

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SANEAMENTO,
MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS

USO INTEGRADO DE MODELAGEM
MATEMÁTICA E SENSORIAMENTO REMOTO
PARA COMPREENSÃO DA HIDRODINÂMICA
DO RESERVATÓRIO SERRA AZUL/MG

Luisa da Cunha Vieira

Belo Horizonte

2019

**USO INTEGRADO DE MODELAGEM MATEMÁTICA E
SENSORIAMENTO REMOTO PARA COMPREENSÃO
DA HIDRODINÂMICA DO RESERVATÓRIO SERRA
AZUL/MG**

Luisa da Cunha Vieira

Luisa da Cunha Vieira

**USO INTEGRADO DE MODELAGEM MATEMÁTICA E
SENSORIAMENTO REMOTO PARA COMPREENSÃO
DA HIDRODINÂMICA DO RESERVATÓRIO SERRA
AZUL/MG**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Área de concentração: Recursos Hídricos

Linha de pesquisa: Sistemas de Recursos Hídricos

Orientadora: Prof^ª. Dr^ª. Talita Fernanda das Graças Silva

Coorientador: Prof. Dr. Philippe Maillard

Belo Horizonte

Escola de Engenharia da UFMG

2019

V658u

Vieira, Luisa da Cunha.

Uso integrado de modelagem matemática e sensoriamento remoto para compreensão da hidrodinâmica do reservatório Serra Azul/MG [recurso eletrônico] / Luisa da Cunha Vieira. – 2019.

1 recurso online (xiii, 168 f.: il., color.) : pdf.

Orientadora: Talita Fernanda das Graças Silva.

Coorientador: Philippe Maillard.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Escola de Engenharia.

Apêndices e anexos: f. 158-168.

Bibliografia: f. 144-157.

Exigências do sistema: Adobe Acrobat Reader.

1. Engenharia sanitária - Teses. 2. Recursos hídricos - Desenvolvimento - Teses. 3. Reservatórios - Teses. 4. Landsat (Satélites) - Teses. 5. Serra Azul (MG) - Teses. I. Silva, Talita Fernanda das Graças. II. Maillard, Philippe. III. Universidade Federal de Minas Gerais. Escola de Engenharia. IV. Título.

CDU: 628(043)

Ficha catalográfica: Biblioteca Profº Mário Werneck, Escola de Engenharia da UFMG



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

Escola de Engenharia

Programa de Pós-Graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos

Avenida Antônio Carlos, 6627 - 4º andar - 31270-901 - Belo Horizonte - BRASIL

Telefax: 55 (31) 3409-1882 - posgrad@desa.ufmg.br

<http://www.smarh.eng.ufmg.br>

FOLHA DE APROVAÇÃO

Uso Integrado de Modelagem Matemática, Sensoriamento Remoto Para
Compreensão da Hidrodinâmica Do Reservatório Serra Azul/MG

LUISA DA CUNHA VIEIRA

Dissertação defendida e aprovada pela banca examinadora constituída pelos Senhores:

Profª TALITA FERNANDA DAS GRAÇAS SILVA

Prof. PHILIPPE MAILLARD (CO -orientador)

Prof. EBER JOSÉ DE ANDRADE PINTO

Profª BRIGITTE VINÇON -Leite

Prof. LINO AUGUSTO SANDER DE CARVALHO

Aprovada pelo Colegiado do PG SMARH

Prof. Antonio Teixeira de Matos
Coordenador

Versão Final aprovada por

Profª. Talita Fernanda das Graças Silva
Orientadora

Belo Horizonte, 12 de abril de 2019.

A dúvida é o princípio da sabedoria.

Aristóteles

DEDICATÓRIA

Aos meus pais, Clélia e Francisco, e
à minha irmã, Clarissa, pelo amor incondicional e
por fazerem dos meus sonhos os seus também.

AGRADECIMENTOS

Agradeço, primeiramente, aos meus pais, Clélia e Francisco, pelo apoio e incentivo incondicionais em todos os momentos vividos até aqui e por comemorarem cada conquista comigo com muita alegria e orgulho. À minha irmã, Clarissa, pelo zelo com que fez toda a revisão do meu texto, mesmo quando não havia tempo, pelo suporte constante e pelos momentos de distração. Ao meu cunhado, Gustavo, pelo apoio constante e por ter me socorrido muitas vezes. À minha família, em especial aos primos-irmãos e à minha avó, Ninita, por reconhecerem a importância desta pesquisa e por compreenderem as minhas ausências. À Ballet pelo carinho e companheirismo.

À Prof^a Talita Fernanda das Graças Silva por ter orientado esta pesquisa com tanta competência, dedicação e disponibilidade, contribuindo enormemente para o meu aprendizado, e pelo exemplo que foi e continua sendo de excelente profissional. Agradeço, sobretudo, por ter confiado em mim desde o início.

Ao Prof. Philippe Maillard pela disponibilidade de sempre e por contribuir enormemente com seus conhecimentos na área de sensoriamento remoto, propiciando a inclusão de uma ferramenta tão útil nos estudos de recursos hídricos.

À COPASA, ao INMET e à CPRM pelo fornecimento dos dados que foram indispensáveis para a realização desta pesquisa.

Aos membros da banca, que dedicaram seu tempo à leitura do meu trabalho, contribuindo com seus conhecimentos e experiências diversas.

Aos funcionários do SMARH e do EHR, especialmente à Kajsa e à Eliane, pelo suporte e carinho.

Aos professores do EHR pelas trocas ricas de conhecimentos e pelos momentos de descontração. Em especial, ao professor Márcio Baptista, pelos ensinamentos acerca da docência, pelo apoio à minha pesquisa e pelos conhecimentos compartilhados.

À bolsista de IC Marina Medeiros e a Fábio Borges, que muito me ajudaram na reta final.

À Laura Soares pelo apoio e pela disponibilidade em compartilhar conhecimentos acerca do tema da pesquisa.

Aos colegas de pesquisa e amigos, Karine, Livia e Rodrigo, pelo companheirismo, pelas trocas de conhecimento, pelo suporte constante e por todos os momentos de distração em meio ao turbilhão de compromissos acadêmicos.

Aos amigos, especialmente à Denise, pelo exemplo de excelência na área acadêmica, pela enorme ajuda na reta final e por me fazer acreditar em mim mesma.

Aos colegas de trabalho pelo apoio a esta pesquisa e por compreenderem a necessidade da minha ausência em muitos momentos. Em especial, agradeço ao Anderson Quintão pela motivação e por assumir alguns dos meus projetos em momentos em que não pude estar presente.

RESUMO

Lagos e reservatórios são ecossistemas extremamente importantes por oferecerem diversos serviços ecossistêmicos e o monitoramento da qualidade de suas águas tem um papel fundamental na gestão de recursos hídricos. A temperatura da água, especialmente o seu gradiente vertical, é uma variável determinante para a ocorrência de processos bioquímicos em ambientes lênticos. Nesta pesquisa, buscou-se avaliar como o uso integrado do sensoriamento remoto, da modelagem hidrodinâmica e do monitoramento *in situ* pode aprofundar os conhecimentos sobre a dinâmica de um reservatório tropical.

Neste trabalho, escolheu-se o reservatório Serra Azul (MG), destinado ao abastecimento humano, como estudo de caso. Procedeu-se à análise dos dados de campo e dos dados obtidos por satélite e à modelagem matemática unidimensional. As temperaturas radiométricas foram obtidas a partir de medições infravermelho térmicas realizadas pelos satélites Landsat 5 e Landsat-7 entre 1984 e 2002. A correção atmosférica das temperaturas radiométricas foi realizada por meio do algoritmo *Single Channel Generalized Method* (SCGM) e a sua validação foi realizada usando-se dados de temperatura *in situ*. O modelo hidrodinâmico *General Lake Model* (GLM) foi empregado para simular a dinâmica térmica do reservatório de 1982 a 2002. Realizou-se a análise de sensibilidade dos parâmetros e das variáveis de entrada do modelo hidrodinâmico. Procedeu-se à calibração automática do modelo utilizando-se (1) dados *in situ*, (2) dados *in situ* e de sensoriamento remoto e (3) dados de sensoriamento remoto.

O algoritmo SCGM apresentou bons resultados na obtenção da temperatura superficial da água, embora tenha subestimado os valores de temperatura (MAPE = 7%, $R^2 = 0,73$ e RMSE = 2,22 °C). A análise de sensibilidade indicou maior sensibilidade do modelo hidrodinâmico a alterações nas vazões afluentes e na velocidade do vento. De acordo com simulação do modelo GLM, o reservatório Serra Azul apresentou comportamento monomítico quente característico de reservatórios tropicais mais profundos. A utilização dos dados de sensoriamento remoto na calibração foi capaz de representar com acurácia as temperaturas superficiais do reservatório Serra Azul, no entanto, não foi possível melhorar o desempenho do modelo 1D em relação à calibração realizada com os dados *in situ*.

Este estudo evidencia o uso integrado de diferentes ferramentas para auxiliar no monitoramento e na gestão de recursos hídricos. Os resultados apontam para as vantagens de um monitoramento mais completo e sistemático, que permita um maior controle da qualidade da água, sobretudo em reservatórios destinados ao abastecimento humano.

Palavras-chave: sistemas lênticos, dinâmica térmica, Landsat, *General Lake Model*.

ABSTRACT

Lakes and reservoirs are extremely important ecosystems due the variety of ecosystem services they offer. The monitoring of their water quality plays a key role in water resources management and water temperature, especially its vertical gradient, is an important driver of biochemical processes in lentic environments. This research aimed at evaluating how coupling remote sensing, hydrodynamic modeling and *in situ* monitoring can contribute to better understand the dynamics of a tropical reservoir.

In this study, *in situ* and satellite data were used and a one-dimensional mathematical modeling was applied. Radiometric water temperatures were obtained through thermal infrared measurements from the Landsat 5 and Landsat 7 satellites. Atmospheric correction of satellite data was carried out using the Single Channel Generalized Method (SCGM) and its validation was performed using *in situ* data. The 1D General Lake Model (GLM) was used to simulate the thermal dynamics of the Serra Azul water supply reservoir located in southeast Brazil, from 1982 to 2002. Sensitivity analysis of hydrodynamic model parameters and input variables was conducted and automatic calibration using (1) *in situ* data, (2) *in situ* and remote sensing data and (3) remote sensing data was performed.

The SCGM provided good results in the retrieval of surface water temperature. Concerning the hydrodynamic model, sensitivity analysis indicated greater sensitivity to changes in inflows and wind speed. According to the hydrodynamic simulations, Serra Azul reservoir has a warm monomictic behavior, typical of tropical reservoirs. The use of remote sensing data for the hydrodynamic model calibration provided accurate surface water temperatures, however, they did not improve the model performance when comparing to *in situ* water temperature data.

This study presents the integration of different tools to assist monitoring and management of water resources. Results point to the advantages of a more complete and systematic monitoring which allows greater control of water quality, especially in water supply reservoirs.

Keywords: lentic systems, thermal dynamics, Landsat, *General Lake Model*.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	VIII
LISTA DE TABELAS.....	XI
LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS	XII
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 OBJETIVOS.....	6
2.1 OBJETIVO GERAL	6
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	6
3 REVISÃO DA LITERATURA.....	7
3.1 DINÂMICA TÉRMICA EM SISTEMAS LÊNTICOS.....	7
3.1.1 <i>Lagos e reservatórios tropicais</i>	11
3.2 MODELAGEM MATEMÁTICA DE SISTEMAS LACUSTRES.....	14
3.2.1 <i>O modelo hidrodinâmico GLM</i>	18
3.2.2 <i>Aplicação do GLM em estudos de lagos e reservatórios</i>	25
3.3 SENSORIAMENTO REMOTO	29
3.3.1 <i>Princípios básicos</i>	29
3.3.2 <i>Imagens de satélite</i>	35
3.3.3 <i>O Programa Landsat</i>	38
3.4 USO DO SENSORIAMENTO REMOTO EM LAGOS E RESERVATÓRIOS	42
3.4.1 <i>A obtenção da temperatura superficial da água pelo sensoriamento remoto</i>	45
3.4.2 <i>O algoritmo mono canal de Jiménez-Muñoz e Sobrino</i>	49
3.4.3 <i>Validação dos dados termais remotos</i>	51
3.5 USO INTEGRADO DA MODELAGEM MATEMÁTICA E DO SENSORIAMENTO REMOTO	53
3.6 MÉTODO DE MONTE CARLO VIA CADEIAS DE MARKOV	55
4 MATERIAL E MÉTODOS	58
4.1 ÁREA DE ESTUDO	59
4.2 DISPONIBILIDADE DE DADOS E PERÍODO DE ESTUDO	62
4.2.1 <i>Estações de monitoramento de dados</i>	63
4.3 TEMPERATURA DA ÁGUA POR MEIO DO SENSORIAMENTO REMOTO	65
4.3.1 <i>Obtenção das imagens de satélite</i>	65
4.3.2 <i>Obtenção e validação da temperatura radiométrica</i>	67
4.4 MODELAGEM HIDRODINÂMICA DO RESERVATÓRIO SERRA AZUL.....	75
4.4.1 <i>Dados de entrada do modelo hidrodinâmico</i>	75
4.4.2 <i>Análise de sensibilidade do modelo hidrodinâmico</i>	89
4.4.3 <i>Calibração e validação do modelo GLM</i>	94
4.5 INTEGRAÇÃO ENTRE O SENSORIAMENTO REMOTO E A MODELAGEM HIDRODINÂMICA	95
4.5.1 <i>Obtenção das imagens de satélite</i>	95
4.5.2 <i>Calibração e validação do modelo hidrodinâmico</i>	95
4.5.3 <i>Avaliação do desempenho do modelo</i>	97
4.6 COMPORTAMENTO HIDRODINÂMICO DO RESERVATÓRIO SERRA AZUL	98
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	100
5.1 TEMPERATURA DA ÁGUA POR MEIO DO SENSORIAMENTO REMOTO	100
5.1.1 <i>Base de dados STD66 e TIGR3</i>	100
5.1.2 <i>Validação da temperatura superficial da água</i>	101
5.2 MODELAGEM HIDRODINÂMICA DO RESERVATÓRIO SERRA AZUL	107
5.2.1 <i>Análise de sensibilidade</i>	107
5.2.2 <i>Calibração e validação do modelo hidrodinâmico</i>	110
5.3 INTEGRAÇÃO ENTRE SENSORIAMENTO REMOTO E MODELAGEM HIDRODINÂMICA	117
5.3.1 <i>Calibração e validação dos modelos hidrodinâmicos</i>	117
5.4 DINÂMICA TÉRMICA DO RESERVATÓRIO SERRA AZUL.....	122
5.4.1 <i>Comportamento térmico do reservatório Serra Azul a partir das medidas in situ</i>	122
5.4.2 <i>Comportamento térmico do reservatório Serra Azul a partir do sensoriamento remoto</i>	125

