avaliação, o modelo foi aplicado no reservatório Vossoroça, PR. Foi realizado um estudo hipotético (sem dados para verificação) com o modelo para uma região tropical e cálculo de índices físicos.

Palavras-chave: Modelo de transporte de calor. Temperatura. Reservatório.

ABSTRACT

This research aims to model a one-dimensional thermal stratification in reservoirs. Three numerical schemes were analyzed to solve the heat transport equation – explicit and implicit finite difference and finite volume. Additionally, energy conservation was also analyzed. To evaluate the model performance, different tests were proposed to verify the influence of each parameter. Complementary, a diffusion term was included in the river inflow, considering in this case vertical turbulence diffusion. A case study was performed at Vossoroça's reservoir to evaluate the model capabilities. Finally, the model was applied to a tropical region considering a hypothetic case and estimate some physical index.

Key-words: Heat transport model. Temperature. Reservoir.

LISTA DE FIGURAS

1	PARÂMETROS DE INTERESSE DO ESTUDO	15
2	MASSA ESPECÍFICA DA ÁGUA PURA COMO FUNÇÃO DA TEMPERATURA . .	16
3	REPRESENTAÇÃO DA ESTRATIFICAÇÃO TÉRMICA EM UM LAGO	18
4	PERFIL INSTÁVEL DE TEMPERATURA	19
5	APLICAÇÕES DE MODELOS UNIDIMENSIONAIS DE TEMPERATURA (PER- ROUD <i>et al.</i> , 2009)	31
6	CONDIÇÕES DE CONTORNO DO MODELO UNIDIMENSIONAL DE TRANS- PORTE DE CALOR	32
7	BALANÇO DE ENERGIA EM UMA SUPERFÍCIE LÍQUIDA	34
8	PERFIS DE DIFUSÃO ABAIXO DO METALÍMNIO ESTIMADOS POR JASSBY <i>et</i> <i>al.</i> (1975)	36
9	PARAMETRIZAÇÕES DE DIFUSÃO TURBULENTA	39
10	ESQUEMA DE DIFERENÇAS FINITAS EXPLÍCITO	43
11	ESQUEMA DE DIFERENÇAS FINITAS IMPLÍCITO	45
12	ESQUEMA DE VOLUMES FINITOS	47
13	FLUXOGRAMA DO MODELO UNIDIMENSIONAL DE TEMPERATURA	51
14	FLUXOGRAMA DAS VISUALIZAÇÕES GRÁFICAS DO MODELO DE TEMPERA- TURA	52
15	RESERVATÓRIO VOSSOROCA	53
16	TEMPERATURA NO RESERVATÓRIO VOSSOROCA	55
17	A) PLATAFORMA FLUTUANTE, B) ESTAÇÃO METEOROLÓGICA NO RESER- VATÓRIO VOSSOROCA	55
18	DADOS METEOROLÓGICOS NO RESERVATÓRIO VOSSOROCA.	56
19	CONSERVAÇÃO DA ENERGIA – MÉTODO DE DIFERENÇAS FINITAS EXPLÍCITO.	58
20	CONSERVAÇÃO DA ENERGIA – MÉTODO DE DIFERENÇAS FINITAS IMPLÍCITO.	59
21	CONSERVAÇÃO DA ENERGIA – MÉTODO DE VOLUMES FINITOS.	59
22	TEMPERATURA DA COLUNA D'ÁGUA	62
23	TEMPERATURAS MEDIDAS E SIMULADAS NAS ELEVAÇÕES INDICADAS . . .	63
24	PERFIS DE TEMPERATURA	64
25	ΔT DO MODELO 1D SEM VARIAÇÃO DE NÍVEL, VAZÕES E BATIMETRIA . . .	64
26	ERRO ABSOLUTO DA APLICAÇÃO DO MODELO	65
27	VAZÕES PARA OS ESTUDOS DE PROCESSOS	66
28	CURVA HIPSOMÉTRICA DE ÁREAS DE SUPERFÍCIE PARA OS ESTUDOS DE PROCESSOS	67
29	ESCALAS DO MODELO UNIDIMENSIONAL DE TEMPERATURA	68
30	TEMPERATURA DA COLUNA D'ÁGUA COM VAZÕES DISTRIBUÍDAS	68
31	ΔT NA SIMULAÇÃO COM VAZÃO DISTRIBUÍDA	69
32	TEMPERATURA DA COLUNA D'ÁGUA VARIANDO A ÁREA	70

33	ΔT NA SIMULAÇÃO DE ÁREA CONSTANTE E VARIÁVEL	70
34	TEMPERATURA DA COLUNA D'ÁGUA VARIANDO O COEFICIENTE DE EXTINÇÃO	71
35	ΔT DA SIMULAÇÃO VARIANDO η	71
36	TEMPERATURA DA COLUNA D'ÁGUA CONSIDERANDO VAZÕES E BATIMETRIA	72
37	ΔT DA SIMULAÇÃO COM VAZÃO E ÁREA VARIÁVEL	73
38	CONDIÇÕES INICIAIS PARA AVALIAÇÃO DO MODELO DE TEMPERATURA . .	73
39	RESULTADO DO MODELO PARA DIFERENTES CONDIÇÕES INICIAIS	74
40	ΔT DO MODELO PARA DIFERENTES CONDIÇÕES INICIAIS	74
41	ÍNDICES FÍSICOS PARA O RESERVATÓRIO VOSSOROCA	76
42	VAZÕES E TEMPERATURA NA ENTRADA PARA O ESTUDO DE CASO DO RESERVATÓRIO VOSSOROCA	77
43	CONDIÇÃO INICIAL PARA O ESTUDO DE CASO DO RESERVATÓRIO VOSSOROCA	78
44	TEMPERATURA DA COLUNA D'ÁGUA MODELADA PARA O RESERVATÓRIO VOSSOROCA	79
45	ΔT MODELADO PARA O RESERVATÓRIO VOSSOROCA	80
46	FREQUÊNCIA DE BRÜNT-VÄISÄLÄ PARA O RESERVATÓRIO VOSSOROCA .	80
47	PERFIS DE TEMPERATURA MEDIDOS E MODELADOS DO RESERVATÓRIO VOSSOROCA	81
48	TEMPERATURA NAS CAMADAS DO RESERVATÓRIO VOSSOROCA	82
49	RESISTÊNCIA TÉRMICA RELATIVA EM ALGUNS PERFIS DE TEMPERATURA DO RESERVATÓRIO VOSSOROCA	83
50	PROFUNDIDADE DA TERMOCLINA PARA O RESERVATÓRIO VOSSOROCA (LINHA BRANCA)	83
51	NÚMEROS DE WEDDERBURN E DO LAGO PARA O RESERVATÓRIO VOSSOROCA	84
52	NÚMERO DE FROUDE DENSIMÉTRICO PARA O ESTUDO DE CASO DO RESERVATÓRIO VOSSOROCA	84
53	UMIDADE RELATIVA MEDIDA NO RESERVATÓRIO CAPIVARI (PR)	85
54	DADOS METEOROLÓGICOS DA REGIÃO DE ALTAMIRA – PA.	86
55	RADIAÇÃO SOLAR MÉDIA DIÁRIA ESTIMADA PARA A REGIÃO DE ALTAMIRA – PA	86
56	VAZÕES DE ENTRADA, SAÍDA E TEMPERATURA DA ÁGUA QUE ENTRA NO RESERVATÓRIO A	87
57	CURVA HIPSOMÉTRICA DE ÁREAS DE SUPERFÍCIE DO RESERVATÓRIO A .	88
58	RESULTADOS DO MODELO DE TEMPERATURA PARA O RESERVATÓRIO A .	89
59	ΔT CALCULADO PARA O RESERVATÓRIO A	90
60	FREQUÊNCIA DE BRÜNT-VÄISÄLÄ PARA O RESERVATÓRIO A	90
61	ΔT CALCULADO PARA O RESERVATÓRIO A, SIMULADO EM UM MODELO 3D	91
62	NÚMERO DE FROUDE DENSIMÉTRICO PARA O RESERVATÓRIO A	91
63	NÚMEROS DE WEDDERBURN E DO LAGO PARA O RESERVATÓRIO A	92

A.1	GRADE PARA DISCRETIZAÇÃO DA EQUAÇÃO E ANÁLISE DA PROPRIEDADE CONSERVATIVA.	102
-----	---	-----

LISTA DE TABELAS

1	RESUMO DE INFORMAÇÕES E CARACTERÍSTICAS DE CADA MODELO ANALISADO POR PERROUD <i>et al.</i> (2009)	28
1	RESUMO DE INFORMAÇÕES E CARACTERÍSTICAS DE CADA MODELO ANALISADO POR PERROUD <i>et al.</i> (2009) – continuação	29
2	PROFUNDIDADE DO METALÍMNIO (m) E ERRO ASSOCIADO (% , ENTRE PARÊNTESES) REFERENTE À FIGURA 5	30
3	ERROS ASSOCIADOS AO BALANÇO DE ENERGIA NA COLUNA D'ÁGUA EM FUNÇÃO DE η	60
4	CÁLCULOS ESTATÍSTICOS DE ERROS ASSOCIADOS À SIMULAÇÃO NUMÉRICA	63
5	CÁLCULOS ESTATÍSTICOS DE ERROS ASSOCIADOS À SIMULAÇÃO NUMÉRICA EM CADA CAMADA DO RESERVATÓRIO	65
6	CÁLCULOS ESTATÍSTICOS DE ERROS PARA DIFERENTES COEFICIENTES DE EXTINÇÃO	66
7	NÚMERO DE DIAS QUE $\Delta T > 1, 2$ E $3\text{ }^{\circ}\text{C}$, $W > 1$ E $L_N > 1$ PARA OS DADOS MEDIDOS NO RESERVATÓRIO VOSSOROCA	76
8	DISCRETIZAÇÃO PARA O RESERVATÓRIO VOSSOROCA	78
9	NÚMERO DE DIAS QUE $\Delta T > 1, 2$ E $3\text{ }^{\circ}\text{C}$, $W > 1$ E $L_N > 1$ PARA O RESERVATÓRIO VOSSOROCA	80
10	FATOR DE COERÊNCIA ASSOCIADO À SIMULAÇÃO NUMÉRICA PARA O RESERVATÓRIO VOSSOROCA	81
11	FATOR DE COERÊNCIA ASSOCIADO À SIMULAÇÃO NUMÉRICA EM CADA CAMADA PARA O RESERVATÓRIO VOSSOROCA	82
12	DISCRETIZAÇÃO DO MODELO PARA O RESERVATÓRIO A	87
13	NÚMERO DE DIAS QUE $\Delta T > 1, 2$ E $3\text{ }^{\circ}\text{C}$, $W > 1$ E $L_N > 1$ PARA O RESERVATÓRIO A	88
14	NÚMERO DE DIAS QUE $\Delta T > 1, 2$ E $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ NA MODELAGEM 3D DO RESERVATÓRIO A	90

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	6
LISTA DE TABELAS	9
1 INTRODUÇÃO	12
1.1 OBJETIVOS	13
1.1.1 Objetivos Específicos	13
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	15
2.1 CARACTERIZAÇÃO DOS PROCESSOS E PARÂMETROS	15
2.2 ESTRATIFICAÇÃO TÉRMICA EM RESERVATÓRIOS	17
2.2.1 Índices físicos	19
2.3 REVISÃO DOS MODELOS 1D DE TRANSPORTE DE CALOR	22
2.4 MODELO UNIDIMENSIONAL DE TRANSPORTE DE CALOR	30
2.4.1 Balanço de energia em superfícies líquidas	33
2.4.2 Difusão turbulenta	35
2.5 CONCLUSÕES DA REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	39
3 DESCRIÇÃO DO MODELO UNIDIMENSIONAL DE TEMPERATURA	41
3.1 ESTABILIZAÇÃO DOS PERFIS DE TEMPERATURA	42
3.2 DESENVOLVIMENTO DO MODELO NUMÉRICO	42
3.2.1 Método de diferenças finitas explícito	42
3.2.2 Método de diferenças finitas implícito	44
3.2.3 Método de volumes finitos	46
3.2.4 Sistema de equações	48
3.3 PROCESSOS ADICIONAIS AO MODELO	49
3.3.1 Discretização do modelo numérico	50
3.4 IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO	50
4 RESULTADOS	53
4.1 Área de estudo	53
4.2 ORGANIZAÇÃO DOS RESULTADOS DO MODELO	54
4.3 CONSERVAÇÃO DA ENERGIA	57
4.3.1 Coeficiente de extinção	60
4.4 PERFIS DE TEMPERATURA	61
4.5 ESTUDOS DE PROCESSOS DO MODELO	66
4.5.1 Escalas do modelo	66
4.5.2 Vazão	67
4.5.3 Área de isolinhas de nível	69
4.5.4 Coeficiente de extinção – η	69
4.5.5 Área e vazão	71

4.5.6	Condição inicial	72
4.6	ESTUDO DE CASO – RESERVATÓRIO VOSSOROCA	75
4.6.1	Índices físicos – Resultados do Reservatório Vossoroça	75
4.6.2	Modelagem do Reservatório Vossoroça	77
4.7	ESTUDO DE CASO HIPOTÉTICO: REGIÃO TROPICAL E RESERVATÓRIO A FIO D'ÁGUA	85
5	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	93
6	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	96
A	PROPRIEDADE CONSERVATIVA	102
B	ESTIMATIVA DE RADIAÇÃO SOLAR	104

1 INTRODUÇÃO

Cerca de 70% da superfície da Terra é coberta por água (HORNE *et al.*, 1994). Deste total, mais de 10^9 km³ são encontrados no oceano e mais de 10^4 km³ estão relacionados à lagos de água doce (HORNE *et al.*, 1994). Lagos e reservatórios podem ser utilizados para vários propósitos: abastecimento público, geração de energia, irrigação, entre outros (HENDERSON-SELLERS, 1984). Uma das características que mais influencia a qualidade da água dos reservatórios é a temperatura, especialmente sua distribuição vertical, formando estratos de diferentes densidades (HENDERSON-SELLERS, 1984).

A estratificação da coluna d'água de um lago ou reservatório é, principalmente, o resultado das interações entre o calor recebido pela água, devido à radiação solar e atmosférica, e ação do vento na superfície. Quando um lago está estratificado termicamente apresenta, em geral, três camadas (ESTEVES, 1988): o epilímnio – camada superior, com temperaturas elevadas (e, portanto, menor massa específica da massa d'água), o hipolímnio – camada inferior, com temperaturas mais baixas e mais denso e o metalímnio que é a região de transição entre as duas camadas anteriormente mencionadas. Devido a essa diferença de densidade, a mistura entre as camadas de água é reduzida significativamente. À medida que o corpo d'água perde calor para o ambiente e o vento age na superfície, pode ocorrer um processo de instabilidade térmica devido ao aumento de densidade da água na camada superficial. Esse tipo de interação pode levar à desestratificação do corpo d'água e indução de mistura.

A diminuição da mistura entre as camadas, quando o corpo está estratificado, está relacionada com a distribuição de biomassa, nutrientes, oxigênio e outras substâncias dissolvidas na coluna d'água (HENDERSON-SELLERS, 1984). O oxigênio dissolvido (OD), por exemplo, tem concentração ao longo a coluna d'água influenciada pela temperatura: em um lago estratificado, a região do hipolímnio pode ficar anóxica devido à diminuição do transporte de OD (ESTEVES, 1988). Esta perda de oxigênio está relacionada à degradação de matéria orgânica e pelo fato de que raramente há circulação, como ocorre no epilímnio (WETZEL, 1983).

Desta maneira, é possível identificar a importância da estrutura térmica para o estudo dos processos físicos, químicos e biológicos em um reservatório/lago. Dentro deste contexto, inserem-se os modelos unidimensionais de temperatura, que podem ser utilizados para avaliar a estrutura e dinâmica da coluna d'água. Alguns modelos já conhecidos e amplamente utilizados na literatura internacional são DYRESM (IMERITO, 2007), SIMSTRAT (PEETERS, *et al.*, 2002; GOUDSMIT *et al.*, 2002) e FLake (MIRINOV, 2005; MIRINOV, 2008). Modelos unidimensionais constituem importantes ferramentas no estudo da estratificação térmica de reservatórios e análise de ciclos anuais dos perfis de temperatura, desde que sejam verificados com a utilização de dados de campo e medições frequentes para os dados de entrada do modelo, que

geralmente são dados meteorológicos e hidrológicos.

Polli *et al.* (2011) desenvolveu um modelo unidimensional de temperatura para reservatórios, discretizado com o método explícito de diferenças finitas, desconsiderando batimetria, variações de nível e vazões no reservatório. Como resultado, obteve perfis de temperatura para o reservatório do Rio Verde, PR (POLLI *et al.*, 2011) e de San Roque, Argentina (POLLI *et al.*, 2012) para poucos dias de simulação. Os resultados de temperatura da coluna d'água em todos os casos foram menores do que o esperado e houve diferenças de até 4°C na temperatura média em uma camada simulada em relação aos dados medidos. Algumas propostas de Polli *et al.* (2011) para o modelo foram a análise de conservação da energia para o método numérico e inclusão dos processos citados anteriormente no modelo matemático – batimetria, variações de nível e vazões. Polli *et al.* (2012) sugerem também a modificação do esquema numérico.

1.1 OBJETIVOS

Esta pesquisa tem como objetivo o desenvolvimento do modelo unidimensional de temperatura em reservatórios, não permanente, sujeito à diferentes condições meteorológicas e hidrológicas, incluindo variações de nível e correntes induzidas pelos afluentes ou estruturas hidráulicas de descarga de água em reservatórios. Com relação ao esquema numérico, são analisados o método de diferenças finitas, nos esquemas explícito e implícito, e método de volumes finitos. Das discretizações obtidas, é realizada uma análise da conservação da energia da aplicação dos três esquemas numéricos. Para verificação do modelo, um estudo de caso no reservatório do Vossoroca e cálculo de índices físicos que caracterizem a estratificação térmica. Além do estudo do reservatório Vossoroca, um estudo hipotético e realizado em uma região tropical.

1.1.1 Objetivos Específicos

Os objetivos específicos desta pesquisa são:

- Desenvolver um modelo unidimensional de transporte de calor para reservatórios;
- Discretizar o modelo com três esquemas numéricos (diferenças finitas explícito e implícito e de volumes finitos) e análise da conservação da energia para os três métodos;
- Aplicar o modelo de temperatura para um reservatório e comparar os resultados simulados e dados de campo;
- Estudo de sensibilidade do modelo numérico por meio da inclusão das vazões de entrada e saída, variação da área, variação o coeficiente de extinção e de diferentes condições iniciais;

- Incluir, no coeficiente de difusão turbulenta, um termo referente à vazão que entra no reservatório;
- Avaliar o sistema estratificado (diferenças entre a temperatura superficial e do fundo, profundidade da termoclina, números do Lago e de Wedderburn, número de Froude densimétrico, Frequência de Brünt-Väisälä);
- Estudo de caso no reservatório do Vossoroça – PR, com análise dos dados medidos em campo, cálculo de índices físicos, aplicação do modelo unidimensional e comparação dos resultados;
- Aplicar o modelo para uma região tropical, analisando as diferenças nos resultados considerando ou não as vazões e o termo de difusão devido à vazão.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Esta seção tem como objetivo introduzir o conceito de estratificação térmica em reservatórios causado pela variação de massa específica devido à variação de temperatura da coluna d'água, apresentar e discutir alguns modelos unidimensionais de temperatura encontrados na literatura.

2.1 CARACTERIZAÇÃO DOS PROCESSOS E PARÂMETROS

A estratificação térmica ocorre principalmente devido aos efeitos combinados dos forçantes meteorológicos agindo na superfície do reservatório, dos transportes advectivos e difusivos, e pode ser modificada devido aos afluentes ao lago. A FIGURA 1 apresenta os parâmetros de interesse neste estudo, evidenciando os principais forçantes agindo no reservatório e que tem influência direta na estrutura da coluna d'água.

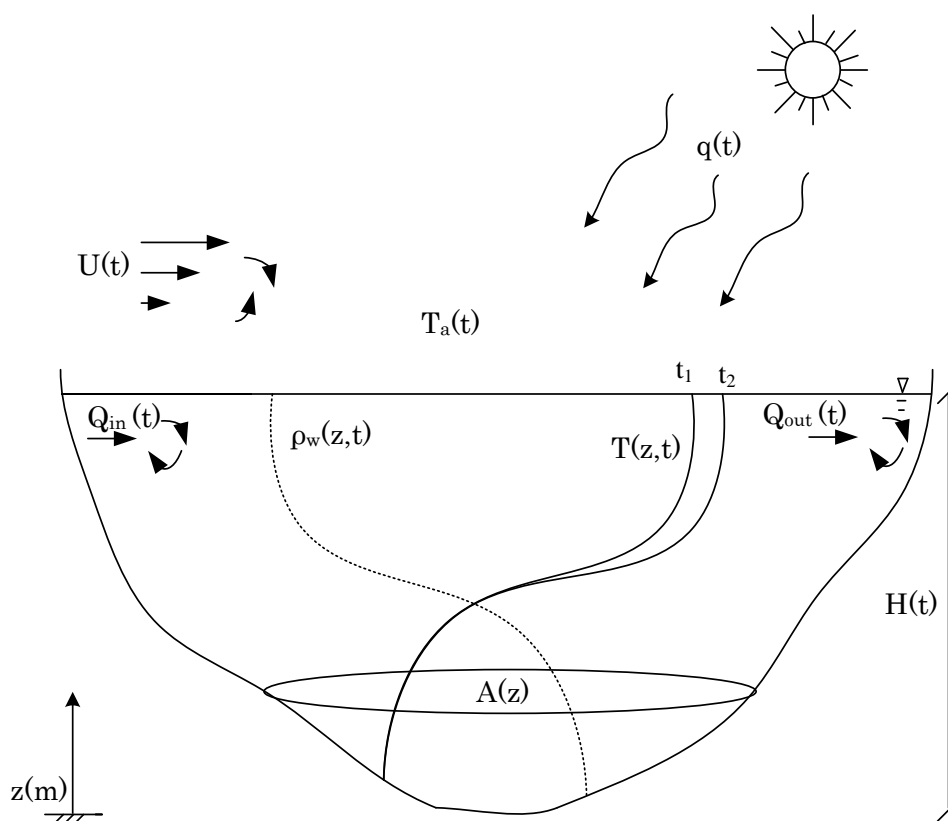


FIGURA 1: PARÂMETROS DE INTERESSE DO ESTUDO

Na FIGURA 1, z é a elevação (m) – medida do fundo para cima, t é o tempo (s), $T_a(t)$ é a temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), $U(t)$ é a velocidade do vento (ms^{-1}), $q(t)$ é a fonte de calor devido à radiação solar ($\text{Jm}^{-2}\text{s}^{-1}$), $\rho_w(z, t)$ é a massa específica da água, variando de acordo com a profundidade (kgm^{-3}), $T(z, t)$ é a temperatura da água ($^{\circ}\text{C}$) em função da profundidade z , $Q_{in}(t)$ é a vazão de entrada (m^3s^{-1}), $Q_{out}(t)$ é a vazão de saída (m^3s^{-1}), $H(t)$ é a profundidade total (m) e $A(z)$ é a área horizontal do reservatório (m^2).

A FIGURA 1 caracteriza o processo de estratificação térmica em um reservatório, devido à diferença de densidade entre as camadas de água. A fonte de calor para o aquecimento da coluna d'água é representada pela incidência da radiação solar na superfície do lago. O vento age na superfície, transfere quantidade de movimento e pode causar mistura da água. Além do vento e da radiação solar, as vazões afluentes ao reservatório podem interferir na estratificação térmica no reservatório, transferindo energia para camadas específicas.

Uma importante característica da água é que a variação da sua massa específica não ocorre de maneira proporcional com mudanças na temperatura: a massa específica diminui mais rapidamente em altas temperaturas (HORNE, GOLDMAN, 1994). A FIGURA 2 ilustra a massa específica da água pura como função da temperatura, cujo gradiente de variação com a temperatura aumenta com o aumento de temperatura.

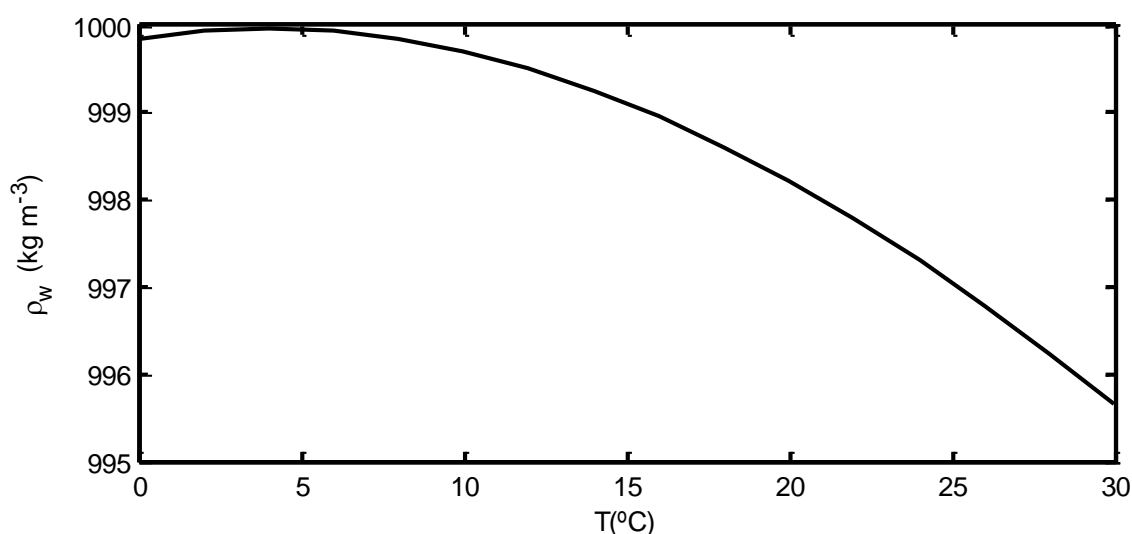


FIGURA 2: MASSA ESPECÍFICA DA ÁGUA PURA COMO FUNÇÃO DA TEMPERATURA

A massa específica da água é máxima a uma temperatura de $3,98^{\circ}\text{C}$ ($999,97 \text{ kg m}^{-3}$) – valor calculado pela equação da UNESCO (FOFONOFF, MILLARD, 1983):

$$\rho_w = a_0 + a_1T + a_2T^2 + a_3T^3 + a_4T^4 + a_5T^5 \quad (1)$$

em que $T(^{\circ}\text{C})$ e:

$$\begin{aligned}
 a_0 &= 999,842594 \text{ kg m}^{-3} \\
 a_1 &= 0,06793952 \text{ kg m}^{-3}\text{C}^{-1} \\
 a_2 &= -0,009095290 \text{ kg m}^{-3}\text{C}^{-2} \\
 a_3 &= 1,00168510^{-4} \text{ kg m}^{-3}\text{C}^{-3} \\
 a_4 &= -1,12008310^{-6} \text{ kg m}^{-3}\text{C}^{-4} \\
 a_5 &= 6,53633210^{-9} \text{ kg m}^{-3}\text{C}^{-5}.
 \end{aligned}$$

A diferença de massa específica da água na vertical pode ocorrer não somente devido à temperatura, mas também pela salinidade (WETZEL, 1983) ou outras substâncias dissolvidas, como gases, e suspensas. Os efeitos da salinidade predominam em relação aos efeitos da temperatura em estuários e oceanos (HORNE, GOLDMAN, 1994). Neste estudo, o foco no processo de estratificação térmica em lagos/reservatórios é majoritariamente associado à temperatura.

2.2 ESTRATIFICAÇÃO TÉRMICA EM RESERVATÓRIOS

A estratificação da coluna d'água ocorre pelo efeito da temperatura sobre a massa específica da água. O lago absorve a radiação solar, na superfície, e essa energia se propaga na água, de molécula a molécula, por um processo lento, conhecido como condução. O outro processo de transporte, de escala maior, é devido à turbulência e à advecção na água, promovida pela ação do vento que incide na superfície (ESTEVES, 1988) e vazões de entrada/saída. A estratificação térmica pode ser modificada pelas relações entre rios afluentes ao lago, principalmente se o volume afluente é grande em relação ao volume do epilímnio, podendo causar o resfriamento do corpo d'água e aumentar a turbulência (WETZEL, 1983).

Quando um lago está estratificado, as distintas camadas de água atenuam a mistura vertical promovida pelo vento, devido a diferenças de temperatura que geram camadas com densidades diferentes. A estratificação aumenta de maneira significativa a resistência térmica relativa – RTR (que é definida como a relação entre a diferença de densidade de duas camadas pela diferença de densidade entre 5 e 4°C) – desta maneira, uma diferença de poucos graus Celsius é suficiente para dificultar a mistura vertical (WETZEL, 1983). Essa é uma barreira física que reduz a mistura, controla a difusão do calor e substâncias dissolvidas.

De maneira geral, o lago apresenta três camadas com diferentes gradientes de temperatura (ESTEVES, 1988), ilustradas na FIGURA 3:

- Epilímnio: camada superior bem misturada, caracterizada por temperatura uniforme e quente. Esta camada pode variar de profundidade, dependendo das interações entre o vento e a radiação solar (GOLDMAN, HORNE, 1994);

- Hipolímnio: camada inferior, mais fria e densa;
- Metalímnio: região de transição entre o epilímnio e o hipolímnio (ESTEVES, 1988), apresenta um ponto de inflexão no perfil, a termoclina, que separa a camada superior, quase homogênea, da inferior (SUNDARAM, REHM, 1971).

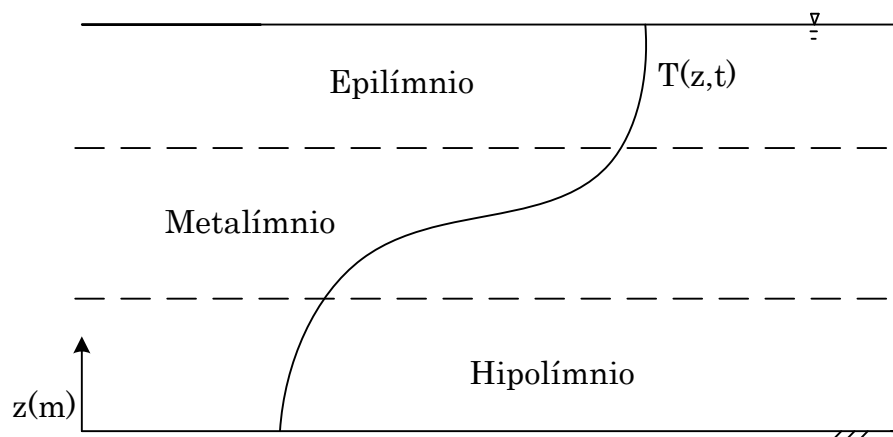


FIGURA 3: REPRESENTAÇÃO DA ESTRATIFICAÇÃO TÉRMICA EM UM LAGO
 FONTE: ESTEVES (1988)

O regime térmico em lagos temperados é principalmente o resultado da interação entre a transferência de calor na superfície do lago e a força de gravidade, que age pela diferença de densidade. Dependendo da estação do ano, a transferência de calor tende a aumentar ou diminuir a temperatura devido a forçantes meteorológicas: radiação solar incidente, temperatura do ar, umidade relativa, velocidade do vento (CHAPRA, 1997) e hidrológicos, devido às vazões (WETZEL, 1983).

Em clima temperado, durante o início da primavera, muitos lagos apresentam temperatura constante em toda a profundidade. Com a chegada da estação quente, o lago começa a se aquecer, principalmente devido à radiação solar recebida na superfície. Como a taxa de aquecimento continua a crescer, a temperatura da superfície do corpo d'água começa a aumentar. Nesta fase, pode começar a estratificação térmica, com uma camada superior bem misturada (devido à mistura induzida pelo vento e à mistura convectiva), um ponto de inflexão – a termoclina e a parte inferior do lago com temperatura mais baixa. Com o início da estação fria, as camadas superiores começam a perder calor – a temperatura diminui – caracterizando um episódio de instabilidade térmica (FIGURA 4) que é compensada pela mistura convectiva devido a ação do vento. Com isso, o lago passa novamente a ter um perfil homotérmico de temperatura (SUNDARAM, REHM, 1971). Essa é uma característica de lagos monomíticos (que se misturam uma vez ao ano). Os lagos são classificados de acordo com o número de vezes que se misturam: em lagos dimíticos ocorrem duas misturas, polimíticos ocorrem

várias misturas e os meromíticos, que raramente se misturam até o fundo (WETZEL, 1983).

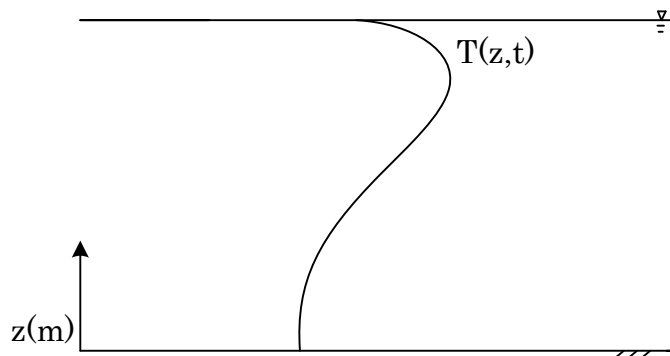


FIGURA 4: PERFIL INSTÁVEL DE TEMPERATURA
 FONTE: DAKE E HARLEMAN (1969)

Em regiões tropicais, no entanto, os lagos/reservatórios são caracterizados por possuírem temperatura maior que 4°C e mistura durante o inverno (BEAVER *et al.*, 1981). Embora os gradientes de temperatura sejam pequenos, as diferenças de massa específica são suficientes para promover a estratificação térmica (BEAVER *et al.*, 1981). Lagos ou reservatórios nessas regiões podem apresentar estratificação durante o dia e, à noite, devido ao resfriamento superficial e mistura, a quebra da estratificação (TALLING, 1963). Alguns parâmetros determinam o regime de mistura, dentre os quais destacam-se: profundidade, influência do vento e altitude (TUNDISI *et al.*, 1984). A sazonalidade reduzida dificulta a predição dos padrões de transporte de calor e regime térmico em regiões tropicais (LEWIS, 1983), a temperatura do ar é um exemplo de parâmetro que sofre pouca variação sazonal em regiões tropicais (TUNDISI *et al.*, 1984).

2.2.1 Índices físicos

Alguns indicadores físicos relacionam a estratificação térmica com o empuxo, forças desestabilizadoras (como o vento e correntes induzidas pelas vazões de entrada ou saída) e, portanto, podem auxiliar na caracterização e identificação de períodos de mistura e estratificação da coluna d'água. Dentre eles, pode-se citar o número de Wedderburn, o número do Lago, o número de Richardson, a intensidade de estratificação pela Frequência de Brunt-Väisälä (READ *et al.*, 2011) e o número de Froude densimétrico (tanto para entradas quanto para saídas do reservatório) (FISCHER, 1981).

O Número de Wedderburn relaciona a força de empuxo com a força desestabiliza-

dora do vento e pode ser calculado conforme

$$W = \frac{g'}{L} \left(\frac{z_e}{u^*} \right)^2 \quad (2)$$

na qual z_e é a espessura do epilímnio, u^* é a velocidade de atrito, L é a pista de vento e g' é a gravidade reduzida: $g' = (\Delta\rho/\rho_0)g$, no qual ρ_0 é a massa específica da água no fundo do reservatório. No caso de $W \ll 1$, o aprofundamento da camada de mistura é dominado pela produção interna de turbulência. Neste caso, pode ocorrer ressurgência na região de início dos ventos e fortes gradientes na região oposta (IMBERGER *et al.*, 1989). Se $W \gg 1$, a inclinação das isotermas devido à ação do vento é pequena e variações horizontais são negligenciáveis (IMBERGER *et al.*, 1989). Há forte estratificação e a camada de mistura aprofunda lentamente (READ *et al.*, 2011).

O Número do Lago é um índice que descreve os processos relevantes para a mistura em lagos induzido pela ação do vento, de acordo com

$$L_N = \frac{S_t(z_e + z_h)}{2\rho_h u^{*2} A_s^{1/2} z_v} \quad (3)$$

em que z_h é a espessura do hipolímnio, S_t é a estabilidade de Schmidt que relaciona a resistência à mistura mecânica devido à energia potencial da coluna d'água estratificada, ρ_h é a massa específica do hipolímnio, A_s é a área da superfície do lago e $z_v = \int_0^{z_D} z A_z dz / \int_0^{z_D} A_z dz$ (READ *et al.*, 2011) e $A_s^{1/2}$ representa uma estimativa da pista de vento do reservatório. Se $L_N > 1$, a estratificação é forte e minimiza qualquer distúrbio produzido pelo vento na superfície e $L_N < 1$ indica estratificação fraca, com potencial para mistura (IMBERGER; PATTERSON, 1989).

Os números do Lago e de Wedderburn são definidos de maneira similar, são uma relação entre o empuxo e a força desestabilizadora agindo no reservatório, o vento. No entanto, o segundo descreve a possibilidade de ressurgência de águas do metalímnio, enquanto o número do Lago descreve o potencial de ressurgência das águas do hipolímnio.

A intensidade de estabilidade local de estratificação de massa específica pode ser quantificada pela frequência de Brunt-Väisälä, N , definida como (WÜEST, LORKE, 2009):

$$N^2 = -\frac{g}{\rho_{w0}} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (4)$$

na qual, z é a dimensão vertical (m), g é a aceleração da gravidade (ms^{-2}), ρ_{w0} é a massa específica da água (a uma temperatura T_0) (kgm^{-3}) e N é a frequência de Brunt Väisälä (s^{-1}). Caso $\partial\rho/\partial z < 0$ a estratificação é estável. Se $\partial\rho/\partial z > 0$, a estratificação é instável.

O número de Richardson quantifica a estabilidade térmica, o qual é uma relação entre a taxa de supressão ou geração de turbulência devido ao empuxo e a geração de turbulência devido ao vento:

$$Ri = \frac{N^2}{\left(\frac{\partial u_w}{\partial z}\right)^2} \quad (5)$$

na qual: u_w é a componente horizontal da velocidade da água (ms^{-1}). O número de Richardson é positivo para estratificação estável (SUNDARAM, REHM, 1971) – quando $Ri < 0,25$ o perfil se torna instável e ocorre mistura turbulenta (WETZEL, 1983). O número de Richardson é sempre positivo, exceto nos casos em que a Brunt-Väisälä é negativa, no entanto, isso indica instabilidade térmica que é compensada pela mistura convectiva.

A influência dos rios afluentes e a vazão efluente pode ser analisada pelo número de Froude (Fr). No caso da vazão afluente (FERNANDEZ *et al.*, 2010), considerando $u = Q_{in}/A = Q_{in}/(Bh)$, em que a área é aproximada por um retângulo:

$$Fr_i = \frac{Q_{in}}{g_i^{1/2} h^{3/2} B} \quad (6)$$

na qual Fr_i é o número de Froude do afluente, g_i é a gravidade reduzida entre a água do reservatório e a água do rio (ms^{-2}) e B é a largura média do rio (m) e h é a profundidade (m) do rio. Se $Fr_i \ll 1$, a água que entra não gera grandes movimentos verticais (FISCHER *et al.*, 1981).

O número de Froude da vazão de saída do reservatório permite avaliar se está vazão afetará a estrutura da coluna estratificada, em que $u = Q_{out}/A = Q_{out}/(H^2)$, de acordo com (FISCHER *et al.*, 1981):

$$Fr_o = \frac{Q_{out}}{H^2 g_i^{1/2} H^{1/2}}, \quad (7)$$

na qual H é a profundidade do reservatório. Esta equação é utilizada no modelo DY-RESM (IMERITO, 2007) e por FERNANDEZ *et al.* (2010). Organizando os termos da equação (7), obtém-se:

$$Fr_o = \frac{Q_{out}}{g_i^{1/2} H^{5/2}} \quad (8)$$

na qual a gravidade reduzida é calculada com base na água da superfície e do fundo do reservatório. Se $Fr_o \approx 1$, a vazão de saída não influencia toda a espessura da coluna d'água, mas apenas uma parte (FERNANDEZ *et al.*, 2010).

A resistência térmica relativa, já descrita anteriormente, pode ser calculada conforme:

$$RTR = \frac{\Delta\rho}{\rho_{5^\circ C} - \rho_{4^\circ C}} \quad (9)$$

em que $\Delta\rho$ é a diferença de massa específica de duas camadas e $\rho_{5^{\circ}C}$ e $\rho_{4^{\circ}C}$ são a densidade da água à temperatura de 5°C e 4°C, respectivamente.

Dos índices apresentados, o número de Wedderburn, do Lago e de Richardson tem como foco a introdução de turbulência pelo vento em relação à força de empuxo, enquanto o número de Froude densimétrico relaciona o efeito das vazões na coluna d'água e de que forma a vazão atua na coluna estratificada. No caso da vazão de saída, será utilizado o número de Froude calculado no modelo DYRESM. Destes índices, para estudar a mistura na coluna d'água, o número do Lago é o único que considera a batimetria do reservatório. Estes índices são calculados para os estudos de caso apresentados nesta pesquisa. O cálculo destes índices físicos permite avaliar o reservatório quanto a possibilidade de mistura ou estratificação, relacionando forçantes desestabilizadores, como o vento, influência de vazões para a coluna d'água e, desta maneira, serão utilizados para caracterizar o reservatório quanto a possibilidade de estratificação térmica.

2.3 REVISÃO DOS MODELOS 1D DE TRANSPORTE DE CALOR

Nesta seção, são apresentados alguns modelos unidimensionais de temperatura para lagos e reservatórios, tipos de soluções para o problema, principais características e algumas aplicações dos modelos encontradas na literatura.

O modelo DYRESM (Dynamic Reservoir Simulation Model) foi desenvolvido no *Centre for Water Research*, na Austrália, com o objetivo de simular as distribuições verticais de temperatura, salinidade e densidade para reservatórios e lagos. Além disso, permite o acoplamento com o modelo CAEDYM para estudos de qualidade da água (WEINBERGER *et al.*, 2012). É um modelo unidimensional, lagrangeano (as camadas podem variar de espessura) e, com isso, permite melhor resolução nas regiões com maior variação, como a termoclina (HOCKING *et al.*, 1991).

O modelo DYRESM calcula os fluxos de energia devido à radiação de ondas curtas (a qual é absorvida na coluna d'água) e fluxos na interface água-ar, nos quais estão incluídos a evaporação, calor sensível e radiação de ondas longas. Desta maneira, o modelo requer dados meteorológicos para as estimativas de fluxo, que podem ser diários (com exceção da radiação de ondas curtas) ou com intervalos de tempo menores, que podem variar de 10 min até 3 horas (IMERITO, 2007). Estas entradas são responsáveis pelo aquecimento, resfriamento e mistura no modelo (HOCKING *et al.*, 1991). Os dados necessários são (IMERITO, 2007): radiação de ondas curtas, que pode ser medida diretamente e albedo; radiação de ondas longas, que pode ser medida diretamente ou calculada com base na cobertura de nuvens, temperatura do ar e umidade; velocidade do vento e precipitação.

A dinâmica de entradas no reservatório é realizada com a comparação da densidade da água que entra no sistema com as camadas do reservatório, ajustando-o para uma camada estável (IMBERGER *et al.*, 1981) que sofre intrusão, controlada pelas forças de empuxo (HOCKING *et al.*, 1991). As retiradas são realizadas por camadas e, caso o volume retirado seja maior do que o volume da camada, a água de camadas acima da saída é retirada e a estrutura das camadas é recalculada (IMERITO, 2007).

A estrutura da coluna estratificada é representada pela camada de mistura e, abaixo da termoclina, o hipolímnio. No hipolímnio, o transporte de massa e de calor é representado pelo coeficiente de difusão turbulenta, que é calculado pela solução da equação da difusão (HAN *et al.*, 2000), com o método de diferenças finitas no esquema explícito (HOCKING *et al.*, 1991). No epilímnio, o modelo simula a mistura convectiva devido ao resfriamento da camada superficial, cisalhamento do vento e na região entre o epilímnio e hipolímnio (HAN *et al.*, 2000).

É necessária a especificação de sete constantes para aplicação do modelo, das quais uma pode ser ajustada (FISCHER, 1981) – o coeficiente de extinção, que determina como a radiação solar é absorvida ao longo da coluna d'água e é dependente da turbidez da água (WEINBERGER *et al.*, 2012). As outras podem ser determinadas de estudos experimentais ou dados de campo (FISCHER, 1981). O modelo permite, ainda, simular a desestratificação artificial com dois tipos de sistemas: difusores e misturadores mecânicos de superfície (IMERITO, 2007). Outras versões permitem a modelagem de lagos com cobertura de gelo (PATTERSON *et al.*, 1988) e de oxigênio dissolvido (PATTERSON *et al.*, 1985 *apud* HOCKING *et al.*, 1991).

O modelo DYRESM é um modelo comercial, no entanto, é largamente utilizado – foi aplicado no reservatório 15-Khordad (Irã), que é monomítico, cujo uso é o fornecimento de água potável (ETEMAD-SHAHIDI *et al.*, 2010), no Lago Erie (EUA), cujo uso é geração de eletricidade e possui problemas de anoxia no fundo em períodos estratificados (IVEY *et al.*, 1984), no reservatório Wellington (Austrália), de uso doméstico e irrigação (PATTERSON *et al.*, 1984), no Lago Mendota (EUA), dimítico, no qual foram simulados dez anos e foram identificadas diferenças de temperatura de até 3°C no fundo do reservatório (medições e o modelo) – em um período em que ocorreram grandes seiches (IVEY *et al.*, 1984). Han *et al.* (2000) aplicaram o modelo DYRESM no reservatório Sau (Espanha) para três anos. No ano com melhores resultados, obteve-se diferenças de 1°C na temperatura da camada superficial (observações e modelo). Han *et al.* (2000) fizeram uma análise de sensibilidade do modelo – profundidade de saída, vazões e coeficiente de extinção. Na análise das vazões, foi identificado que simular a temperatura com e sem vazões afeta a coluna d'água, já que desconsiderando as vazões, apenas o vento age gerando turbulência no reservatório e tem pouca influência no fundo do reservatório. Da análise do coeficiente de extinção, observou-se que não há grande influência na temperatura da coluna d'água, tendo em vista que as vazões afluentes controlam a distribuição de temperatura no reservatório (HAN *et al.*,

2000). No caso da profundidade de saída, a termoclina foi afetada pela utilização de diferentes profundidades.

O modelo FLake é um modelo unidimensional que permite simular a temperatura em lagos estratificados de várias profundidades com escalas de tempo de horas a um ano (MIRONOV, 2005). FLake foi proposto para a modelagem da temperatura em lagos com a intenção de utilização dos resultados de temperatura superficial para a previsão numérica do tempo, modelagem climática e outras aplicações ambientais (MIRONOV, 2005).

O modelo FLake é baseado em uma parametrização que utiliza duas camadas para representar um perfil de temperatura estratificado, a camada de mistura e a camada inferior, entre o topo da camada de mistura e o fundo do lago, a termoclina, representada por um conceito de similaridade do perfil de temperatura, a qual deve satisfazer a equação do transporte do calor (MIRONOV, 2008). A interação entre a água e sedimentos, gelo e neve também são representados por meio de similaridade. Este conceito de similaridade para a camada de mistura e termoclina foi utilizado inicialmente em oceanos (MIRONOV *et al.*, 2003). Segundo Mironov (2005), o conceito de similaridade pode ser usado para explicar o aprofundamento da camada de mistura. O modelo incorpora o balanço energético entre as camadas e uma equação para estimar a profundidade da camada de mistura baseada na equação da energia cinética turbulenta integrada sobre a camada de mistura (MIRONOV, 2008). Para aplicação do modelo, os dados requeridos específicos para cada lago são as características ópticas da água, profundidade do lago, profundidade da camada termicamente ativa de sedimentos e sua temperatura (MIRONOV, 2005).

O modelo CE-QUAL-R1 é um modelo matemático de qualidade de água que descreve a distribuição vertical de energia, processos químicos e biológicos no reservatório em função do tempo. Em relação ao modelo unidimensional de temperatura para reservatórios, destaca-se o modelo independente CE-THERM-R1, que descreve os perfis de temperatura, sólidos totais e suspensos (ENVIRONMENTAL LABORATORY, 1995). No modelo, o reservatório é representado em camadas horizontais homogêneas, cuja espessura depende das entradas e saídas de água (determinadas pela diferença de densidade, que são função da temperatura, sólidos suspensos e dissolvidos). Tais camadas horizontais podem apresentar espessura variável, com o objetivo de se ajustar aos fluxos de entrada e saída de água. Uma aplicação do modelo CE-THERM-R1 foi realizada por Schindler *et al.* (2009) com o objetivo de estudar o comportamento hidrodinâmico de um lago na Carolina do Sul e associar estes resultados à distribuição e sucessão de plâncton na coluna d'água – foi possível relacionar os períodos de estratificação térmica com regiões de acumulação de fitoplâncton.

O transporte de energia térmica é quantificado por meio do *entrainment* e da difusão turbulenta. O primeiro, determina a profundidade da camada de mistura e é calculado pela entrada de energia cinética turbulenta do vento e mistura convectiva (ENVIRON-

MENTAL LABORATORY, 1995). O transporte por meio da difusão turbulenta é um processo que reduz os gradientes e é calculado com base no coeficiente de difusão turbulenta, que é assumido ter o mesmo valor em toda a coluna d'água e é dependente da velocidade do vento, entradas e saídas e da estratificação (WLOSINSKI, 1985). Dentro do conjunto de dados mínimos necessários para realizar simulações com o modelo encontram-se: descrição do reservatório (profundidade, área), entradas e saídas, dados meteorológicos e dados adicionais dependendo do objetivo do estudo.

O modelo Lake2K desenvolvido por Chapra e Martin (2004) consiste de um modelo de três camadas para lagos e reservatórios. Os volumes das camadas mais profundas permanecem fixos, enquanto o epilímnio pode variar em volume, em função de entradas e saídas. O coeficiente de difusão é parametrizado com base na velocidade de atrito e número de Richardson (para os casos de reservatório estratificado). No caso em que o reservatório não está estratificado, o coeficiente de difusão é uniforme na coluna d'água e varia apenas em função da velocidade do vento (temporalmente, não é considerada a variação ao longo da coluna d'água). Uma desvantagem do modelo Lake2k diz respeito a divisão da coluna d'água – apenas três camadas e, portanto, calcula apenas uma temperatura para o epilímnio, metalímnio e hipolímnio se o reservatório está estratificado, podendo comprometer o cálculo de outras variáveis, como a profundidade da termoclina.

O modelo SIMSTRAT é um modelo de turbulência $k - \epsilon$ (PEETERS *et al.*, 2002). No modelo, os dados de entrada necessários são os dados meteorológicos e não são incluídas as entradas e saídas do reservatório (PEETERS *et al.*, 2002). No modelo, duas equações são usadas para resolver a mistura turbulenta – de produção e dissipação da energia cinética turbulenta (PERROUD *et al.*, 2009). A fonte de energia cinética turbulenta é o cisalhamento do vento e empuxo, no caso de estratificação instável (PERROUD *et al.*, 2009). Nas regiões mais profundas, abaixo da termoclina, a maior fonte de energia cinética turbulenta é o seiche (PEETERS *et al.*, 2002). Seiches são ondas estacionárias, devido à inclinação da superfície e termoclina, mais comumente causadas pela ação do vento – quando o vento cessa, a superfície e termoclina voltam para uma situação de equilíbrio formando as ondas (WETZEL, 1983). No modelo SIMSTRAT, o seiche tem o vento como forçante e, portanto, fonte de energia e a fricção no fundo como dissipador de energia, que são utilizados para calcular a difusividade nas regiões mais profundas (GOUDSMIT *et al.*, 2002). O modelo SIMSTRAT apresenta bons resultados dos perfis de temperatura, mas não considera os processos de entrada/saída e variações de nível e, diferente dos outros modelos, considera a energia cinética do seiche. Este modelo possui seis parâmetros de calibração, relacionados aos fluxos de calor na interface água-ar (para radiação de ondas longas e transferência de calor sensível e latente), ao coeficiente de atrito do vento, a proporção da energia do vento que age diretamente no seiche, ao coeficiente de arrasto no fundo e um parâmetro q empírico (PEETERS, *et al.*, 2002).

O modelo de HOSTETLER (HLM) *et al.* (1990) é um modelo baseado na equação do transporte 1D de calor parametrizado por um coeficiente de difusão turbulenta de acordo com Henderson-Sellers (1985). Não são consideradas as entradas e saídas no modelo e são simuladas as variações de nível. Este modelo possui um esquema para simular a mistura convectiva, formação de gelo e neve na superfície do reservatório. A discretização do modelo é por meio do método de diferenças finitas explícito, atendendo ao critério de estabilidade do método (HOSTETLER *et al.*, 1990).

Perroud *et al.* (2009) aplicaram quatro modelos unidimensionais de temperatura no Lago Geneva, o maior corpo d'água da Europa para um período de dez anos. Foram utilizados modelos com diferentes parametrizações e abordagens – um modelo baseado na difusão turbulenta, chamado de Hostetler (HLM), o modelo lagrangeano DYRESM (Dynamic Reservoir Simulation Model), modelo de turbulência $k - \epsilon$, SIMSTRAT, e o último baseado na similaridade do perfil de temperatura, FLake. A TABELA 1 apresenta um resumo de informações e características de cada modelo.

Neste estudo, foram simulados dez anos e analisados quais modelos conseguiam reproduzir a temperatura da coluna d'água (FIGURA 5). Além da temperatura, está indicada a profundidade do metalímnio para os dados medidos e os simulados. Com o objetivo de comparação entre modelos e dados medidos, a TABELA 2 apresenta uma estimativa da profundidade do metalímnio em cinco pontos (conforme a FIGURA 5) e erro (em módulo) em relação às medições. Da análise da profundidade do metalímnio, o menor erro foi observado no modelo SIMSTRAT (14,5%), seguido do modelo DYRESM (22,8%), do modelo FLake (28,9%) e HLM (53,3%). Com relação à reprodução dos perfis de temperatura, foi observado que as melhores estimativas foram obtidas pelo modelo SIMSTRAT e DYRESM. Por outro lado, os modelos Flake e Hostetler mostraram resultados opostos: o primeiro reproduziu temperaturas maiores na coluna d'água e termoclina mais aprofundada e o segundo, o aquecimento acentuado nos primeiros metros a partir da superfície.

Alguns pontos principais da revisão dos modelos são:

- Parâmetros considerados e omitidos nos modelos, por exemplo – enquanto o modelo DYRESM considera as variações de nível, vazões e simula processos de desestratificação artificial, o modelo FLake não considera nenhum destes processos. Han *et al.* (2000) identificaram em uma análise de sensibilidade no modelo DYRESM que as vazões afluentes podem controlar a distribuição de temperatura no reservatório. Por outro lado, o modelo DYRESM não simula seiches. Ivey *et al.* (1984) identificaram grandes diferenças na temperatura simulada em períodos que ocorreram seiches no reservatório;
- Nos modelos em que são consideradas as variações de nível do reservatório, não fica claro quais são as considerações utilizadas para aumentar ou diminuir o nível da água e qual esquema numérico é aplicado;

- Resultados dos modelos de temperatura – alguns modelos fornecem apenas a temperatura da camada superficial e do fundo (FLake), em três pontos (Lake2k) ou em espaçamentos menores, de acordo com a espessura das camadas (DYRESM, CE-THERM-R1);
- Diferentes abordagens de solução do problema de estratificação térmica: parame-trizações baseadas na difusão turbulenta, modelos de turbulência, similaridade;
- Calibração dos modelos: o modelo SIMSTRAT forneceu os melhores resultados no estudo comparativo proposto por Perroud *et al.* (2009), no entanto, vários parâmetros necessitam de calibração. O modelo HLM e FLake, por outro lado, não necessitam de calibração e apresentaram os maiores erros associados às simulações;
- Difusão turbulenta devido à vazão: nenhum modelo apresentado estuda/incorpora no coeficiente de difusão turbulenta um termo referente à vazão (que também gera turbulência no reservatório);
- Importância de medições de dados em campo. Os resultados dos modelos tem dependência direta dos dados de entrada e frequência da medições, neste caso, principalmente dos dados meteorológicos. Para algumas situações também são necessários dados de vazões afluentes (e temperatura) e de vazões efluentes. Além disso, medições de temperatura para validação e verificação dos modelos e definição correta da condição inicial;
- Da revisão bibliográfica não foi identificada uma análise da conservação da ener-gia nos modelos e dos esquemas numéricos empregados. Desta maneira, sur-gem questionamentos sobre os modelos – conservam energia?

TABELA 1: RESUMO DE INFORMAÇÕES E CARACTERÍSTICAS DE CADA MODELO ANALISADO POR PERROUD *et al.* (2009)

	HLM	DYRESM	SIMSTRAT	FLAKE
Tipo Equações	Difusão turbulenta Difusão do calor res- ponsável pela evolução da temperatura (HOS- TETLER <i>et al.</i> , 1990)	Turbulência Energia cinética tur- bulenta (TKE) criada por mistura convectiva e ação do vento (na camada de mistura). No hipolímnio, o transporte de massa e de calor é representado pelo coeficiente de difusão turbulenta (Han <i>et al.</i> , 2000) pela solução da equação da difusão	Turbulência $k-\epsilon$ Produção e dissipação de energia cinética tur- bulenta (TKE). Na su- perfície são considera- dos o cisalhamento do vento e convecção e no fundo, o seiche (PEE- TERS <i>et al.</i> , 2002)	Similaridade Camada de mistura e termoclina (função po- linomial de quarta or- dem), que deve satisfa- zer a equação de trans- porte do calor (MIRO- NOV, 2005)
Discretização	Diferenças finitas explí- cito ($\Delta z = 1$ m) (HOS- TETLER <i>et al.</i> , 1990)	Diferenças finitas no es- quema explícito para a equação da difusão do calor (HOCKING <i>et al.</i> , 1991)	Método de linhas (PEE- TERS <i>et al.</i> , 2002)	Solução de equações diferenciais ordinárias pelo método de Newton com passo de tempo constante (KIRILLIN, 2010)
Nível do reser- vatório	Sim	Sim	Não	Não
Calibração	Não	1 parâmetro (WEIN- BERGER <i>et al.</i> , 2012)	6 parâmetros (PEE- TERS <i>et al.</i> , 2002)	Não
Afluência/ Defluência	Não	Sim	Não	Não
Coefficiente de extinção variá- vel	Sim	Não	Não	Não

TABELA 1: RESUMO DE INFORMAÇÕES E CARACTERÍSTICAS DE CADA MODELO ANALISADO POR PERROUD *et al.* (2009) –
continuação

	HLM	DYRESM	SIMSTRAT	FLAKE
Parâmetro de batimetria	Sim	Sim	Sim	Não
Parametrização do seiche	Não	Não	Sim	Não
Espessura das camadas	Fixa	Variável	Fixa	O modelo fornece como dados de saída: espessura da camada de mistura, temperaturas da superfície, fundo e média da coluna d'água (KIRILLIN <i>et al.</i> , 2011)
Outros	Difusão parametrizada conforme Henderson-Sellers (1985)	Sistema de desestratificação artificial		O conceito é aplicado para camadas de sedimento, gelo e neve (as duas últimas são funções lineares).
	Simula camada de gelo na superfície			
	Simula mistura convectiva			

TABELA 2: PROFUNDIDADE DO METALÍMNIO (m) E ERRO ASSOCIADO (% , ENTRE PARÊNTESES) REFERENTE À FIGURA 5

	MEDIDO	HLM	DYRESM	SIMSTRAT	FLAKE
Ponto 1	32,7 m	16,4 (49,8)	21,8 (33,3)	29,1 (11,0)	49,1 (50,2)
Ponto 2	36,4 m	20,0 (45,1)	32,7 (10,2)	47,3 (29,9)	50,0 (37,4)
Ponto 3	38,2 m	18,2 (52,4)	27,3 (28,5)	31,8 (16,8)	47,3 (23,8)
Ponto 4	38,2 m	16,4 (57,1)	27,3 (28,5)	36,4 (4,7)	50,9 (33,2)
Ponto 5	52,7 m	20,0 (62,0)	45,5 (13,7)	47,3 (10,2)	52,7 (00,0)
Erro médio (%)		53,3	22,8	14,5	28,9

2.4 MODELO UNIDIMENSIONAL DE TRANSPORTE DE CALOR

De acordo com Henderson-Sellers (1976), a estrutura térmica de lagos/reservatórios é dominada pelos gradientes de temperatura na vertical. Desta maneira, em muitos casos, se justifica a desconsideração dos gradientes horizontais e o problema pode ser abordado usando um modelo unidimensional (vertical). A equação que descreve o transporte de calor unidimensional deduzida pela equação da conservação de massa (BEDFORD; BABAJIMOPOULOS, 1977):

$$A(z) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_H A(z) \frac{\partial T}{\partial z} \right] + \frac{1}{\rho_w c_p} \frac{\partial A(z) q(z)}{\partial z} \quad (10)$$

na qual K_H é o coeficiente de difusão turbulenta ($m^2 s^{-1}$), $q(z)$ é uma função das fontes de calor ($J m^{-2} s^{-1}$) – devido a absorção de radiação solar na coluna d'água e $A(z)$ é a área do reservatório. A equação (10) é uma equação diferencial parcial parabólica de segunda ordem (CHAPRA *et al.*, 2008) e, portanto, requer duas condições de contorno – uma na superfície e outra no fundo do reservatório, além de uma condição inicial.

A condição de contorno na superfície descreve o fluxo líquido de calor entre o lago e a atmosfera – uma combinação da radiação solar, evaporação, condução e emissão (pela água e atmosfera). Esta condição pode ser descrita por (BABAJIMOPOULOS; PAPADOPOULOS, 1986):

$$\rho_w c_p K_H \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=H} = -q_n \quad (11)$$

na qual q_n representa o fluxo líquido de calor na superfície.

Conforme já mencionado, os processos de balanço energético ocorrem principalmente na interface água-ar. De acordo com Wetzel (1983), a transferência de calor do sedimento ocorre, mas, em lagos de profundidade moderada, esse fluxo é pequeno comparado à absorção direta. Para águas rasas, no entanto, de acordo com Wetzel (1983), o sedimento pode absorver radiação solar e transferir parte da energia para a água. Uma aproximação bastante utilizada é assumir o fluxo nulo no fundo. Portanto (GIANNIOU; ANTONOPOULOS, 2003; BABAJIMOPOULOS; PAPADOPOULOS,

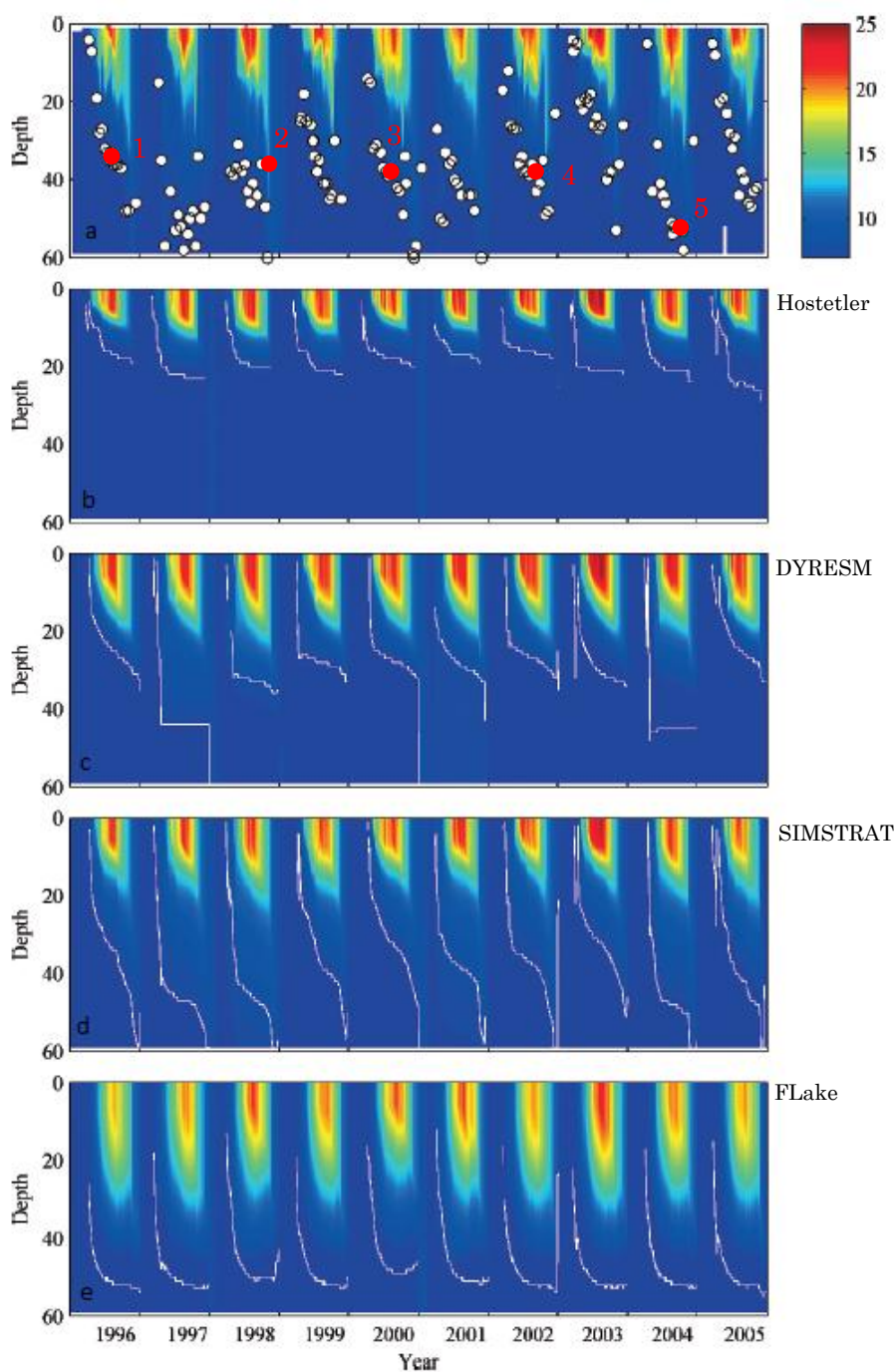


FIGURA 5: APLICAÇÕES DE MODELOS UNIDIMENSIONAIS DE TEMPERATURA (PERROUD *et al.*, 2009)

A) DADOS OBSERVADOS (INTERPOLADOS) E SIMULADOS COM B) HOSTETLER – HLM, C) DYRESM, C) SIMSTRAT E E) FLAKE ENTRE JANEIRO DE 1996 A DEZEMBRO DE 2005. (—) PROFUNDIDADE DO METALÍMNIO. ● PONTO DE COMPARAÇÃO DE PROFUNDIDADE DO METALÍMNIO.

1986):

$$\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0} = 0. \quad (12)$$

A FIGURA 6 ilustra as condições de contorno.

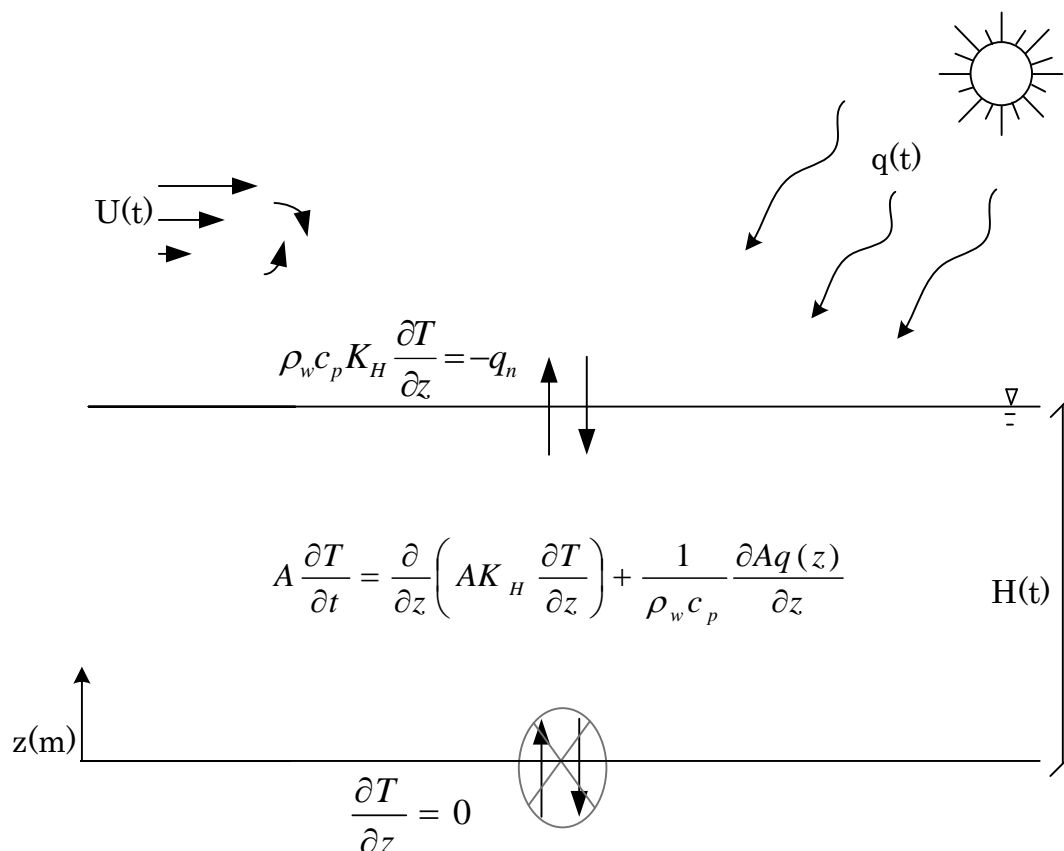


FIGURA 6: CONDIÇÕES DE CONTORNO DO MODELO UNIDIMENSIONAL DE TRANSPORTE DE CALOR

Para o termo fonte de calor, referente à radiação solar na equação (10), Dake e Harleman (1969) descrevem que a absorção da radiação solar em um corpo d'água segue uma variação exponencial:

$$q(z) = (1 - \beta)q_{sn} \exp(-\eta z) \quad (13)$$

na qual β é a proporção da radiação líquida de ondas curtas absorvida na superfície, η é o coeficiente de absorção (ou extinção)(m^{-1}) e que é dependente da transparência da água e q_{sn} é a radiação solar líquida na superfície da água (DAKE; HARLEMAN, 1969). A radiação líquida na superfície de água é:

$$q_{sn} = (1 - a_s)q_s \quad (14)$$

na qual a_s é o albedo e q_s é a radiação solar total (DAKE; HARLEMAN, 1969).

Considerando $\beta=1$ na equação (13), a radiação solar seria completamente absorvida na superfície. Para $\beta=0$, no entanto, há completa transmissão da radiação solar. De acordo com Dake e Harleman (1969), o valor de β é aproximadamente 0,4, evidenciado para vários lagos.