5.4.3	<i>Comportamento térmico do reservatório Serra Azul a partir da modelagem hidrodinâmica.....</i>	<i>131</i>
5.4.4	<i>Comportamento térmico do reservatório Serra Azul a partir da integração entre o sensoriamento remoto e a modelagem hidrodinâmica.....</i>	<i>134</i>
6	CONCLUSÕES.....	139
7	RECOMENDAÇÕES.....	142
	REFERÊNCIAS.....	144
	APÊNDICE A.....	158
	APÊNDICE B.....	161
	ANEXO A.....	168

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 – Estratificação térmica (a) e mistura completa (b) em sistemas lacustres e os perfis de temperatura e oxigênio dissolvido.	9
Figura 3.2 – Esquema de simulação do GLM, com os dados de entrada (escritos em azul) e os processos simulados (escritos em preto).....	19
Figura 3.3 – Espectro eletromagnético.	30
Figura 3.4 – Comportamento espectral típico do solo, da vegetação e da água.....	31
Figura 3.5 – Curvas com valores de intensidade de energia radiante emitida por comprimento de onda, por fontes de radiação com diferentes de temperaturas, segundo modelo de Planck.....	33
Figura 3.6 – Absortividade de alguns gases atmosféricos e da atmosfera como um todo em função do comprimento de onda.	35
Figura 3.7 – Contraste visual entre diferentes resoluções espaciais de diferentes sensores usados para obtenção de imagens de uma mesma área.....	37
Figura 3.8 – Diferença de resolução radiométrica: quanto maior a sensibilidade do sensor para distinguir a intensidade da energia eletromagnética, maior o número de bits e melhor a resolução radiométrica.	38
Figura 3.9 – Linha do tempo de lançamento e operação dos satélites do programa Landsat (a linha branca dentro da linha do tempo do Landsat 7 representa a obtenção de imagens após a falha no equipamento <i>Scan Line Correction</i>).	39
Figura 3.10 – Comparação das faixas espectrais dos sensores MSS (Landsat 1, 2, 3, 4 e 5), TM (Landsat 4 e 5), ETM+ (Landsat 6 e 7) e OLI/TIRS (Landsat 8).	42
Figura 4.1 – Fluxograma com as etapas metodológicas do estudo. Medidas <i>in situ</i> obtidas pela COPASA.....	59
Figura 4.2 – Reservatório Serra Azul, sua bacia de contribuição e os seus tributários: córregos Potreiro (1), Estiva (2), Diogo (3), Pedreira (4), Jacu (5), ribeirão Serra Azul (6), córregos Currealinho (7) e do Brejo (8).	60
Figura 4.3 – Normais climatológicas de precipitação acumulada, umidade relativa e temperatura média, máxima e mínima da estação Florestal para os anos de 1981 a 2010.	62
Figura 4.4 – Disponibilidade de dados hidrológicos, meteorológicos e de qualidade da água para simulação hidrodinâmica no reservatório Serra Azul.....	63
Figura 4.5 – Localização das estações de monitoramento consultadas: (1) Estação 426; (2) Estação 427; (3) Estação 428; (4) Estação 371; (5) Estação Jardim; (6) Estação Mateus Leme Aldeia; (7) Estação Fazenda Currealinho; (8) Estação Alto da Boa Vista; (9) Estação Florestal.....	65
Figura 4.6 – Fluxo de pré-processamento e processamento das imagens Landsat. T_{TOA} representa a temperatura no topo da atmosfera (<i>top of atmosphere</i>), ou seja, a temperatura referente à radiação que atinge o sensor, e T_S representa a temperatura na superfície do alvo, após a correção atmosférica.	68
Figura 4.7 – (a) Seleção dos pixels de água por meio da criação da máscara, com diferenciação entre os pixels de água (em branco) e pixels de terra firme (em preto) e (b) vetor com o formato do reservatório.	69
Figura 4.8 – Conteúdo de vapor de água medido no Aeroporto de Confins <i>versus</i> conteúdo de vapor de água medido no Aeroporto de Brasília. A reta cinza representa a linha 1:1 e a reta vermelha representa a regressão.....	71
Figura 4.9 – Área da sub-bacia com exutório na estação Jardim (em verde) e área total da bacia do reservatório Serra Azul (em verde e em azul).....	76

Figura 4.10 – Regressão linear entre temperatura da água e temperatura média do ar. A reta cinza representa a linha 1:1 e a reta vermelha representa a regressão.....	78
Figura 4.11 – Série temporal de vazão afluente (Estação Jardim) e temperatura superficial da água afluente (Estação Mateus Leme Aldeia).	78
Figura 4.12 – Umidade relativa do ar na estação Florestal <i>versus</i> umidade relativa do ar na estação Belo Horizonte entre 01/01/1982 e 30/04/2002.....	82
Figura 4.13 – (a) Média diária da radiação solar obtida pelo modelo Angström-Prescott <i>versus</i> insolação obtida a partir da estação Florestal. A reta vermelha representa a regressão; (b) resíduos <i>versus</i> insolação; e (c) distribuição dos resíduos.	86
Figura 4.14 – Série temporal das variáveis meteorológicas: precipitação (Estação Fazenda Curralinho), velocidade do vento (Estação Alto da Boa Vista), umidade relativa do ar, temperatura média do ar, radiação solar e nebulosidade (Estação Florestal).	88
Figura 4.15 – Conteúdo de vapor de água usado para a aplicação do algoritmo SCGM. As linhas vermelhas tracejadas representam os limites inferior e superior de vapor de água, dentro dos quais o algoritmo apresenta bom desempenho.....	95
Figura 5.1 – (a) Série temporal das temperaturas estimadas e observadas e (b) erro entre temperaturas observadas e estimadas pelas duas bases de dados atmosféricos.	101
Figura 5.2 – (a) Temperatura superficial da água observada <i>versus</i> temperatura superficial da água estimada para: (a.1) pontos individuais de medição (por pixel) e (a.2) região de 3 x 3 pixels. A reta cinza representa a linha 1:1 e a reta vermelha representa a regressão; (b) resíduos <i>versus</i> temperatura observada para: (b.1) pontos individuais de medição (por pixel) e (b.2) região de 3 x 3 pixels; e (c) distribuição dos resíduos para: (c.1) pontos individuais de medição (por pixel) e (c.2) região de 3 x 3 pixels.	103
Figura 5.3 – Temperatura superficial da água medida <i>in situ</i> pela COPASA <i>versus</i> temperatura superficial da água estimada por meio de sensoriamento remoto.	104
Figura 5.4 – Série temporal com temperatura superficial da água medida <i>in situ</i> pela COPASA (círculos pretos) e estimada (quadrados vermelhos) por meio de sensoriamento remoto.	105
Figura 5.5 – Diferença entre temperatura estimada e observada <i>versus</i> conteúdo de vapor de água na atmosfera antes e depois da correção atmosférica pelo SCGM. As linhas verticais tracejadas indicam o intervalo de melhor desempenho do algoritmo SCGM, de acordo com o conteúdo de vapor de água.	106
Figura 5.6 – Temperatura da água simulada pelo GLM (linha preta) e medida <i>in situ</i> pela COPASA (pontos vermelhos) nas profundidades (a) 0,5 m, (b) 5 m e (c) 15 m.	111
Figura 5.7 – Perfis de temperatura da água medidos <i>in situ</i> pela COPASA (linhas vermelhas com marcadores) e simulados pelo GLM (linhas pretas) para o ano de 1991.	113
Figura 5.8 – Perfis de temperatura da água medidos <i>in situ</i> pela COPASA (linhas vermelhas com marcadores) e simulados pelo GLM (linhas pretas) para o ano de 1985.	113
Figura 5.9 – (a) Temperaturas simuladas pelo GLM <i>versus</i> medidas <i>in situ</i> realizadas pela COPASA das profundidades 0,5, 5 e 15 m para o (a.1) período de calibração e para os períodos de (a.2) validação 1 e (a.3) validação 2; (b) resíduos <i>versus</i> temperatura observada para medidas <i>in situ</i> realizadas pela COPASA das profundidades 0,5, 5 e 15 m para o (b.1) período de calibração e para os períodos	

de (b.2) validação 1 e (b.3) validação 2; e (c) distribuição dos resíduos para o (c.1) período de calibração e para os períodos de (c.2) validação 1 e (c.3) validação 2.	114
Figura 5.10 – Temperatura superficial da água simulada pelo GLM (linha preta), medida <i>in situ</i> pela COPASA (pontos vermelhos) e obtida pelas imagens de satélite (pontos azuis).	120
Figura 5.11 – Temperaturas simuladas pelo modelo 3 (linhas) e medições <i>in situ</i> obtidas pela COPASA (círculos) nas profundidades 0,5, 5 e 15 m.	122
Figura 5.12 – Perfil vertical de temperatura da água média mensal para o período 1982-2002 a partir de dados de temperatura da água monitorados pela COPASA. (Os círculos representam as profundidades 0,5, 5, 10, 15, 20, 25 e 30 m e os traços cinzas representam a variação do perfil de temperatura ao longo dos anos).	124
Figura 5.13 – Temperatura da água para as profundidades 0,5 m (vermelho) e 15 m (preto) no reservatório Serra Azul para o período 1982-2002. Os pontos equivalem aos valores de temperatura medidos <i>in situ</i> pela COPASA e as linhas representam a interpolação linear entre esses valores. As linhas tracejadas verticais demarcam o meio do mês de julho.	124
Figura 5.14 – Temperatura da água nas profundidades (a) 0,5 m e (b) 15 m para as estações localizadas no corpo do reservatório (<i>boxplots</i> cinzas) e nos braços do reservatório (<i>boxplots</i> brancos) para o período 1982-2002. Os números na parte inferior do gráfico representam o número de dados medidos <i>in situ</i> para cada estação. A linha horizontal representa a mediana, os extremos da caixa representam o intervalo entre o 1º e 3º quartil e os traços nas extremidades dos <i>boxplots</i> representam o limite inferior (1º quartil – 1,5 * amplitude interquartil) e o limite superior (3º quartil + 1,5 * amplitude interquartil).	125
Figura 5.15 – Série temporal de temperatura superficial do reservatório Serra Azul no ponto correspondente à estação 426 da COPASA. Em vermelho estão destacadas as datas relacionadas a uma queda brusca na temperatura.	126
Figura 5.16 – Mapas de temperatura superficial da água (°C) gerados a partir das imagens utilizadas para a validação do algoritmo SCGM. As falhas em branco representam a cobertura por nuvens e, para os dias 21/09/1988 e 28/04/1993, não foi possível calcular a temperatura mínima, média e desvio padrão devido ao excesso de nuvens sobre grande parte do reservatório.	129
Figura 5.17 – Profundidade da termoclina simulada pelo GLM no reservatório Serra Azul. As linhas tracejadas verticais demarcam o meio do mês de julho.	131
Figura 5.18 – Índice de estabilidade de Schmidt e frequência de Brunt-Väisälä do reservatório Serra Azul.	134
Figura 5.19 – Perfil térmico do reservatório Serra Azul simulado pelos modelos (a) 1, (b) 2 e (c) 3 no GLM.	135
Figura 5.20 – Série temporal de temperaturas nas profundidades 0,5, 5 e 15 m simuladas pelos modelos (a) 1, (b) 2 e (c) 3 no GLM.	136
Figura 5.21 – Estabilidade de Schmidt média anual para os modelos 1, 2 e 3.	137

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Características básicas dos satélites Landsat e dos seus respectivos sensores.....	41
Tabela 3.2 – Estudos sobre obtenção de temperatura superficial da água em corpos de água continentais por meio de imagens de sensores remotos.	44
Tabela 3.3 – Estudos nos quais o algoritmo mono canal de Jiménez-Muñoz e Sobrino (2003) foi utilizado para obtenção da temperatura superficial de alvos terrestres e/ou aquáticos. Erro médio absoluto (MAE, <i>mean absolute error</i>), coeficiente de determinação, (R^2).....	47
Tabela 4.1 – Principais características morfológicas do reservatório Serra Azul. ...	60
Tabela 4.2 – Percentual da área ocupada por cada tipo de uso do solo na bacia do reservatório Serra Azul em 1987 e 2016.	61
Tabela 4.3 – Estações de monitoramento consultadas.	65
Tabela 4.4 – Imagens selecionadas para validação do algoritmo mono canal.....	66
Tabela 4.5 – Ganho, viés, constantes termais e comprimento de onda efetivo das bandas termais dos sensores Landsat 5 TM e Landsat 7 ETM+.	70
Tabela 4.6 – Conteúdo de vapor de água na coluna atmosférica medido na Estação 83566.	72
Tabela 4.7 – Curvas-chave da estação fluviométrica Jardim adotadas no estudo. ...	77
Tabela 4.8 – Estações de monitoramento vizinhas usadas para o preenchimento de falhas.	84
Tabela 4.9 – Número de falhas (em dias) por período e por variável meteorológica.	84
Tabela 4.10 – Parâmetros físicos do GLM adotados na simulação inicial e os valores mínimo e máximo considerados na análise de sensibilidade.	90
Tabela 4.11 – Dados de temperatura da água utilizados na calibração dos modelos e períodos de calibração e validação.	97
Tabela 5.1 – Parâmetros e fatores avaliados na análise de sensibilidade, a variação dos seus valores e o índice de sensibilidade (IS).	108
Tabela 5.2 – Valores de RMSE, do coeficiente de correlação de Pearson e do viés com base nos valores de temperatura simulados pelo GLM e medidos <i>in situ</i> pela COPASA.	115
Tabela 5.3 – Parâmetros e fatores calibrados e seus valores iniciais.	117
Tabela 5.4 – Valores de RMSE, do coeficiente de correlação de Pearson e do viés com base nos valores de temperatura simulados pelo modelo 2 da etapa 3 e medidos <i>in situ</i> pela COPASA e estimados por meio de imagens de satélite.	119
Tabela 5.5 – Valores de RMSE, do coeficiente de correlação de Pearson e do viés com base nos valores de temperatura simulados pelo modelo 3 da etapa 3 e estimados por meio de imagens de satélite.	120
Tabela 5.6 – Valores de RMSE, do coeficiente de correlação de Pearson e do viés com base nos valores de temperatura simulados pelo modelo 3 da etapa 3 e medidos <i>in situ</i> pela COPASA.	121
Tabela 5.7 – Métricas dos eventos de estratificação e mistura simulados no reservatório Serra Azul.	132
Tabela 5.8 – Média anual dos indicadores físicos no reservatório Serra Azul.	134
Tabela 5.9 – Métricas dos eventos de estratificação e mistura simulados no reservatório Serra Azul pelos modelos 1, 2 e 3.	138