A turbidez da água determina a profundidade na qual a radiação pode penetrar e aquecer a água abaixo da superfície (HENDERSON-SELLERS, 1986). O coeficiente de extinção quantifica esse efeito da turbidez e, de acordo com Stefan *et al.* (1975) pode variar de $0,1 \text{ m}^{-1}$ a $3,0 \text{ m}^{-1}$. Uma relação para a determinação do coeficiente de atenuação é:

$$\eta = \frac{1,84}{z_{sd}} \quad (15)$$

na qual z_{sd} é a profundidade de Secchi (m) (HONDZO; STEFAN, 1993). Outra estimativa para o coeficiente de atenuação (HONDZO; STEFAN, 1991):

$$\eta = \eta_w + \eta_{ss}SS + \eta_{ch}(chl a) \quad (16)$$

na qual η_w é o coeficiente de extinção da água do lago, η_{ss} (0,043) é o coeficiente de extinção devido aos sedimentos suspensos ($\text{Lm}^{-1}\text{mg}^{-1}$), SS é a concentração de sedimento inorgânico suspenso (mgL^{-1}), η_{ch} (0,016) é o coeficiente de extinção devido à clorofila ($\text{Lm}^{-1}\text{mg}^{-1}$) e $chl a$ é a concentração de clorofila a (mgL^{-1}).

Nassar *et al.* (2014) estudou o efeito de considerar o comprimento de onda no coeficiente de extinção para lagos transparentes, que resulta em penetração da radiação solar em profundidades maiores e aquecimento de camadas mais profundas devido à radiação. Para comprovar essa diferença de aquecimento, Nassar *et al.* (2014) calculou a taxa de aumento da temperatura para o Lago Pavilion (Canadá) com coeficiente de extinção constante e como função do comprimento de onda. Como resultado observou-se que, com coeficiente de extinção constante, ocorria maior aquecimento das camadas mais próximas à superfície e, as mais profundas, subestimavam a temperatura da água. Considerando o caso do coeficiente de extinção como função do comprimento de onda, no entanto, para lagos transparentes, foi possível observar maior aquecimento de camadas mais profundas. Os modelos de temperatura descritos anteriormente utilizam o coeficiente de extinção constante. Desta maneira, uma possível fonte de erro dos modelos pode estar associada à utilização de η constante.

2.4.1 Balanço de energia em superfícies líquidas

Os processos de troca de calor em um lago ocorrem principalmente na interface água-ar (EDINGER *et al.*, 1968). O balanço de energia térmica na superfície do reser-

vatório é (HENDERSON-SELLERS, 1986):

$$q_n = H_s(1 - a_s) + H_{ri}(1 - a_L) - H_{ro} - H_L \quad (17)$$

na qual q_n é o fluxo de energia líquido, H_s é a radiação incidente de ondas curtas, H_{ri} é a radiação de ondas longas, a_s e a_L são o albedo para ondas curtas e longas respectivamente, H_{ro} é a radiação de onda longa emitida pela água e H_L representa a parcela não relacionada à radiação, devido à precipitação (H_p), calor sensível (H_c) e evaporação (H_e). A FIGURA 7 ilustra o balanço de energia em uma superfície líquida.

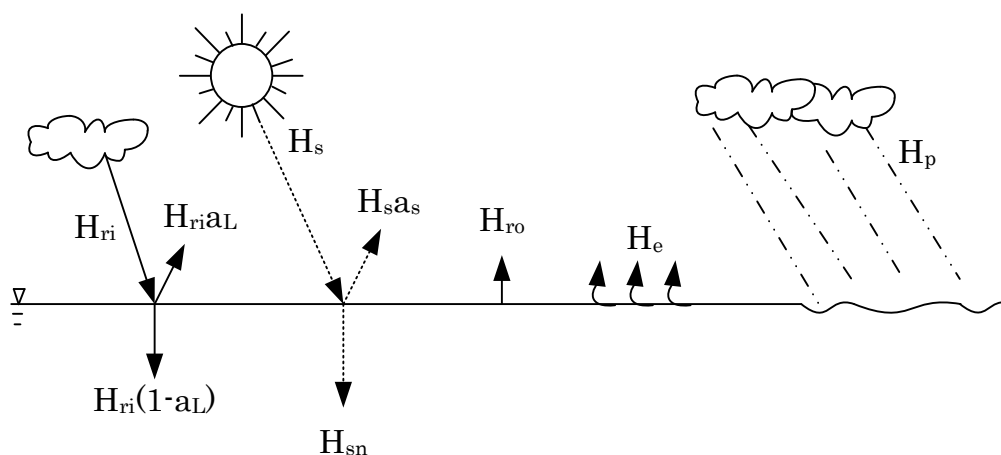


FIGURA 7: BALANÇO DE ENERGIA EM UMA SUPERFÍCIE LÍQUIDA
 FONTE: WÜEST E IMBODEN (1995)

Da equação (17), os termos:

$$H_r = H_s(1 - a_s) + H_{ri}(1 - a_L) \quad (18)$$

representam a radiação absorvida (H_r , na equação 18). Essa radiação é independente da temperatura da superfície da água e os termos podem ser calculados a partir de observações meteorológicas ou então, medidos. A radiação líquida de ondas curtas corresponde a radiação solar atingindo a interface água-ar e pode ser descrita como a radiação que chega ao topo da atmosfera menos as perdas devido ao espalhamento e dispersão na atmosfera, além da reflexão na superfície da água (ORLOB; SELNA, 1970). A radiação de ondas longas origina-se da emissão de várias camadas da atmosfera a partir de moléculas, como CO_2 e vapor de água (HENDERSON-SELLERS, 1986). Neste caso de emissão de ondas longas, pode-se aplicar a Lei de Stefan-Boltzmann para estimativas da emissão.

Os termos remanescentes da equação (17) dependem da temperatura da superfície da água, da pressão de vapor da água, da temperatura do ar e vento (EDINGER

et al., 1968). O corpo d'água perde energia devido à emissão de ondas longas (ORLOB, SELNA, 1970). A precipitação, evaporação e calor sensível representam parcela do balanço de energia que não está relacionada à radiação. Consideram-se perdas por evaporação, ganhos devido à precipitação e transferência de calor sensível. Uma vez que a precipitação não envolve mudança de estado, as trocas de energia a ela associadas são muito menores do que as associadas à evaporação e podem ser desprezadas (HENDERSON-SELLERS, 1986). A transferência de calor sensível depende da diferença entre a temperatura do ar e da superfície da água. Quando a temperatura do ar é maior do que a da água, calor é conduzido do ar para o lago (GIANNIOU; ANTONOPOULOS, 2007).

Uma alternativa para estimativas do fluxo de energia na interface água-ar e bastante adotada nos modelos unidimensionais de temperatura consiste na linearização do fluxo de energia, conforme proposto por Edinger *et al.* (1968):

$$q_n = K(T_e - T_s) \quad (19)$$

na qual K é o coeficiente de transferência de calor ($\text{WK}^{-1}\text{m}^{-2}$), T_e é a temperatura de equilíbrio ($^{\circ}\text{C}$) e T_s é a temperatura da superfície ($^{\circ}\text{C}$). A temperatura de equilíbrio é determinada pelos sete processos de transferência de calor na interface água-ar e é definida como a temperatura na qual a taxa líquida de transferência de calor é zero (EDINGER *et al.*, 1968). Na equação (19), o corpo d'água recebe calor se $T_s < T_e$ e perde quando $T_s > T_e$. Outro aspecto importante é que a taxa de transferência do calor é função da diferença entre a temperatura real e a temperatura de equilíbrio (EDINGER *et al.*, 1968). Temperatura de equilíbrio e coeficiente de transferência de calor são ambas funções de condições ambientais e podem ser relacionadas como funções da velocidade do vento, temperatura do ar, umidade e radiação líquida (SUNDARAM; REHM, 1971).

2.4.2 Difusão turbulenta

De acordo com Bedford e Babajimopoulos (1977), a determinação da difusividade turbulenta é um problema complicado, já que não se trata de uma propriedade termodinâmica de estado do fluido.

Jassby *et al.* (1975) mediram fluxos de energia na vertical e gradientes médios de temperatura para realizar estimativas de difusividade turbulenta próximo e abaixo da termoclina, em um lago na Califórnia, resolvendo a equação do transporte de calor. Das estimativas do coeficiente de difusão turbulenta, os valores mínimos foram observados próximo ao topo do metalímnio e, conforme aumento da profundidade, dois comportamentos distintos foram identificados – aumento no coeficiente com a profundidade ou um máximo em determinada profundidade. A FIGURA 8 ilustra dois perfis

de difusão turbulenta a partir do metalímnio, indicando os dois casos de perfis observados. O valor médio de difusão turbulenta foi calculado de $2 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Roberts *et al.* (1978) obteve resultados semelhantes à Jassby *et al.* (1975) – um mínimo de difusão observado próximo à termoclina, seguido de aumento da difusividade conforme o aumento da profundidade, em um lago tropical. Nos casos em que não é observada estratificação, ou no caso em que é fraca, a difusividade pode chegar a valores maiores que $10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (IMBERGER *et al.*, 1989).

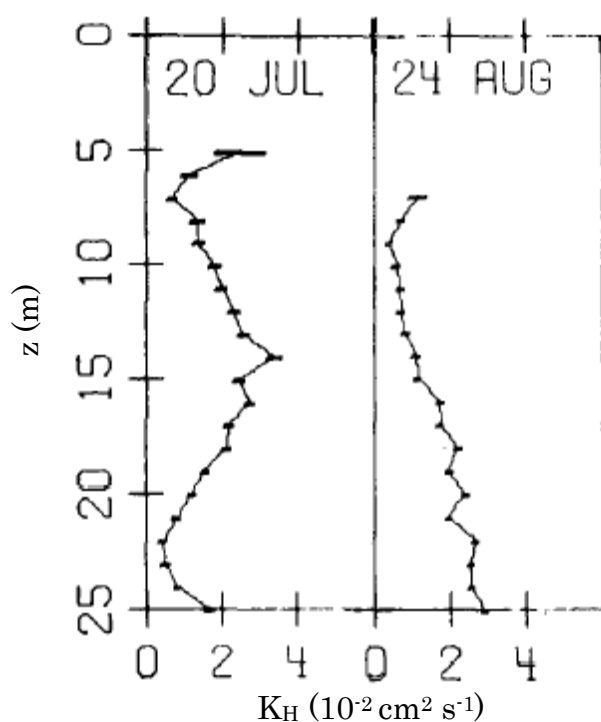


FIGURA 8: PERFIS DE DIFUSÃO ABAIXO DO METALÍMNIO ESTIMADOS POR JASSBY *et al.* (1975)

Sundaram e Rehm (1971) salientam o uso, em alguns estudos, do coeficiente de difusão turbulenta constante em toda a profundidade do lago. Uma alternativa é considerar um modelo de duas camadas, no qual a parte superior e inferior do lago são descritas por diferentes, mas constantes, coeficientes de difusão turbulenta.

Mortimer (1941) *apud* Schnoor (1996) relacionou a difusão turbulenta em lagos com a profundidade média, conforme

$$K_H = 0,0142\bar{H}^{1,49} \quad (20)$$

em que \bar{H} é a profundidade média (m). Tal parametrização não considera a relação

entre a difusão e a velocidade do vento (que é a principal fonte de geração de turbulência) e, portanto, a velocidade de atrito. As entradas e saídas também podem afetar a estratificação da coluna d'água, já que a água que entra é frequentemente mais fria do que a água no epilímnio, podendo causar turbulência e reduzir os gradientes de temperatura (WETZEL, 1983).

Sundaram e Rehm (1971) propõem para a determinação da difusividade turbulenta (em condição de estratificação térmica estável):

$$K_H = K_{H_0} f \quad (21)$$

na qual K_H é o coeficiente de difusão turbulenta (m^2s^{-1}), K_{H_0} é o coeficiente de difusão turbulenta em condição de estratificação neutra (m^2s^{-1}) – cuja coluna d'água está misturada e f é uma função com um parâmetro de estabilidade adequado caracterizando a estratificação.

Henderson-Sellers (1976) sugere a parametrização de f em função do número de Richardson:

$$f(Ri) = (1 + \sigma Ri)^{-n} \quad (22)$$

na qual σ e n são constantes.

A determinação do coeficiente de difusão turbulenta devido à turbulência gerada pelo vento não é válida para regiões profundas de um lago, tendo em vista que as formas de geração de turbulência nessas duas regiões são diferentes, em uma condição de estratificação térmica. A região abaixo da termoclina é pouco influenciada por mudanças nas condições da superfície (SUNDARAM; REHM, 1971). Para o hipolímnio, Sundaram e Rehm (1971) descrevem um método proposto por Mc Ewen, que demonstra que a difusividade nessa região é pequena e quase invariante com a profundidade. Um procedimento bastante utilizado é considerar a difusividade turbulenta constante no hipolímnio e igual ao valor calculado na termoclina, que é mínimo (McCORMICK; SCAVIA, 1981, SUNDARAM; REHM, 1971, BABAJIMOPOULOS; PAPADOPOULOS, 1986).

Henderson-Sellers (1985) propõe para o coeficiente de difusão turbulenta a seguinte expressão:

$$K_H = \frac{\kappa u_s^* (z_H - z)}{P_0} \exp[-k^* (z_H - z)] \frac{1}{1 + 37 Ri^2} \quad (23)$$

em que κ é a constante de Von Karman ($\kappa \approx 0,4$), u_s^* é a velocidade de atrito do vento na superfície (estimada conforme $u_s^* = 0,0012U_{10}$, na qual U é a velocidade do vento a 10 m de altura), P_0 é o valor neutro do número de Prandtl turbulento (número adimensional, definido como a relação entre o momento da difusividade turbulenta e a difusividade turbulenta de transferência de calor), Ri é o número de Richardson (relação entre a taxa de supressão ou geração de turbulência devido ao empuxo e a geração de turbulência

devido ao vento) e k^* é uma expressão válida para diferentes latitudes, conforme

$$k^* = 6,6\sqrt{\sin\phi}U^{-1,84}, \quad (24)$$

na qual ϕ é a latitude. Esta parametrização dispensa calibração (HOSTETLER *et al.*, 1990) e será adotada no desenvolvimento do modelo unidimensional de temperatura.

Sundaram e Rehm (1971) propõem que o coeficiente de difusão turbulenta seja calculado conforme:

$$K_{H0} = au^* \quad (25)$$

na qual a é uma constante. No caso de perfil estratificado, é utilizada a parametrização das equações (21) e (22). Antonopoulos e Gianniou (2003) utilizaram esta parametrização e determinaram as constantes $a = 0,10$, $\sigma = 0,007$ e $n = 0,62$.

A FIGURA 9 apresenta resultados da difusão turbulenta para perfil uniforme e estratificado de temperatura, utilizando as parametrizações de difusão apresentadas e velocidades de vento de 1 ms^{-1} e 5 ms^{-1} .

Na FIGURA 9a, é apresentado um perfil uniforme de temperatura e a difusão turbulenta calculada conforme Antonopoulos e Gianniou (2003) e Henderson-Sellers (1985) é apresentada nas FIGURAs 9b e 9c. Tendo em vista que a parametrização utilizada por Antonopoulos e Gianniou (2003) considera a velocidade de atrito superficial agindo em toda a coluna d'água, o coeficiente de difusão é uniforme ao longo da coluna d'água. Henderson-Sellers (1985), no entanto, considera que a velocidade de atrito varia ao longo da profundidade do reservatório e, conforme aumenta a profundidade há um aumento no valor calculado da difusão, seguindo de uma queda exponencial. No caso de $U = 1 \text{ ms}^{-1}$, o coeficiente de difusão é mais alto na parametrização de Antonopoulos e Gianniou (2003), no entanto, para o vento mais intenso ($U = 5 \text{ ms}^{-1}$), a parametrização de Antonopoulos e Gianniou (2003) é mais alto apenas próximo à superfície.

No caso do perfil estratificado (FIGURA 9d), nas duas parametrizações (FIGURA 9e e 9f) são observadas quedas na difusão turbulenta abaixo da termoclina, conforme é esperado, tendo em vista que esta região tem efeito de suprimir a ação do vento e, desta maneira, reduzir a mistura abaixo desta camada. Uma importante diferença é que a parametrização proposta por Sundaram e Rehm (1971) considera que o vento age de maneira igual em toda a profundidade e Henderson-Sellers (1985) considera uma variação exponencial da velocidade de atrito. Novamente, para vento menos intenso, a difusão é maior na parametrização de Antonopoulos e Gianniou (2003) próximo à superfície e, para vento mais intenso, Henderson-Sellers (1985) apresenta resultados de difusão maiores nas camadas mais próximas à superfície.

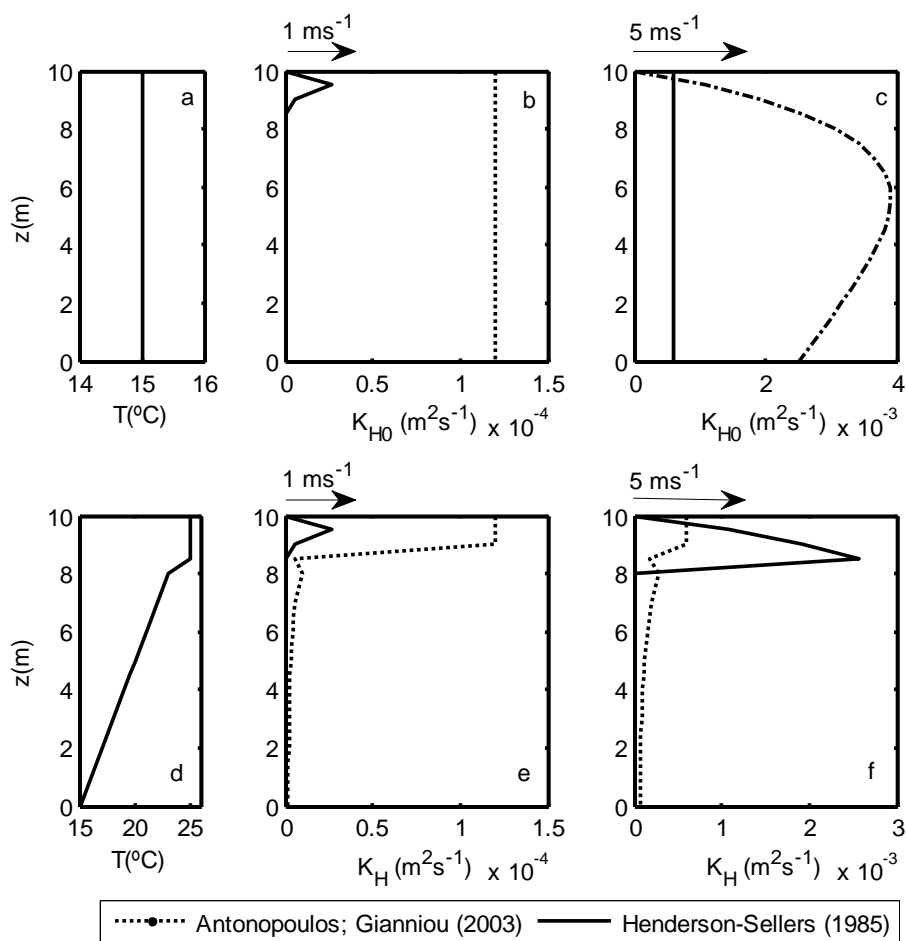


FIGURA 9: PARAMETRIZAÇÕES DE DIFUSÃO TURBULENTA

- A) PERFIL DE TEMPERATURA UNIFORME, B) DIFUSÃO PARA PERFIL UNIFORME E $U = 1 \text{ MS}^{-1}$,
 C) DIFUSÃO PARA PERFIL UNIFORME E $U = 5 \text{ MS}^{-1}$, D) PERFIL DE TEMPERATURA
 ESTRATIFICADO, E) DIFUSÃO PARA PERFIL ESTRATIFICADO E $U = 1 \text{ MS}^{-1}$ E F) DIFUSÃO PARA
 PERFIL ESTRATIFICADO E $U = 5 \text{ MS}^{-1}$

2.5 CONCLUSÕES DA REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A revisão bibliográfica mostra que há vários modelos unidimensionais de temperatura. No entanto, este não é um problema resolvido, tendo em vista estudos recentes sobre modelos. Além disso, da aplicação destes modelos para uma mesma região, foi possível observar que os modelos não são conduzidos aos mesmos resultados – alguns modelos conseguem reproduzir as temperaturas esperadas na coluna d'água, enquanto outros modelos reproduzem a variação sazonal, mas o mesmo não ocorre na coluna d'água.

Destes modelos, alguns não consideram processos que podem ser importantes.

Um exemplo são as vazões afluentes e efluentes que, dependendo do reservatório e das vazões, podem se tornar importantes para a estrutura térmica do reservatório e comprometer os resultados do modelo, conforme mostrado por Han *et al.* (2000). Dos modelos estudados por Perroud *et al.* (2009), apenas o modelo DYRESM considera as vazões. Isto será estudado nesta pesquisa em estudos genéricos e em um estudo de caso hipotético, nos quais serão avaliadas as diferenças de gradientes de temperatura em um reservatório, com vazões e desconsiderando as vazões.

Os modelos unidimensionais de temperatura, de maneira geral, consideram apenas a difusão turbulenta devido à ação do vento. Nesta pesquisa, será incluído um termo difusivo relacionado às vazões afluentes ao reservatório, tendo em vista que as vazões podem afetar a estrutura térmica da coluna d'água do reservatório. Este termo difusivo será avaliado no estudo de caso hipotético.

Não há, no desenvolvimento dos modelos, uma análise dos métodos numéricos e conservação da energia. Nesta pesquisa, três métodos numéricos são avaliados, juntamente com uma análise da conservação da energia, para avaliar a utilização dos métodos e possíveis problemas na utilização dos métodos.

Alguns modelos não simulam variações de nível do reservatório, incluindo o modelo SIMSTRAT (modelo que teve os melhores resultados no estudo de Perroud *et al.* (2009)), apenas o modelo DYRESM e HLM simulam variação de nível, no entanto, o modelo DYRESM é um modelo comercial e o modelo HLM não teve bons resultados nas camadas mais profundas do reservatório no estudo.

Na próxima seção são apresentadas algumas equações utilizadas no desenvolvimento do modelo unidimensional de temperatura.

3 DESCRIÇÃO DO MODELO UNIDIMENSIONAL DE TEMPERATURA

O modelo proposto nesta pesquisa tem como base os estudos de Antonopoulos e Gianniou (2003) – pela utilização da temperatura de equilíbrio para determinar os fluxos na interface água-ar, termo fonte da equação do transporte de calor e parametrizações para o cálculo do coeficiente de transferência de calor. Com relação à difusividade turbulenta adotou-se a parametrização proposta por Henderson-Sellers (1985), que dispensa calibração. A seguir é apresentado o conjunto de equações utilizadas para a solução do problema de evolução térmica de lagos, além das equações já apresentadas.

Na condição de contorno na superfície, o fluxo de calor entre o ambiente e a superfície do reservatório é linearizado com base na equação (19) e o coeficiente de transferência de calor:

$$K = 4,5 + 0,05T_s + \delta f(U_2) + 0,47f(U_2) \quad (26)$$

em que:

$$f(U) = 9,2 + 0,46U_2^2 \quad (27)$$

$$\delta = 0,35 + 0,015T_m + 0,0012T_m^2 \quad (28)$$

$$T_m = \frac{T_s + T_d}{2} \quad (29)$$

$$T_d = \frac{237,3 \times var}{17,2694 - var} + 273,96 \quad (30)$$

$$var = \frac{17,2694(T_a + 273,16)}{(T_a - 35,86)} + \ln UR \quad (31)$$

nas quais: U_2 é a velocidade do vento (ms^{-1}), medida a dois metros da superfície, T_d é a temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}\text{C}$), UR é a umidade relativa e T_m em ($^{\circ}\text{C}$).

A temperatura de equilíbrio, para determinar os fluxos de calor na interface água-ar, é calculada pela equação (GIANNIOU; ANTONOPOULOS, 2003):

$$T_e = T_d + \frac{q_{ns}}{K} \quad (32)$$

na qual q_{ns} ($=\beta q_s$) é a radiação solar de onda curta na superfície (Wm^{-2}).

Para determinar se há estratificação da coluna d'água o critério utilizado é: se a variação vertical da massa específica for maior que $-0,1 \text{ kgm}^{-3}$ há estratificação da coluna d'água (JIRKA *et al.*, 1996).

3.1 ESTABILIZAÇÃO DOS PERFIS DE TEMPERATURA

À medida que ocorre o resfriamento da superfície de um lago, tem-se um aumento da massa específica da camada d'água, tornando o sistema instável. O resultado deste processo é uma mistura intensa, até que a massa específica da camada afetada seja uniforme. Desta maneira, é necessária uma representação no modelo para a mistura convectiva – ou seja, no caso em que a temperatura de uma camada mais próxima à superfície seja menor que uma temperatura de uma camada inferior (ORLOB; SELNA, 1970).

Cancelli (2006) redistribuiu a temperatura de um perfil instável por meio de uma média ponderada entre as temperaturas e áreas da camada instável. Desta maneira, todas as camadas em que o perfil é instável tem sua temperatura substituída por uma temperatura média.

Nesta pesquisa, a redistribuição da temperatura foi obtida pela média ponderada das temperaturas na camada instável. Desta maneira, a temperatura média é:

$$\bar{T} = \frac{\sum_{k=1}^l T_k A_k}{\sum_{k=1}^l A_k}, \quad (33)$$

na qual: \bar{T} é a temperatura média calculada, que substituirá a camada instável do perfil de temperatura, A_k é a área da camada k e l é o número total de pontos onde foi verificada a instabilidade do perfil de temperatura.

3.2 DESENVOLVIMENTO DO MODELO NUMÉRICO

Foram utilizados três esquemas numéricos para avaliar o modelo de temperatura proposto: o método de diferenças finitas (MDF) explícito e implícito e o método de volumes finitos. Estas discretizações foram feitas para avaliar qual o melhor método para a solução do problema. Para isso, avaliou-se a conservação da energia para cada método numérico utilizado para discretizar o modelo.

Nesta pesquisa, são avaliadas duas equações. Nesta seção é avaliado o sistema convencional, sem variações de nível, vazões e batimetria. Na seção 5, no entanto, a equação é discretizada adicionando batimetria e vazões.

3.2.1 Método de diferenças finitas explícito

A equação que descreve o transporte de calor 1D em um reservatório/lago é descrita pela equação (10)

$$A \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_H A \frac{\partial T}{\partial z} \right] + \frac{1}{\rho_w c_p} \frac{\partial Aq(z)}{\partial z},$$

aplicando o MDF explícito (conforme a FIGURA 10), considerando a área constante e utilizando uma diferença progressiva no tempo e centrada no espaço (no termo de derivada segunda), obtém-se:

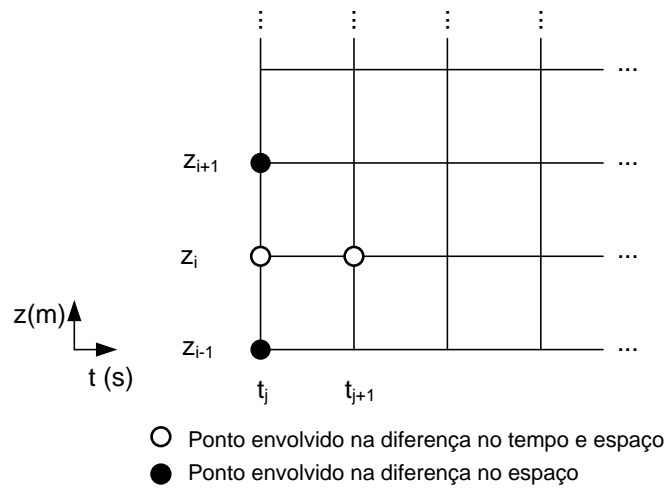


FIGURA 10: ESQUEMA DE DIFERENÇAS FINITAS EXPLÍCITO

$$\frac{T_i^{j+1} - T_i^j}{\Delta t} = K_{H_i}^j \left(\frac{T_{i+1}^j - 2T_i^j + T_{i-1}^j}{\Delta z^2} \right) + \left(\frac{K_{H_{i+1}}^j - K_{H_i}^j}{\Delta z} \right) \left(\frac{T_{i+1}^j - T_i^j}{\Delta z} \right) + \frac{1}{\rho_{w_i}^j c_{p_i}^j} \left(\frac{q_{i+1}^j - q_i^j}{\Delta z} \right) \quad (34)$$

na qual os índices i e j referem-se aos passos no espaço e tempo, respectivamente. Neste caso, isolando o termo de temperatura no intervalo de tempo futuro termos:

$$T_i^{j+1} = \Delta t \left[K_{H_i}^j \left(\frac{T_{i+1}^j - 2T_i^j + T_{i-1}^j}{\Delta z^2} \right) + \left(\frac{K_{H_{i+1}}^j - K_{H_i}^j}{\Delta z} \right) \left(\frac{T_{i+1}^j - T_i^j}{\Delta z} \right) \right] + \Delta t \left[\frac{1}{\rho_{w_i}^j c_{p_i}^j} \left(\frac{q_{i+1}^j - q_i^j}{\Delta z} \right) \right] + T_i^j \quad (35)$$

em que a temperatura no instante $j + 1$ é calculada com base nos valores de temperatura do instante j .

Na aplicação do método, foram incluídos dois pontos fictícios: acima da superfície e abaixo do fundo (à uma distância de $\Delta z/2$ das fronteiras) aos quais foram aplicadas

as condições de contorno. Neste método deve ser atendido o critério de estabilidade, conforme a equação (36):

$$K_H \frac{\Delta t}{\Delta z^2} \leq \frac{1}{2} \quad (36)$$

a qual considerou o coeficiente de difusão máximo para os cálculos.

Para a condição de contorno no fundo do lago, descrita pela equação (12), na qual não há fluxo de energia entre a água e o fundo, aplicando o método de diferenças finitas explícito obtém-se:

$$\frac{T_{i+1}^j - T_i^j}{\Delta z} = 0 \quad (37)$$

O sistema de referência utilizado considera a elevação do lago, conforme a FIGURA 1, portanto:

$$T_1^j = T_2^j \quad (38)$$

e T_1^j é fictício.

A condição de contorno na superfície do reservatório é descrita pela equação (11), na qual há fluxo de energia entre a atmosfera e a água, discretizada conforme o método explícito:

$$\rho_{w_i}^j c_{p_i}^j K_{H_i}^j \left(\frac{T_{i+1}^j - T_i^j}{\Delta z} \right) = -q_n \quad (39)$$

considerando o sistema de referência adotado:

$$T_m^j = \frac{q_n \Delta z}{\rho_{w_i}^j c_{p_i}^j K_{H_i}^j} + T_{m-1}^j \quad (40)$$

na qual m representa o número total de pontos relacionados à distância Δz e T_m^j é fictício.

3.2.2 Método de diferenças finitas implícito

Aplicando o MDF totalmente implícito (FIGURA 11) na equação que descreve o transporte de calor, utilizando diferença progressiva nas derivadas de primeira ordem e centrada na derivada de segunda ordem, obtém-se:

$$\begin{aligned} \frac{T_i^{j+1} - T_i^j}{\Delta t} &= K_{H_i}^j \left(\frac{T_{i+1}^{j+1} - 2T_i^{j+1} + T_{i-1}^{j+1}}{\Delta z^2} \right) \\ &+ \left(\frac{K_{H_{i+1}}^j - K_{H_i}^j}{\Delta z} \right) \left(\frac{T_{i+1}^{j+1} - T_i^{j+1}}{\Delta z} \right) + \frac{1}{\rho_{w_i}^j c_{p_i}^j} \left(\frac{q_{i+1}^j - q_i^j}{\Delta z} \right) \end{aligned} \quad (41)$$

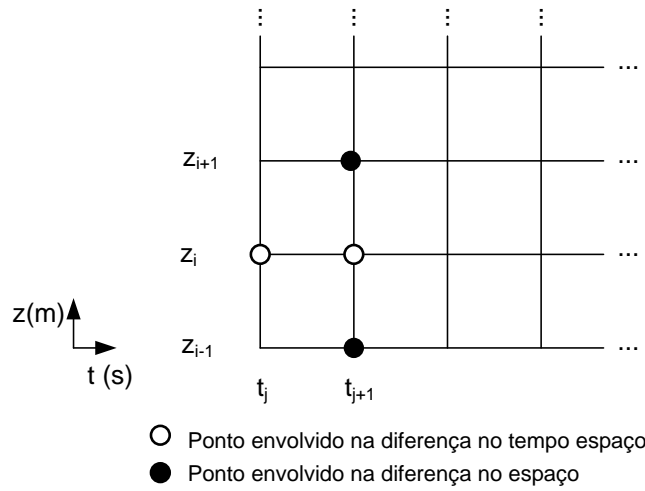


FIGURA 11: ESQUEMA DE DIFERENÇAS FINITAS IMPLÍCITO

na qual os índices i e j referem-se aos passos no espaço e tempo, respectivamente. Neste caso, isolando o termo de temperatura no ponto i e tempo $j + 1$:

$$\begin{aligned} & \left(\frac{1}{\Delta t} + \frac{2K_{H_i}^j}{\Delta z^2} + \frac{K_{H_{i+1}}^j - K_{H_i}^j}{\Delta z^2} \right) T_i^{j+1} = \left(\frac{K_{H_i}^j}{\Delta z^2} \right) T_{i-1}^{j+1} \\ & + \left(\frac{K_{H_i}^j}{\Delta z^2} + \frac{K_{H_{i+1}}^j - K_{H_i}^j}{\Delta z^2} \right) T_{i+1}^{j+1} + \frac{1}{\Delta t} T_i^j + \frac{1}{\rho_{w_i}^j c_{p_i}^j} \left(\frac{q_{i+1}^j - q_i^j}{\Delta z} \right) \end{aligned} \quad (42)$$

Assim, obtém-se um sistema de equações tridiagonal. Definindo os coeficientes do sistema ($a_p T_P = a_s T_S + a_n T_N + b_p$) como a_p , a_s , a_n e b_p , tem-se:

$$\begin{aligned} a_p &= \frac{1}{\Delta t} + \frac{2K_{H_i}^j}{\Delta z^2} + \frac{K_{H_{i+1}}^j - K_{H_i}^j}{\Delta z^2} \\ a_s &= \frac{K_{H_i}^j}{\Delta z^2} \\ a_n &= \frac{K_{H_i}^j}{\Delta z^2} + \frac{K_{H_{i+1}}^j - K_{H_i}^j}{\Delta z^2} \\ b_p &= \frac{1}{\Delta t} T_i^j + \frac{1}{\rho_{w_i}^j c_{p_i}^j} \frac{\partial q}{\partial z} \end{aligned} \quad (43)$$

Para a condição de contorno no fundo do lago, descrita pela equação (12):

$$\frac{T_N^{j+1} - T_P^{j+1}}{\Delta z} = 0 \quad (44)$$

cujos coeficientes são:

$$\begin{aligned} a_p &= 1 \\ a_s &= 0 \\ a_n &= 1 \\ b_p &= 0 \end{aligned} \quad (45)$$

A condição de contorno na superfície do reservatório é descrita pela equação (11) e discretizada:

$$T_P^{j+1} = \frac{q_n \Delta z}{\rho_{w_i}^j c_{p_i}^j K_{H_i}^j} + T_S^{j+1} \quad (46)$$

cujos coeficientes são:

$$\begin{aligned} a_p &= 1 \\ a_s &= 1 \\ a_n &= 0 \\ b_p &= \frac{q_n \Delta z}{\rho_{w_i}^j c_{p_i}^j K_{H_i}^j} \end{aligned} \quad (47)$$

3.2.3 Método de volumes finitos

Aplicando o método de volumes finitos implícito (conforme a FIGURA 12) na equação que descreve o transporte de calor:

$$\int_t^{t+\Delta t} \int_{z_s}^{z_n} \frac{\partial T}{\partial t} dz dt = \int_t^{t+\Delta t} \int_{z_s}^{z_n} \left(\frac{\partial}{\partial z} \left[K_H \frac{\partial T}{\partial z} \right] + \frac{1}{\rho_w c_p} \frac{\partial q}{\partial z} \right) dz dt \quad (48)$$

que, integrada, resulta em:

$$(T_p - T_p^0) \Delta z = \left[\left(K_H \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z_n} - \left(K_H \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z_s} + \frac{q}{\rho_w c_p} \Big|_{z_s}^{z_n} \right] \Delta t \quad (49)$$

na qual o sobrescrito 0 indica o tempo anterior. As aproximações para as derivadas são calculadas conforme:

$$\begin{aligned} K_H \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z_n} &= K_{H_n} \frac{T_N - T_P}{\Delta z} \\ K_H \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z_s} &= K_{H_s} \frac{T_P - T_S}{\Delta z} \end{aligned} \quad (50)$$

Aplicando os limites de integração e reescrevendo a equação na forma $a_p T_P =$

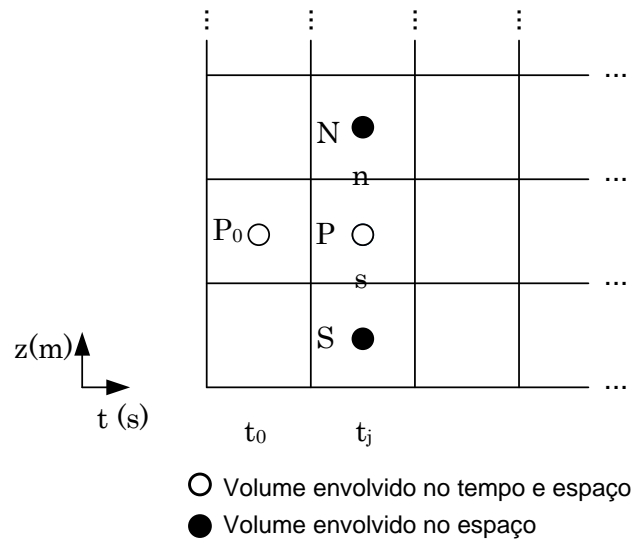


FIGURA 12: ESQUEMA DE VOLUMES FINITOS

$a_s T_S + a_n T_N + b_p$:

$$\left(\Delta z + K_{Hn} \frac{\Delta t}{\Delta z} + K_{Hs} \frac{\Delta t}{\Delta z} \right) T_P = \left(K_{Hn} \frac{\Delta t}{\Delta z} \right) T_N + \left(K_{Hs} \frac{\Delta t}{\Delta z} \right) T_S + \frac{\Delta t}{\rho_w c_p} (q_n - q_s) + T_P^0 \Delta z \quad (51)$$

cujos coeficientes e termo fonte são:

$$\begin{aligned} a_p &= \Delta z + K_{Hn} \frac{\Delta t}{\Delta z} + K_{Hs} \frac{\Delta t}{\Delta z} \\ a_s &= K_{Hs} \frac{\Delta t}{\Delta z} \\ a_n &= K_{Hn} \frac{\Delta t}{\Delta z} \\ b_p &= \frac{\Delta t}{\rho_w c_p} (q_n - q_s) + T_P^0 \Delta z. \end{aligned} \quad (52)$$

Para as condições de contorno são utilizadas as discretizações obtidas entre as equações (44) à (47).