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

1D	Unidimensional
2D	Bidimensional
3D	Tridimensional
ANA	Agência Nacional de Águas
APE	Área de Proteção Especial
ARSAE-MG	Agência Reguladora de Serviços de Abastecimento de Água e de Esgotamento Sanitário do estado de Minas Gerais
BDMEP	Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa
BCSM	<i>Bird Clear Sky Model</i>
CCWM	<i>Modified coefficient correlation weighting method</i>
CIDW	<i>Modified correlation coefficient with inverse distance weighting method</i>
COPASA	Companhia de Saneamento de Minas Gerais
CPRM	Serviço Geológico do Brasil
ETM+	<i>Enhanced Thematic Mapper</i>
GLM	<i>General Lake Model</i>
IDW	<i>Inverse Distance Weighting</i>
IEF	Instituto Estadual de Florestas
IES	<i>International Equation of State</i>
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IS	Índice de Sensibilidade
IV	Infravermelho
IVP	Infravermelho próximo
IVT	Infravermelho termal
MAE	Erro médio absoluto (<i>mean absolute error</i>)
MAPE	Erro médio percentual absoluto (<i>mean absolute percentage error</i>)
MG	Minas Gerais
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NDs	Números Digitais
r	Coefficiente de correlação de Pearson
R ²	Coefficiente de determinação
RMBH	Região Metropolitana de Belo Horizonte

RMSE	Raiz do erro quadrático médio (<i>root mean square error</i>)
SCGM	<i>Single Channel Generalized Method</i>
TM	<i>Thematic Mapper</i>
UNESCO	Organização das Nações Unidas para a Educação, a Ciência e a Cultura
US EPA	<i>United States Environmental Protection Agency</i>
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
UTC	<i>Coordinated Universal Time</i>
UTM	Universal Transversa de Mercator

1 INTRODUÇÃO

Lagos e reservatórios são ecossistemas extremamente importantes por oferecerem diversos serviços ecossistêmicos: desempenham um importante papel no ciclo hidrológico, no ciclo do carbono e de nutrientes, servem de habitats para uma grande quantidade de espécies, além de possibilitarem diversos usos para o homem como abastecimento, irrigação, transporte, produção de energia, pesca, recreação, entre outros (DÖRHNÖFER e OPPELT, 2016).

No entanto, múltiplos fatores de estresse, oriundos sobretudo de atividades humanas, têm ameaçado as funções ecológicas desses ecossistemas por todo o globo, uma vez que suas características físicas, químicas e biológicas respondem fortemente às mudanças no meio ambiente (LI *et al.*, 2017). Os fatores de estresse incluem eutrofização, exposição a contaminantes orgânicos e inorgânicos, alterações morfológicas, estabelecimento e aumento de espécies invasoras, desvio e captação das águas e mudanças climáticas (PALMER *et al.*, 2015). Nos últimos anos, alterações no clima têm afetado a temperatura da água, acarretando impactos na estratificação e na mistura da coluna de água de ecossistemas lênticos (DÖRHNÖFER e OPPELT, 2016).

A temperatura da água é uma variável importante para regulação de processos físicos, químicos e biológicos em lagos e reservatórios, uma vez que influencia as taxas de reações químicas e metabólicas, a distribuição das espécies na coluna de água, a ciclagem de nutrientes, a concentração de gases dissolvidos, além de determinar as condições de estratificação térmica e mistura da coluna de água. Como consequência das diferenças térmicas no gradiente vertical, as alterações no fluxo vertical de oxigênio dissolvido, assim como nos fluxos de nutrientes e minerais, impactam diretamente a comunidade fitoplanctônica, gerando modificações na produtividade do ecossistema (CHIN, 2006).

Por esse motivo, o estudo da dinâmica térmica de lagos e reservatórios contribui para a compreensão do seu funcionamento ecológico (O’SULLIVAN e REYNOLDS, 2004; TUNDISI e TUNDISI, 2008). Além disso, a temperatura superficial da água é um importante indicador das condições climáticas – uma vez que está diretamente relacionada com os fluxos de energia na interface ar-água (CROSMAN e HOREL, 2009; SIMON *et al.*, 2014) – e das condições de qualidade da água (YANG *et al.*, 2018).

A distribuição vertical da temperatura da água e a intensidade da mistura vertical são tipicamente induzidas por variáveis meteorológicas atuantes na superfície da água, tais como: vento, radiação solar, temperatura do ar, precipitação, umidade atmosférica e nebulosidade. As mudanças nas condições meteorológicas locais podem ser capazes de alterar a estrutura térmica no gradiente vertical e o transporte por mistura, modificando as características da coluna de água (POLITI *et al.*, 2012). Vazões afluentes e defluentes ao reservatório também podem ser responsáveis pelos processos de mistura, uma vez que são capazes de gerar circulação interna da água pela sua própria energia cinética e pelas diferenças de densidade (BARTRAM e BALLANCE, 1996; FORD e JOHNSON, 1986; SOARES, 2018).

A dinâmica da temperatura de lagos e reservatórios pode ser avaliada por meio de ferramentas integradas: modelos matemáticos hidrodinâmicos, sensoriamento remoto e campanhas de campo.

A modelagem hidrodinâmica unidimensional permite a simulação contínua do comportamento térmico da coluna de água, detectando os processos de estratificação e mistura. Essa abordagem permite a simulação de cenários reais e hipotéticos, sendo muito útil na avaliação do comportamento dos lagos e reservatórios diante de possíveis alterações ambientais (GAL *et al.*, 2003; HETHERINGTON *et al.*, 2015).

O sensoriamento remoto possibilita a obtenção da temperatura superficial em toda a extensão do corpo de água em intervalos de tempo que podem ser fixos. Imagens de satélite têm sido utilizadas em diversos estudos para: compreensão dos padrões de temperatura e dos fluxos de calor sobre reservatórios (ALCÂNTARA *et al.*, 2010); análise da variabilidade espacial e temporal (diária, sazonal e anual) da temperatura da água, onde séries históricas de longo termo não existem (CROSMAN e HOREL, 2009); monitoramento de parâmetros da qualidade da água – concentração de clorofila-*a*, profundidade do disco de Secchi e temperatura superficial (BONANSEA *et al.*, 2015; GIARDINO *et al.*, 2010; RODRÍGUEZ *et al.*, 2014); verificação de tendências espaciais e temporais na temperatura da água (POLITI *et al.*, 2012); estudos de mudanças climáticas (SHARMA *et al.*, 2015); estimativas de evapotranspiração (PROFETA, 2017); delimitação de corpos de água (PÔSSA *et al.*, 2018); validação de modelos hidrodinâmicos unidimensionais (POUR *et al.*, 2012), bidimensionais (LI *et al.*, 2017) e tridimensionais (ALLAN *et al.*, 2016; SAMBONÍ, 2017); fornecimento de

dados de entrada para modelos hidrodinâmicos tridimensionais (CURTARELLI *et al.*, 2014), entre outros.

As campanhas de campo consistem na ferramenta mais convencional de monitoramento da temperatura da água. Por meio dessa ferramenta, incursões de campo são realizadas e pontos de amostragem são escolhidos para medição da temperatura através de sensores, os quais são capazes de medir as temperaturas de toda a coluna de água nos locais escolhidos.

Os modelos hidrodinâmicos unidimensionais têm se apresentado como ferramentas eficazes na representação de processos térmicos na coluna de água de lagos e reservatórios. No entanto, eles requerem uma grande quantidade de parâmetros e dados de entrada, incluindo variáveis meteorológicas e hidrológicas, o que pode acabar limitando a sua aplicação (CURTARELLI *et al.*, 2013). Ademais, representam as características da coluna de água de apenas um ponto do ecossistema em estudo e necessitam de medições *in situ* para calibração de seus parâmetros. Alguns autores têm recorrido ao uso integrado da modelagem matemática com os dados de sensoriamento remoto para uma melhor representatividade espacial térmica da superfície do corpo de água, para a compreensão da variabilidade temporal na temperatura da água como consequência de alterações meteorológicas e climáticas e para contornar a falta de medições *in situ* da superfície da água (SAMBONÍ, 2017).

Cada ferramenta possui suas vantagens e desvantagens, mas, quando utilizadas de forma integrada, são capazes de se complementar, fornecendo informações mais fiéis acerca das condições do sistema lântico em análise e compensando eventuais falhas no monitoramento tradicional. Considerando que a perda da qualidade da água de lagos e reservatórios pode inviabilizar os seus usos diversos, a aplicação de modelagem matemática, dados *in situ* e dados provenientes do sensoriamento remoto torna-se estratégica do ponto de vista da gestão dos recursos hídricos. Tais ferramentas servem para identificar e avaliar a vulnerabilidade do sistema lântico, possibilitando a adoção de medidas mitigadoras ou preventivas (PINARDI *et al.*, 2015; ZHANG *et al.*, 2015).

O emprego conjunto dessas ferramentas como forma de gestão torna-se ainda mais relevante em ambientes tropicais e de médio porte, como é o caso do reservatório Serra Azul na Região Metropolitana de Belo Horizonte (RMBH, MG), utilizado como estudo de caso nessa pesquisa. O uso da modelagem matemática e do sensoriamento remoto para investigação de variáveis relativas a esses ambientes foi pouco relatado na literatura e, além disso, nos

ambientes lênticos tropicais, a taxa metabólica dos organismos é mais acelerada, e a estrutura térmica é mais instável, tornando-os mais sensíveis a alterações externas (LEWIS, 2000). Ainda, a aplicação integrada da modelagem matemática, do sensoriamento remoto e do monitoramento *in situ* foi empregada em poucos estudos, sobretudo no Brasil. Curtarelli *et al.* (2014) utilizaram um modelo 3D juntamente com dados do sensor MODIS para estudar a variabilidade na dinâmica da temperatura, os fluxos de calor e a estrutura térmica do reservatório Itumbiara (814 km² de área), entre Minas Gerais e Goiás, no ano de 2009; Samboní (2017) utilizou um modelo 2D para analisar a variabilidade espacial e temporal, nas escalas diária, mensal e interanual, da temperatura superficial da água e dos fluxos de calor na lagoa Mirim (4.000 km² de área), localizada na fronteira entre Brasil e Uruguai, de 2001 a 2010. Os demais estudos encontrados na literatura são estrangeiros (ALLAN *et al.*, 2016; ARP *et al.*, 2010; LI *et al.*, 2017; POUR *et al.*, 2012).

Sendo assim, diante da preocupação com a manutenção da qualidade da água de lagos e reservatórios, esta dissertação de mestrado visa à aplicação de diferentes ferramentas integradas, no intuito de auxiliar na compreensão da dinâmica térmica de sistemas lênticos tropicais para que subsídios voltados para a gestão de mananciais possam ser oferecidos. A modelagem matemática hidrodinâmica unidimensional é capaz de representar a coluna de água em um ponto do reservatório, porém as medições *in situ* utilizadas na calibração do modelo não são realizadas de forma regular. Como forma de refinar a representatividade espacial e de buscar melhorias na calibração do modelo, optou-se por utilizar também os dados de sensoriamento remoto.

Visando à organização objetiva da estrutura da dissertação, foram delineados sete capítulos, considerando o presente tópico – *Introdução*). No capítulo 2, *Objetivos*, são apresentados o objetivo geral e os objetivos específicos desta pesquisa. O capítulo 3, *Revisão da Literatura*, apresenta o estado da arte referente ao tema da pesquisa, o qual serviu de suporte para o desenvolvimento da dissertação. São abordados tópicos sobre a dinâmica térmica e a modelagem matemática em sistemas lênticos; sobre princípios do sensoriamento remoto e sua aplicação em águas continentais, uso conjunto de modelos matemáticos hidrodinâmicos e de sensoriamento remoto e método de calibração automática de modelos matemáticos. O capítulo 4, *Material e Métodos*, apresenta a área e o período de estudo, as estações de monitoramento consultadas e as etapas metodológicas, incluindo o tratamento dos dados. No capítulo 5, *Resultados e Discussão*, são apresentados e discutidos os resultados obtidos com a

pesquisa, incluindo a validação do algoritmo *Single Channel Generalized Method* (SCGM) utilizado para correção atmosférica das imagens de satélite e obtenção da temperatura da superfície da água, a análise de sensibilidade do modelo matemático GLM, a modelagem matemática hidrodinâmica do reservatório Serra Azul, o uso do sensoriamento integrado à modelagem matemática e a caracterização da dinâmica térmica do reservatório. O capítulo 6, *Conclusões*, e o capítulo 7, *Recomendações*, apresentam, respectivamente, as conclusões relacionadas aos resultados alcançados e as principais recomendações para pesquisas futuras. Na sequência, constam as referências consultadas, as quais embasaram o trabalho, e os apêndices, os quais complementam algumas informações presentes no texto.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo geral

O objetivo geral deste trabalho é avaliar como o uso integrado do sensoriamento remoto, da modelagem matemática e do monitoramento *in situ* pode contribuir para uma melhor compreensão da hidrodinâmica do reservatório Serra Azul/MG.