3.2.4 Sistema de equações

O sistema de equações resultante da discretização das equações pelo método de diferenças finitas implícito e de volumes finitos implícito resulta em um sistema de equações tridiagonal. A matriz resultante é uma matriz de banda, caracterizada por ser quadrada e todos os elementos iguais a zero, com exceção da faixa centrada na diagonal principal. No caso de um sistema tridiagonal, a largura de faixa é igual a 3. Para resolver o sistema, foi utilizado o algoritmo de Thomas (TDMA), por ser eficiente e não envolver os elementos nulos fora da banda (CHAPRA; CANALE, 2008).

Considerando um sistema de equações tridiagonal que será resolvido utilizando o algoritmo de Thomas (VERSTEEG; MALALASEKERA, 1995):

$$\begin{aligned}
 \phi_1 &= C_1 \\
 -\beta_2\phi_1 + D_2\phi_2 - \alpha_2\phi_3 &= C_2 \\
 -\beta_3\phi_2 + D_3\phi_3 - \alpha_3\phi_4 &= C_3 \\
 &\dots \\
 -\beta_n\phi_{n-1} + D_n\phi_n - \alpha_n\phi_{n+1} &= C_n \\
 \phi_{n+1} &= C_{n+1}
 \end{aligned} \tag{53}$$

que, desconsiderando os valores de fronteira ϕ_1 e ϕ_{n+1} pode ser reescrita como:

$$\begin{aligned}
 \phi_2 &= \frac{\alpha_2}{D_2}\phi_3 + \frac{\beta_2}{D_2}\phi_1 + \frac{C_2}{D_2} \\
 \phi_3 &= \frac{\alpha_3}{D_3}\phi_4 + \frac{\beta_3}{D_3}\phi_2 + \frac{C_3}{D_3} \\
 &\dots \\
 \phi_n &= \frac{\alpha_n}{D_n}\phi_{n+1} + \frac{\beta_n}{D_n}\phi_{n-1} + \frac{C_n}{D_n}
 \end{aligned} \tag{54}$$

que pode ser resolvidas por substituições progressivas e regressivas. O procedimento consiste em substituir as incógnitas: por exemplo, na equação para ϕ_3 substitui-se ϕ_2 , resultando:

$$\phi_3 = \left(\frac{\alpha_3}{D_3 - \beta_3 A_2} \right) \phi_4 + \left(\frac{\beta_3 C'_2 + C_3}{D_3 - \beta_3 A_2} \right) \tag{55}$$

na qual $A_2 = \frac{\alpha_2}{D_2}$ e $C'_2 = \frac{\beta_2}{D_2}\phi_1 + \frac{C_2}{D_2}$. Adota-se este procedimento até o último conjunto de equações. A solução do sistema de equações é obtida por meio da substituição regressiva que tem como fórmula de recorrência:

$$\phi_j = A_j \phi_{j+1} + C'_j \tag{56}$$

na qual:

$$A_j = \frac{\alpha_j}{D_j - \beta_j A_{j-1}} \text{ e } C'_j = \frac{\beta_j C'_{j-1} + C_j}{D_j - \beta_j A_{j-1}}. \quad (57)$$

3.3 PROCESSOS ADICIONAIS AO MODELO

O modelo unidimensional de temperatura já apresentado não considera variações de nível do reservatório, vazões de entrada e saída. Nesta seção, é apresentada a equação diferencial parcial com a inclusão destes processos e a discretização com malha regular da equação.

A equação do transporte de calor considerando as entradas e saídas é:

$$A \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_H A \frac{\partial T}{\partial z} \right] + \frac{1}{\rho_w c_p} \frac{\partial Aq(z)}{\partial z} + \frac{Q_{in} AT_{in} - Q_{out} AT}{V} \quad (58)$$

na qual Q_{in} é a vazão de entrada (m^3s^{-1}), Q_{out} , a vazão de saída (m^3s^{-1}) e V é o volume (m^3).

Considerando a temperatura da água que entra no reservatório (e, portanto, a massa específica) o modelo identifica qual a camada possui a mesma massa específica da água que entra. Se a massa específica é menor do que na superfície, toda a água entra na superfície. Se for maior que a massa específica do fundo, toda a água entra no fundo. Caso contrário, o modelo verifica toda a coluna d'água até identificar o local em que a camada d'água tem massa específica similar e distribui a vazão, acima ou abaixo da profundidade de entrada. No caso das saídas, o mesmo procedimento descrito anteriormente é adotado. O modelo DYRESM também compara a massa específica da água que entra com as camadas do reservatório. No modelo DYRESM, para as saídas, o nível da saída é determinado e a água retirada de uma camada adjacente. Se o volume é maior que o da camada, a água é retirada das camadas acima (IMERITO, 2007).

Além da turbulência gerada pelo vento na superfície do reservatório, foi estudada a inclusão de um coeficiente de difusão turbulenta devido às vazões afluentes ao reservatório. Para isto, a difusão turbulenta vertical média do afluente foi estimada com base na equação (FISCHER *et al.*, 1979)

$$E = 0.067hu^*. \quad (59)$$

em que h é a profundidade do rio (m). Parte deste resultado foi transferido para a coluna d'água do reservatório.

3.3.1 Discretização do modelo numérico

Nesta seção, é apresentada a discretização do modelo matemático considerando entradas e saídas, discretizada com o método de volumes finitos. Aplicando o método de volumes finitos na equação que descreve o transporte de calor:

$$\int_t^{t+\Delta t} \int_{z_s}^{z_n} A \frac{\partial T}{\partial t} dz dt = \int_t^{t+\Delta t} \int_{z_s}^{z_n} \left(\frac{\partial}{\partial z} \left[AK_H \frac{\partial T}{\partial z} \right] + \frac{1}{\rho_w c_p} \frac{\partial Aq}{\partial z} \right) dz dt + \int_t^{t+\Delta t} \int_{z_s}^{z_n} \left(\frac{Q_{in} AT_{in} - Q_{out} AT}{V} \right) dz dt \quad (60)$$

na qual A é a área. Integrando a equação (60), resulta em:

$$A_P(T_p - T_p^0)\Delta z = \left[\left(AK_H \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z_n} - \left(AK_H \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z_s} + \frac{Aq}{\rho_w c_p} \Big|_{z_s}^{z_n} \right] \Delta t + \left[\left(\frac{Q_{in} AT_{in} - Q_{out} AT}{V} \right) \Delta z \right] \Delta t \quad (61)$$

na qual o sobrescrito 0 indica o tempo anterior e Δz constante. Aplicando os limites de integração e reescrevendo a equação na forma de um sistema tridiagonal:

$$\left(\Delta z A_p + K_{Hn} A_n \frac{\Delta t}{\Delta z} + K_{Hs} A_s \frac{\Delta t}{\Delta z} + \frac{Q_{out} A_p \Delta t \Delta z}{V} \right) T_P = \left(K_{Hn} A_n \frac{\Delta t}{\Delta z} \right) T_N + \left(K_{Hs} A_s \frac{\Delta t}{\Delta z} \right) T_S + \frac{A_p \Delta t}{\rho_w c_p} (q_n - q_s) + \frac{Q_{in} A_p T_{in} \Delta t \Delta z}{V} + T_P^0 A_p \Delta z \quad (62)$$

cujos coeficientes e termo fonte são:

$$\begin{aligned} a_p &= \Delta z A_p + K_{Hn} A_n \frac{\Delta t}{\Delta z} + K_{Hs} A_s \frac{\Delta t}{\Delta z} + \frac{Q_{out} A_p \Delta t \Delta z}{V} \\ a_s &= K_{Hs} A_s \frac{\Delta t}{\Delta z} \\ a_n &= K_{Hn} A_n \frac{\Delta t}{\Delta z} \\ b_p &= \frac{A_p \Delta t}{\rho_w c_p} (q_n - q_s) + \frac{Q_{in} A_p T_{in} \Delta t \Delta z}{V} + T_P^0 \Delta z A_p. \end{aligned} \quad (63)$$

3.4 IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO

O modelo numérico de evolução térmica e o pré-processamento dos dados foram implementados em linguagem de programação Fortran 95. Os dados de entrada do

modelo foram verificados à procura de falhas e, depois de identificadas, houve preenchimento (interpolação linear dos dados) com um programa desenvolvido em Fortran. Os códigos para visualização dos resultados foram implementados em MatLab®. A FIGURA 13 apresenta um fluxograma simplificado do modelo.

No modelo aplicado ao Estudo de Caso do Reservatório Vossoroca, o modelo unidimensional calculou os índices físicos conforme o fluxograma da FIGURA 13. No caso da aplicação para um reservatório tropical, no entanto, os índices físicos, com exceção de ΔT e o número de Froude, foram calculados usando o software Lake Analyzer, que é um código numérico desenvolvido em MatLab® com o apoio de ferramentas de visualização para determinar os índices de mistura e estratificação, que são fundamentais para os ciclos biogeoquímicos de lagos e reservatórios (READ, *et al.*, 2011). Esta ferramenta foi utilizada para calcular os índices físicos sem a utilização de ferramentas de visualização gráfica. A FIGURA 14 apresenta um fluxograma simplificado utilizado para gerar as visualizações dos resultados do modelo em MatLab®.

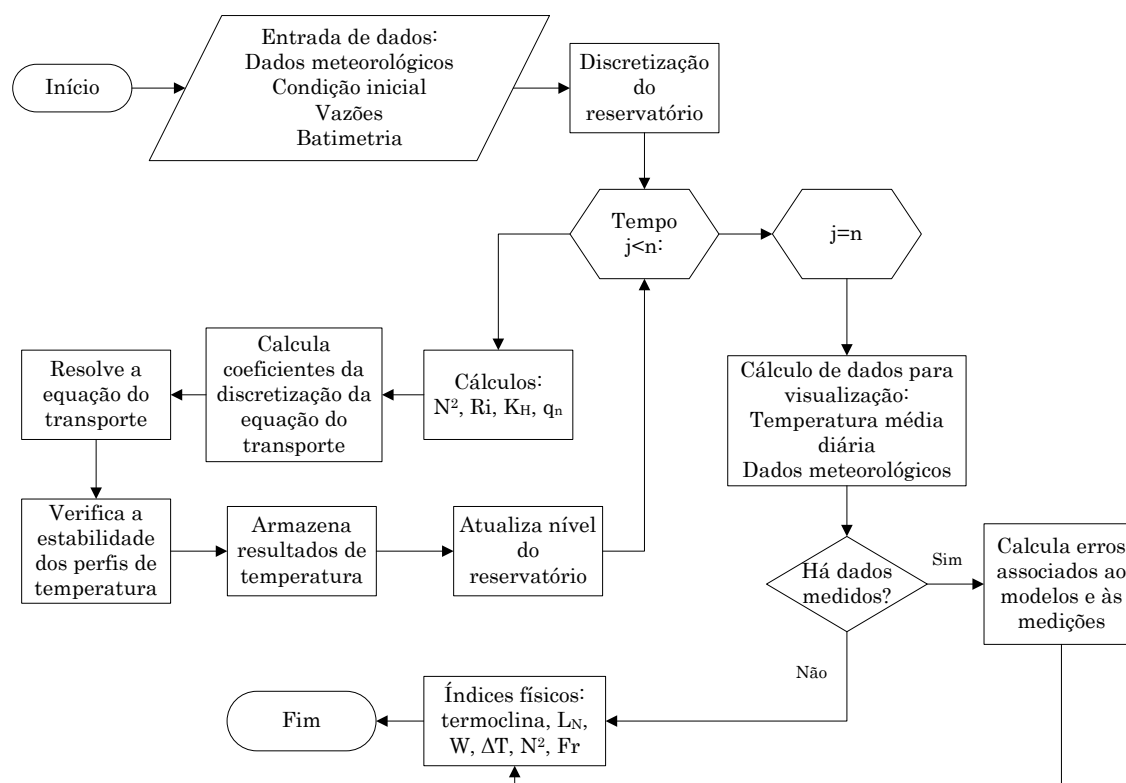


FIGURA 13: FLUXOGRAMA DO MODELO UNIDIMENSIONAL DE TEMPERATURA

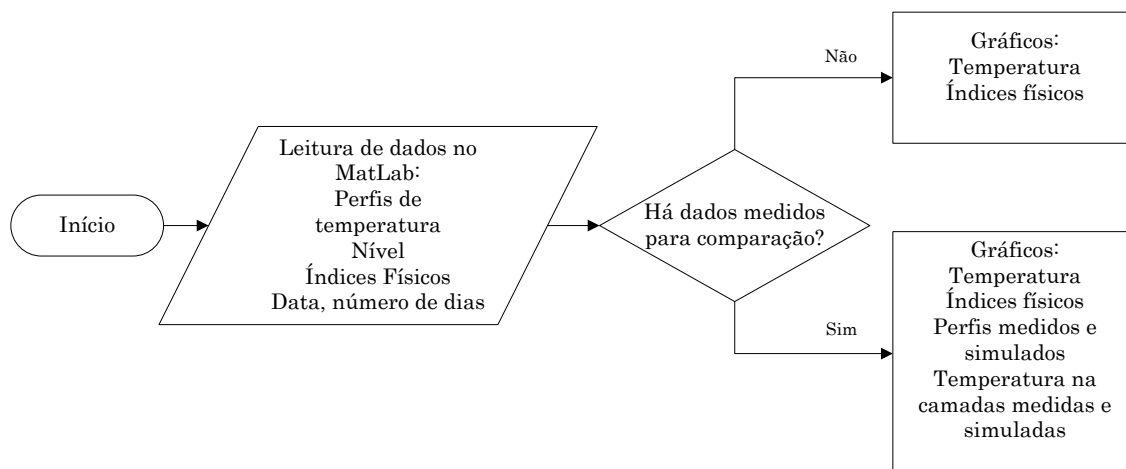


FIGURA 14: FLUXOGRAMA DAS VISUALIZAÇÕES GRÁFICAS DO MODELO DE TEMPERATURA

4 RESULTADOS

Nas próximas seções são apresentados os resultados do modelo unidimensional de temperatura. A seção 4.1 apresenta a Área de Estudo dos testes realizados com o modelo e a seção 4.2 explica a organização da apresentação dos resultados.

4.1 Área de estudo

O reservatório do Vossoroca (FIGURA 15) foi formado em 1949 pelo represamento do Rio São João, localizado em Tijucas do Sul – PR (cerca de 80 km de Curitiba). Conta com uma área alagada de 3,3 km², volume de 35,7 10⁶ m³, profundidade máxima de 17 m, profundidade média de 8 m e tempo de detenção de aproximadamente 117 dias (MANNICH *et al.*, 2011). O reservatório tem como função regularizar a vazão para a usina hidrelétrica de Chaminé, cuja capacidade é de 18 MW (COPEL, 1999).

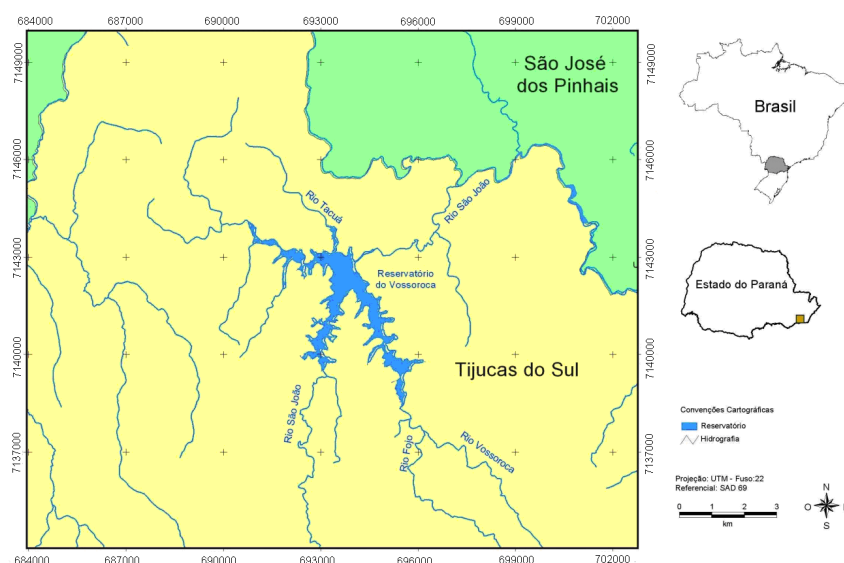


FIGURA 15: RESERVATÓRIO VOSSOROCA
 FONTE: FAVORETO *et al.* (2003)

A usina de Chaminé está situada na margem esquerda do Rio São João na divisa dos municípios de São José dos Pinhais e Tijucas do Sul, em uma área de preservação permanente da Serra do Mar (COPEL, 1999).

A região de estudo se localiza no primeiro planalto paranaense. O clima é classificado como subtropical úmido, cujas principais médias anuais são: nos meses quentes

inferiores a 22°C e nos meses frios, inferior a 18°C. Com relação à cobertura florestal há o predomínio da Floresta Umbrófila Densa Montana e Altomontana (típica da Floresta Atlântica) e ocorrência de Floresta com Araucária (COPEL, 1999).

Os dados necessários para este estudo foram coletados pela equipe da Universidade Federal do Paraná (UFPR) no Projeto GEE-Apine e são descritos por Mannich (2013).

A temperatura da coluna d'água foi medida pela instalação de uma plataforma flutuante no reservatório, com sete sensores para medição de temperatura, nas profundidades 1, 3, 5, 7, 9 e 11 m, medidas em relação à superfície e à 1 m do fundo (MANNICH, 2013). A resolução temporal foi definida em 15 min. A FIGURA 16 apresenta a temperatura da coluna d'água medida no período de 06/04/2012 à 27/02/2013. O reservatório apresenta características de lagos monomíticos, com circulação durante os meses de inverno. A distribuição de oxigênio dissolvido acompanha o perfil de temperatura, com períodos de anoxia durante o período estratificado (IAP, 2008).

Na FIGURA 16 observa-se que o reservatório apresentava temperaturas superficiais altas no mês Abril. Com a chegada do inverno, houve resfriamento da coluna d'água e, neste período (de Junho a Agosto), o reservatório está misturado. A partir deste período há o aquecimento das camadas superficiais e o reservatório estratifica. Em Janeiro, o nível do reservatório estava baixo e toda a coluna d'água apresentava altas temperaturas.

A estação meteorológica foi instalada nas margens do reservatório Vossoroca, com resolução temporal de 2 min (MANNICH, 2013). A FIGURA 18 apresenta os dados meteorológicos medidos: velocidade do vento, radiação solar, umidade relativa e temperatura do ar. Neste período, a velocidade média do ar corresponde a $1,08 \text{ ms}^{-1}$, a radiação solar média de $158,82 \text{ Wm}^{-2}$, a umidade relativa média de 89,19% e a temperatura do ar média de 16,98 °C. A FIGURA 17 mostra a plataforma flutuante utilizada para as medições de temperatura e a estação meteorológica no reservatório Vossoroca. Para mais informações sobre as medições consulte Mannich (2013).

4.2 ORGANIZAÇÃO DOS RESULTADOS DO MODELO

Foram realizadas várias aplicações do modelo com o objetivo de estudar a modelagem numérica e inclusão de processos no modelo. A estruturação dos resultados do modelo segue a seguinte ordem:

Modelo sem variações de nível, batimetria e entradas/saídas: Seções 4.3 e 4.4

1. Conservação da energia:

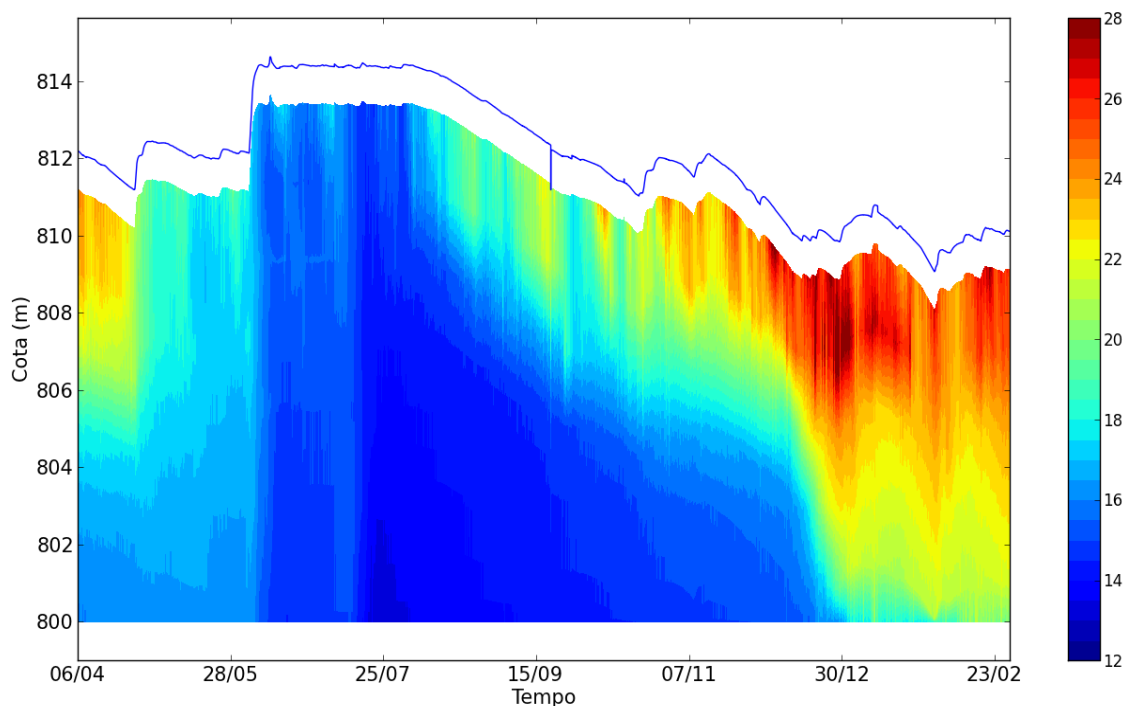


FIGURA 16: TEMPERATURA NO RESERVATÓRIO VOSSOROCA



FIGURA 17: A) PLATAFORMA FLUTUANTE, B) ESTAÇÃO METEOROLÓGICA NO RESERVATÓRIO VOSSOROCA

A discretização do modelo unidimensional de temperatura utilizando três esquemas numéricos (diferenças finitas explícito e implícito e de volumes finitos) apresentado na seção 4: Desenvolvimento do modelo matemático – teve como objetivo a análise de conservação da energia, considerando um modelo sem variações de nível, batimetria e entradas/saídas, para definir o esquema empregado no modelo.

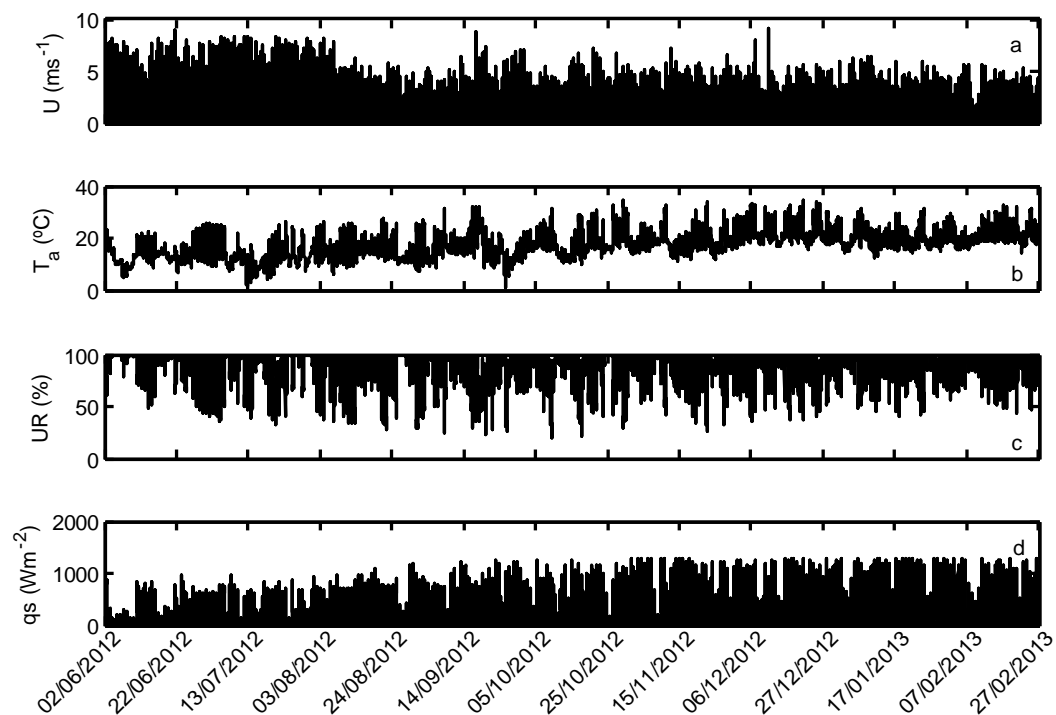


FIGURA 18: DADOS METEOROLÓGICOS NO RESERVATÓRIO VOSSOROCA.
 A) VELOCIDADE DO VENTO. B) TEMPERATURA DO AR. C) UMIDADE RELATIVA. D) RADIAÇÃO SOLAR.

2. Perfis de temperatura:

A análise de perfis de temperatura é realizada com o modelo numérico definido na seção de conservação de energia – método de volumes finitos. Foram desconsideradas variações de nível, batimetria e entradas/saídas e os resultados foram comparados com os dados medidos no reservatório Vossoroca.

Modelo com variações de nível, batimetria e entradas/saídas: Seção 4.5

1. Estudos genéricos do modelo:

Seção com o objetivo de verificar a importância de cada termo no equacionamento do modelo descrito na seção 5: Processos adicionais ao modelo – escalas do modelo, vazão, área e coeficiente de extinção.

2. Estudos genéricos do modelo: condição inicial

Avaliar a condição inicial imposta ao modelo de temperatura – são analisados os perfis estratificado e uniforme como condição inicial e o tempo de aquecimento do modelo.

Estudo de caso no Reservatório Vossoroca: Seção 4.6

É realizado um estudo de caso no reservatório Vossoroca, comparação de dados medidos no reservatório e análise de índices físicos.

Estudo de caso hipotético: região tropical e reservatório a fio d'água: Seção 4.7

É realizado um estudo de caso hipotético em um reservatório de região tropical e a fio d'água (Reservatório A), diferente do caso estudado no reservatório Vossoroca, e são analisados índices físicos.

A próxima seção tem como objetivo apresentar os resultados obtidos com o modelo sem variações de nível, batimetria e entradas/saídas e a análise dos esquemas numéricos.

4.3 CONSERVAÇÃO DA ENERGIA

A equação da difusão do calor foi discretizada com os seguintes métodos: diferenças finitas nos esquemas explícito e implícito e método dos volumes finitos no esquema totalmente implícito. Estas discretizações foram feitas para auxiliar na tomada de decisão de qual método utilizar para desenvolver o modelo unidimensional. O critério para a escolha do método foi o de conservação da energia.

Para a análise da conservação da energia, foram comparados os resultados da energia acumulada na coluna d'água e os fluxos de energia na superfície. Para que a energia seja conservada estes resultados devem ser próximos para cada intervalo de tempo. A energia na coluna d'água (E_j) foi calculada conforme:

$$E_j = \sum_{i=1}^m T(i, j) \rho_w(i, j) c_p(i, j) \Delta z \quad (64)$$

em que j indica tempo e i indica a posição, e a variação da energia foi calculada conforme

$$\Delta E = \frac{E_{j+1} - E_j}{\Delta t} \quad (65)$$

Para a análise dos três esquemas numéricos foram realizados testes com as mesmas condições (com exceção do critério de estabilidade que foi aplicado ao método de diferenças finitas no esquema explícito). Para comparação dos resultados, foi calculado um balanço de energia (BE), que representa a relação entre a energia da coluna d'água e os fluxos na interface água-ar. Para que energia seja conservada, espera-se que BE seja próximo à 1,0 – indicando que a energia transferida na interface é igual a energia na coluna d'água.

As FIGURAS 19, 20 e 21 apresentam os gráficos das relações entre a energia na coluna d'água e os fluxos na interface água-ar. São apresentados os resultados da energia para cada passo de tempo e da energia acumulada ao longo da simulação.

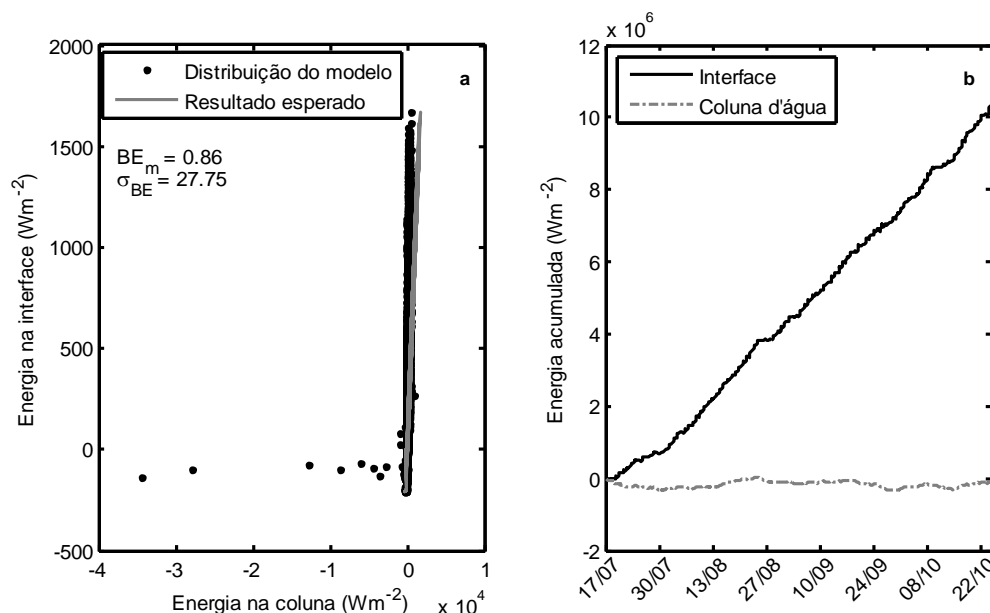


FIGURA 19: CONSERVAÇÃO DA ENERGIA – MÉTODO DE DIFERENÇAS FINITAS EXPLÍCITO. A) ENERGIA NA COLUNA D'ÁGUA E O FLUXO NA INTERFACE. B) ENERGIA ACUMULADA NA INTERFACE ÁGUA-AR E NA COLUNA D'ÁGUA.

Para o balanço de energia (BE), o resultado esperado é que a relação entre a energia na coluna d'água e o fluxo na interface seja próximo de 1,0. No entanto, de acordo com as FIGURAS 19.a e 20.a, o balanço de energia médio para os métodos de diferenças finitas explícito e implícito é 0,86 e 0,87, respectivamente, enquanto para o método de volumes finitos (FIGURA 21.a) é 0,99. Desta maneira, para os dois primeiros casos a energia acumulada na coluna d'água e na interface não são iguais – a energia não é conservada. No caso da discretização de volumes finitos, a energia acumulada na coluna d'água e na interface é próxima e a energia, neste caso, é conservada.

No caso da energia acumulada, observa-se que para o método de volumes finitos (FIGURA 21.b) a energia acumulada da interface e da coluna d'água são bastante próximas. No entanto, nos outros dois casos (FIGURAS 19.b e 20.b) a energia na coluna d'água não acompanha os fluxos de energia na interface. Dentre as causas para a não conservação da energia estão a discretização da equação do transporte e a parametrização para a fonte de calor na coluna d'água (apresentado a seguir).

De acordo com Ferziger *et al.* (2002), tendo em vista que as equações a serem resolvidas são leis de conservação, o esquema numérico deve, também, respeitar essas leis. Se o método de volumes finitos for utilizado nas equações de conservação, a conservação é garantida para cada volume de controle e para todo o domínio de solução

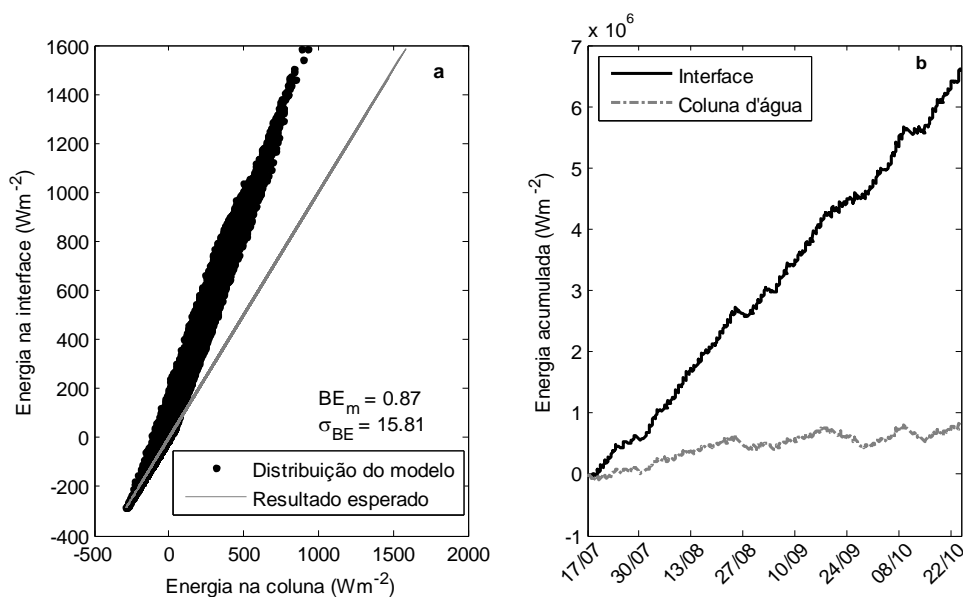


FIGURA 20: CONSERVAÇÃO DA ENERGIA – MÉTODO DE DIFERENÇAS FINITAS IMPLÍCITO. A) ENERGIA NA COLUNA D'ÁGUA E O FLUXO NA INTERFACE. B) ENERGIA ACUMULADA NA INTERFACE ÁGUA-AR E NA COLUNA D'ÁGUA.

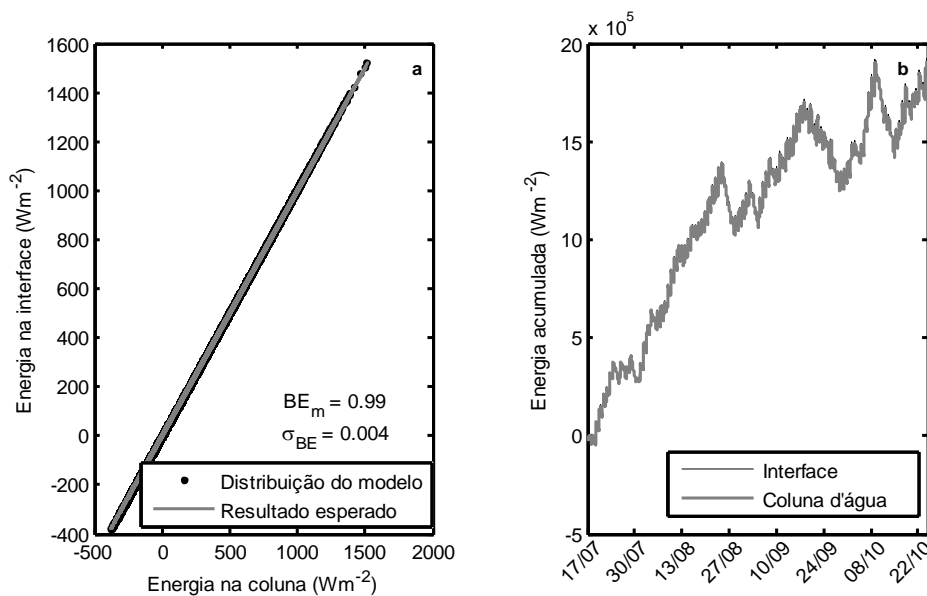


FIGURA 21: CONSERVAÇÃO DA ENERGIA – MÉTODO DE VOLUMES FINITOS. A) ENERGIA NA COLUNA D'ÁGUA E O FLUXO NA INTERFACE. B) ENERGIA ACUMULADA NA INTERFACE ÁGUA-AR E NA COLUNA D'ÁGUA.

(FERZIGER *et al.*, 2002). De acordo com Ferziger *et al.* (2002), outras discretizações podem ser conservativas se for tomado cuidado na escolha das aproximações. Es-

quem não conservativos podem produzir fontes e sumidouros artificiais de energia, mudando o balanço – no entanto, estes esquemas podem ser consistentes e estáveis e conduzir a soluções corretas em grades finas (FERZIGER *et al.*, 2002). O Anexo A apresenta um exemplo de discretização de cada caso (em que a energia é conservada e não conservada).

Tendo em vista os resultados apresentados, optou-se pelo método dos volumes finitos para o desenvolvimento do modelo proposto nesta pesquisa.

4.3.1 Coeficiente de extinção

Apesar de haver conservação da energia no exemplo apresentado, para o método de volumes finitos, Mannich (2013) fez uma análise da conservação de energia obtida pela integração da equação que representa a absorção da radiação solar na coluna d'água (equação 13). Como resultado, foi possível mostrar que, para um η constante (MANNICH, 2013):

$$\int_{z=0}^{z=H} -\frac{\partial q}{\partial z} dz = (1 - \beta)q_{sn}(1 - e^{-\eta H}). \quad (66)$$

No entanto, para que a energia seja conservada, o resultado da integral deveria ser $(1 - \beta)q_{sn}$. Desta maneira, quanto menor a quantidade $(1 - e^{-\eta H})$, maior o erro no balanço de energia.

A TABELA 3 apresenta alguns resultados do balanço de energia médio (BE_m), desvio padrão (σ_{BE}) e erro entre a energia da coluna d'água e interface água-ar para diferentes valores de η obtidos com o método de volumes finitos e considerando $H=17$ m.

TABELA 3: ERROS ASSOCIADOS AO BALANÇO DE ENERGIA NA COLUNA D'ÁGUA EM FUNÇÃO DE η

η (m^{-1})	BE_m	σ_{BE}	ERRO (%)
0,1	1,03	47,82	37,88
0,15	0,96	1,93	18,64
0,2	0,94	13,64	9,19
0,5	0,99	0,08	0,77
0,8	0,99	0,01	0,66
1,0	0,99	0,04	0,65

Dos resultados, nos casos em que η é baixo (água mais transparente), observa-se que o erro associado ao balanço de energia é alto, atingindo 37,88% de erro no balanço

para o caso de $\eta=0,1 \text{ m}^{-1}$. Por outro lado, quanto maior o coeficiente de extinção, menor o erro no balanço de energia – valores de $\eta > 0,5 \text{ m}^{-1}$ apresentam erro menor que 0,8%.

Mannich (2013) propõe algumas soluções para o problema o balanço de energia, com relação a equação que parametriza a absorção da radiação solar ao longo da coluna d'água. Neste trabalho, foi adotada a alternativa de distribuir a energia remanescente em toda a coluna d'água (que consiste em dividir a energia absorvida por cada volume de controle pela quantidade $(1 - e^{-\eta H})$).

4.4 PERFIS DE TEMPERATURA

Nesta seção, o modelo unidimensional de transporte de calor é aplicado com as seguintes características:

- Fonte de calor representada pela radiação solar;
- Nível do reservatório constante;
- Não são consideradas as entradas e saídas;
- Não é considerada a batimetria do reservatório.

Com relação ao esquema numérico, o passo de tempo corresponde aos dos dados meteorológicos (2 min) e o Δz utilizado foi de 0,5 m. Para o coeficiente de extinção, foi utilizado o valor de $\eta=1,0 \text{ m}^{-1}$.

Foram utilizados dados do reservatório Vossoroca para aplicação do modelo, conforme a FIGURA 18, entre os dias 17/07/2012 até 27/02/2013. A FIGURA 22 apresenta um gráfico de temperatura com informações espacial e temporal do comportamento do perfil de temperatura ao longo do período simulado e dos dados medidos em campo (e interpolados). Observa-se que o modelo reproduz adequadamente os primeiros eventos em que ocorre aquecimento da coluna d'água (até o início de dezembro). Em geral, os resultados obtidos para a temperatura próximo à superfície foram bons e as maiores diferenças na temperatura foram identificadas no fundo do reservatório e, principalmente, a partir de dezembro, período no qual houve forte aquecimento de toda a coluna d'água, mas que não foi reproduzida pelo modelo (apenas as variações superficiais foram reproduzidas). Este aquecimento pode estar associado à incidência de radiação solar (mais intensa durante o verão) e velocidades do vento relativamente mais baixas (FIGURA 18).

A FIGURA 23 apresenta as temperaturas medidas e simuladas nas profundidades em que foram realizadas as medições no reservatório e observa-se que os melhores

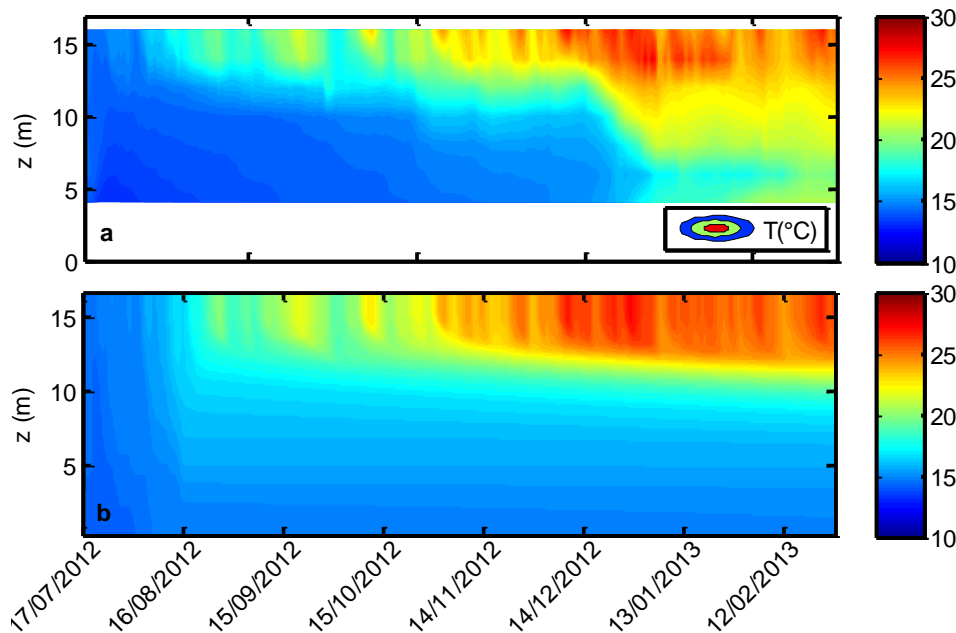


FIGURA 22: TEMPERATURA DA COLUNA D'ÁGUA
 A) MEDIÇÕES. B) RESULTADO DO MODELO DE TEMPERATURA COM NÍVEL CONSTANTE, SEM BATIMETRIA E SEM ENTRADAS/SAÍDAS.

resultados são obtidos próximo à superfície. A FIGURA 24 apresenta alguns perfis de temperatura do período simulado e medições realizadas no reservatório.

Foi calculada a diferença entre a temperatura da superfície do reservatório e do fundo ($\Delta T = T_{superfície} - T_{fundo}$), tanto simuladas pelo modelo quanto a diferença entre as medições, conforme a FIGURA 25. No início da simulação o modelo obtém diferença de temperatura menor do que a medida. Conforme já apresentado, até o início do período de dezembro o modelo segue as variações observadas nos dados de campo e, a partir de dezembro, o modelo calcula ΔT de aproximadamente 10°C .

Para o cálculo do erro associado à simulação numérica, foram calculados o erro absoluto (*Erro*), o erro médio (*EM*), o desvio padrão (σ) e o erro quadrático médio (*EMQ*), conforme:

$$Erro(t_j, z_i) = T_{sim}(t_j, z_i) - T_{obs}(t_j, z_i) \quad (67)$$

$$EM = \frac{1}{\sum_{j=1}^n m_j} \sum_{j=1}^n \sum_{i=1}^m Erro(t_j, z_i) \quad (68)$$

$$\sigma = \left(\frac{1}{\sum_{j=1}^n m_j - 1} \sum_{j=1}^n \sum_{i=1}^m (Erro(t_j, z_i) - EM)^2 \right)^{1/2} \quad (69)$$

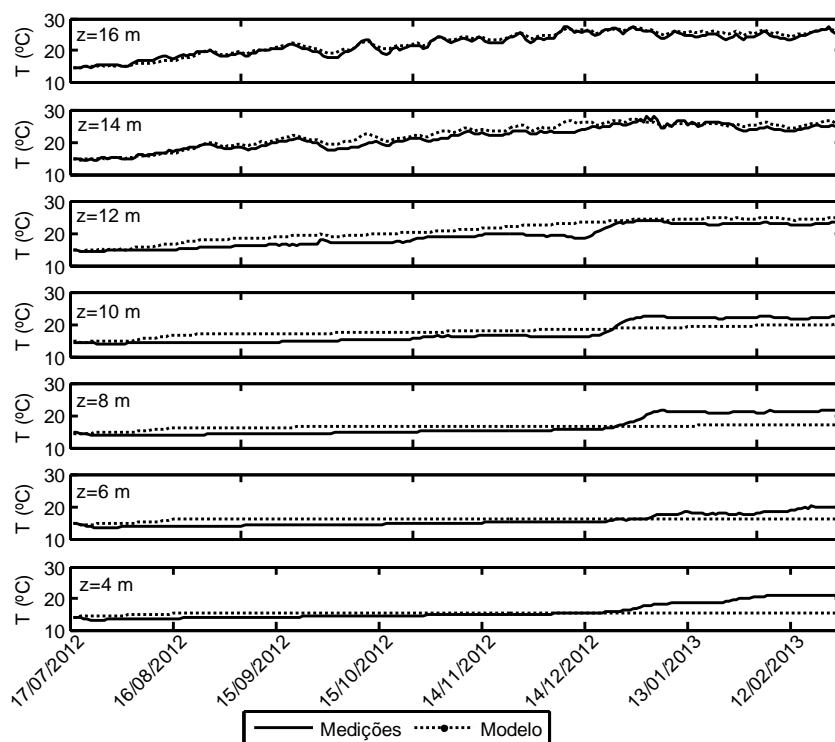


FIGURA 23: TEMPERATURAS MEDIDAS E SIMULADAS NAS ELEVAÇÕES INDICADAS

$$EMQ = \left(\frac{1}{\sum_{j=1}^n m_j} \sum_{j=1}^n \sum_{i=1}^m \text{Erro}(t_j, z_i)^2 \right)^{1/2} \quad (70)$$

nas quais t_j indica o tempo no passo j e z_i , a profundidade da camada, T_{sim} é a temperatura simulada e T_{obs} , a observada. A TABELA 4 apresenta os resultados obtidos para a simulação numérica dos cálculos estatísticos apresentados acima.

TABELA 4: CÁLCULOS ESTATÍSTICOS DE ERROS ASSOCIADOS À SIMULAÇÃO NUMÉRICA

PARÂMETRO ESTATÍSTICO	EM (°C)	σ (°C)	EMQ (°C)
VALOR	-0,23	1,90	1,91

O erro também foi calculado nas camadas em que os dados foram medidos. A TABELA 5 apresenta os resultados obtidos. Em geral, o erro médio foi pequeno nas camadas (cerca de $-0,23$ °C). O desvio padrão e o erro médio quadrático, no entanto, foram maiores nas camadas mais profundas (tanto o desvio padrão quanto o erro médio quadrático variando de $0,64$ à $0,99$ °C), devido principalmente ao aquecimento da coluna d'água a partir de dezembro que não foi reproduzida pelo modelo. Perroud *et al.* (2009) calculou os erros associados aos modelos que foram comparados, conforme

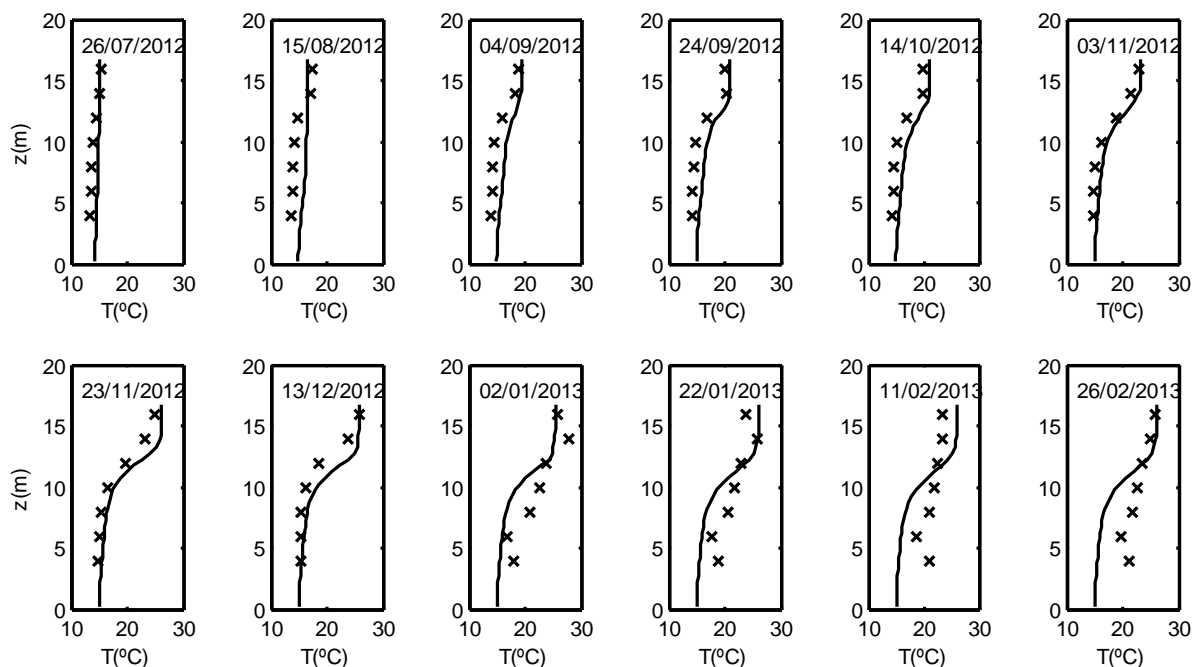


FIGURA 24: PERFIS DE TEMPERATURA
TEMPERATURA MEDIDA (x). TEMPERATURA SIMULADA (-).

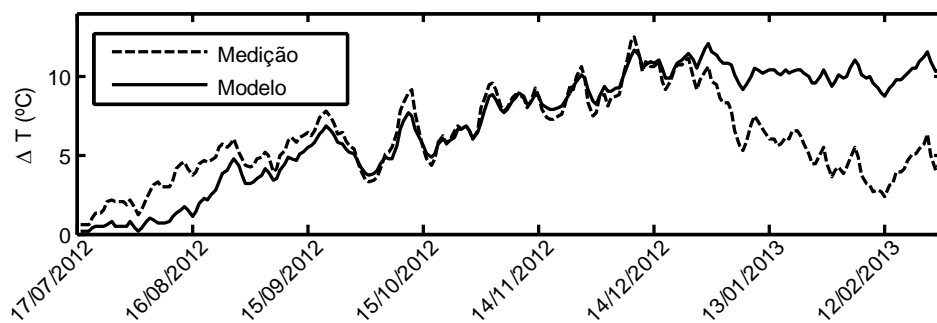


FIGURA 25: ΔT DO MODELO 1D SEM VARIAÇÃO DE NÍVEL, VAZÕES E BATIMETRIA

TABELA 5: CÁLCULOS ESTATÍSTICOS DE ERROS ASSOCIADOS À SIMULAÇÃO NUMÉRICA EM CADA CAMADA DO RESERVATÓRIO

z(m)	EM (°C)	σ (°C)	EMQ (°C)
16	0,06	0,28	0,29
14	0,10	0,38	0,41
12	0,16	0,51	0,55
10	0,0062	0,91	0,91
8	-0,033	0,99	0,99
6	0,034	0,64	0,64
4	-0,10	0,93	0,94

a FIGURA 5. No caso do modelo DYRESM, o erro médio durante os dez anos de simulação foi calculado em $0,5^{\circ}\text{C} \pm 1,2^{\circ}\text{C}$. No caso do modelo SIMSTRAT, o erro médio anual foi estimado em $-0,12^{\circ}\text{C} \pm 1,02^{\circ}\text{C}$.

A FIGURA 26 apresenta o erro absoluto em duas profundidades – na camada mais próxima à superfície o erro se manteve entre 2 e -2°C e no fundo chega a -4°C no final da simulação.

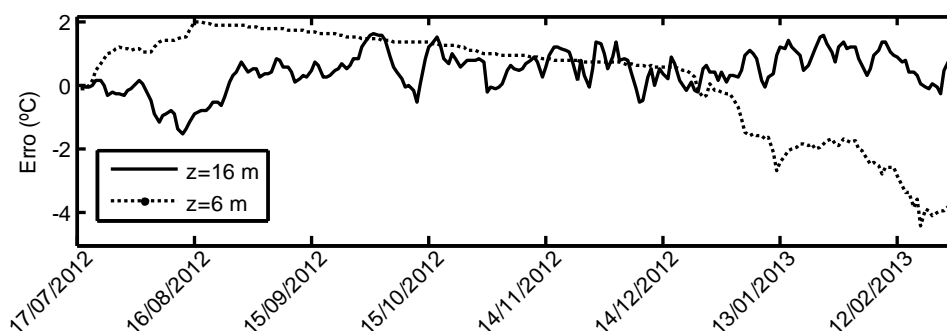


FIGURA 26: ERRO ABSOLUTO DA APLICAÇÃO DO MODELO

A TABELA 6 apresenta os erros obtidos variando o coeficiente de extinção, η , no modelo, que define como a radiação é absorvida ao longo da coluna d'água. Na simulação apresentada anteriormente, foi utilizado $\eta=1,0 \text{ m}^{-1}$, que apresentou menor erro quadrático médio.

TABELA 6: CÁLCULOS ESTATÍSTICOS DE ERROS PARA DIFERENTES COEFICIENTES DE EX-TINÇÃO

η (m^{-1})	EM ($^{\circ}C$)	σ ($^{\circ}C$)	EMQ ($^{\circ}C$)
0,1	2,30	2,89	3,70
0,5	1,51	2,04	2,54
1,0	-0,23	1,90	1,91
1,5	-0,25	2,08	2,10

4.5 ESTUDOS DE PROCESSOS DO MODELO

Esta seção dos resultados consiste da aplicação do modelo unidimensional considerando variações de nível, batimetria e entradas/saídas e estudos genéricos para mostrar a influência de alguns processos no resultado do modelo numérico. As FIGURAS 18, 27 e 28 apresentam os dados utilizados no modelo.

Com relação ao esquema numérico, o passo de tempo corresponde aos dos dados meteorológicos (2 min) e o Δz utilizado foi de 0,2 m.

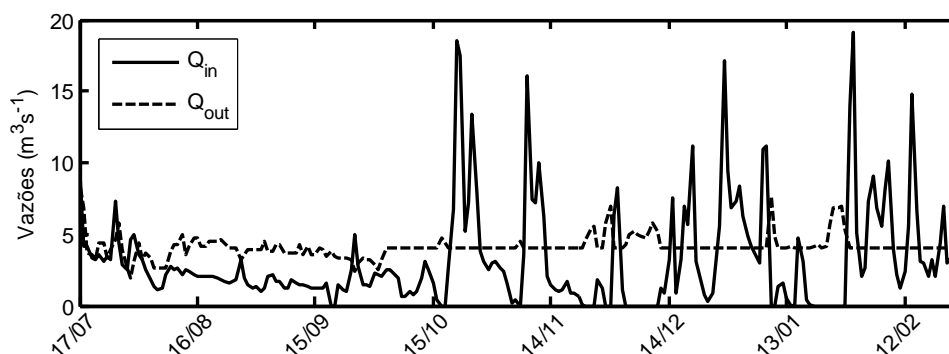


FIGURA 27: VAZÕES PARA OS ESTUDOS DE PROCESSOS

4.5.1 Escalas do modelo

Foi realizada uma análise da escala de cada termo no lado direito da equação (58) pela integração de cada termo da equação. A FIGURA 29 apresenta o resultado de escalas dos termos difusivo, de radiação solar e de vazão.

Da FIGURA 29 é possível observar que o termo de radiação solar tem a maior contribuição dos termos analisados e provoca o aquecimento da coluna d'água. O termo

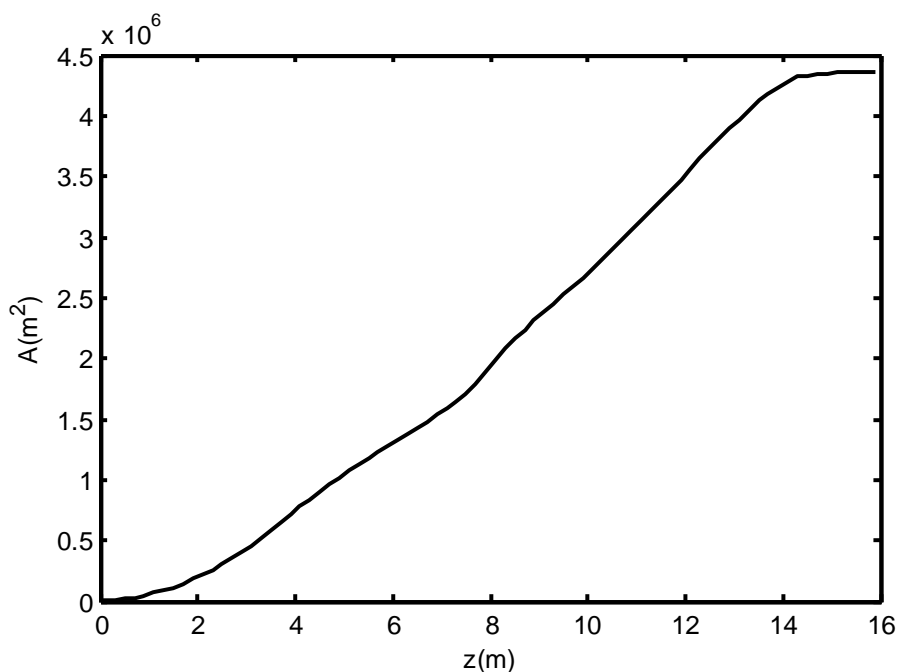


FIGURA 28: CURVA HIPSONÉTICA DE ÁREAS DE SUPERFÍCIE PARA OS ESTUDOS DE PROCESSOS

de difusão turbulenta retira energia da coluna d'água, provoca mistura e resfriamento da coluna d'água. O termo de vazão é o que apresenta menor contribuição dos termos analisados.

4.5.2 Vazão

Nesta aplicação do modelo foram consideradas vazões de entrada e saída no reservatório. Foram estudados dois casos – as vazões sendo distribuídas ao longo da coluna d'água, abaixo e acima da profundidade de densidade equivalente à de entrada. A temperatura da água que entra no reservatório foi considerada como igual à temperatura do ar.

A FIGURA 30 apresenta os resultados obtidos para os dois casos. Na simulação em que se distribui a vazão para baixo do ponto de entrada, ocorre aquecimento das camadas mais profundas, tendo em vista que a temperatura da água que entra é mais alta do que nesta região da coluna d'água. No caso da vazão distribuída acima do ponto de entrada, são observados maiores gradientes de temperatura do que no caso de se distribuir a vazão para baixo.

A diferença entre a temperatura superficial e a do fundo, ΔT , é apresentada na

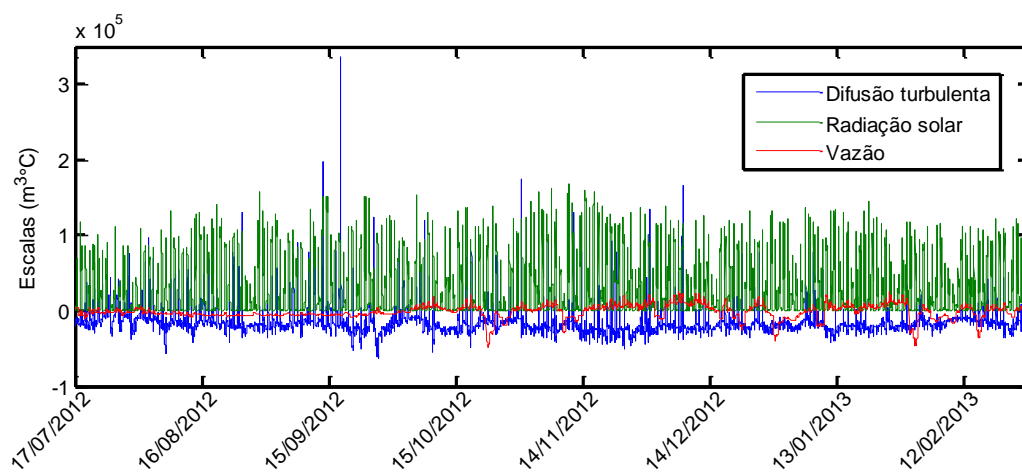


FIGURA 29: ESCALAS DO MODELO UNIDIMENSIONAL DE TEMPERATURA

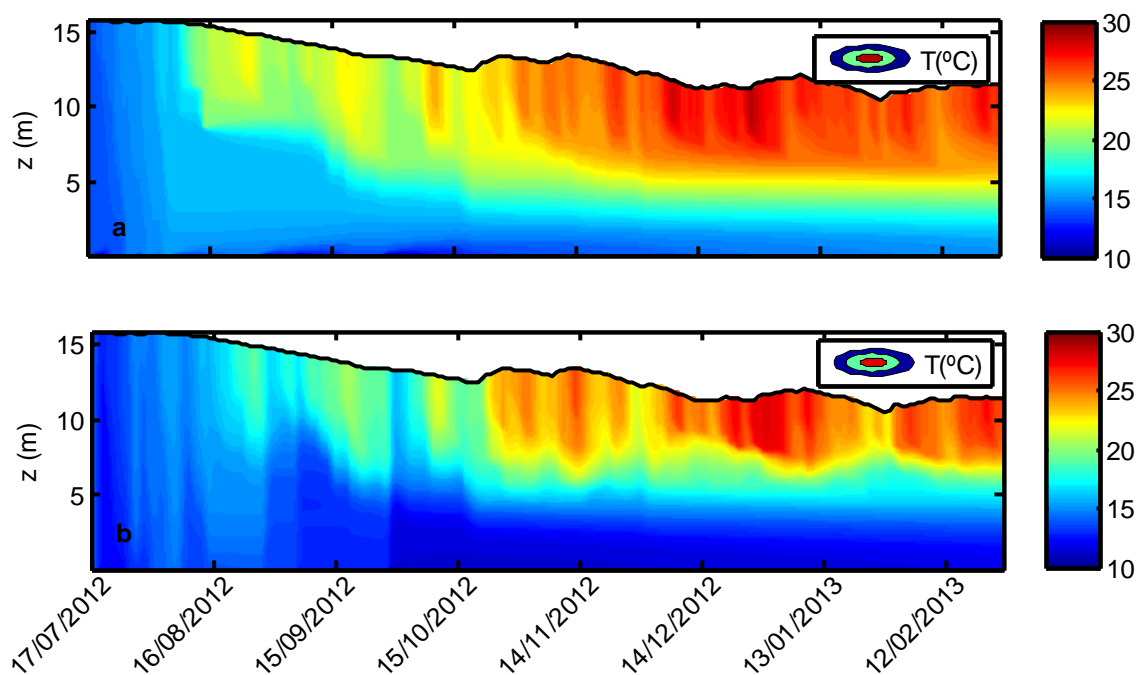


FIGURA 30: TEMPERATURA DA COLUNA D'ÁGUA COM VAZÕES DISTRIBUÍDAS
 A) VAZÃO DISTRIBUÍDA ABAIXO DA PROFUNDIDADE DE ENTRADA E B) VAZÃO DISTRIBUÍDA ACIMA DA PROFUNDIDADE DE ENTRADA.

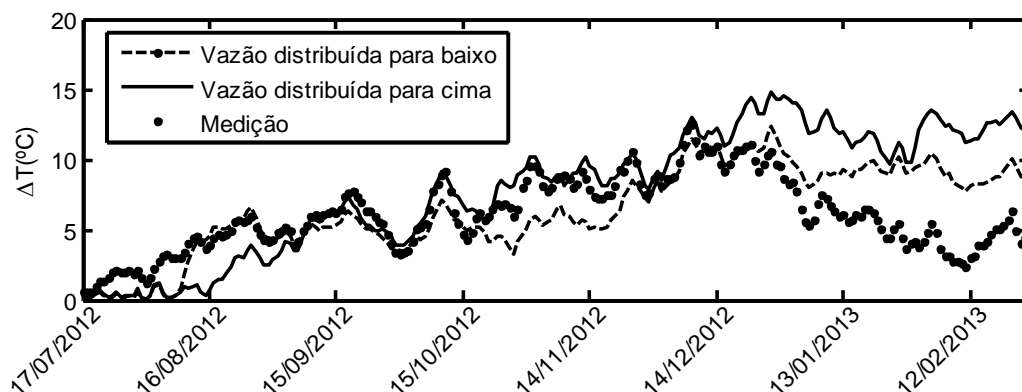


FIGURA 31: ΔT NA SIMULAÇÃO COM VAZÃO DISTRIBUÍDA

FIGURA 31, que é igual no início das simulações. O ΔT obtido com o modelo segue a mesma tendência dos dados medidos, com exceção do final do período simulado, em que o modelo apresenta gradientes maiores.

4.5.3 Área de isolinhas de nível

Nesta aplicação do modelo foram considerados os casos de área constante e área variando com a profundidade do reservatório. A FIGURA 32 apresenta os resultados. Na simulação com área variável ocorre maior aquecimento de toda a coluna d'água, devido ao fato de que a energia é distribuída em uma área menor, a medida que a profundidade do reservatório aumenta. O mesmo comportamento observado para ΔT no caso da vazão é visualizado no caso da área (FIGURA 33). No início, o ΔT das simulações é parecido, no entanto, ao final da simulação, com área constante são obtidos altos ΔT (até 10°C) e com área variável, devido ao aquecimento de toda a coluna d'água, ΔT está na faixa de 4 a 6°C.

4.5.4 Coeficiente de extinção – η

Nesta aplicação do modelo foram considerados os casos de coeficiente de extinção baixo (água mais transparente) e alto. A FIGURA 34 apresenta os resultados. Para coeficientes de extinção altos, a energia é atenuada mais rapidamente, causando maior aquecimento das camadas mais próximas à superfície enquanto que para o coeficiente de extinção mais baixo, o aquecimento devido à radiação atinge profundidades maiores.

A FIGURA 35 apresenta o ΔT calculado para esta simulação. Conforme é esperado, para o coeficiente de extinção $\eta=1,5 \text{ m}^{-1}$ são obtidos ΔT maiores, chegando a 10°C

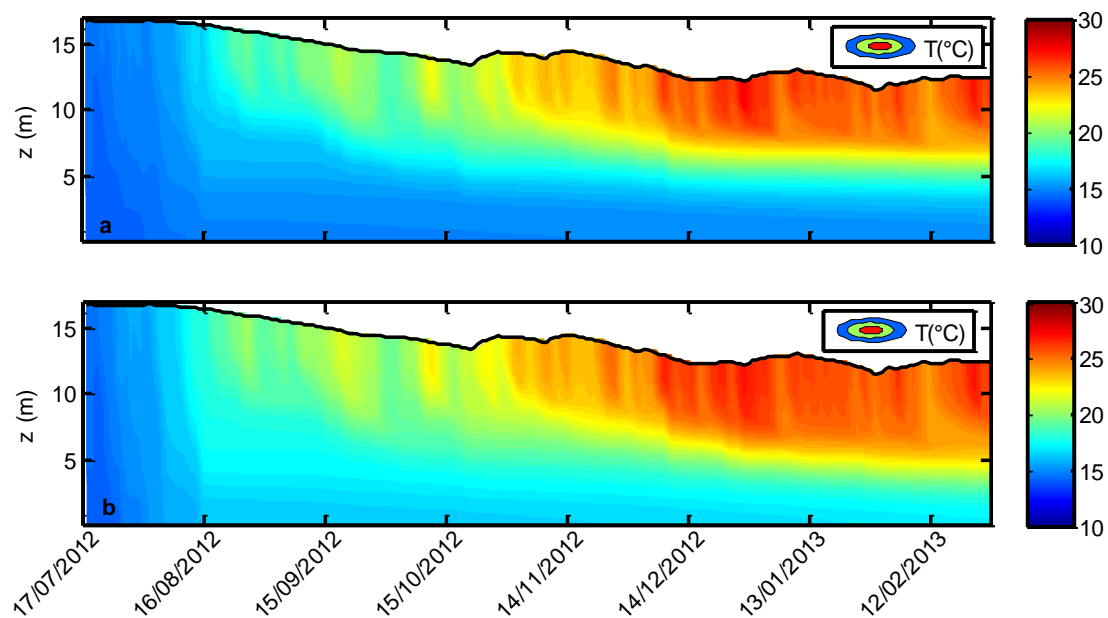


FIGURA 32: TEMPERATURA DA COLUNA D'ÁGUA VARIANDO A ÁREA
A) ÁREA CONSTANTE. B) ÁREA VARIANDO COM A PROFUNDIDADE.