2.2 Objetivos específicos

Os objetivos específicos são:

- avaliar a capacidade do algoritmo mono canal de Jiménez-Muñoz e Sobrino (2003) em obter as temperaturas superficiais da água em um reservatório tropical;
- identificar os parâmetros e variáveis meteorológicas e hidrológicas aos quais o modelo hidrodinâmico se apresenta mais sensível;
- avaliar o ganho na utilização dos dados de imagens de satélite para calibração do modelo matemático;
- caracterizar a dinâmica térmica do reservatório Serra Azul no período de estudo por meio do uso da modelagem matemática, do sensoriamento remoto e do monitoramento *in situ*.

3 REVISÃO DA LITERATURA

Nesse capítulo serão apresentados os referenciais teóricos que serviram para o embasamento da pesquisa realizada. A revisão de literatura é dividida nos seguintes tópicos:

- Dinâmica térmica em sistemas lênticos, com ênfase em lagos e reservatórios tropicais;
- Modelagem matemática de sistemas lacustres, com ênfase no modelo GLM e na sua aplicação em lagos e reservatórios;
- Sensoriamento remoto, destacando seus princípios básicos, o imageamento por meio de satélites e o Programa Landsat;
- Uso do sensoriamento em lagos e reservatórios, destacando a obtenção e a validação dos dados termais remotos;
- Uso integrado da modelagem matemática e do sensoriamento remoto;
- Método de Monte Carlo e Cadeias de Markov.

3.1 *Dinâmica térmica em sistemas lênticos*

Existem diversos mecanismos que atuam na estrutura térmica de lagos e reservatórios. Entre eles estão mecanismos externos, como o vento e as afluições superficiais por exemplo, e mecanismos internos, como os fenômenos de estratificação e mistura vertical, as correntes de densidade, as ondas internas e a retirada seletiva a jusante (retirada de águas mais profundas). Sob a influência de fatores climatológicos e hidrológicos, esses mecanismos, atuando conjuntamente, são os responsáveis pela dinâmica térmica vertical em ambientes lacustres (TUNDISI e TUNDISI, 2008).

Os fenômenos de estratificação e mistura vertical caracterizam o regime térmico dos corpos de água e são de fundamental importância para a ocorrência de processos bioquímicos em lagos e reservatórios (FORD e JOHNSON, 1986). Segundo Angelocci e Villa Nova (1995), é provável que a temperatura da água tenha maior influência sobre a vida e os ecossistemas aquáticos do que qualquer outra variável considerada isoladamente. Exemplo disso encontra-se na sua interferência na solubilidade dos gases na água, pois o aumento da temperatura da água causa o empobrecimento de oxigênio e influencia diretamente a decomposição da matéria orgânica por organismos aeróbios. A temperatura da água também afeta o crescimento e o desenvolvimento dos seres vivos ali presentes, devido à sua influência sobre

as reações químicas e o seu papel termorregulador, como nos casos dos animais heterotérmicos, por exemplo, os quais não possuem mecanismo próprio para a manutenção da sua temperatura corporal, e, assim, dependem, para isso, da temperatura do ambiente.

O regime térmico de ecossistemas aquáticos continentais depende fundamentalmente das entradas de energia e das trocas de calor. A radiação solar, ao incidir sobre a superfície da água, é absorvida, na faixa do infravermelho, nos primeiros centímetros da coluna vertical. Essa energia, sob forma de calor, é então propagada lentamente para as camadas inferiores, as quais recebem menor quantidade de energia, levando à estratificação térmica da coluna de água (TUNDISI e TUNDISI, 2008).

A água possui elevado calor específico ($1 \text{ cal g}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$), e é capaz de absorver grandes quantidades de energia sem sofrer grandes alterações na sua temperatura. Essa característica é responsável pela ocorrência de mudanças térmicas gradativas, e proporciona ambientes térmicos estáveis (ESTEVES, 2011). Isso significa que, ao receber ou perder calor, a água demora um tempo maior para aquecer/resfriar do que outras substâncias como o solo, por exemplo. Por esse mesmo motivo, as mudanças de temperatura no gradiente vertical são, geralmente, mais lentas. Alterações bruscas nas características da coluna de água podem ocorrer quando ela está sob influência de outros fatores que contribuem para a mistura das camadas de água.

A estabilidade da estratificação térmica depende de muitos fatores, entre eles a profundidade, a morfometria, as condições meteorológicas, sobretudo a velocidade e a direção do vento, e as vazões afluentes e defluentes. Em geral, ambientes mais profundos são mais estáveis, uma vez que a influência do vento como agente de mistura das massas de água é reduzida. Essa condição de estabilidade é de fundamental importância para os ecossistemas aquáticos continentais, pois grande parte dos processos e mecanismos de seu funcionamento resulta desse gradiente vertical formado (ESTEVES, 2011; TUNDISI e TUNDISI, 2008). De acordo com Gelda *et al.* (1998), a estratificação térmica é um regulador metabólico importante em lagos e reservatórios. Os aspectos da estratificação, tais como a interação com os períodos de mistura, a dimensão vertical e a temperatura das camadas e a duração da estratificação influenciam a ciclagem de materiais, a produção primária, as taxas de reações bioquímicas e a disponibilidade de oxigênio.

A estratificação térmica leva à formação de três camadas diferenciadas física, química e biologicamente (Figura 3.1a): epilímnio: camada superficial iluminada, com circulação completa e caracterizada por maior temperatura e menor densidade; hipolímnio: camada mais profunda, geralmente com ausência de luz e com circulação reduzida, caracterizada por menor temperatura e maior densidade; e metalímnio ou mesolímnio: camada intermediária entre o epilímnio e o hipolímnio, marcada pela descontinuidade de temperatura vertical. Nessa região existe um ponto de inflexão, ou de máximo gradiente de temperatura, denominado termoclina (FORD e JOHNSON, 1986; LEMOS, 2011; TUNDISI e TUNDISI, 2008).

A profundidade do epilímnio e do hipolímnio depende de alguns fatores: situação geográfica do lago ou reservatório, profundidade média e máxima, características regionais em relação ao vento e posição na bacia hidrográfica (TUNDISI e TUNDISI, 2008). A turbidez também pode influenciar na espessura da camada do epilímnio, uma vez que o aquecimento superficial da água sofre rápida atenuação em águas turvas (CHIN, 2006). No hipolímnio, prevalecem os processos de decomposição, enquanto no epilímnio prevalecem os processos produtivos.

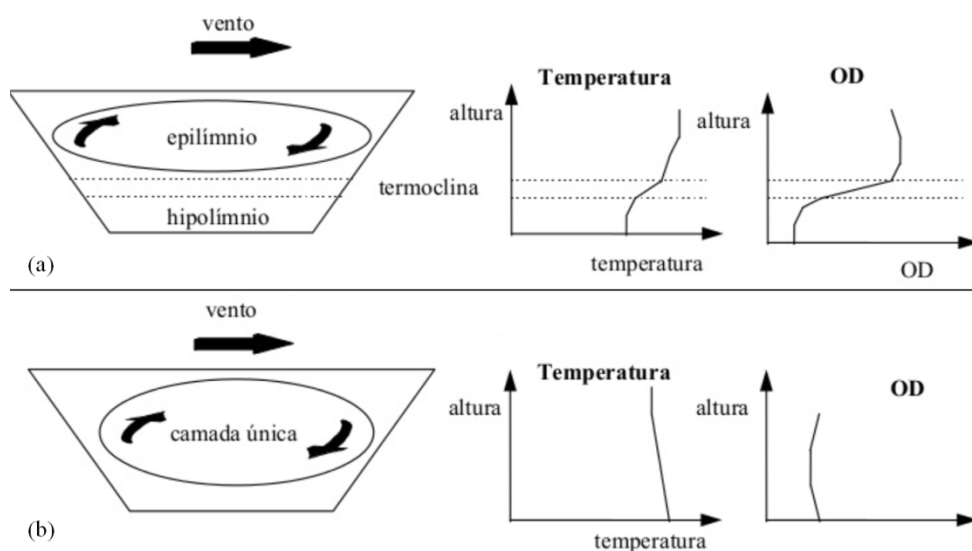


Figura 3.1 – Estratificação térmica (a) e mistura completa (b) em sistemas lacustres e os perfis de temperatura e oxigênio dissolvido.

Fonte: VON SPERLING, 1995.

Em ambientes lacustres tropicais, no período do inverno, as mudanças nas condições meteorológicas podem contribuir para a instabilidade térmica do corpo de água, levando ao rompimento da estrutura das camadas térmicas. Essas mudanças levam ao resfriamento do epilímnio e ao consequente aumento da sua densidade, provocando o seu deslocamento para o fundo (Figura 3.1b). As águas superficiais e as profundas acabam por se misturar, o que gera

uma massa de água com temperaturas homogêneas quando a mistura é total (ESTEVEES, 2011).

O principal fator responsável pela mistura é o vento, capaz de gerar, dependendo da sua intensidade, ondas de superfície, correntes de circulação, seiches e ondas internas, contribuindo assim para o processo de desestratificação (FORD e JOHNSON, 1986). Outros fatores que também podem ocasionar a mistura são: vazões afluentes e efluentes ao corpo de água – as quais podem gerar circulação interna da água pela sua própria energia cinética e pelas diferenças de densidade –, emissão de ondas longas pela superfície da água ao perder calor para a atmosfera – muitas vezes potencializada pela ação dos ventos –, precipitação e evaporação. Todos esses fatores podem atuar no resfriamento da superfície da água, levando a uma instabilidade do sistema (BARTRAM e BALLANCE, 1996; SOARES, 2018; VINÇON-LEITE, 1991).

Lagos e reservatórios podem ser classificados de acordo com a sua dinâmica térmica vertical durante o ciclo climatológico (CHIN, 2006; ESTEVEES, 2011; TUNDISI e TUNDISI, 2008):

1. amícticos: nunca apresentam mistura e ficam permanentemente cobertos por gelo;
2. meromícticos: não apresentam circulação completa. A camada mais profunda fica estagnada;
3. holomícticos: apresentam circulação que atinge toda a coluna de água e não possuem estratificação ocasional. Essa categoria é subdividida em quatro subcategorias:
 - monomícticos: apresentam apenas um período regular de circulação total que ocorre em alguma época do ano. Essa subcategoria subdivide-se em duas outras: lagos monomícticos quentes, os quais apresentam mistura no período do inverno, e lagos monomícticos frios, os quais apresentam circulação no período de primavera/verão e estratificação inversa no inverno, com temperaturas a 0 °C e cobertura de gelo na superfície e temperaturas a 4 °C abaixo da camada de gelo;
 - dimícticos: apresentam duas circulações por ano, uma no outono e outra na primavera;
 - polimícticos: apresentam muitos períodos anuais de circulação. É muito comum em lagos rasos;

- oligomíticos: lagos rasos que apresentam circulação em períodos irregulares e se estratificam rapidamente, com reduzida estabilidade durante curtos intervalos de tempo.

Em geral, as regiões tropicais são caracterizadas pela maior variação da temperatura da água na escala diária do que na escala sazonal e pela presença de lagos rasos devido aos processos geológicos que os originaram. Por esses motivos, é comum a ocorrência de processos de estratificação e mistura diários. Já os lagos tropicais profundos são geralmente monomíticos quentes, com apenas um período de mistura total da coluna de água no inverno (ESTEVES, 2011; TUNDISI e TUNDISI, 2008).

A estratificação térmica e a mistura têm influências diretas sobre a qualidade da água, uma vez que afetam a disponibilidade de nutrientes, de luminosidade e de material dissolvido e particulado, a liberação de ferro e manganês e a distribuição vertical, a migração e a nutrição do fitoplâncton e de níveis tróficos superiores (CHIN, 2006; DANTAS *et al.*, 2012; MEDEIROS *et al.*, 2015; READ *et al.*, 2011). Em lagos fortemente estratificados a troca de compostos dissolvidos entre o epilímnio e o hipolímnio se reduz à troca por difusão molecular, ocasionando uma considerável redução na concentração de oxigênio na camada mais profunda. Além disso, a luminosidade no hipolímnio é limitada e, por esse motivo, o consumo do oxigênio pelas algas e pela comunidade bentônica supera a sua reposição pelo processo de fotossíntese (CHIN, 2006). Em muitos casos, o hipolímnio chega à condição de anoxia (BRANCO *et al.*, 2009, ELÇI, 2008; NEVES *et al.*, 2016), comprometendo as funções vitais de diversos organismos e as reações que são biologicamente mediadas.

A ausência de oxigênio dissolvido no hipolímnio desencadeia reações químicas de redução nos compostos do sedimento de fundo, liberando para a coluna de água não apenas ferro e manganês, mas também nutrientes – fósforo e nitrogênio. Quando ocorre a mistura, esses nutrientes são distribuídos pela coluna de água, tornando-se disponíveis para consumo pelo fitoplâncton. Da mesma forma, o oxigênio dissolvido é difundido pela coluna de água (Figura 3.1), gerando boas condições para o estabelecimento de certos tipos de algas (BOCANIOV *et al.*, 2014; TAVERA e MARTÍNEZ-ALMEIDA, 2005).

3.1.1 Lagos e reservatórios tropicais

Até a década de 1990, a limnologia foi uma ciência voltada predominantemente para o estudo de ambientes temperados. A partir desse período, alguns autores começaram a explorar a limnologia tropical, verificando que os processos ecológicos básicos em lagos e reservatórios podem ser transferidos das altas para as baixas latitudes: o crescimento de determinadas

espécies de algas em um lago em qualquer latitude tende a ser limitado pela disponibilidade de um ou mais nutrientes; o aumento de nutrientes por meio da atividade humana pode modificar as características físicas, químicas e biológicas em lagos tropicais e temperados (LEWIS, 2000). No entanto, diferenças em determinadas variáveis em decorrência da latitude (irradiância solar anual, variação sazonal da irradiância e efeito Coriolis) sugerem a existência de tendências de natureza ecológica relacionadas também à latitude, bem como de diferenças significativas na forma como os processos ecológicos ocorrem (LEWIS, 1987).

De acordo com Lewis (1987, 2000), a irradiação solar anual média nas latitudes tropicais é superior à das latitudes temperadas e mais uniforme durante os diferentes meses do ano. Mais importante ainda são: a diferença entre a irradiância máxima e mínima durante o ano, a qual está diretamente relacionada com a estabilidade da coluna de água durante a estratificação térmica, e os valores de irradiância mínima, os quais estão relacionados ao tempo e à duração do período de mistura. Nos trópicos, as diferenças da irradiância mínima e máxima são bem menores, e a irradiância mínima é muito maior, levando ao aumento da temperatura mínima da água e da temperatura média da coluna de água e à menor diferenciação térmica entre o epilimnio e o hipolimnio. Lewis (1987) também cita o efeito Coriolis como responsável por determinadas tendências na limnologia tropical. A força de Coriolis é nula no equador e máxima nos polos e afeta as correntes de água, uma vez que desvia as correntes geradas pelo vento. Sendo assim, os efeitos do vento na mistura da coluna de água tendem a ser maiores nos trópicos do que nas regiões temperadas.

A estabilidade do lago ou reservatório é definida pela quantidade de trabalho necessário para manter a coluna de água termicamente uniforme. Ou seja, a estabilidade está diretamente relacionada à existência de camadas de densidades diferentes, as quais dependem da temperatura (LEWIS, 1987). A estabilidade da camada de mistura (epilimnio) é menor em lagos e reservatórios tropicais do que em temperados, se consideradas as mesmas características morfométricas. Esse fenômeno está relacionado com os efeitos mínimos da força de Coriolis nos trópicos e com a sensibilidade a variações de curto prazo no conteúdo de calor de lagos e reservatórios tropicais. Em geral, a dimensão da camada de mistura em lagos temperados é bastante estável durante a estação quente, na qual o conteúdo de calor no lago é máximo. Essa condição permanece até o início do outono, quando inicia o período de perda de calor (LEWIS, 2000). Já nos lagos tropicais, a estabilidade é muito mais variável no curto prazo. Ou seja, a resposta de lagos tropicais a sistemas frontais (ventos moderados,

nebulosidade e/ou precipitação, por exemplo) na escala de dias a semanas é muito mais acentuada do que em lagos temperados. Um evento que pode causar perda de calor de 800 a 1.300 J/cm^2 resulta em uma perda de estabilidade de cerca de 25% em um lago tropical e de 5% em um lago temperado (a estabilidade é medida em termos de variação da densidade na coluna de água, em g/cm). Essa perda grande de estabilidade no lago tropical implica o reajuste da espessura da camada de mistura, enquanto, no lago temperado, a camada de mistura se mantém constante (LEWIS, 2000).

Essa condição dinâmica da camada de mistura em ambientes tropicais favorece a reciclagem acelerada de nutrientes no epilímnio, os quais podem ser usados na regeneração da biomassa fitoplanctônica. Esse processo aumenta a eficiência do uso de nutrientes, refletindo na composição e na produtividade dos produtores primários e é uma das causas das maiores razões entre a biomassa média e máxima em lagos e reservatórios tropicais (LEWIS, 1990). Nos ambientes temperados, em geral, os nutrientes só serão disponibilizados em maiores concentrações para os produtores primários na zona eufótica a partir do outono, quando ocorre a mistura da coluna de água. Isso significa que lagos tropicais são mais susceptíveis a eutrofização do que lagos temperados (LEWIS, 2000).

Um outro fator que contribui para o aumento da produção primária da biomassa em lagos e reservatórios tropicais é a temperatura média anual da água no epilímnio. Durante o verão, a temperatura do epilímnio em lagos temperados chega a ser bem próxima das temperaturas encontradas em lagos tropicais. No entanto, as médias anuais se diferenciam muito, permanecendo superiores em lagos tropicais e os processos metabólicos que dependem da temperatura tendem a possuir maiores taxas no epilímnio de ambientes tropicais. Conseqüentemente, a ciclagem de nutrientes causada pela regeneração de nutrientes inorgânicos por microorganismos no epilímnio, assim como a fotossíntese, ocorrerá de forma mais acelerada durante a estratificação. Além disso, em lagos tropicais as temperaturas do hipolímnio são altas quando comparadas com as dos lagos temperados, contribuindo para taxas de decomposição de matéria orgânica morta 4 a 9 vezes mais acelerada do que em ambientes temperados. Essa atividade microbiana está inclusive relacionada à regeneração de nutrientes (ESTEVEZ, 2011; LEWIS, 2000).

Uma outra característica notável em lagos e reservatórios tropicais é a baixa concentração de oxigênio no hipolímnio, quando comparados com esses mesmos ambientes em latitudes

superiores. Três fatores contribuem para a depleção do oxigênio no hipolímnio de lagos e reservatórios tropicais: (i) maior duração da estratificação térmica – a qual pode durar de 10 a 11 meses em lagos tropicais contra 6 a 9 meses em lagos temperados –; (ii) menor capacidade de fixar o oxigênio na água, devido às maiores temperaturas – 8 mg/L em lagos tropicais contra 12 mg/L em lagos situados a 45° de latitude durante o período de mistura, no qual as águas profundas recirculadas são reoxigenadas pelo contato com a superfície –; e (iii) maior produtividade para uma mesma quantidade de nutrientes – consumo 4 a 9 vezes maior em lagos tropicais do que em lagos temperados. Ao mesmo tempo que esses fatores contribuem para o enriquecimento orgânico das águas profundas, também podem gerar uma condição de anoxia com uma velocidade muito superior do que em lagos temperados. Por esse motivo, a disponibilidade de oxigênio é um aspecto do gerenciamento de lagos e reservatórios mais relevante em ambientes tropicais (ESTEVEZ, 2011; LEWIS, 2000).

Essas diferenças fazem com que estudos voltados para a compreensão da dinâmica de lagos e reservatórios tropicais sejam de grande relevância, sobretudo naqueles ecossistemas relacionados ao abastecimento humano e que podem estar sujeitos a impactos de atividades antrópicas (contaminação por poluentes, mudanças climáticas, urbanização, etc). Essas informações servem de subsídio para a elaboração de planos de monitoramento e gerenciamento com vistas à garantia de um controle rigoroso de parâmetros de qualidade da água e ao desenvolvimento de ações a serem tomadas em caso de comprometimento da qualidade da água (LEWIS, 2000).

3.2 Modelagem matemática de sistemas lacustres

Os modelos matemáticos de lagos e reservatórios foram desenvolvidos para simular os processos físicos, químicos e biológicos nesses ecossistemas. Os primeiros modelos matemáticos aplicados a corpos de água eram modelos de qualidade da água, desenvolvidos devido a problemas acarretados pelo despejo de esgoto produzido em centros urbanos. Trabalhos como o de Streeter e Phelps, em 1925, avaliaram os níveis de oxigênio dissolvido e da demanda bioquímica de oxigênio em rios e estuários (FRAGOSO JR, 2009). A partir da década de 1970, o avanço computacional e a crescente demanda fizeram com que os modelos hidrodinâmicos e de qualidade da água se tornassem mais sofisticados, e seu emprego, mais abundante (GAL *et al.*, 2003). Atualmente, a modelagem matemática é largamente utilizada para compreender processos hidrodinâmicos em lagos e reservatórios (BUECHE e VETTER, 2014; SOARES, 2018; PERROUD *et al.*, 2009), para determinar a influência das águas

subterrâneas no regime de lagoas costeiras (MENCIO *et al.*, 2017) e para estimar a resposta física de lagos e reservatórios a mudanças climáticas (HETHERINGTON *et al.*, 2015; PEETERS *et al.*, 2002; SAMAL *et al.*, 2012; WEINBERGER e VETTER, 2012) e a mudanças no uso e ocupação do solo (TROLLE *et al.*, 2014), entre outras aplicações. Por esse motivo, modelos matemáticos são úteis como ferramentas de auxílio na gestão de recursos hídricos (GELDA *et al.*, 1998).

Os modelos de lagos e reservatórios podem ser classificados de acordo com o número de dimensões espaciais consideradas (FRAGOSO JR, 2008):

- modelo de balanço: possui dimensão zero e é aplicado em estudos de balanço de massa para avaliação preliminar das condições de armazenamento e concentração de poluentes em reservatórios. Nesse tipo de modelo, não há preocupação com a representatividade dos gradientes espaciais das variáveis físicas, químicas e biológicas;
- modelo unidimensional: considera os gradientes espaciais em apenas uma direção, em geral, na vertical ou na longitudinal, dependendo dos processos preponderantes;
- modelo bidimensional na vertical integrado lateralmente: simula fluxos e concentrações nas dimensões vertical e longitudinal. É usado em reservatórios bem encaixados no sentido longitudinal do rio e com grandes profundidades;
- modelo bidimensional na horizontal integrado verticalmente: simula fluxos e concentrações nas dimensões longitudinal e transversal. É aplicado quando se deseja obter a visualização das velocidades e concentrações no plano do reservatório. Despreza as variações verticais no perfil;
- modelo tridimensional: simula fluxos e concentrações nas dimensões vertical, longitudinal e transversal. São mais adequados, em termos conceituais, para a representação dos processos hidrodinâmicos e de qualidade de água em reservatórios, porém apresentam limitações relacionadas ao tempo computacional e ao número de parâmetros e de dados de entrada.

A escolha do modelo mais apropriado em um estudo depende das características do sistema a ser representado. Em geral, os gradientes verticais de temperatura em sistemas lacustres são mais expressivos do que os horizontais e os transversais – sobretudo quando se leva em consideração as mudanças sazonais – e, conseqüentemente, os modelos unidimensionais

possuem boa capacidade representativa de lagos e reservatórios (HIPSEY *et al.*, 2017; POLLI e BLENINGER, 2018 VALERIO *et al.*, 2014). Essa suposição é válida na presença de estratificação térmica e quando forças desestabilizadoras externas oriundas do vento e de vazões de entrada e saída, bem como outros processos que geram gradientes horizontais, são desprezíveis (PERROUD *et al.*, 2009). Adicionalmente, considerando-se a praticidade vinculada à demanda de tempo computacional e ao menor número de parâmetros e de dados de entrada e a facilidade de integração com modelos ecológicos, os modelos unidimensionais têm sido frequentemente utilizados para a simulação de processos hidrodinâmicos em lagos e reservatórios e têm apresentado bom desempenho (HIPSEY *et al.*, 2017; RIGOSI e RUEDA, 2012).

Apesar de largamente utilizados, a grande maioria desses modelos unidimensionais é aplicada para a simulação de processos hidrodinâmicos em sistemas lênticos de climas temperados (BRUCE *et al.*, 2018), os quais apresentam características bem diferentes dos sistemas tropicais e subtropicais.

Com o objetivo de simular a estrutura térmica vertical de lagos e reservatórios, diversos modelos unidimensionais foram desenvolvidos: (i) modelos de difusão térmica com difusividade turbulenta parametrizada (HLM – *Hostetler Lake Model*); (ii) modelos relativamente simples, de duas camadas, baseados na teoria da similaridade (FLake – *Freshwater Lake model*); (iii) modelos mais complexos, baseados na turbulência (modelos de estrutura Lagrangiana, como o DYRESM – *Dynamics Reservoir Simulation Model* e o GLM – *General Lake Model*, e modelos de turbulência $k-\epsilon$, como o SIMSTRAT) (SUBIN *et al.*, 2012).

O **HLM** – *Hostetler Lake Model*, desenvolvido por Hostetler e Bartlein em 1990, utiliza uma equação de difusão térmica vertical, com difusividade turbulenta provocada pela ação do vento parametrizada, para calcular a convecção flutuante e a mistura turbulenta, levando em consideração a condutividade térmica e a difusão molecular. Ou seja, ao calcular o balanço energético, o modelo considera que a difusão da energia sob a forma de calor é responsável pelas alterações no perfil termal (PERROUD *et al.*, 2009; THIERY *et al.*, 2014). Em alguns estudos, o HLM subestimou o processo de mistura para lagos profundos (MARTYNOV *et al.*, 2010; PERROUD *et al.*, 2009; STEPANENKO *et al.*, 2010).

O **FLake** foi desenvolvido por Mironov em 2008 e, diferentemente dos demais modelos, baseia-se no conceito de autossimilaridade da estrutura termal da coluna de água. Por esse motivo, possui uma estrutura composta por apenas duas camadas: a camada de mistura com temperatura constante na superfície e a termoclina, a qual se estende do fundo do lago até a base da camada mista. A temperatura na termoclina é parametrizada por uma função polinomial de quarta ordem da profundidade que depende de um coeficiente de forma. Sendo assim, o perfil térmico é determinado pela temperatura da camada mista, pela temperatura do fundo, pela profundidade da camada mista e pelo coeficiente de forma (PERROUD *et al.*, 2009). Embora seja eficiente em termos computacionais e na previsão de temperaturas superficiais, esse modelo pode apresentar dificuldades em representar estratificações sazonais, e a estrutura em duas camadas pode ser um fator limitante para aplicação em lagos profundos, uma vez que não representa bem o hipolímnio (SUBIN *et al.*, 2012).

O **SIMSTRAT**, desenvolvido em 2002 pelo *Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology* (EAWAG), considera em seus cálculos os efeitos de seiches internos na produção de energia cinética turbulenta, a qual é gerada pela tensão de cisalhamento causada pelo vento e pela produção de flutuabilidade no caso de estratificação instável. Seiches provocados pelo vento aumentam a energia cinética turbulenta no interior do sistema a partir da perda de energia por atrito no fundo (PERROUD *et al.*, 2009). Por essa característica, esse modelo tem potencial de representar com maior acurácia as temperaturas superficiais e os fluxos de calor em escalas temporais diárias e sazonais (STEPANENKO *et al.*, 2014).

O **DYRESM** e o **GLM** são modelos de estrutura Lagrangiana desenvolvidos em 1978 e 2012, respectivamente, na *University of Western Australia* (UWA). Eles são estruturados em camadas de propriedades homogêneas cujas espessuras devem ser definidas pelo usuário. O processo de mistura ocorre quando a energia cinética turbulenta, armazenada nas camadas superficiais, excede o limiar de energia potencial (PERROUD *et al.*, 2009).