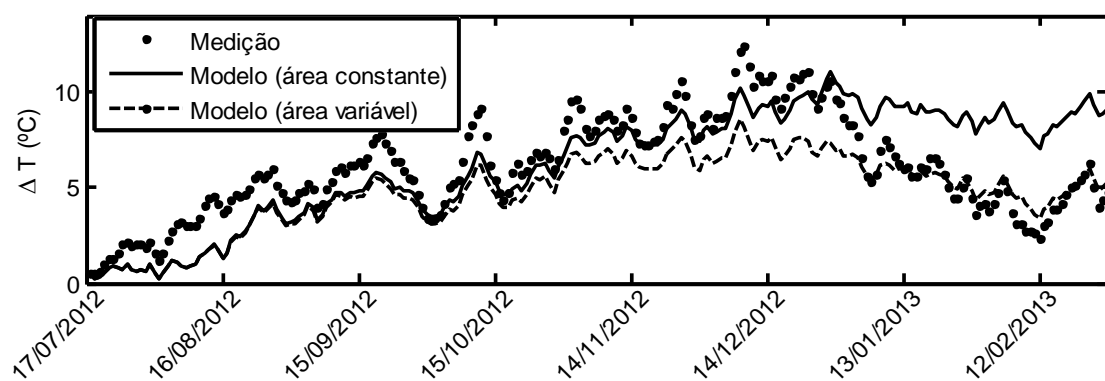


FIGURA 33: ΔT NA SIMULAÇÃO DE ÁREA CONSTANTE E VARIÁVEL

durante a simulação. No caso de $\eta=0,5 \text{ m}^{-1}$, o ΔT máximo durante a simulação se aproxima de 8°C .

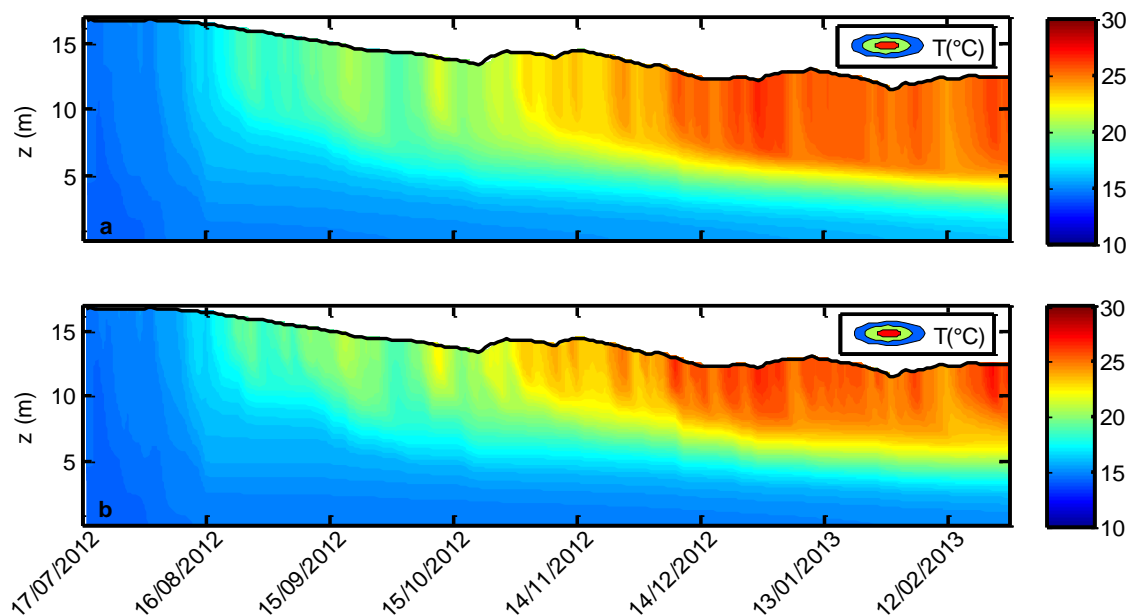


FIGURA 34: TEMPERATURA DA COLUNA D'ÁGUA VARIANDO O COEFICIENTE DE EXTINÇÃO
A) $\eta=0,5 \text{ m}^{-1}$. b) $\eta=1,5 \text{ m}^{-1}$.

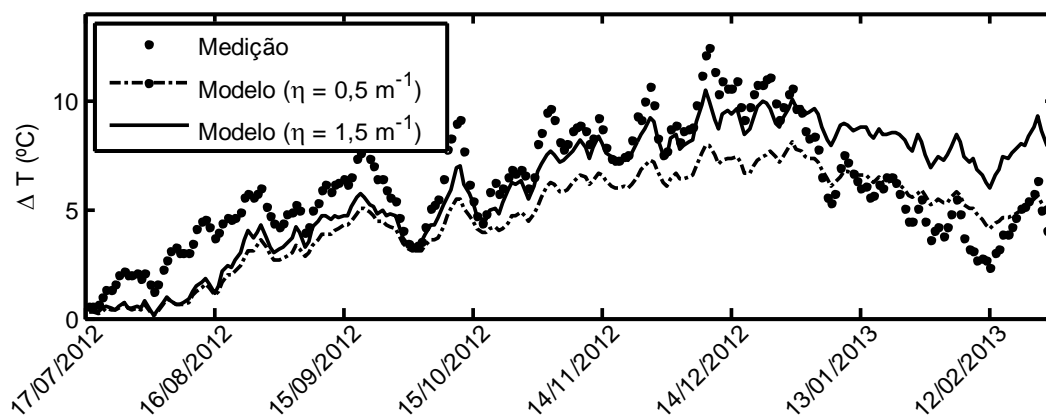


FIGURA 35: ΔT DA SIMULAÇÃO VARIANDO η

4.5.5 Área e vazão

Nesta aplicação do modelo foram consideradas as vazões (distribuída nas camadas, acima e abaixo da profundidade de entrada) e a batimetria do reservatório. A FIGURA

36 apresenta os resultados obtidos para este caso.

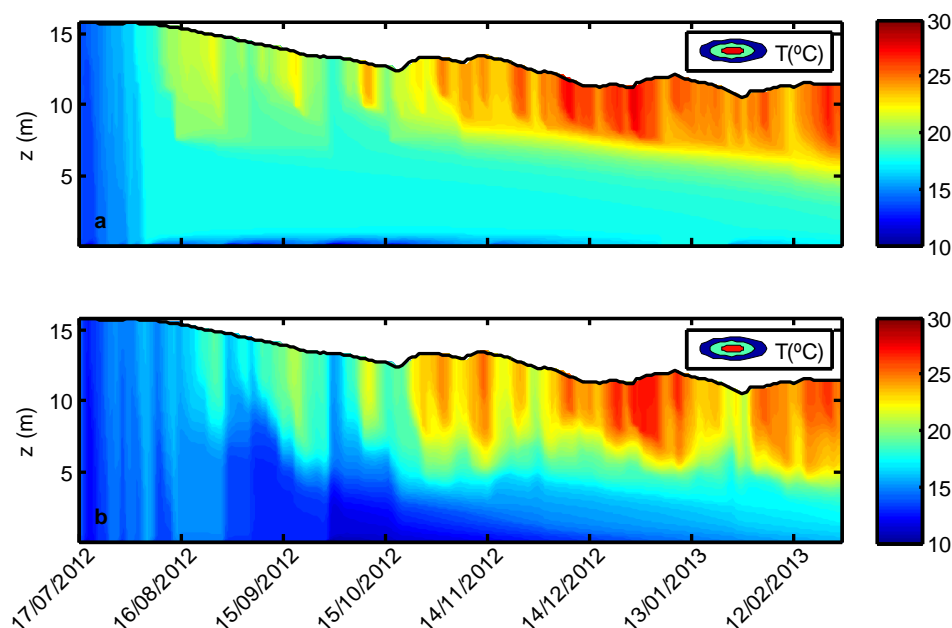


FIGURA 36: TEMPERATURA DA COLUNA D'ÁGUA CONSIDERANDO VAZÕES E BATIMETRIA
A) VAZÃO DISTRIBUÍDA PARA BAIXO E B) VAZÃO DISTRIBUÍDA PARA CIMA

No caso de se distribuir a vazão abaixo da profundidade de entrada, a coluna d'água é aquecida e os gradientes de temperatura são menores (FIGURA 37). Já no caso de se distribuir a vazão para cima, são esperados gradientes de temperatura maiores e não ocorre aquecimento de toda a coluna d'água. A FIGURA 37 apresenta a diferença entre as temperaturas superficial e do fundo.

4.5.6 Condição inicial

Para aplicação de modelos, como o de temperatura, são necessárias definições corretas de condições iniciais e de contorno. Neste caso, a condição inicial corresponde a um perfil de temperatura. Um problema que pode surgir da análise e determinação desta condição é a carência de dados – tanto por falta de medições ou por ser um estudo de situação projetada.

Esta seção tem como objetivo testar diferentes condições iniciais e avaliar o gradiente de temperatura entre os resultados do modelo nos casos: condição imposta pelas medições em campo (FIGURAS 36 e 37) e duas simulações avaliando diferentes condições iniciais (tanto com a coluna d'água com temperatura uniforme – condição inicial

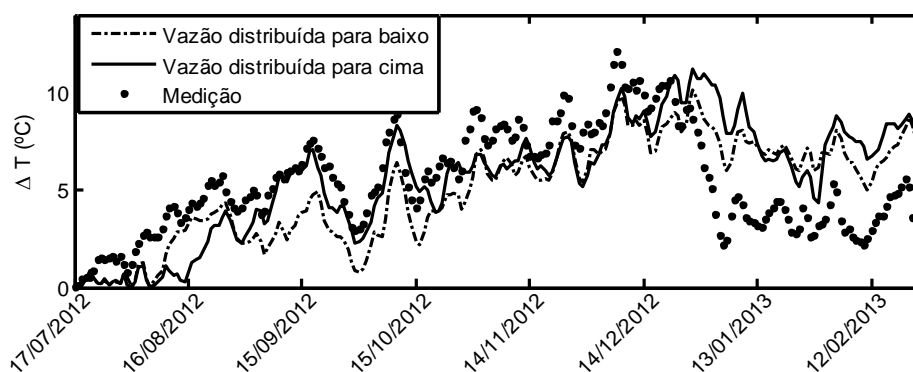


FIGURA 37: ΔT DA SIMULAÇÃO COM VAZÃO E ÁREA VARIÁVEL

1 (CI 1), quanto estratificada – condição inicial 2 (CI 2), mas diferentes das medições, mostradas na FIGURA 38).

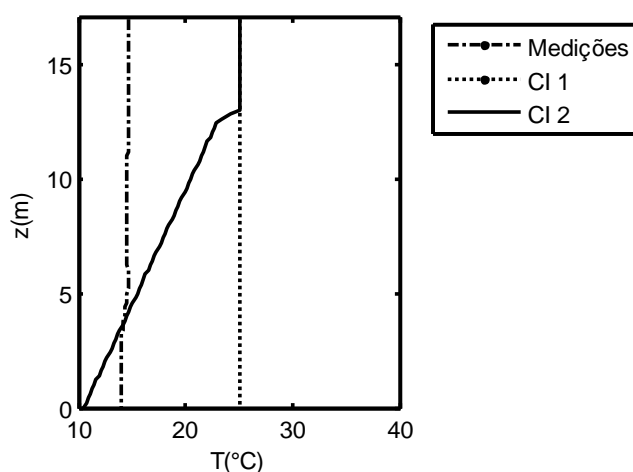


FIGURA 38: CONDIÇÕES INICIAIS PARA AVALIAÇÃO DO MODELO DE TEMPERATURA

A FIGURA 39 apresenta o resultado do modelo aplicando diferentes condições iniciais (no caso da condição de contorno medida, FIGURA 36a). Inicialmente são observados diferentes gradientes de temperatura, influenciados diretamente pela condição inicial. No entanto, com a evolução da simulação, é possível observar que as diferenças entre a temperatura superficial e do fundo (FIGURA 40) ficam muito próximas até o final da simulação, indicando que não há mais efeitos causados pela escolha da condição inicial. Após o 179ª dia de simulação (de 225 dias) não são observadas diferenças de ΔT superiores a $0,25^{\circ}\text{C}$ entre as simulações.

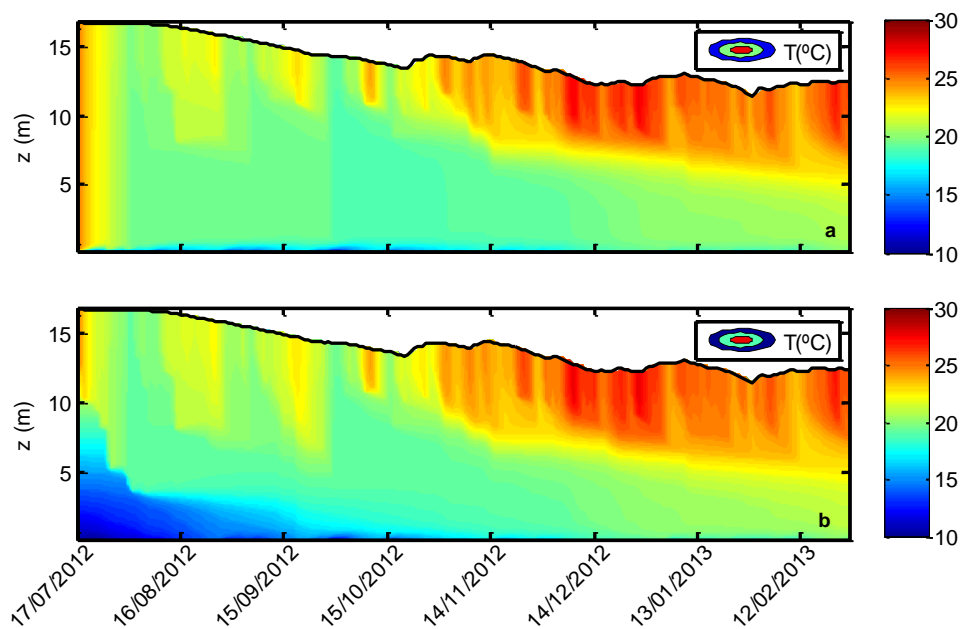


FIGURA 39: RESULTADO DO MODELO PARA DIFERENTES CONDIÇÕES INICIAIS
A) PERFIL UNIFORME, B) PERFIL ESTRATIFICADO.

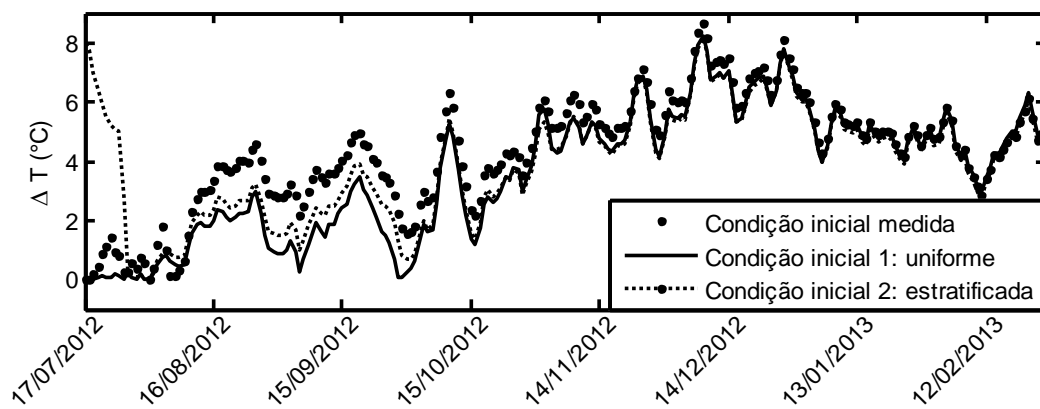


FIGURA 40: ΔT DO MODELO PARA DIFERENTES CONDIÇÕES INICIAIS

4.6 ESTUDO DE CASO – RESERVATÓRIO VOSSOROCA

O estudo de caso do modelo 1D de temperatura foi realizado com o reservatório Vossoroça. Na seção 9.1 são apresentados alguns índices físicos calculados com os dados medidos no reservatório, para caracterização da região de estudo. A seguir, na seção 9.2 é apresentada a modelagem do reservatório, cálculos de índices para os dados simulados e análise do erro entre as medições e o modelo.

4.6.1 Índices físicos – Resultados do Reservatório Vossoroça

Na literatura, alguns índices caracterizam a estratificação térmica em reservatórios em função de variáveis que influenciam o processo. Para a caracterização do reservatório do Vossoroça foram calculados o número do Lago, o número de Wedderburn e a Frequência de Empuxo.

O número de Wedderburn relaciona a força de empuxo e a força desestabilizadora do vento na superfície. No caso de $W \leq 1$, ocorre aumento da camada de mistura, devido à inclinação da termoclina na superfície. Se $W > 1$ há forte estratificação e a camada de mistura aprofunda lentamente (READ *et al.*, 2011). A FIGURA 41.a apresenta os resultados calculados no reservatório do Vossoroça. Em geral, verificou-se números de Wedderburn maiores que 1 com exceção do início do período estudado, em que são verificadas altas velocidades do vento e pequenas diferenças de temperatura na coluna d'água. No entanto, a partir do mês de agosto, com o aquecimento da camada superficial, aumento de gradientes de temperatura a baixas velocidades do vento resultaram em números de Wedderburn altos, correspondentes à forte estratificação.

O número do Lago é um índice que descreve os processos relevantes para a mistura em lagos induzido pela ação do vento. No caso de $L_N > 1$, a estratificação é forte e minimiza qualquer distúrbio produzido pelo vento na superfície e $L_N < 1$ indica estratificação fraca, com potencial para mistura (IMBERGER; PATTERSON, 1989). A FIGURA 41.a apresenta o número do Lago calculado para o reservatório do Vossoroça. Inicialmente, observam-se valores baixos indicando a estratificação como fraca e, portanto, facilitando a mistura da coluna d'água. Da mesma maneira que para o número de Wedderburn, os valores do número do Lago aumentam a partir de agosto, indicando forte estratificação da massa d'água e, com isso, inibição da mistura da coluna d'água.

A TABELA 7 apresenta uma estimativa do número de dias em que os números de Wedderburn e do Lago são maiores que 1, indicando que na maior parte do tempo o reservatório está estratificado, e algumas estimativas de diferenças de temperatura superficial e do fundo, calculados com base na FIGURA 16, para um total de 271 dias.

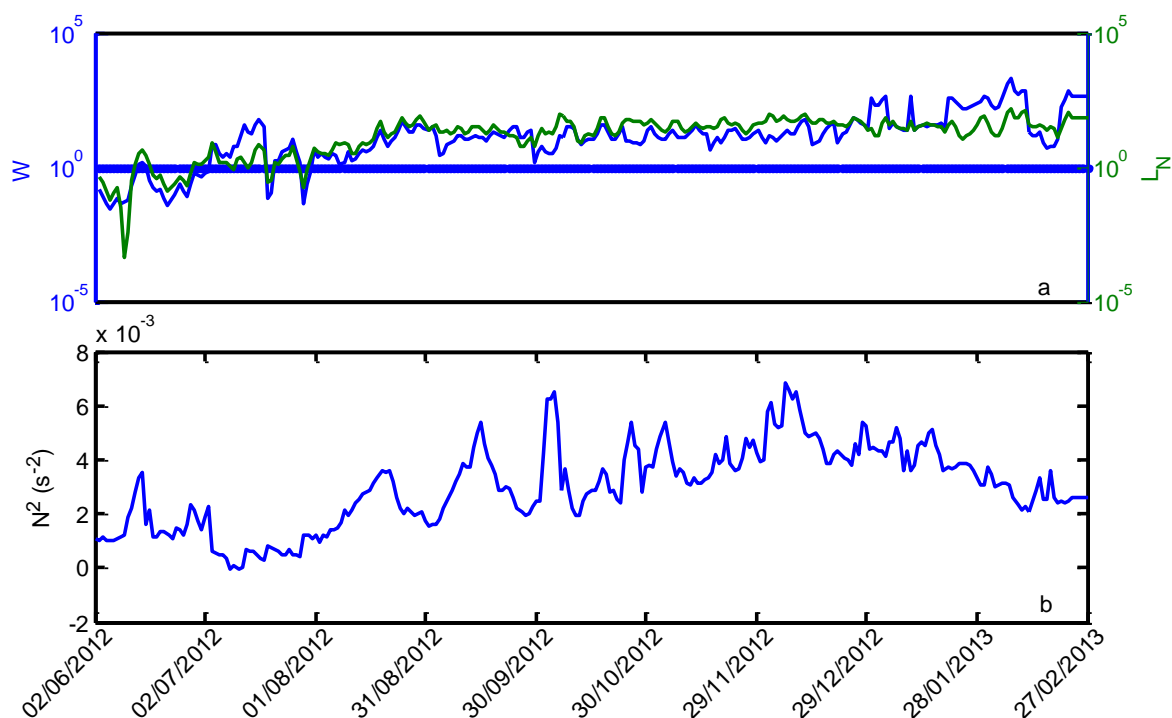


FIGURA 41: ÍNDICES FÍSICOS PARA O RESERVATÓRIO VOSSOROCA
 A) NÚMEROS DE WEDDERBURN E DO LAGO, B) FREQUÊNCIA DE BRUNT-VÄISÄLÄ

TABELA 7: NÚMERO DE DIAS QUE $\Delta T > 1, 2$ E 3°C , $W > 1$ E $L_N > 1$ PARA OS DADOS MEDIDOS NO RESERVATÓRIO VOSSOROCA

	RESULTADOS
$\Delta T > 1^\circ\text{C}$ (dias)	240
$\Delta T > 2^\circ\text{C}$ (dias)	216
$\Delta T > 3^\circ\text{C}$ (dias)	192
$W > 1$ (dias)	238
$L_N > 1$ (dias)	243

A frequência de Brunt-Väisälä quantifica a intensidade de estabilidade local de estratificação e é baseada no gradiente de densidade da coluna d'água. No reservatório do Vossoroca (FIGURA 41.b) foram verificados valores altos da frequência à medida que a estratificação térmica aumenta, conforme os gradientes de densidade aumentaram.

4.6.2 Modelagem do Reservatório Vossoroça

O estudo de caso foi realizado com o reservatório Vossoroça, no período de 02/06/2012 à 27/02/2013 (271 dias) pela disponibilidade de dados para validação dos resultados. Os dados de entrada do modelo estão mostrados na FIGURA 18 (velocidade do vento, radiação solar, umidade relativa e temperatura do ar) e 42 (vazões).

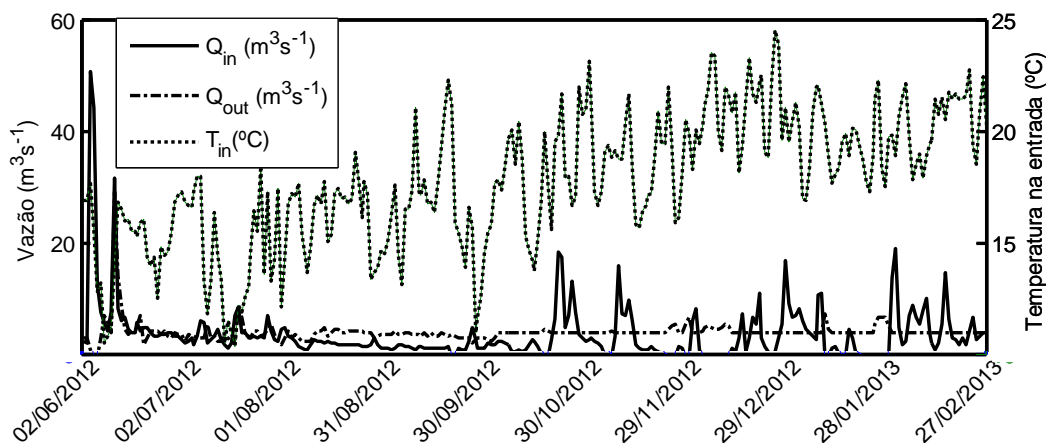


FIGURA 42: VAZÕES E TEMPERATURA NA ENTRADA PARA O ESTUDO DE CASO DO RESERVATÓRIO VOSSOROÇA

Não há dados medidos de temperatura da água que entra no reservatório. Desta maneira, foi utilizada a equação do modelo SWAT que relaciona a temperatura do ar e a temperatura da água (T_{in}) que entra no reservatório, de acordo com (NEITSCH *et al.*, 2009)

$$T_{in} = 5 + 0,75\bar{T}_a \quad (71)$$

na qual T_{in} é a temperatura da água (°C) que entra no reservatório e \bar{T}_a é a temperatura média diária do ar (°C). A FIGURA 42 apresenta a temperatura da água que entra no reservatório com base nos dados meteorológicos da FIGURA 18.

A condição inicial do modelo foi tomada pelas medições do reservatório e está apresentada na FIGURA 43 e a FIGURA 28 apresenta a curva hipsométrica de áreas de superfície do Reservatório Vossoroça. A TABELA 8 apresenta a grade usada na modelagem da temperatura do reservatório.

Neste estudo de caso foi analisada a inclusão de um termo de turbulência relacionado à vazão de entrada no reservatório. Para isso, foi calculado o coeficiente de difusão turbulenta na vertical para um rio e 1% do valor estimado para o rio foi considerado no modelo unidimensional de temperatura, apenas nos períodos em que o nível baixou mais do que 4 m, e que há forte aquecimento da coluna d'água do reservatório.

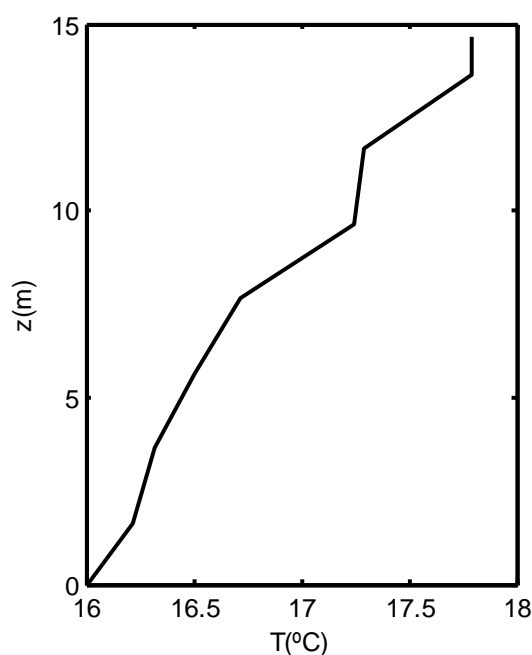


FIGURA 43: CONDIÇÃO INICIAL PARA O ESTUDO DE CASO DO RESERVATÓRIO VOSSOROÇA

TABELA 8: DISCRETIZAÇÃO PARA O RESERVATÓRIO VOSSOROÇA

PARÂMETRO	VALOR
Profundidade máxima (m)	17
Δz (m)	0,2
Número de células máximo	87
Período de simulação (dias)	271
Δt (s)	120
Número de passos no tempo	195120

rio. O aumento de difusão turbulenta devido à vazão foi calculado de acordo com a equação 59 (FISCHER *et al.*, 1979).

A FIGURA 44 apresenta os resultados da modelagem de temperatura para o reservatório Vossoroça. Inicialmente, o reservatório está bem misturado e, a partir do final do mês de agosto as camadas mais próximas à superfície sofrem aquecimento e os gradientes de temperatura aumentam. A FIGURA 45 apresenta as diferenças entre a temperatura superficial e do fundo. O modelo apresenta o mesmo comportamento dos dados medidos, no entanto, estima diferenças de temperaturas menores que o esperado. A TABELA 9 apresenta algumas estimativas de diferenças de temperatura do

modelo – em 128 dias são esperadas diferenças de mais de 3°C. Na FIGURA 46 é apresentada a Frequência de Brünt-Väisälä calculada pelo modelo. Com o aumento da temperatura na superfície a partir do mês de agosto é possível observar um aumento da estabilidade da coluna d'água.

A FIGURA 47 apresenta alguns perfis medidos e modelados (médias diárias) e a FIGURA 48 apresenta a temperatura em diferentes camadas do reservatório. Para a análise dos resultados do modelo foi calculado o fator de coerência, de acordo com a equação

$$F_c = 1 - \frac{|T_{obs} - T_{sim}|}{T_{obs(RMS)}} \quad (72)$$

na qual T_{obs} é a temperatura medida no reservatório, T_{sim} é a temperatura simulada pelo modelo, $T_{obs(RMS)}$ é a raiz da média dos quadrados de T_{obs} e F_c é o fator de coerência do modelo, $F_c=1$ indica que o modelo reproduz os resultados medidos no reservatório.

De acordo com a TABELA 10, o fator de coerência do modelo foi de 0,98 e nas camadas variou de 0,92 a 0,96 (TABELA 11). O coeficiente de extinção, η , foi escolhido de maneira que fosse obtido o menor erro quadrático médio. Nesta simulação, $\eta=1,0 \text{ m}^{-1}$ e o erro quadrático médio foi de 1,45°C.

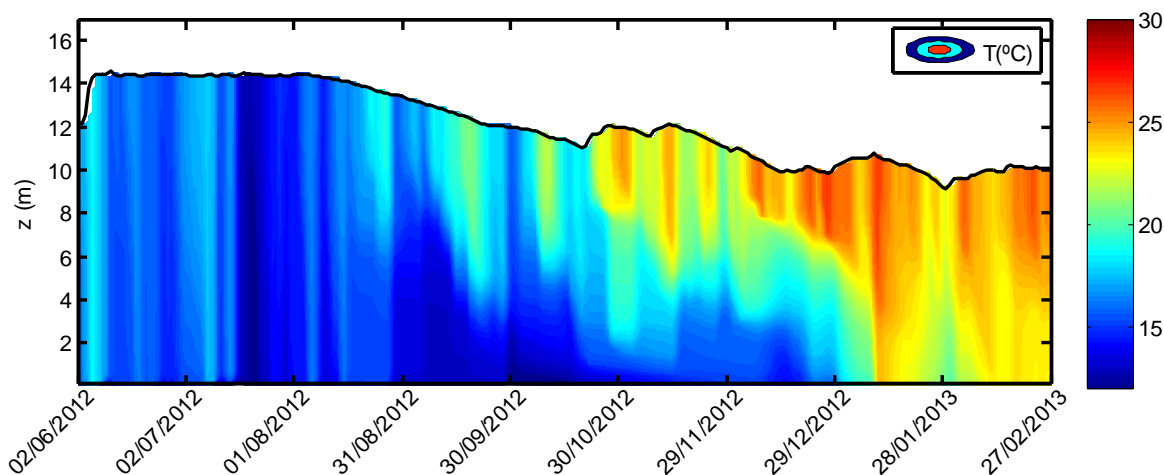


FIGURA 44: TEMPERATURA DA COLUNA D'ÁGUA MODELADA PARA O RESERVATÓRIO VOSSOROCA

Para o cálculo da profundidade da termoclina foi utilizada a definição de RTR (resistência térmica relativa) descrita na seção 2.2. A FIGURA 49 apresenta os resultados de RTR para alguns perfis de temperatura e a FIGURA 50 apresenta os resultados da profundidade da termoclina para o reservatório do Vossoroca. A profundidade da termoclina foi definida como o ponto em que RTR é máximo.

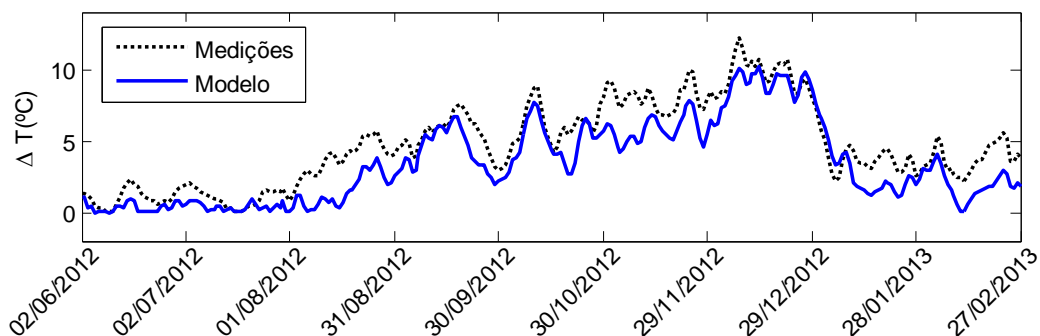
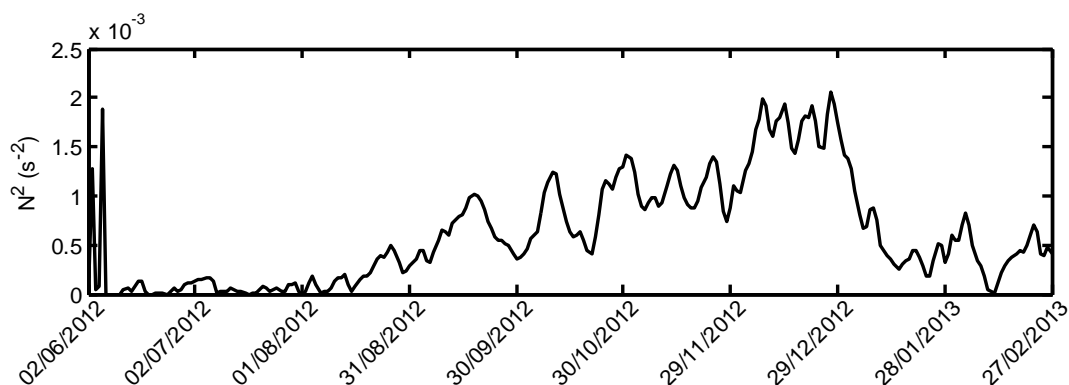
FIGURA 45: ΔT MODELADO PARA O RESERVATÓRIO VOSSOROCA

FIGURA 46: FREQUÊNCIA DE BRÜNT-VÄISÄLÄ PARA O RESERVATÓRIO VOSSOROCA

TABELA 9: NÚMERO DE DIAS QUE $\Delta T > 1, 2$ E 3°C , $W > 1$ E $L_N > 1$ PARA O RESERVATÓRIO VOSSOROCA

	RESERVATÓRIO VOSSOROCA
$\Delta T > 1^\circ\text{C}$ (dias)	195
$\Delta T > 2^\circ\text{C}$ (dias)	158
$\Delta T > 3^\circ\text{C}$ (dias)	128
$W > 1$ (dias)	167
$L_N > 1$ (dias)	252

O número de Wedderburn e do Lago para o reservatório do Vossoroca são apresentados na FIGURA 51. A TABELA 9 apresenta o número de dias em que estes índices tem valor maior que 1. O número de Wedderburn mostra que, inicialmente são observados gradientes de temperatura baixos associados à altas velocidades do vento e, portanto, valores em geral menores que 1, indicando aprofundamento da termoclina.