O modelo GLM é de livre acesso (*download* disponível para a comunidade), possui código aberto e apresentou bom desempenho na simulação do perfil térmico em estudos anteriores (BRUCE *et al.*, 2018), inclusive em reservatórios tropicais (BARBOSA *et al.*, 2015; SILVA *et al.*, 2015; SOARES, 2018). Ele foi desenvolvido pelo mesmo grupo que idealizou o DYRESM – de código fechado e sem livre acesso –, o qual tem sido largamente utilizado em estudos de simulação hidrodinâmica em lagos (GAL *et al.*, 2003; HETHERINGTON *et al.*,

2015; RIGOSI e RUEDA, 2012; TANENTZAP *et al.*, 2007; VALERIO *et al.*, 2014). Por esses motivos, o GLM foi escolhido neste estudo, e suas características serão mais detalhadas a seguir.

3.2.1 O modelo hidrodinâmico GLM

O GLM foi desenvolvido pela equipe *Aquatic EcoDynamics Research Group* da UWA em colaboração com o grupo de pesquisa *Lake Ecosystem Restoration* da *University of Waikato* (Nova Zelândia) e encontra-se, atualmente, na versão 2.4.

O GLM é um modelo hidrodinâmico unidimensional que se destina à simulação da dinâmica térmica de corpos de água lânticos por meio do cálculo dos perfis verticais de temperatura, salinidade e densidade, levando em consideração as entradas e saídas no balanço hídrico e o aquecimento e o resfriamento da superfície e a mistura vertical decorrentes do balanço energético. Ele também considera os efeitos da cobertura de gelo no aquecimento e na mistura do corpo de água, caso aplicável (Figura 3.2). É possível executar a simulação com os módulos acoplados FABM (*Framework for Aquatic Biogeochemical Models*) – ecológico – e AED (*Aquatic EcoDynamics*) – de qualidade da água, a partir dos quais pode ser avaliado o comportamento de parâmetros da qualidade da água, como sedimentos em suspensão e turbidez, oxigênio dissolvido, nutrientes, fitoplâncton, patógenos, e de variáveis químicas (HIPSEY *et al.*, 2014).

O modelo adota uma estrutura Lagrangiana flexível, na qual cada camada, numerada do fundo até a superfície, é considerada um volume de controle, com propriedades homogêneas, que pode ter sua espessura alterada por contração e expansão, em resposta às vazões de entrada e de saída, à mistura com camadas adjacentes e aos fluxos de massa superficiais. Quando há disponibilidade de energia para superar as diferenças de densidade entre as camadas, ocorre o processo de mistura da coluna de água. O modelo foi desenvolvido para investigações em escala temporal variada, a qual pode variar de meses para décadas.

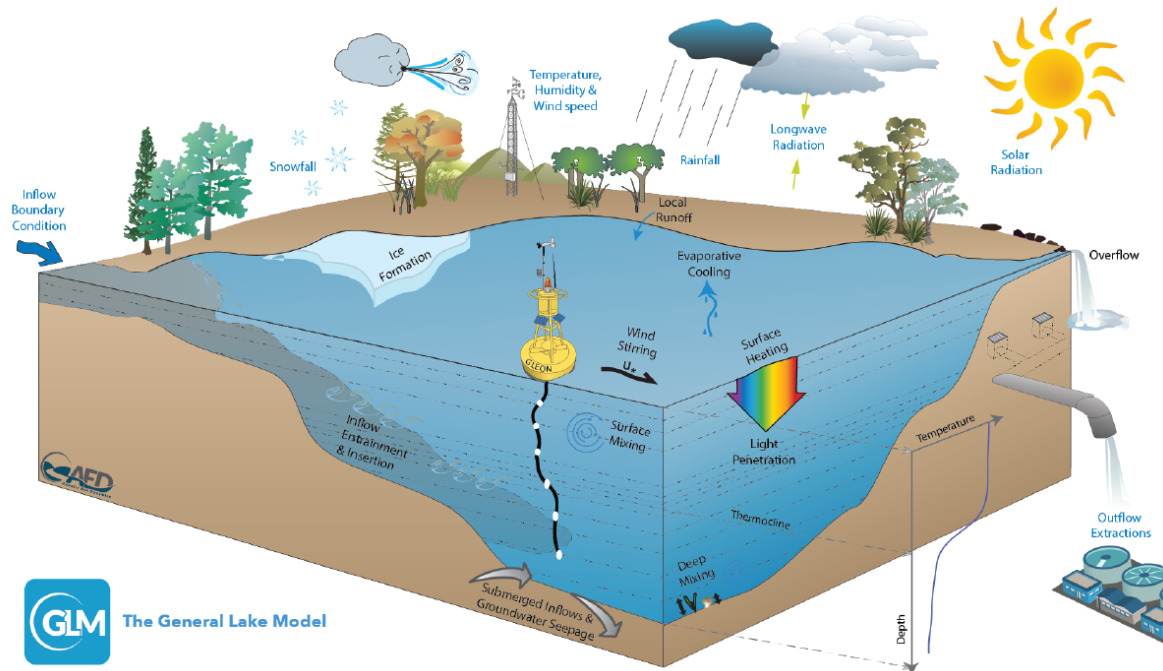


Figura 3.2 – Esquema de simulação do GLM, com os dados de entrada (escritos em azul) e os processos simulados (escritos em preto).

Fonte: HIPSEY *et al.*, 2014.

O número de camadas e a sua espessura são alterados de forma dinâmica, à medida que as camadas contraem e expandem ao longo da simulação. O volume das camadas é determinado por meio de interpolação da área calculada com base em curva hipsográfica a ser fornecida pelo modelador. O volume da primeira camada, situada no fundo do reservatório, assume forma cônica, enquanto os demais são calculados por meio da equação:

$$V_b = V_{b-1} + [A_{b-1} + 0,5(A_b - A_{b-1})](h_b - h_{b-1}) \quad (3.1)$$

na qual

V = volume da camada (m^3)

A = área da camada (m^2)

h = espessura da camada (m)

b = camada considerada

$b-1$ = camada abaixo da camada considerada

A densidade de cada camada é calculada a partir dos valores de temperatura e salinidade, de acordo com UNESCO (1981).

O modelo computa o balanço hídrico por meio das entradas – incluindo vazões superficiais e profundas e escoamento proveniente das áreas de contribuição da bacia para o reservatório –, das saídas – incluindo água vertida e captada e infiltração na camada de fundo – e dos fluxos

de massa superficiais – evaporação e precipitação. As entradas e saídas são computadas em passo de tempo diário e podem alterar a configuração das camadas, criando novas camadas, eliminando algumas ou juntando outras. Já o fluxo de massa superficial é computado em passo de tempo horário ou diário, dependendo da resolução temporal dos dados meteorológicos, por meio de alterações na altura da camada superficial, conforme equação:

$$\boxed{\frac{dh_s}{dt} = f_p P - Evap + \frac{Esc}{A_s}} \quad (3.2)$$

na qual

h_s = nível da água (m)

t = tempo (dias)

f_p = fator definido pelo usuário para diminuir ou aumentar a precipitação (padrão = 1)

P = precipitação (m/dia)

$Evap$ = evaporação (computada pelo fluxo de calor latente – W/m²)

Esc = termo opcional que representa o escoamento das margens para o reservatório

A_s = área do reservatório (m²)

As vazões de entrada superficiais adentram a coluna de água e, ao encontrarem uma camada de mesma densidade, penetram nela, dando origem a uma nova camada, cuja espessura é dependente do volume de entrada. Em seguida, essa nova camada pode se juntar com camadas adjacentes ou se separar delas, dependendo de critérios numéricos do modelo. A taxa de inserção da vazão afluyente superficial (E) é calculada conforme equação proposta por Fischer *et al.* (1979):

$$\boxed{E = 1,6 \frac{C_{Di}^{\frac{3}{2}}}{Ri}} \quad (3.3)$$

sendo

$$\boxed{Ri = \frac{C_{Di}(1 + 0,21 * \sqrt{C_{Di} * sen\alpha_{afl}})}{sen\alpha_{afl} * tan\phi_{afl}}} \quad (3.4)$$

nas quais:

C_{Di} = coeficiente de arraste do leito

Ri = número de Richardson

α_{afl} = ângulo do curso de água afluyente no ponto de encontro com o corpo de água (°)

ϕ_{afl} = declividade do curso de água afluyente no ponto de encontro com o corpo de água (°)

De forma similar ao que ocorre com as vazões superficiais, as vazões profundas são inseridas em uma determinada profundidade e se misturam com as camadas adjacentes acima ou abaixo, dependendo da diferença de densidade, até encontrarem flutuabilidade neutra (mesma densidade).

As vazões de saída – água vertida e captada – são especificadas para uma determinada profundidade da coluna de água, e a água que sai do sistema pode ser proveniente de camadas adjacentes, situada acima ou abaixo desse ponto, dependendo da força da descarga e da estabilidade da coluna de água. A espessura da camada da vazão de saída ou defluente pode ser calculada a partir do número interno de Froude (Fr) e do número de Grashof (Gr):

$$\boxed{Fr = \frac{Q_{def}}{N_{def} * C_{def}^2}} \quad (3.5)$$

$$\boxed{Gr = \frac{N_{def}^2 * A^2}{v_{def}^2}} \quad (3.6)$$

$$\boxed{\delta_{def} = 2 * C_{def} * Gr^{-\left(\frac{1}{6}\right)} = 2 * C_{def} * Fr^{\left(\frac{1}{2}\right)}} \quad (3.7)$$

nas quais:

Q_{def} = vazão defluente por unidade de largura do lago no local de saída (m²/s)

N_{def}^2 = frequência de Brunt-Väisälä média da camada de vazão defluente (s⁻²)

C_{def} = comprimento do lago na profundidade de saída da vazão defluente (m)

A = área do lago na profundidade de saída da vazão defluente (m²)

v_{def}^2 = difusividade vertical do momento média da camada de vazão defluente (m/s)

δ_{def} = espessura da camada de vazão defluente (m)

A frequência de Brunt-Väisälä é dada pela equação:

$$\boxed{N_{def}^2 = \frac{g}{dz} \frac{\rho_{def} - \rho_i}{\rho_{def}}} \quad (3.8)$$

na qual:

g = aceleração da gravidade (m/s²)

dz = espessura da camada de vazão defluente (m)

ρ_{def} = massa específica do lago na profundidade de saída da vazão defluente (kg/m³)

ρ_i = massa específica do lago no limite da camada de vazão defluente (kg/m³)

A infiltração é configurada de forma que possua taxa constante e limitada, garantindo que não mais do que 50% do volume da camada mais próxima do fundo possa ser reduzido em qualquer passo de tempo.

O balanço energético na camada superficial é calculado considerando-se a radiação de ondas curtas ou radiação solar (ϕ_{cur}), a radiação líquida de ondas longas (ϕ_{lon}), o calor latente (ϕ_{lat}), o qual representa a perda de calor da água para a atmosfera por evaporação, e o calor sensível (ϕ_{sens}), que representa as trocas de calor entre a atmosfera e a água por convecção:

$$\frac{c_p}{A_s z_{csm}} \frac{dT_s}{dt} = \phi_{cur} - \phi_{lon} - \phi_{lat} + \phi_{sens} \quad (3.9)$$

$$\phi_{lat} = -\rho_a C_E \lambda U_x \frac{k}{p} (e_s[T_s] - e_a[T_a]) \quad (3.10)$$

$$\phi_{sens} = -\rho_a c_p C_H U_x (T_s - T_a) \quad (3.11)$$

nas quais:

c_p = calor específico do ar ($1.005 \text{ J x kg}^{-1} \text{ x } ^\circ\text{C}^{-1}$)

A_s = área superficial do reservatório (m^2)

z_{csm} = profundidade da camada superficial misturada (m)

T_s = temperatura da superfície da água ($^\circ\text{C}$)

t = tempo (dias)

ϕ_{cur} = radiação de ondas curtas (W/m^2)

ϕ_{lon} = radiação de ondas longas (W/m^2)

ϕ_{lat} = calor latente (W/m^2)

ϕ_{sens} = calor sensível (W/m^2)

ρ_a = massa específica do ar (kg/m^3)

C_E = coeficiente da transferência de calor latente

λ = calor latente de evaporação ($2,453 \times 10^6 \text{ J}/\text{kg}$)

U_x = velocidade do vento (m/s)

k = razão entre peso molecular da água e do ar (0,622)

p = pressão do ar (hPa)

$e_s[T_s]$ = pressão de vapor de saturação da temperatura da superfície da água (hPa)

$e_a[T_a]$ = pressão de vapor do ar (hPa)

c_p = calor específico do ar ($1.005 \text{ J}/\text{kg}/^\circ\text{C}$)

C_H = coeficiente da transferência de calor sensível

T_s = temperatura da superfície da água ($^\circ\text{C}$)

T_a = temperatura do ar ($^\circ\text{C}$)

As séries de radiação de ondas curtas e de ondas longas podem ser calculadas pelo modelo, caso não estejam disponíveis como dados de entrada. Nesses casos, a radiação de ondas curtas é calculada conforme o modelo *Bird Clear Sky Model* (BCSM), assumindo-se que os dias possuem atmosfera limpa. Já a radiação de ondas longas pode ser calculada de três formas: (i) com base nos valores diretos de nebulosidade, caso existentes; (ii) com base nos valores de nebulosidade estimada a partir da radiação de ondas curtas; ou (iii) assumindo-se nebulosidade nula, caso não haja também dados de radiação de ondas curtas disponíveis.

A penetração das ondas curtas (ϕ_{cur}) na água através das camadas é modelada conforme a lei de Beer-Lambert:

$$\phi_{cur}(z) = (1 - \alpha_{cur}) f_{cur} f_{PAR} \hat{\phi}_{cur} \exp(-K_w z) \quad (3.12)$$

na qual:

α_{cur} = albedo para ondas curtas

f_{cur} = fator de escala

f_{PAR} = fração de radiação fotossinteticamente ativa, a qual é assumida como 45% da incidência de ondas curtas

$\hat{\phi}_{cur}$ = irradiância total na superfície da água (W/m^2)

K_w = coeficiente de extinção da luz (m^{-1})

z = profundidade da camada (m)

Os cálculos dos processos de estratificação e de mistura baseiam-se na premissa de que o balanço entre a energia disponível (E_{DISP}) e a energia necessária (E_{REQ}) para que a massa de água seja submetida à mistura fornece a taxa de aprofundamento da camada superficial. A energia disponível equivale à energia cinética turbulenta associada a quatro mecanismos: movimento do vento, movimento de convecção na água, cisalhamento entre camadas e produção da instabilidade de Kelvin-Helmholtz, a qual se caracteriza pela diferença de velocidade na interface de dois fluidos (ar e água), levando a movimentos turbulentos no lago. E a energia necessária equivale à energia potencial requerida para que as águas do fundo sejam elevadas até a superfície. Ela está associada a três mecanismos: aceleração da camada de água situada abaixo da camada misturada até que se atinja a velocidade dessa última, elevação da camada de água abaixo da camada misturada e consumo associado à instabilidade Kelvin-Helmholtz. As energias podem ser calculadas pelas equações:

$$E_{DISP} = 0,5C_K(w_*^3)\Delta t + 0,5C_K(C_W u_*^3)\Delta t + 0,5C_S \left[u_b^2 + \frac{u_b^2}{6} \frac{d\xi}{dz_{CSM}} + \frac{u_b \xi}{3} \frac{du_b}{dz_{CSM}} \right] \Delta Z_{K-1} \quad (3.13)$$

$$E_{REQ} = \left[0,5C_T(w_*^3 + C_W u_*^3)^{\frac{2}{3}} + \frac{\Delta\rho}{\rho_o} g z_{CSM} + \frac{g\xi^2}{24\rho_o} \frac{d(\Delta\rho)}{dz_{CSM}} + \frac{g\xi\Delta\rho}{12\rho_o} \frac{d\xi}{dz_{CSM}} \right] \Delta Z_{K-1} \quad (3.14)$$

nas quais:

C_K = eficiência da mistura convectiva

C_W = eficiência da mistura pelo vento

u_* = velocidade provocada pelo vento na superfície (m/s)

w_* = velocidade turbulenta associada à convecção (m/s)

C_S = eficiência da mistura por cisalhamento

u_b = velocidade de cisalhamento na interface da camada de mistura (m/s)

ξ = comprimento de onda de Kelvin-Helmholtz (λ)

z_{CSM} = espessura da camada superficial misturada (m)

$k-l$ = profundidade inferior da camada superficial misturada (m)

C_T = eficiência da mistura por turbulência instável

$\Delta\rho$ = diferença de massa específica entre duas camadas adjacentes (kg/m^3)

ρ_o = massa específica da água (kg/m^3)

g = aceleração da gravidade ($9,81 \text{ m/s}^2$)

t = tempo (s)

A velocidade de atrito (u_*) está associada com a força do vento na superfície e é calculada pela equação:

$$u_*^2 = C_M U_x^2 \quad (3.15)$$

na qual:

C_M = coeficiente da transferência de momento

U_x = velocidade do vento (m/s)

O processo de mistura abaixo da camada superficial, em regiões estratificadas profundas, é calculado por meio da difusividade vertical (K_z):

$$K_z = \frac{\alpha_{ECT} \varepsilon_{ECT}}{N^2 + 0,6 k_{ECT}^2 u_*^2} \quad (3.16)$$

na qual:

α_{ECT} = coeficiente de eficiência da mistura ($\sim 0,8$)

ε_{ECT} = coeficiente de difusividade

N^2 = frequência de Brunt-Väisälä (s^{-2})

k_{ECT} = número de onda turbulenta

u^* = velocidade de atrito provocada pelo vento na superfície (m/s)

Esse cálculo é válido para regiões com estratificação forte e fraca, sendo que a difusividade aumenta com a dissipação da estratificação e diminui com seu fortalecimento.

3.2.2 Aplicação do GLM em estudos de lagos e reservatórios

A partir do ano de 2014, o uso do GLM para simulação da dinâmica térmica de corpos de água continentais se tornou mais frequente, sendo aplicado em estudos diversos: avaliação de impactos de mudanças climáticas na dinâmica térmica dos ecossistemas lênticos (READ *et al.*, 2014; YAO *et al.*, 2014; HUANG *et al.*, 2017; WINSLOW *et al.*, 2017); comparação entre os desempenhos de diferentes modelos unidimensionais (YAO *et al.*, 2014) ou de diferentes versões de um mesmo modelo (BUECHE *et al.*, 2017); estimativa da influência das águas subterrâneas na dinâmica de lagoas costeiras (MENCIAÓ *et al.*, 2017); avaliação da qualidade da água em lagos profundos (FENOCCHI *et al.*, 2019) e em mananciais de abastecimento (BARBOSA, 2015); avaliação dos impactos da escassez hídrica (SOARES *et al.*, 2017) e de eventos chuvosos (SILVA, *et al.*, 2015) na dinâmica do ecossistema lêntico.

Read *et al.* (2014) utilizaram o GLM para simular os perfis de temperaturas diárias de 2.368 lagos no estado de Wisconsin (EUA), de 1979 a 2011, e confrontar o comportamento coletivo e individual dos lagos com variações climáticas. O modelo foi capaz de prever com precisão as temperaturas do epilímnio (raiz do erro quadrático médio – RMSE, *root mean square error* = 1,74 °C) e a presença ou ausência de estratificação (81,1% de concordância). A simulação das temperaturas das águas do hipolímnio apresentou resultados não tão satisfatórios (RMSE = 3,33 °C); no entanto, a análise de sensibilidade realizada pelos autores apontou que melhorias na estimativa do coeficiente de extinção da luz (K_w) poderiam levar a ganhos substanciais na qualidade da simulação de temperaturas de águas profundas. O RMSE entre as temperaturas simuladas e todas as temperaturas observadas na coluna de água dos lagos em estudo foi de 2,78 °C, e o RMSE médio para toda a coluna de água, levando em consideração o valor de RMSE de cada um dos lagos individualmente, foi de 2,44 °C. Por fim, os autores verificaram a existência de um contraste na resposta dos lagos à variabilidade climática: apesar da forte coerência das temperaturas superficiais, os padrões de estratificação dos lagos apresentaram fraca coerência, sugerindo a diversidade de respostas, diante de uma mesma alteração climática, para algumas métricas ecologicamente relevantes.

Em um estudo similar, Winslow *et al.* (2017) simularam os perfis térmicos de 10.774 lagos nos estados de Michigan, Minnesota e Wisconsin (EUA), de 1979 a 2015 e, em seguida, modelaram cenários futuros, considerando mudanças climáticas. Os resultados obtidos também foram similares: o RMSE obtido para a temperatura de toda a coluna de água foi de 2,79 °C, sendo que o modelo representou melhor as temperaturas do epilímnio (RMSE = 1,91 °C) do que do hipolímnio (RMSE = 3,14 °C). Nesses dois estudos, as métricas dizem respeito ao período de validação.

Yao *et al.* (2014) avaliaram o desempenho de três modelos unidimensionais (HLM, Minlake e GLM) na simulação da dinâmica da temperatura e do gelo no lago Harp (0,714 km² de área), na província de Ontário, no Canadá, de 1978 a 1993. Em seguida, utilizaram os mesmos modelos e o SIM para prever as respostas do lago, com relação à dinâmica do gelo, a um cenário futuro de alteração climática (aquecimento global). O GLM, assim como os demais modelos, apresentou bons resultados com relação à simulação do perfil térmico da água (Coeficiente de eficiência - CE = 0,87), com melhor representatividade do epilímnio (CE = 0,94) do que do hipolímnio (CE = -1,18). De todos os modelos utilizados para a simulação da temperatura, o GLM foi o que apresentou pior desempenho na simulação das temperaturas das águas mais profundas (HLM: CE = 0,234 e Minlake: CE = -0,068). As simulações foram conduzidas com os valores iniciais dos parâmetros, sem a realização de calibração. Por fim, verificou-se que nenhum dos modelos foi capaz de simular com precisão a dinâmica do gelo, gerando resultados muito diferentes diante do cenário de mudança climática. Os resultados sugerem que melhorias nos equacionamentos relacionados à dinâmica do gelo são necessárias em todos os modelos.

A mais nova versão do GLM foi utilizada por Bueche *et al.* (2017) para a simulação das temperaturas da água e da cobertura de gelo do lago Ammersee, na Alemanha, no período de 2001 a 2008. O modelo apresentou bom desempenho, com RMSE médio de 0,65 e de 1 °C e erro médio de 0,08 e 0,22 °C para os períodos de calibração e de validação, respectivamente. Nos dois períodos, o modelo representou melhor as temperaturas do hipolímnio em relação às demais camadas, sendo que os maiores valores de RMSE estão associados ao metalímnio (entre 1,06 e 1,81 °C). Em concordância com esse resultado, a profundidade da termoclina simulada apresentou desvios consideráveis ao ser comparada com os dados de profundidade observados (RMSE = 6,1 m). Em contrapartida, a tendência de redução da profundidade da termoclina com a duração da estratificação foi bem reproduzida pelo GLM. Além disso, o

modelo foi capaz de representar as grandes diferenças de temperatura superficiais entre o verão e o inverno (27 °C), as quais são típicas de climas temperados. Os autores verificaram que a nova versão do GLM apresenta melhorias na representatividade da dinâmica da temperatura de lagos e reservatórios, e que os resultados poderiam ser ainda melhores se fosse possível inserir uma série temporal para o parâmetro coeficiente de extinção da luz (K_w), em vez de um valor constante para todas as estações do ano, devido à sua grande variabilidade.

Huang *et al.* (2017) simularam, com o GLM, as alterações de temperatura da água, por três décadas (1979 a 2012), do lago Nam Co (2.026 km² de área), o segundo maior lago localizado no Platô Tibetano, na China. Os resultados da calibração e da validação, com base em dados observados e estimados por imagens do satélite MODIS, mostraram que o modelo representou bem o perfil térmico do lago durante esse período (RMSE do epilímnio para período de validação = 0,854 °C e RMSE do hipolímnio para período de validação = 0,426 °C), indicando o aumento das temperaturas da água do epilímnio, a redução da profundidade da termoclina, o início precoce da estratificação durante o período de verão ($4,2 \pm 2,02$ dias por década) e o aumento da sua duração ($6 \pm 3,54$ dias por década) em decorrência de alterações climáticas. A partir de experimentos de sensibilidade, os autores verificaram que os principais fatores relacionados ao aquecimento das águas do lago no verão são o aumento da temperatura do ar e da radiação de ondas longas descendente (proveniente das nuvens e da atmosfera).

Com o objetivo de compreender o papel das águas subterrâneas na dinâmica de lagoas costeiras, Menció *et al.* (2017) utilizaram o GLM para determinar não apenas a evaporação e a precipitação nos sapais de La Pletera, Catalonia, Espanha, mas também as vazões de entrada e saída. Os autores verificaram que, durante a estação seca, de 15 a 80% da água das lagoas é abastecida pela água subterrânea e que a salinidade da água depende de dois processos principais: evaporação e mistura da água doce com a água salgada do mar nas lagoas ou no aquífero. Sendo assim, foi possível concluir que a preservação desses sistemas envolve a manutenção de sua conectividade com o aquífero e dos fluxos de água subterrânea para o oceano.

Para compreender os processos hidrodinâmicos e ecológicos em lagos profundos, Fenocchi *et al.* (2019) simularam, por meio do GLM acoplado ao modelo ecológico AED, as temperaturas e diversas variáveis bioquímicas, como fósforo, oxigênio e fitoplâncton, ao longo da coluna

de água no lago Maggiore (213 km² de área), situado na fronteira da Itália com a Suíça, no período de 1998 a 2014. Os coeficientes de correlação de Pearson entre as temperaturas observadas e as simuladas encontrados para o período de calibração e validação foram, respectivamente, 0,98 e 0,97, e as temperaturas do epilímnio, apesar de superestimadas nos verões de 2007 a 2014, foram mais bem representadas do que as temperaturas do hipolímnio. Os autores constataram que, de forma geral, apesar de diversas simplificações necessárias, o modelo apresentou desempenho bom e em concordância com modelagens de períodos mais curtos e de lagos menores e mais rasos.

Foram encontrados na literatura alguns estudos de aplicação do GLM no Brasil, em lagos e reservatórios tropicais, os quais apresentaram modelagens com bons resultados. Barbosa (2015) utilizou o GLM acoplado ao modelo ecológico AED para avaliação da qualidade das águas do lago Paranoá (37,5 km² de área), localizado em Brasília, Distrito Federal, e utilizado como fonte de abastecimento para usuários do seu entorno. Para isso, foi realizada a simulação da dinâmica térmica e do fitoplâncton nos anos de 2007 a 2009. A simulação das temperaturas apresentou bons resultados, com RMSE para a temperatura ao longo da coluna de água igual a 1,47 °C. Além disso, o modelo apresentou melhor ajuste para as maiores profundidades, com RMSE no hipolímnio de 1,25 °C e no epilímnio de 1,90 °C. A análise de sensibilidade apontou para a existência de três parâmetros mais sensíveis no modelo: coeficiente da transferência de calor latente (C_E), coeficiente da transferência de momento (C_M) e coeficiente de extinção da luz (K_w).

Em um estudo recente, Soares *et al.* (2017) empregaram a modelagem unidimensional, por meio do GLM, para avaliar os impactos da escassez hídrica na hidrodinâmica do reservatório Serra Azul entre 2009 e 2016. A simulação do período completo apresentou RMSE de 1,62 °C, levando à conclusão de que o modelo foi capaz de representar os processos térmicos do reservatório. Ademais, a análise de sensibilidade realizada pelos autores indicou que a variável meteorológica velocidade do vento e o parâmetro espessura máxima da camada são os elementos que mais influenciam o modelo. Em uma continuação do estudo, Soares (2018) encontrou um RMSE de 1,34 °C e de 2,05 °C para os períodos de calibração e validação, respectivamente.

Silva *et al.* (2015), em um estudo sobre os impactos do escoamento superficial proveniente de eventos chuvosos sobre a qualidade da água da Pampulha (1,968 km² de área), um

reservatório urbano situado em Belo Horizonte, Minas Gerais, simularam o perfil térmico desse ecossistema lântico. O resultado da simulação foi muito acurado (RMSE = 0,70 °C), e os autores verificaram que eventos chuvosos mais intensos, capazes de gerar maiores volumes de escoamento superficial, podem provocar a mistura da coluna de água mesmo em períodos de estratificação térmica, interferindo diretamente no crescimento de algas.