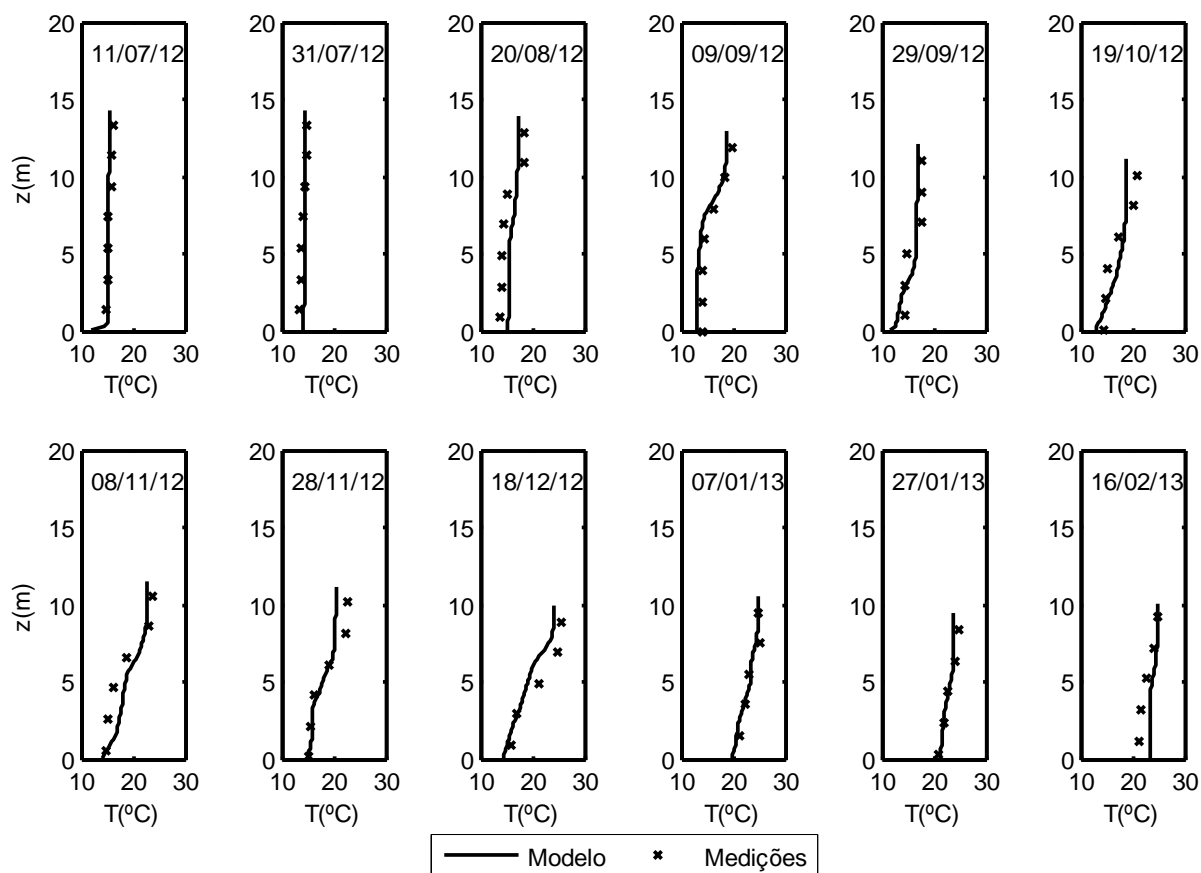


FIGURA 47: PERFIS DE TEMPERATURA MEDIDOS E MODELADOS DO RESERVATÓRIO VOS-SOROCA

TABELA 10: FATOR DE COERÊNCIA ASSOCIADO À SIMULAÇÃO NUMÉRICA PARA O RESERVA-TÓRIO VOSSOROCA

PARÂMETRO ESTATÍSTICO	FATOR DE COERÊNCIA (F_c)
Valor	0,98

A partir de agosto, com o aumento dos gradientes de temperatura, observa-se $W > 1$, indicando forte estratificação da coluna d'água. De acordo com a TABELA 9, em 167 dias $W > 1$. O número do Lago indica o potencial de mistura no reservatório. De acordo com a TABELA 9 em 252 dias $L_N > 1$, indicando que a estratificação é forte e não deve ocorrer mistura pelo vento no reservatório.

O número de Froude das vazões de entrada e saída são apresentados na FIGURA 52. Na entrada, na maior parte do tempo, a água que entra é mais densa que a água

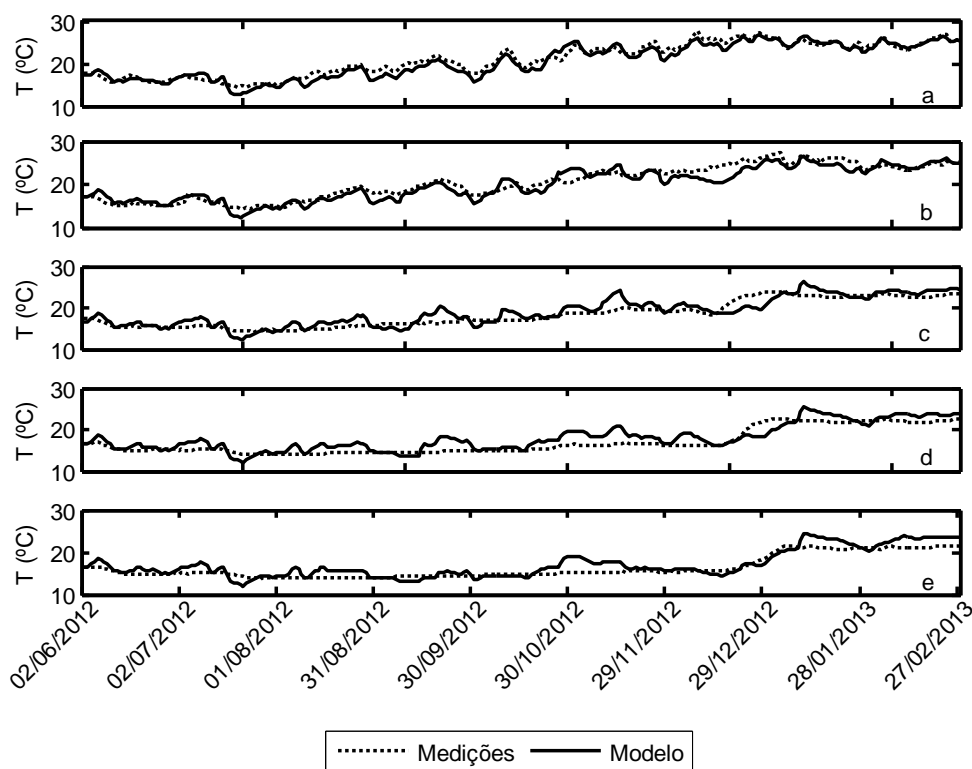


FIGURA 48: TEMPERATURA NAS CAMADAS DO RESERVATÓRIO VOSSOROCA NAS PROFUNDIDADES (A PARTIR DA SUPERFÍCIE) A) 1 M, B) 3 M, C) 5 M D) 7 M E E) 9 M.

TABELA 11: FATOR DE COERÊNCIA ASSOCIADO À SIMULAÇÃO NUMÉRICA EM CADA CAMADA PARA O RESERVATÓRIO VOSSOROCA

z(m)	FATOR DE COERÊNCIA (F_c)
1	0,96
3	0,95
5	0,93
7	0,92
9	0,93

do reservatório. Na saída, o número de Froude é a maior parte do tempo (algumas exceções são verificadas no gráfico) menor do que 1, indicando que a vazão não afeta a coluna d'água.

Dos índices estudados e calculados, o número do Lago é o que mais se aproxima nas estimativas modelo/medições. Este é um índice importante para verificar a possibilidade de mistura do reservatório. Além disso, é um índice que considera a batimetria

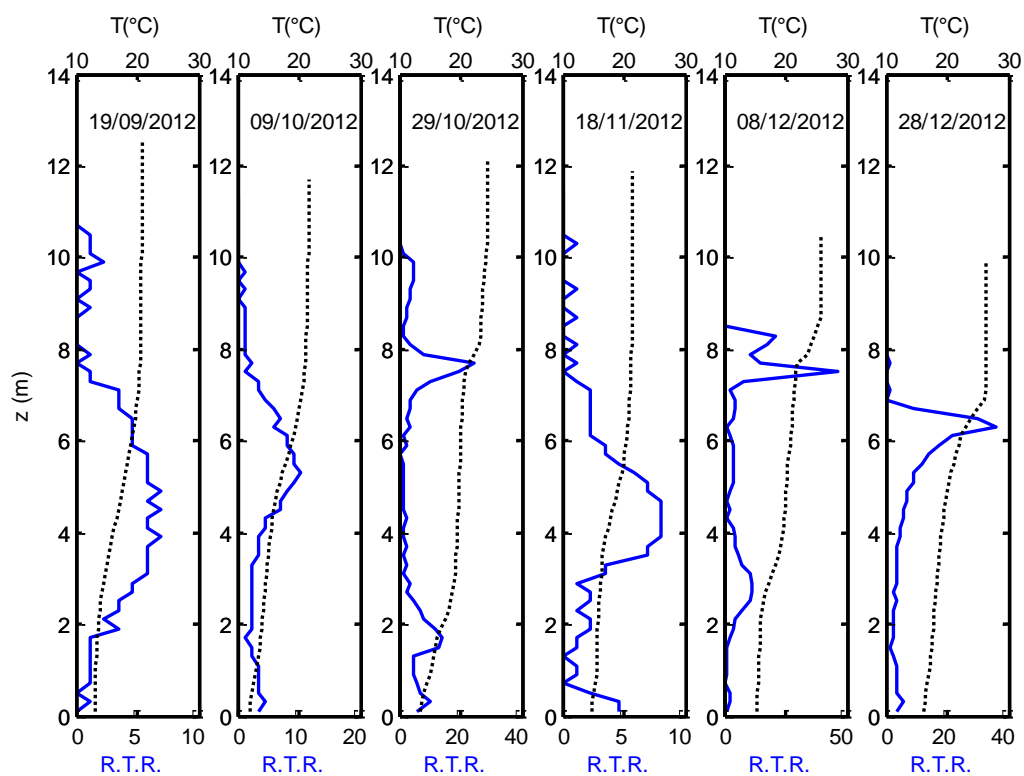


FIGURA 49: RESISTÊNCIA TÉRMICA RELATIVA EM ALGUNS PERFIS DE TEMPERATURA DO RESERVATÓRIO VOSSOROCA

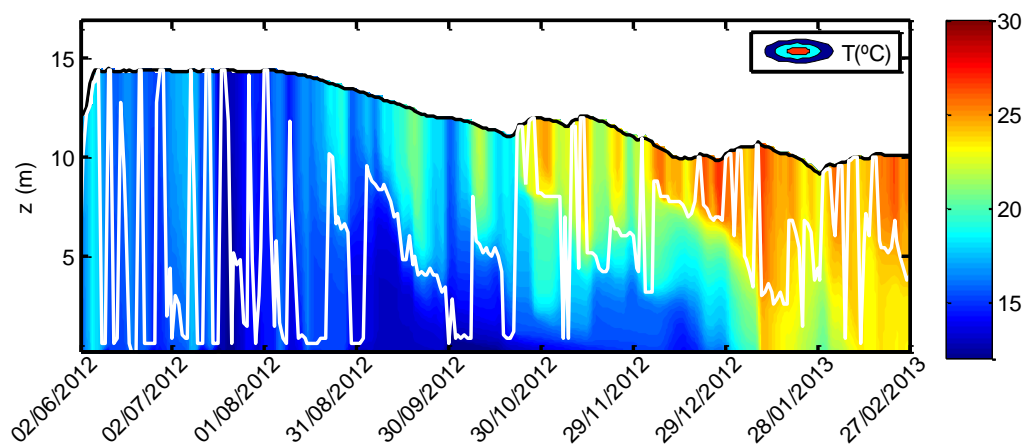


FIGURA 50: PROFUNDIDADE DA TERMOCLINA PARA O RESERVATÓRIO VOSSOROCA (LINHA BRANCA)

do reservatório, diferente do número de Wedderburn, em que a área do reservatório não é contemplada. Provavelmente as estimativas do número de Wedderburn foram menores pois foi utilizado o fetch máximo do reservatório Vossoroca nos cálculos. De acordo com Marques *et al.* (2012) *apud* Mannich (2013) o maior fetch do reservatório é 1,15 km. Outra estimativa bastante simples, mas que pode dar uma estimativa dos períodos de maiores gradientes em um reservatório, são as diferenças de temperatura entre a superfície e fundo do reservatório – que não requerem informações adicionais à respeito do reservatório.

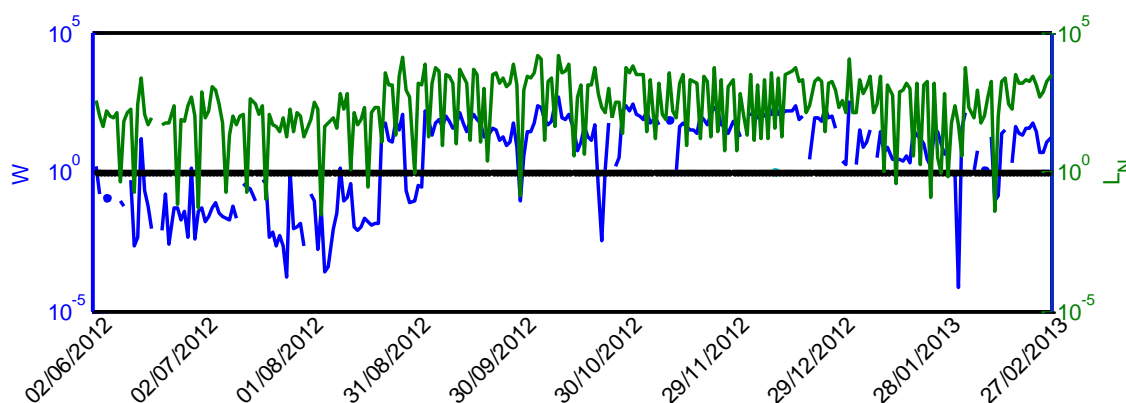


FIGURA 51: NÚMEROS DE WEDDERBURN E DO LAGO PARA O RESERVATÓRIO VOSSOROCA

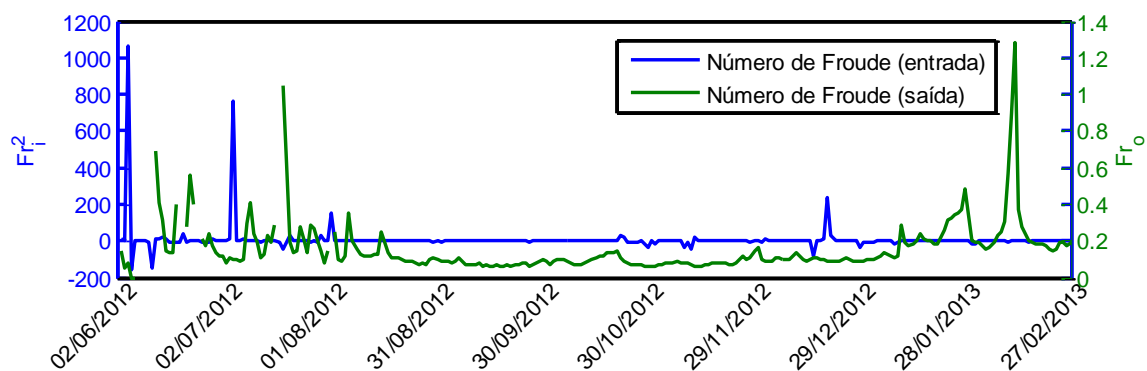


FIGURA 52: NÚMERO DE FROUDE DENSIMÉTRICO PARA O ESTUDO DE CASO DO RESERVATÓRIO VOSSOROCA

Os dados meteorológicos são medidos sobre o solo, próximo ao reservatório. Em uma região similar ao reservatório Vossoroca, no reservatório do Capivari, foram instaladas duas estações meteorológicas – uma em solo e outra junto à plataforma flutuante (sobre a água). Destas medições (FIGURA 53) observa-se que há diferença significativa entre as medições realizadas em solo e sobre a água. Tal diferença pode afetar o balanço de energia entre a interface água-ar no reservatório e resultar em transferência de energia diferente do que é esperado na região.

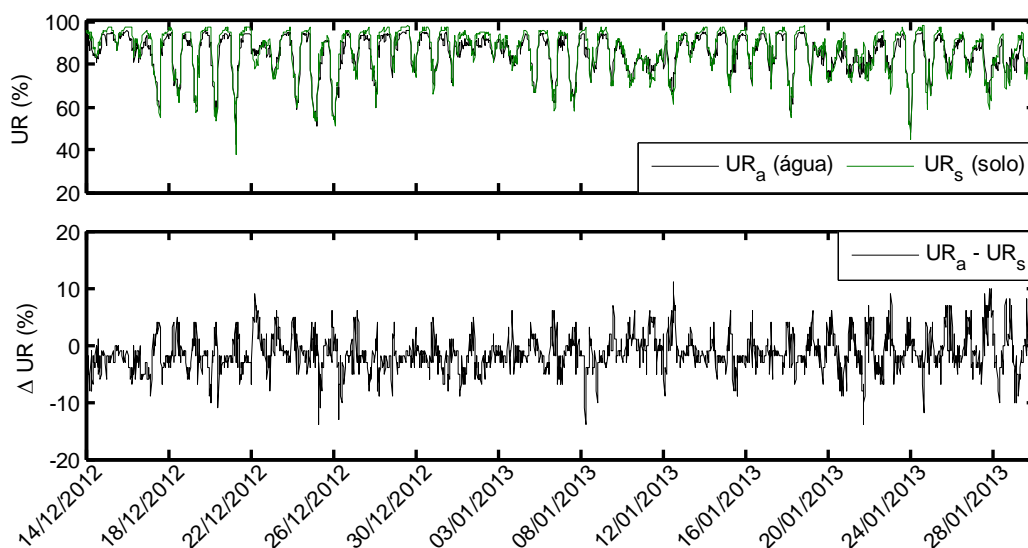


FIGURA 53: UMIDADE RELATIVA MEDIDA NO RESERVATÓRIO CAPIVARI (PR)

4.7 ESTUDO DE CASO HIPOTÉTICO: REGIÃO TROPICAL E RESERVATÓRIO A FIO D'ÁGUA

O reservatório Vossoroca é um reservatório típico em relação à vazão de entrada e volume e é um sistema monomítico. Muitos modelos na literatura foram aplicados para sistemas parecidos ou dimíticos. No entanto, considerando as observações e resultados anteriores com os efeitos de variações de nível, vazões e meteorologia será analisada a consequência e necessidade destas alterações para um sistema hipotético com meteorologia mais constante (região tropical) e com uma variação forte das vazões, considerando um reservatório (Reservatório A) a fio d'água. Para isto, foram levantados dados meteorológicos da estação Altamira (Altamira – PA) cuja localização corresponde à $03^{\circ}12'12''$ S e $52^{\circ}12'23''$ W. A FIGURA 54 apresenta os dados no período de 12/07/2012 à 31/08/2013.

Não há disponibilidade de dados de radiação solar na região. Desta maneira, foram realizadas estimativas de radiação solar (conforme o Anexo B) – FIGURA 55 – que apresenta a média diária de radiação na região de estudo. Para a modelagem foram utilizados dados horários de acordo com a disponibilidade dos dados meteorológicos.

Foram analisados três cenários. O primeiro corresponde à análise da temperatura da coluna d'água desconsiderando as vazões de entrada e saída do reservatório (Cenário 1). No segundo cenário as vazões (FIGURA 56) são incluídas no modelo, pela distribuição ao longo de toda a coluna d'água (Cenário 2). No terceiro cenário é adicionado um coeficiente de difusão turbulenta relacionado à vazão (Cenário 3). A série de vazões utilizada é hipotética, no entanto, segue uma variação típica da hidrologia da

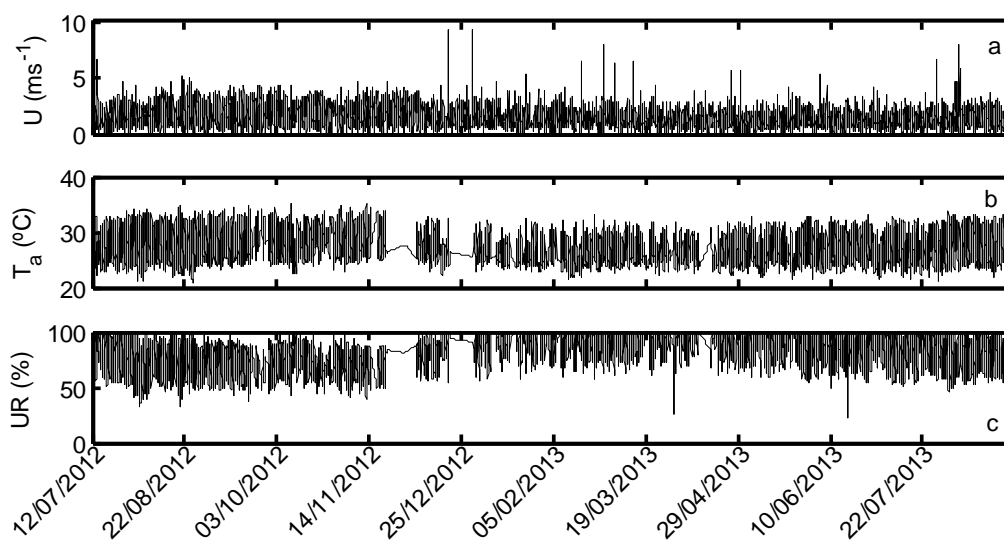


FIGURA 54: DADOS METEOROLÓGICOS DA REGIÃO DE ALTAMIRA – PA.
 A) VELOCIDADE DO VENTO (MS^{-1}), B) TEMPERATURA DO AR ($^{\circ}\text{C}$), C) UMIDADE RELATIVA (%).

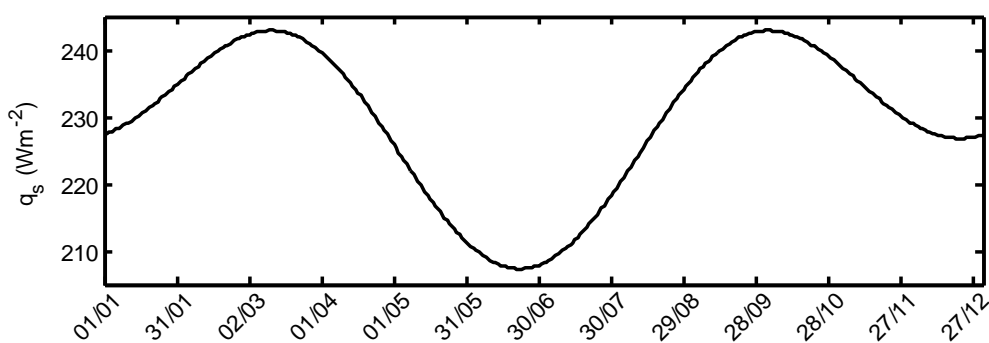


FIGURA 55: RADIAÇÃO SOLAR MÉDIA DIÁRIA ESTIMADA PARA A REGIÃO DE ALTAMIRA – PA

região e considera um reservatório a fio d'água.

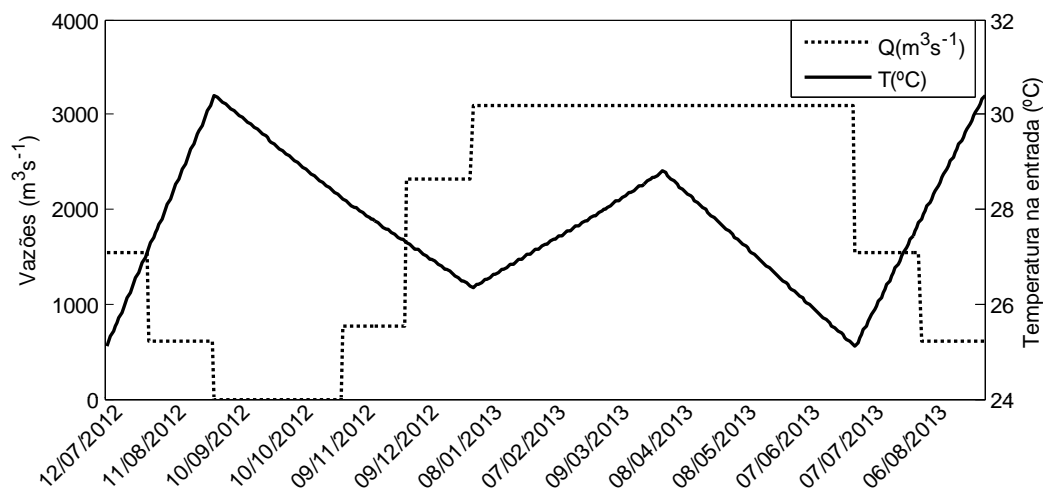


FIGURA 56: VAZÕES DE ENTRADA, SAÍDA E TEMPERATURA DA ÁGUA QUE ENTRA NO RESERVATÓRIO A

Nos três cenários a profundidade hipotética analisada foi de 25 m, condição inicial de 25,1°C e coeficiente de extinção $\eta=1,0 \text{ m}^{-1}$, para um reservatório com área de $1,27 \cdot 10^8 \text{ m}^2$ e volume de $2,27 \cdot 10^9 \text{ m}^3$. A FIGURA 57 apresenta a curva da área em função da elevação do reservatório A. A TABELA 12 apresenta a discretização usada na modelagem da temperatura do reservatório.

TABELA 12: DISCRETIZAÇÃO DO MODELO PARA O RESERVATÓRIO A

PARÂMETRO	VALOR
Profundidade máxima (m)	25
Δz (m)	0,5
Número de células	52
Período de simulação (dias)	416
Δt (h)	1
Número de passos no tempo	9984

O aumento de difusão turbulenta devido à vazão foi calculado com base na turbulência gerada em um rio, de acordo com a equação 59. Nos cálculos foi considerado o aumento de 1% da difusão turbulenta aplicado à toda a coluna d'água.

Os resultados obtidos para os três cenários propostos são apresentados na FIGURA 58. Nos cenários 1 e 3, toda a coluna d'água é aquecida e, baixos gradientes de temperatura são observados. No primeiro caso, as transferências de energia ocorrem apenas

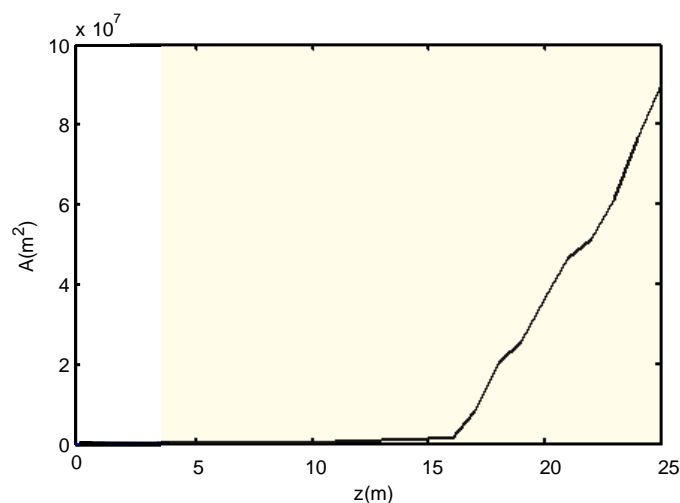


FIGURA 57: CURVA HIPSEMÉTRICA DE ÁREAS DE SUPERFÍCIE DO RESERVATÓRIO A

na superfície, no entanto, no cenário 3, o aumento do coeficiente de difusão do calor é o responsável pela diminuição dos gradientes de temperatura. No cenário 2, apenas a camada superior do reservatório é aquecida e são observados fortes gradientes de temperatura.

A FIGURA 59 mostra a diferença entre a temperatura da superfície e do fundo (ΔT) do reservatório e a TABELA 13 quantifica alguns resultados obtidos do modelo. Da FIGURA 59 é possível observar um comportamento semelhante nos gradientes dos cenários 1 e 3. O cenário 2, no entanto, apresenta as maiores diferenças de temperatura (cujo máximo observado foi de 11,7 °C). Da TABELA 13, observa-se que o cenário 2 apresenta diferença de temperatura maior que 1°C todos os dias de simulação. No caso dos cenários 1 e 3, entretanto, em 109 e 25 dias, respectivamente, são observadas essas diferenças. A Frequência de Brünt-Väisälä (FIGURA 60), calculada para os três cenários, mostra que há forte estabilidade de estratificação no cenário 2.

TABELA 13: NÚMERO DE DIAS QUE $\Delta T > 1, 2$ E 3 °C, $W > 1$ E $L_N > 1$ PARA O RESERVATÓRIO A

	CENÁRIO 1	CENÁRIO 2	CENÁRIO 3
$\Delta T > 1^\circ\text{C}$ (dias)	109	416	25
$\Delta T > 2^\circ\text{C}$ (dias)	29	414	7
$\Delta T > 3^\circ\text{C}$ (dias)	15	414	4
$W > 1$ (dias)	408	416	314
$L_N > 1$ (dias)	404	416	348

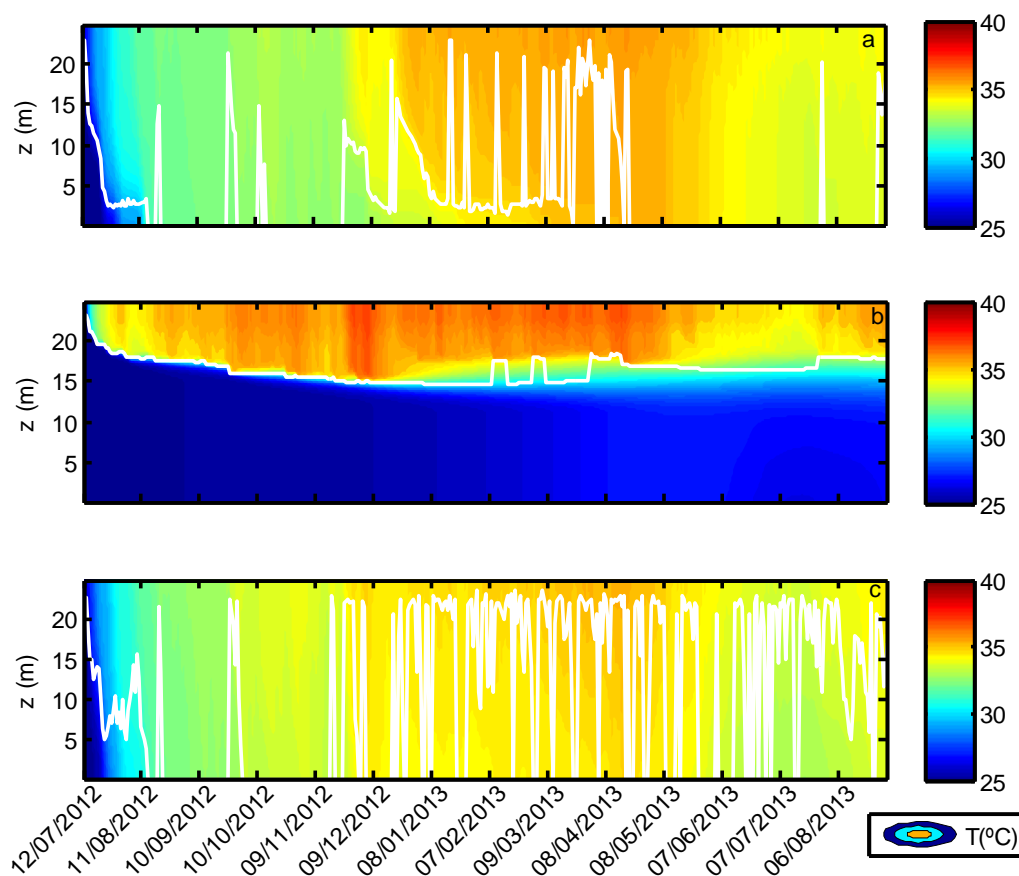


FIGURA 58: RESULTADOS DO MODELO DE TEMPERATURA PARA O RESERVATÓRIO A
 A) SEM VAZÃO (CENÁRIO 1), B) COM VAZÃO DE ENTRADA E SAÍDA (CENÁRIO 2) E C)
 ADICIONANDO COEFICIENTE DE DIFUSÃO DEVIDO À VAZÃO (CENÁRIO 3). LINHA BRANCA:
 PROFUNDIDADE DA TERMOCLINA.

Em um estudo com condições similares (Julio Werner, 2013, não publicado) foi utilizado o modelo Delft3D em uma simulação 3D, com um modelo térmico parecido ao que é utilizado aqui, mas incluindo um modelo de turbulência $k-\epsilon$. Foi realizado um ano de simulação (a partir do dia 12/07/2012). A TABELA 14 apresenta uma estimativa no número de dias que $\Delta T > 1,2$ e 3°C . Observa-se que mesmo para a modelagem 3D do reservatório (FIGURA 61), não são esperados fortes gradientes de temperatura, diferente do resultado obtido com o cenário 2 da modelagem unidimensional.

O número de Froude densimétrico foi calculado para as vazões de entrada (Fr_i^2) e saída (Fr_o) (FIGURA 62). Do número de Froude na entrada, observa-se que a densidade da água que entra no reservatório é maior que a densidade da água do reservatório. Apenas nos primeiros dias de simulação ocorrem números de Froude maiores que

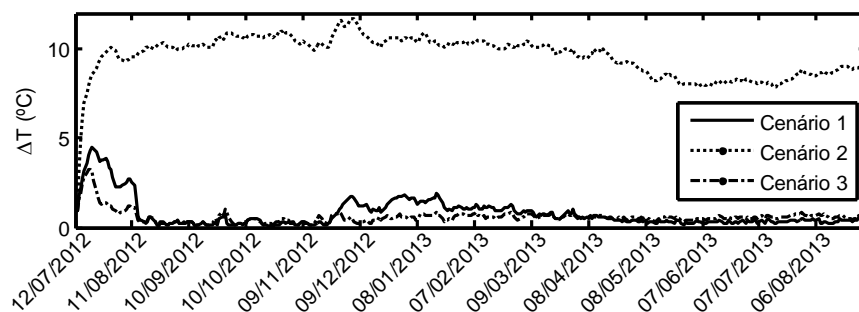
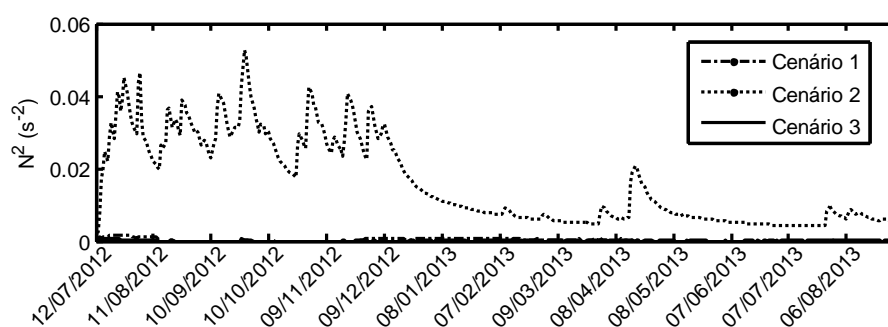
FIGURA 59: ΔT CALCULADO PARA O RESERVATÓRIO A

FIGURA 60: FREQUÊNCIA DE BRÜNT-VÄISÄLÄ PARA O RESERVATÓRIO A

1, nos dois casos estudados. No caso da vazão de saída, na maior parte do tempo são verificados $Fr_o > 1$, com exceção dos períodos em que a vazão é nula, indicando que esta vazão afeta toda a coluna d'água, resultado diferente do obtido para o reservatório Vossorooca.

Foram calculados o número de Wedderburn e do Lago para os cenários propostos, conforme apresentado na FIGURA 63. No cenário 2, W e L_N são sempre maiores que 1, indicando que há pouca chance de mistura na coluna d'água (TABELA 13). Também é esperada pouca mistura nos cenários 1 e 3, nos quais observa-se que há predominância de número de dias nos quais os números de Wedderburn e do Lago são maiores que 1 (conforme a TABELA 13).

TABELA 14: NÚMERO DE DIAS QUE $\Delta T > 1, 2$ E 3°C NA MODELAGEM 3D DO RESERVATÓRIO A

MODELAGEM 3D	$\Delta T > 1^\circ\text{C}$	$\Delta T > 2^\circ\text{C}$	$\Delta T > 3^\circ\text{C}$
Número de dias	180	0	0

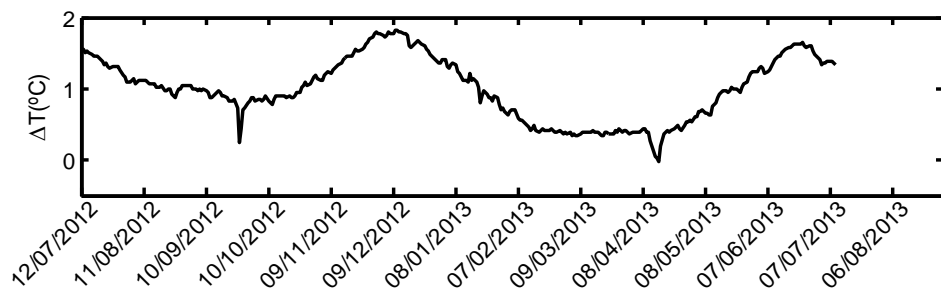


FIGURA 61: ΔT CALCULADO PARA O RESERVATÓRIO A, SIMULADO EM UM MODELO 3D

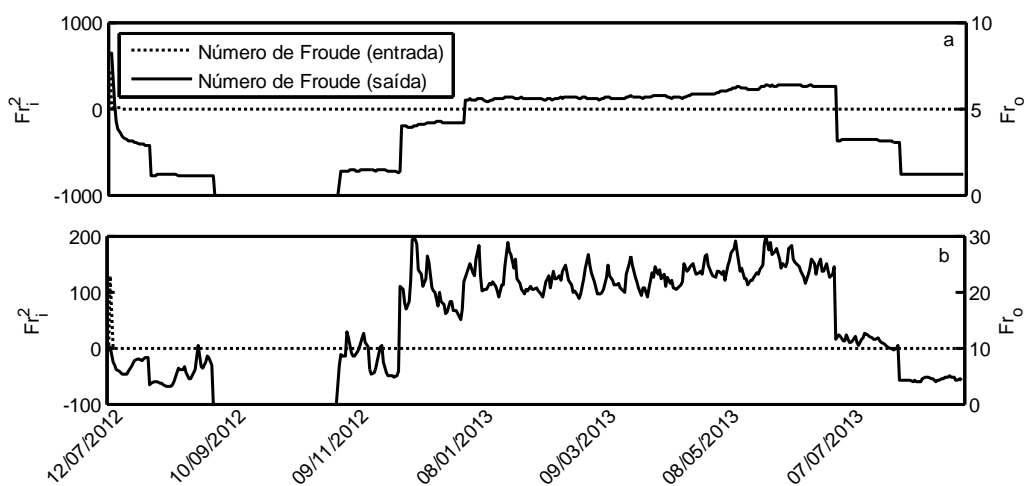


FIGURA 62: NÚMERO DE FROUDE DENSIMÉTRICO PARA O RESERVATÓRIO A
A) CENÁRIO 2 E B) CENÁRIO 3.

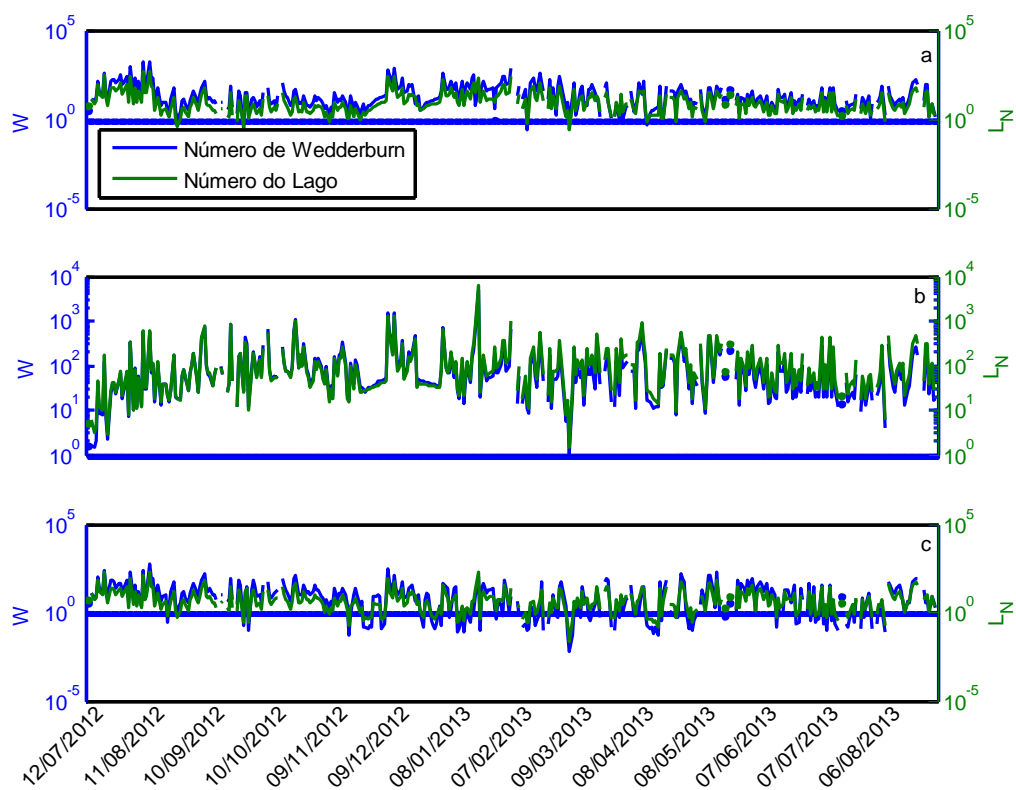


FIGURA 63: NÚMEROS DE WEDDERBURN E DO LAGO PARA O RESERVATÓRIO A
A) CENÁRIO 1, B) CENÁRIO 2 E C) CENÁRIO 3.

5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Nesta pesquisa foi desenvolvido e implementado um modelo numérico unidimensional de temperatura em reservatórios e cálculo de índices físicos relacionados à estratificação térmica.

Dentro deste contexto, foram analisados três esquemas numéricos – diferenças finitas, explícito e implícito, e método de volumes finitos implícito e foi realizada uma análise da conservação da energia para definição de qual esquema numérico mais apropriado ao modelo. Desta análise, foi possível observar que, com o método de diferenças finitas explícito foram obtidos os piores resultados relacionados à conservação da energia, no qual foi obtido um balanço de energia médio de 0,86. Para o método de volumes finitos, no entanto, foi obtido um balanço médio de 0,99.

Mannich (2013) identificou que não há conservação da energia na equação que representa a absorção da radiação solar na coluna d'água (equação 13). Nesta pesquisa, foi possível quantificar o erro no balanço de energia para diferentes coeficientes de extinção e, como resultado, foi identificado que quanto mais transparente a água (menor coeficiente de extinção), maior é o erro associado ao balanço energético.

O modelo unidimensional de transporte de calor desenvolvido foi aplicado desconsiderando entradas e saídas, variações de nível, área e, desta aplicação, observou-se que a temperatura do reservatório era bem representada nas camadas mais próximas à superfície mas, em profundidades maiores, não foi observada influência das transferências de energia, que só eram consideradas na superfície.

Tendo em vista estes resultados, foram incluídos no modelo entradas e saídas, variações de nível e área. Foi realizada análise de cada parâmetro no modelo, com testes gerais. Da análise de escala na equação do transporte de calor, foi identificado que a principal fonte de energia é a radiação solar e entre radiação, difusão e vazão, a vazão apresenta menor importância na análise de escalas. Nos testes gerais da condição inicial, foi possível mostrar o tempo de aquecimento do modelo, importante no caso de falta de dados de temperatura ou estudos que precedem o enchimento do reservatório, para definição da condição inicial.

Para a verificação do modelo 1D foi realizado um estudo de caso no reservatório Vossorooca – PR, pela disponibilidade de dados meteorológicos e de temperatura da coluna d'água. Foram calculados índices físicos para os dados medidos e, observou-se que, no período estudado, inicialmente o reservatório está misturado, a partir de agosto o reservatório estratifica e, a partir do final de dezembro apresenta forte aquecimento da coluna d'água, período no qual o nível do reservatório está baixo. Na aplicação do modelo, com o aumento de difusão devido à vazão, foi possível simular o forte aquecimento da coluna d'água citado anteriormente.

De maneira geral, foram obtidos bons resultados no estudo de caso do reservatório Vossoroça, o erro médio foi de $0,26^{\circ}\text{C}$ e o modelo conseguiu reproduzir os gradientes de temperatura esperados. Destes resultados foram estimados índices físicos, profundidade da termoclina e quanto tempo eram esperadas determinadas diferenças de temperatura entre a superfície e o fundo do reservatório, que são importantes para caracterizar o reservatório e analisar quais períodos é esperada a mistura ou estratificação do reservatório. O número do Lago se mostrou importante no cálculo dos índices físicos. Foram obtidas estimativas próximas no número de dias em que $L_N > 1$ entre medições e modelo.

O modelo 1D foi aplicado para uma região tropical, em que não há dados para verificação do modelo, em um estudo de caso hipotético, o reservatório A. Neste estudo foram analisados três cenários: desconsiderando a vazão, com vazão de entrada e saída e o último adicionando um coeficiente de difusão relacionado à vazão, tendo em vista que o único gerador de turbulência considerado até então era o vento. Desta análise, foi identificado que apenas adicionando a vazão ao modelo eram observados gradientes muito altos de temperatura, enquanto nos outros dois casos, esperava-se baixos gradientes de temperatura. Estes dois últimos resultados concordaram com a modelagem 3D do reservatório.

O modelo unidimensional de temperatura pode ser uma importante ferramenta em estudos de reservatórios, tendo em vista a pequena quantidade de dados de entrada no modelo, poucos parâmetros de calibração (coeficiente de extinção) e tempo de execução bastante baixo, em relação a modelos mais complexos. O modelo, aplicado junto ao cálculo de índices físicos, permite uma rápida caracterização do estado do reservatório quanto à possibilidade de estratificação ou até auxiliar na definição de quais períodos estudar com modelos mais complexos. No entanto, ressalta-se a importância de dados de campo para a verificação do modelo e da frequência dos dados de entrada, tendo em vista que os resultados do modelo dependem da qualidade dos dados.

Algumas recomendações podem ser feitas desta pesquisa para trabalhos futuros. Uma recomendação é a análise do coeficiente de extinção, que neste modelo é constante durante todo o período de simulação. Considerar este coeficiente variável, analisar o efeito do comprimento de onda conforme identificado por NASSAR *et al.* (2014), pode identificar fontes de erros dos modelos unidimensionais.

Avaliar a sensibilidade do modelo à variação de umidade relativa do ar, tendo em vista que as medições de parâmetros meteorológicos são realizados em solo e, desta maneira, há diferenças de umidade relativa medida nessas condições e acima da água.

No caso do reservatório Vossoroça, a realização de medições da temperatura do rio entrando no reservatório poderiam auxiliar na modelagem. Neste estudo, foi utilizada a equação paramétrica do modelo SWAT (NEITSCH *et al.*, 2009) para estimar a temperatura do rio a partir de dados de temperatura do ar. Medições poderiam ser realizadas

para obter uma relação entre a temperatura do ar e a temperatura do rio.

Com relação às vazões de entrada no reservatório, estudar outras formas de introduzir as vazões com massa específica entre as calculadas no fundo e superfície do reservatório. O modelo DYRESM, por exemplo, calcula a intrusão da massa d'água. O mesmo pode ser feito para as vazões de saída – introduzindo a saída em uma profundidade ou em vários pontos e a análise da diferença no perfil dependendo da profundidade adotada, que pode afetar a coluna d'água, conforme identificado por Han *et al.* (2000).

Para estudos de continuidade da modelagem, o acoplamento do modelo unidimensional de temperatura com um modelo de transporte de substâncias para reservatórios, tendo em vista que a distribuição de algumas substâncias está diretamente relacionada a temperatura da coluna d'água.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANTONOPOULOS, V. Z., GIANNIOU, S.K. **Simulation of Water Temperature and Dissolved Oxygen Distribution in Lake Vegoritis, Greece.** Ecological Modelling, 160, pp. 39-53, 2003.

BABAJIMOPOULOS, C., PAPADOPOULOS, F. **Mathematical Prediction of Thermal Stratification of Lake Ostrovo (Vegoritís), Greece.** Water Resources Research. v.22(11), pp. 1590-1596. 1986.

BEAVER, J. R., CRISMAN, T. L., BAYS, J. S. **Thermal regime of Florida Lakes – A comparison with biotic and climatic transitions.** Hydrobiologia. v. 83, pp. 267-273. 1981.

BEDFORD, K. W., BABAJIMOPOULOS, C. **Vertical Diffusivities in areally averaged models.** Proceedings of the American Society of Civil Engineers. v.103 (EE1), pp.113-125. 1977.

CANCELLI, D. M. **Um Modelo para a Evolução Térmica de Lagos Profundos.** Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Paraná. 214p. Curitiba. 2006

CHAPRA, S. C. **Surface water quality modeling.** McGraw-Hill. Boston, 1997.

CHAPRA, S. C., CANALE, R.P. **Métodos Numéricos para Engenharia.** Mc Graw Hill. 5ª ed. São Paulo, 2008.

COPEL. **Usina Hidrelétrica Chaminé. Relatório Ambiental.** 1999.

CUNHA, C. L. N.[*et al.*]. **Eutrofização em Reservatórios: Gestão Preventiva: Estudo Interdisciplinar na Bacia do Rio Verde, PR.** Curitiba, Editora UFPR. 2011.

DAKE, J. M. K., HALERMAN, D. R. F. **Thermal Stratification in Lakes: Analytical and Laboratory Studies.** Water Resources Research. v.5(2). pp. 484-495. 1969.

EDINGER, J.E., DUTTWEILER, D.W., GEYER, J.C., **The Response of Water Temperatures to Meteorological Conditions.** Water Resources Research. v.4 (5). pp. 1137-1143. 1968.

ESTEVES, F. A. **Fundamentos de Limnologia.** Interciência. 2ª ed. Rio de Janeiro. 1989.

ETEMAD-SHAHIDI, E., FAGHIHI, M., IMBERGER, J. **Modelling Thermal Stratification and Artificial De-stratification using DYRESM; Case study: 15-Khordad Reservoir.** International Journal of Environmental Research, 4(3): 395-406, Summer 2010.

FAVORETO, R. Z., PERREIRA FILHO, D. L. B., BURMASTER, C. L., HILU, A., SILVA, S. B., MINE, M. R. M. (2003). **Modelagem de eventos de vazão máxima natural no reservatório de Vossoroca utilizado o modelo IPH II**. In: XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Curitiba. CD-ROM.

FERNANDEZ, R.L., IRIART, M.R., BUSTAMANTE, A. **Uso de indicadores físicos en la caracterización hidrodinámica de embalses de la región central argentina**. XXIV Congreso Latinoamericano de Hidráulica. Punta Del Este, Uruguay. Novembro, 2010.

FERZIGER, J.H., PERIC, M. **Computational methods for fluid dynamics**. Springer, 3^a ed. 2002.

FISCHER, H. B. **Transport Models for Inland and Coastal Waters**. Academic Press. 1981.

FOFONOFF, N. P., MILLARD JR, R.C. **Algorithms for computation of fundamental properties of seawater**. UNESCO technical paper in marine science 44, UNESCO, 1983.

GAL, G., IMBERGER, J., ZOHARY T., ANTENUCCI, J., ANIS, A., ROSENBERG, T., **Simulating the thermal dynamics of Lake Kinneret**. Ecological Modelling. v. 162. pp. 69-86. 2003.

GIANNIOU, S. K., ANTONOPOULOS, V. Z. **Evaporation and energy budget in Lake Vegoritis, Greece**. Journal of Hydrology, n.345, pp.212-223. 2007.

GOUDSMIT, G. H., BURCHARD, H., PEETERS, F., WÜEST, A. **Application of $k - \epsilon$ turbulence models to enclosed basins: The role of internal seiches**. Journal of Geophysical Research, 107, n. C12, 3230. 2002.

HAN, B.P., ARMENGOL J., GARCIA, J.C., COMERMA M., ROURA, M., DOLZ, J., STRASKRABA M., **The thermal structure of Sau Reservoir (NE: Spain): a simulation approach**. Ecological Modelling, 125, pp. 109-122, 2000.

HENDERSON-SELLERS, B. **Development and Application of U.S.E.D: A Hydroclimate Lake Stratification Model**. Ecological Modelling, v.21, pp.233-246. 1984.

HENDERSON-SELLERS, B. **New Formulation of eddy diffusion thermocline models**. Applied Mathematical Modelling. v.9, pp.441-446. 1985.

HENDERSON-SELLERS, B. **Calculating the Surface Energy Balance for Lake and Reservoir Modeling: A Review**. Reviews of Geophysics. v.24(3), pp.625-649. 1986.

HENDERSON-SELLERS, B. **Engineering Limnology**. Pitman Publishing, Great Britain. 1984.

HIRSCH, C. **Numerical Computation of Internal and External Flows: The Funda-**

mentals of Computational Fluid Dynamics. 2007.

HOCKING, G. C., PATTERSON, J., **Quasi-two dimensional reservoir simulation model.** Journal of Environmental Engineering, v. 117, pp.595-613. 1991.

HONDZO, M., STEFAN, H. G. **Lake Water Temperature Simulation Model.** Journal of Hydraulics Engineering. v.119, n.11, pp. 1251-1273. 1993.

HORNE, A. J, GOLDMAN, C. R., **Limnology.** Mc Graw Hill. 2^a ed. United States of America. 1994.

HOSTETLER, S. W., BARTLEIN, P. J. **Simulation of Lake Evaporation With Application to Modeling Lake Level Variations of Harney-Malheur Lake, Oregon.** Water Resources Research, v.26(10), pp.2603-2612. 1990.

IAP, Instituto Ambiental do Paraná. **Qualidade das águas: reservatórios do estado do Paraná 2005 a 2008.** 2008.

IMBERGER, J., PATTERSON, J.C., **A dynamic reservoir simulation model-DYRESM: 5.** Em: Fischer, H.B. (Ed.), Transport Models for Inland and Coastal Waters. Academic Press, New York, pp. 310-361. 1981.

IMBERGER, J., PATTERSON, J.C., **Physical Limnology.** Advanced in Applied Mechanics. v. 27 pp. 303-475. 1989.

IMBODEN, D. M., WÜEST, A. **Mixing mechanisms in lakes.** Em: LERMAN, A., IMBODEN, D. M., GAT, J. R. (Eds.) Physics and Chemistry of Lakes, pp. 83-138. Berlin: Springer-Verlag. 1995.

IMERITO, A., **Dynamic Reservoir Simulation Model DYRESM v4.** v4.0 Science Manual. Centre for Water Research, University of Western Australia. 2007.

IVEY, G. N., PATTERSON, J. C. **A model of the vertical mixing in Lake Erie in summer.** Limnology and oceanography. vol.29(3), pp. 553-563. 1984.

JASSBY, A., POWELL, T., **Vertical patterns of eddy diffusion during stratification in Castle Lake, California.** Limnology and oceanography, vol. 20. 1975.

JIRKA, G.H., DONEKER, R.L. and HINTON, S.W., **User's Manual for CORMIX: A Hydrodynamic Mixing Zone Model and Decision Support System for Pollutant Discharges into Surface Waters,** Tech. Rep., DeFrees Hydraulics Laboratory, Cornell University (also published by U.S. Environmental Protection Agency, Tech. Rep., Environmental Research Lab, Athens, Georgia). 1996.

KIRILLIN, G., **Modelling the impact of global warming on water temperature and seasonal mixing regimes in small temperate lakes.** Boreal Environment Research. v. 15, pp. 279-293. 2010.

KIRILLIN, G., HOCHSCHILD, J., MIRINOV, D., TERZHEVIK, A., GOLOSOV, S., NÜTZMANN, G., **FLake-Global: Online lake model with worldwide coverage**. Environmental Modelling & Software. v. 26 pp. 683-684. 2011.

LEWIS, Jr, W. M. **Temperature, heat, and mixing in Lake Valencia, Venezuela**. Limnology and Oceanography. pp:273-286. 1983.

MANNICH, M. **Estimativa de emissões de gases de efeito estufa em reservatórios e lagos – Contribuições para o monitoramento e modelagem 1D – vertical**. Tese de doutorado. Universidade Federal do Paraná. 2013.

MANNICH, M., GONÇALVES, V. D., BERNARDO, J. W. Y., BLENINGER, T., FROEHLER, S., FERNANDES, C. V. S. **Avaliação de parâmetros limnológicos do reservatório do Vossoroca e de qualidade da água de seus afluentes**. XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. ABRH. 2011.

MARKOFFSKY, M., **Density Induced Transport Processes in lakes and Reservoirs**. Em: GRAF, W. H., MORTIMER, C. H., Developments in Water Science: Hydrodynamics of lakes. v.11, pp. 99-109. 1979.

MARKOFFSKY, M., HARLEMAN, D. R. F., **A predictive model for thermal stratification and water quality in reservoirs**. Environmental Protection Agency, Water Pollution Control Research Series. 1971.

MCCORMICK, M. J., SCAVIA, D. **Calculation of Vertical Profiles of Lake-Averaged Temperature and Diffusivity in Lakes Ontario and Washington**. Water Resources Research. v.17(2), pp.305-310. 1981.

MIRINOV, D., KIRILLIN, G., HEISE, E., GOLOSOV, S., TERZHEVIK, A., ZVEREV, I., **Parameterization of Lakes in Numerical Models for Environmental Applications**. Proc. of the 7th Workshop on Physical Processes in Natural Waters, A. Yu. Terzhevnik, Ed., Northern Water Problems Institute of the Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Karelia, Russia. pp. 135-143. 2003.

MOMII, K., ITO, Y. **Heat Budget estimates for Lake Ikeda, Japan**. Journal of Hydraulics Division. v.361, pp.362-370. 2008.

NASSAR, Y., PIETERS, R., LAVAL, B., LAWRENCE, G. **Heating of lakes using a spectral attenuation coefficient**. 7th International Symposium on Environmental Hydraulics. Singapore. January 7–9. 2014.

NEITSCH, S.L., ARNOLD, J.G., KINIRY, J.R., WILLIAMS, J.R. **Soil and water assessment tool – Theoretical Documentation**. Version 2009. Texas Water Resources Institute Technical Report n° 406. 2011.

ORLOB, G. T., SELNA, L. G. **Temperature Variations in Deep Reservoirs**. Journal of

Hydraulics Division. v.96, n.HY2, pp. 391-410. 1970.

PATTERSON, J., HAMBLIN, P. F., **Thermal simulation of a lake with winter ice cover.** Limnology and Oceanography. v.33(3), pp. 323-338. 1988.

PATTERSON, J., HAMBLIN, P. F., IMBERGER, J. **Classification and dynamic simulation of the vertical density structure of lakes.** Limnology and Oceanography. v. 29(4), pp. 845-861. 1984.

PEETERS, F., LIVINGSTONE, D. M., GOUDSMIT, G. H., KIPFER, R., FORSTER, R. **Modeling 50 years of historical temperature profiles in a large central European lake.** Limnology and Oceanography. v.47(1), pp. 186-197. 2002.

PERROUD, M., GOYETTE, S., MARTYNOV, A., BENISTON, M., ANNEVILLEC, O., **Simulation of multiannual thermal profiles in deep Lake Geneva: A comparison of one-dimensional lake models.** Limnology and Oceanography. v.54(5), pp. 1574-1594. 2009.

POLLI, B. A., BLENINGER, T. **Desenvolvimento de um modelo unidimensional de evolução térmica de um reservatório subtropical.** Trabalho de conclusão de curso de Engenharia Ambiental. Universidade Federal do Paraná, 2011.

POLLI, B. A., MANNICH, M., BLENINGER, T. **Desenvolvimento de um modelo unidimensional de evolução térmica de um reservatório subtropical.** XXV Congresso Latinoamericano de Hidráulica, San José – Costa Rica. 2012.

READ, J. S.; HAMILTON, D. P.; JONES, I. D.; MURAOKA, K.; WINSLOW, L. A.; KROISS, R.; WU, C. H.; GAISER, E. **Derivation of lake mixing and stratification indices from high-resolution lake buoy data.** Environmental Modelling & Software, v; 26, pp.1325-1336, 2011.

ROBARTS, R. D., WARD, P. R. B. **Vertical diffusion and nutrient transport in a tropical lake(Lake Mcllwaine, Rhodesia).** Hydrobiologia, vol. 59, pp. 213-221. 1978.

ROBERTSON, D. M., RAGOTZKIE, R. A. **Changes in the thermal structure of moderate to large sized lakes in response to changes in air temperature.** Aquatic Sciences 52/4. 1990.

SCHINDLER, J. M., MISSIMER, C. L., SCHREINER, S.P. **The use of CE-THERM-R1 and real-time meteorological data for the prediction of nonseasonal mixing: the development of event-related sampling.** Lake and Reservoir Management. pp. 93-97. 1986.

SCHNOOR, J. L. **Environmental Modelling.** Wiley Interscience. 1996.

STEFAN, H., FORD, D. E. **Temperature Dynamics in Dimictic Lakes.** Journal of the

Hydraulics Division. v.101(1), pp. 97-114. 1975.

SUNDARAM, T. R., REHM, R. G. **Formation and Maintenance of Thermoclines in Temperate Lakes.** American Institute of Aeronautics and Astronautics. v.9(7), pp. 1322-1329. 1971.

SUNDARAM, T. R., REHM, R. G. **The seasonal thermal structure of deep temperate lakes.** Tellus. v.25(2), pp. 157-163. 1973.

STULL, R. B. **Meteorology for Scientists and Engineers.** 2 ed. Brooks/Cole. 2000.

TALLING, J. F. **Origin of stratification in an African Rift.** Limnology and Oceanography. pp:68-78. 1963.

TUNDISI, J. G., FORSBERG, B. R., DEVOL, A. H., ZARET, T. M., TUNDISI, T. M., SANTOS, A., RIBEIRO, J. S., HARDY, E. R. **Mixing patterns in Amazon lakes.** Hydrobiologia. pp. 3-15. 1984.

VERSTEEG, H. K., MALALASEKERA, W. **An introduction to computational fluid dynamics, the finite volume method.** 2. ed. Harlow, England: Pearson, 2007.

WEINBERGER, S., VETTER, M., **Using the hydrodynamic model DYRESM based on results of a regional climate model to estimate water temperature changes at Lake Ammersee.** Ecological Modelling, 244, pp. 38-48, 2012.

WETZEL, R.G., **Limnology.** Saunders College Publishing. 2^a ed. United States of America. 1983.

WLOSINSKI, J. H. **Flux use for calibrating and validating models.** Journal of Environmental Engineering. V. (111), no. 3, pp. 272-284. 1985.

WÜEST, A., LORKE, A. **Small-Scale Turbulence and Mixing: Energy Fluxes in Stratified Lakes.** In: Likens, G. E. (Editor) Encyclopedia of Inland Water. V. (1), pp. 628-635, Oxford: Elsevier. 2009.

A PROPRIEDADE CONSERVATIVA

Este anexo tem como objetivo apresentar alguns casos de conservação na discretização de uma equação diferencial. Para que uma equação discretizada seja considerada conservativa, após a soma da equação discretizada em um certo número de células, não pode haver contribuições de fluxo dentro do domínio discretizado (HIRSCH, 2007). Considerando a equação diferencial:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial f}{\partial x} = q \quad (\text{A.1})$$

e, definindo uma grade para a discretização, conforme a FIGURA A.1:

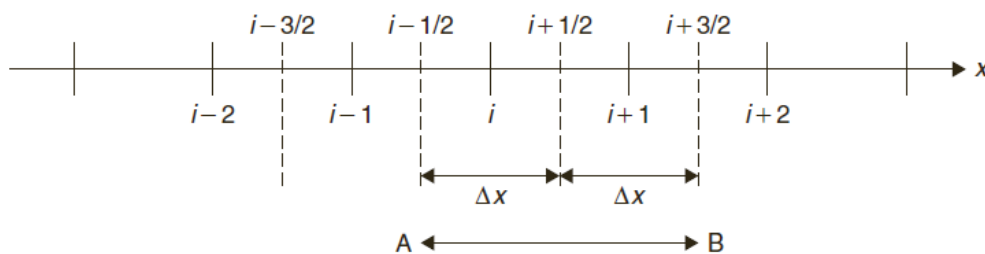


FIGURA A.1: GRADE PARA DISCRETIZAÇÃO DA EQUAÇÃO E ANÁLISE DA PROPRIEDADE CONSERVATIVA.

FONTE: HIRSCH, 2007.

Discretizando a equação no ponto i (HIRSCH, 2007):

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + \frac{f_{i+1/2} - f_{i-1/2}}{\Delta x} = q_i \quad (\text{A.2})$$

Aplicando a mesma discretização para os pontos $i + 1$ e $i - 1$:

$$\frac{\partial u_{i+1}}{\partial t} + \frac{f_{i+3/2} - f_{i+1/2}}{\Delta x} = q_{i+1} \quad (\text{A.3})$$

$$\frac{\partial u_{i-1}}{\partial t} + \frac{f_{i-1/2} - f_{i-3/2}}{\Delta x} = q_{i-1} \quad (\text{A.4})$$

A soma das equações (A.2), (A.3) e (A.4) é consistente com a discretização da lei de conservação para a célula AB ($i - 3/2, i + 3/2$), tendo em vista que as contribuições de fluxos internos são cancelados, conforme

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{u_i + u_{i-1} + u_{i+1}}{3} \right) + \frac{f_{i+3/2} - f_{i-3/2}}{3\Delta x} = \frac{q_i + q_{i-1} + q_{i+1}}{3}. \quad (\text{A.5})$$

Discretizando a equação diretamente para os pontos AB, temos:

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + \frac{f_{i+3/2} - f_{i-3/2}}{\Delta x} = q_i \quad (\text{A.6})$$

na qual é possível observar que o balanço é igual ao obtido utilizando contribuições internas aos pontos AB, provando, desta maneira, a propriedade conservativa da discretização.

Considerando, agora, a forma não conservativa da equação (A.1) (HIRSCH, 2007):

$$\frac{\partial u}{\partial t} + a(u) \frac{\partial u}{\partial x} = q \quad (\text{A.7})$$

em que:

$$\frac{\partial f}{\partial x} = \frac{\partial f}{\partial u} \frac{\partial u}{\partial x} = a(u) \frac{\partial u}{\partial x}. \quad (\text{A.8})$$

Discretizando a equação para os pontos i , $i + 1$ e $i - 1$:

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + a_i \frac{u_{i+1/2} - u_{i-1/2}}{\Delta x} = q_i \quad (\text{A.9})$$

$$\frac{\partial u_{i+1}}{\partial t} + a_{i+1} \frac{u_{i+3/2} - u_{i+1/2}}{\Delta x} = q_{i+1} \quad (\text{A.10})$$

$$\frac{\partial u_{i-1}}{\partial t} + a_{i-1} \frac{u_{i-1/2} - u_{i-3/2}}{\Delta x} = q_{i-1} \quad (\text{A.11})$$

que, somadas, para a discretização dos pontos AB da FIGURA A.1:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{u_i + u_{i-1} + u_{i+1}}{3} \right) + a_i \frac{u_{i+3/2} - u_{i-3/2}}{6\Delta x} - \frac{q_i + q_{i-1} + q_{i+1}}{3} = \\ - (a_{i+1} - a_i) \frac{u_{i+3/2} - u_{i+1/2}}{6\Delta x} + (a_i - a_{i-1}) \frac{u_{i-1/2} - u_{i-3/2}}{6\Delta x} \end{aligned} \quad (\text{A.12})$$

que resulta em uma discretização que não cancela os fluxos internos entre os pontos AB e diferente da obtida diretamente dos pontos AB:

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + a_i \frac{u_{i+3/2} - u_{i-3/2}}{6\Delta x} = q_i. \quad (\text{A.13})$$

Deste exemplo, é possível observar que discretizações obtidas com a forma não conservativa de uma equação podem produzir fontes internas (HIRSCH, 2007).

B ESTIMATIVA DE RADIAÇÃO SOLAR

Para a avaliação da estratificação térmica em reservatórios é necessária uma estimativa dos fluxos de energia na superfície – estes fluxos estão diretamente relacionados à radiação solar. No entanto, não há medições de radiação solar na região de estudo e, portanto, são necessárias estimativas da radiação solar ao longo do dia.

O fluxo de radiação no topo da atmosfera é chamado de constante solar (S), com valor de $S=1368\pm 7 \text{ Wm}^{-2}$ (STULL, 2000). A radiação que atinge a superfície da Terra é atenuada devido à transmissividade do céu e, portanto, depende das características de absorção atmosférica e cobertura de nuvens (STULL, 2000). A radiação solar na superfície da Terra também varia ao longo do dia, depende do período do ano e da latitude (NEIBURGER *et al.*, 1973). A radiação que efetivamente incide na superfície da Terra pode ser estimada de acordo com a equação:

$$I_s = f_a f_e S \quad (\text{B.1})$$

na qual I_s é a radiação que atinge a superfície da Terra, f_a é o fator de forma que depende da localização do ponto, data e hora e f_e é o fator de emissividade. O fator de forma, relacionado ao ângulo que a radiação solar forma com o ponto de interesse, pode ser estimado como:

$$f_a = \text{sen}(\alpha) \quad (\text{B.2})$$

na qual $\text{sen}(\alpha)$ é a altitude solar, calculada conforme:

$$\text{sen}(\alpha) = \text{sen}(\delta)\text{sen}(\phi) + \cos(\delta)\cos(\phi)\cos(\tau) \quad (\text{B.3})$$

em que δ é a declinação solar, ϕ é a latitude e τ é o ângulo horário do sol. A declinação solar (STULL, 2000):

$$\delta = \frac{23,45\pi}{180} \cos \left[\frac{2\pi}{365(d-173)} \right] \quad (\text{B.4})$$

na qual d é o dia Juliano. O ângulo horário τ :

$$\tau = 15(T_s + 12 - \Delta T_1) \quad (\text{B.5})$$

na qual T_s é o horário (h) e ΔT_1 :

$$\Delta T_1 = \frac{i}{15}(\theta_c - \theta_s) \quad (\text{B.6})$$

em que $i=-1$ (para longitude à oeste do meridiano de Greenwich), θ_c é a longitude em que a zona de tempo do observador estiver centrada e θ_s é a longitude do observador. O fator de emissividade é estimado conforme:

$$f_e = f_{(e-atm)} f_{(e-nuvem)} \quad (\text{B.7})$$

na qual f_{e-atm} é o fator devido à composição da atmosfera e $f_{e-nuvem}$ é devido à cobertura de nuvens. Para f_{e-atm} :

$$f_{(e-atm)} = \exp(-na_1m) \quad (\text{B.8})$$

na qual n é o fator de turbidez do ar, m é a massa ótica do ar e a_1 é o coeficiente de espalhamento molecular, estimadas conforme:

$$a_1 = 0,128 - 0,054 \log(m)$$

$$m = \frac{1}{[\text{sen}(\delta) + 0,15(\alpha + 3,885)]^{-1,253}} \quad (\text{B.9})$$

Com relação à cobertura de nuvens:

$$f_{(e-nuvem)} = 1 - 0,65N^2 \quad (\text{B.10})$$

em que N é a fração do céu coberto por nuvens.