Os algoritmos de simulação de gelo do GLM necessitam de aprimoramento para melhor representação da duração da cobertura da camada de gelo (a qual influencia o tempo de aquecimento do lago) (READ *et al.*, 2014) e do início e do fim do período congelamento da camada superficial do lago (BUECHE *et al.*, 2017). Com relação à representatividade das temperaturas no metalímnio, o GLM não apresenta melhorias quando comparado com outros modelos.

O estudo realizado por Bueche *et al.* (2017) chegou a melhores resultados do que aqueles obtidos em estudos do mesmo lago utilizando o modelo DYRESM (RMSE médio > 1 °C) (BUECHE e VETTER, 2014; WEINBERGER e VETTER, 2012), apontando para o potencial do GLM na representação da dinâmica térmica de sistemas lânticos. Também foi possível verificar o potencial do GLM para representar eventos extremos, ao simularem-se com precisão os efeitos da onda de calor que ocorreu na Europa no verão de 2003 (BUECHE *et al.*, 2017).

O GLM apresenta as vantagens de possuir código aberto e de ser gratuito, com a possibilidade de ser utilizado em estudos de sistemas lânticos rasos e profundos e sujeitos a climas diferentes e a variações climáticas (BUECHE *et al.*, 2017; HIPSEY *et al.*, 2014; READ *et al.*, 2014).

3.3 Sensoriamento remoto

3.3.1 Princípios básicos

O sensoriamento remoto pode ser definido como o conjunto de atividades voltadas para a aquisição de informações relativas aos recursos naturais e aos ambientes da Terra por meio da análise da energia eletromagnética refletida, emitida ou espalhada pelos alvos. Essa energia é coletada por sensores instalados a bordo de plataformas em altitude, as quais podem ser aviões, satélites, foguetes, entre outros (SLATER, 1980). Segundo Jensen (2007), uma das grandes vantagens do sensoriamento remoto consiste na capacidade de obtenção de

informações de áreas extensas sem que haja contato com o alvo no momento da aquisição do dado, o que evita alterações nas características do foco do estudo.

A energia eletromagnética que compõe o campo de radiação de um objeto pode ser dividida em faixas de acordo com a frequência ou com o comprimento de onda. O conjunto de todos os comprimentos de onda conhecidos é representado pelo espectro eletromagnético (Figura 3.3), que cobre desde os raios gama (ordem de grandeza de ångström ou 10^{-12} m) até as ondas de rádio (ordem de grandeza quilométrica). As interações entre a radiação eletromagnética e os alvos terrestres dependem do comprimento de onda e, segundo Liu (2007), essas interações envolvem mecanismos da Física Quântica “tais como rotação, vibração e deslocamento das órbitas dos elétrons e das moléculas”.

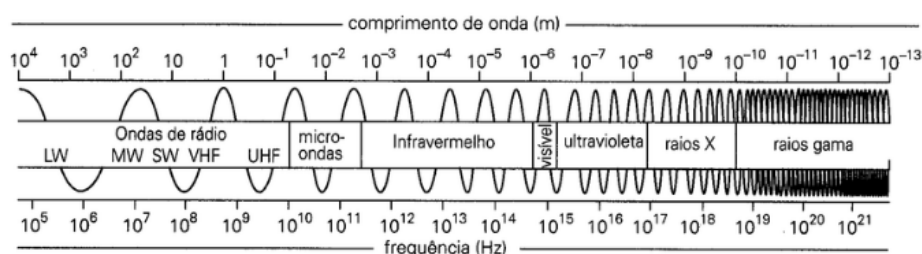


Figura 3.3 – Espectro eletromagnético.

Fonte: LEITE e PRADO, 2012.

A atmosfera absorve praticamente toda a energia eletromagnética emitida pela radiação solar com comprimento de onda inferior a $0,3 \mu\text{m}$, ficando sua aplicação restrita a estudos de laboratório. Já para os comprimentos de onda superiores a $0,3 \mu\text{m}$, a maior parte da radiação solar é transmitida pela atmosfera, sendo bastante utilizada em estudos práticos na área de sensoriamento remoto, sobretudo nas faixas do visível ($0,4$ a $0,7 \mu\text{m}$), infravermelho próximo ($0,7$ a $1 \mu\text{m}$), infravermelho térmico (~ 3 a $\sim 15 \mu\text{m}$) e microondas (~ 1 a $\sim 1000 \text{ mm}$) (LIU, 2007).

No caso do sensoriamento passivo, o Sol é a principal fonte de emissão da energia eletromagnética que incide sobre a superfície terrestre. No caso de sensores ativos, eles próprios emitem pulsos de energia eletromagnética. Essa energia, propagada por meio de radiação, interage de formas diferentes com cada um dos alvos atingidos, devido às diferenças nas suas características bio-físico-químicas (LILLESAND e KIEFER, 1987). Assim, cada objeto reflete, absorve e transmite a radiação eletromagnética recebida de forma particular, dando origem ao que se chama de assinatura espectral ou comportamento espectral. É por

meio dessa assinatura que se torna possível distinguir, por exemplo, a vegetação, a água e o solo em uma imagem gerada por sensoriamento remoto. A Figura 3.4 mostra o comportamento espectral do solo seco e exposto, da vegetação saudável e da água doce pura para diferentes faixas do espectro eletromagnético, do visível ao infravermelho próximo (IVP).

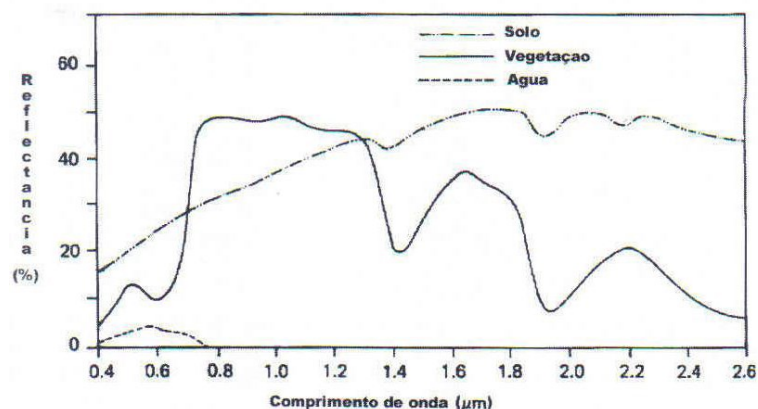


Figura 3.4 – Comportamento espectral típico do solo, da vegetação e da água.
Fonte: LILLESAND e KIEFER, 1987.

As curvas do gráfico representam a refletância média para cada um dos alvos, de acordo com o comprimento de onda. Os solos apresentam propriedades de refletância que dependem das rochas de origem e do conteúdo de umidade. O aumento do teor de matéria orgânica e de umidade causa diminuição da refletância, e a maior rugosidade causa, em geral, um aumento da refletância. No caso da vegetação, como a clorofila absorve mais radiação na região do azul (0,43 a 0,45 μm) e do vermelho (0,64 a 0,67 μm) do que na região do verde (0,54 μm), é possível identificar um pico de refletância na faixa do visível correspondente à região do verde. Na faixa do IVP (0,7 a 1 μm), ocorre um pico de refletância devido à estrutura interna das folhas, mecanismo esse de defesa para evitar a perda de água. A refletância aumenta conforme o número de camadas de folhas, o qual é diferente para cada espécie vegetal. Além disso, a quantidade de clorofila, o teor de água nas folhas e a área foliar influenciam na refletância. Nos locais com comprimento de onda 1,4 μm, 1,9 μm e 2,7 μm, pode ser observada uma diminuição da refletância para o solo e para a vegetação em decorrência da presença de água (FIGUEIREDO, 2005).

Já a água apresenta baixos índices de refletância na faixa do visível e, nas faixas do infravermelho próximo e médio, a água absorve praticamente toda a radiação, sendo, por isso, mais bem discriminada em bandas (faixas de captação de um sensor) que captam essas faixas do espectro eletromagnético. A existência de sedimentos e sólidos em suspensão na água

podem levar a um aumento da refletância, devido à interação da radiação com as partículas contidas na água, que acabam por refletir ou espalhar a radiação. No caso do aumento do teor de clorofila na água, ocorre uma diminuição da refletância na faixa do azul e um aumento na faixa do verde, bem como um pico na faixa do vermelho, entre os comprimentos de onda 0,676 e 0,7 μm , devido ao espalhamento de células e devido à fluorescência (FIGUEIREDO, 2005).

Nas aplicações de sensoriamento remoto na faixa espectral do infravermelho termal (IVT) – 3 a 20 μm –, existe uma peculiaridade: a natureza e a intensidade da energia radiante emitida dependem da emissividade e da temperatura do alvo, uma vez que a informação obtida pelos sensores é proveniente da energia emitida diretamente por esse, e não da reflexão ou espalhamento da radiação solar (LORENZZETTI, 2015).

A emissividade está relacionada à refletividade do material, ou seja, depende das características do alvo e do comprimento de onda. Isso significa que a água, o solo e a vegetação, por exemplo, têm valores distintos de emissividade e que, ainda para um mesmo alvo (a água, por exemplo), a emissividade varia de acordo com o comprimento de onda. Levando-se em consideração todos os materiais conhecidos e as regiões adequadas ao uso do sensoriamento remoto, a emissividade varia de 0,5 a 1 (NOVO, 2010).

Qualquer porção de matéria com temperatura superior ao zero absoluto (0 K) emite radiação. Quanto mais alta for a temperatura da matéria, maior será a energia radiante emitida por ela, uma vez que o aumento da temperatura provoca um número maior de colisões entre as suas partículas e conseqüente elevação da energia (Lei de Stefan-Boltzmann). Ao retornarem espontaneamente a um nível de energia mais baixo, essas partículas liberam energia eletromagnética emitindo a radiação (LORENZZETTI, 2015).

Tomando por base esses conceitos teóricos, a Lei de Planck permite calcular a energia emitida por um corpo negro em função de uma dada temperatura e de um comprimento de onda (LORENZZETTI, 2015) conforme a seguinte equação:

$$B_{\lambda}(T) = \frac{C_1}{\lambda^5 \left[e^{\frac{C_2}{\lambda T}} - 1 \right]} \quad (3.17)$$

na qual:

$B_{\lambda}(T)$ = emissão termal ($\text{W} \times \text{m}^{-2} \times \mu\text{m}^{-1}$)

C_1 = constante física determinada experimentalmente ($1,9104 \times 10^8 \text{ W} \times \mu\text{m}^4 \times \text{m}^{-2} \times \text{sr}^{-1}$)

C_2 = constante física determinada experimentalmente ($14.387,7 \mu\text{m} \times \text{K}$)

λ = comprimento de onda (μm)

T = temperatura (K)

A Figura 3.5 mostra como a temperatura determina a energia radiante emitida pelo alvo, bem como determina a forma do espectro, ou seja, em que comprimento de onda ocorre a máxima emissão, o que varia para cada alvo. O Sol, por exemplo, possui temperatura de aproximadamente 6.000 K e a Terra de 300 K, o que faz com que a emissão termal do primeiro seja bem maior. Além disso, o pico de emissão do Sol está localizado na faixa do visível do espectro eletromagnético e o da Terra na faixa do IVT.

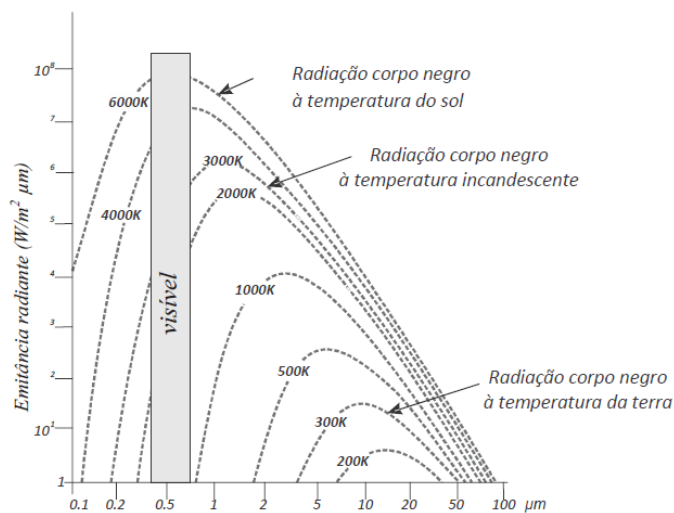


Figura 3.5 – Curvas com valores de intensidade de energia radiante emitida por comprimento de onda, por fontes de radiação com diferentes de temperaturas, segundo modelo de Planck.

Fonte: MENESES, 2012.

Antes de ser captada pelos sensores, a energia eletromagnética emitida pelos alvos atravessa a atmosfera, sofrendo diversas interferências, como absorção e espalhamento. Por esse motivo, torna-se imprescindível a utilização de metodologias de correção atmosférica, de forma que a informação obtida pelo sensor não seja distorcida, representando de maneira mais fiel a realidade.

Em alguns comprimentos de onda específicos na faixa do IVT, parte da energia emitida pelos alvos é totalmente absorvida pelo oxigênio e pelo ozônio na atmosfera, não chegando a atingir o sensor. Nesses casos, torna-se inviável o mapeamento em estudos. É necessário então que os

sensores sejam capazes de captar a energia termal nas janelas atmosféricas, ou seja, nas faixas do espectro eletromagnético nas quais não ocorrem processos de absorção de radiação significativos. Conforme mostra a Figura 3.6, existem janelas atmosféricas na faixa do visível, permitindo que a radiação solar alcance a superfície terrestre e a aqueça, e na faixa do IVT, permitindo que a radiação emitida pela superfície terrestre escape para o espaço, atingindo os sensores a bordo de plataformas diversas.

Ao receberem a radiação eletromagnética, os sensores registram a intensidade em forma de Algarismos e gráficos (sensores não imageadores) e/ou imagens (sensores imageadores). No caso das imagens termais, cada pixel é associado a um valor conhecido por Número Digital (ND), equivalente à radiância espectral recebida. Quanto maior for o ND, maior a intensidade da energia que atingiu o sensor naquele ponto. A imagem representa a tradução desse valor para uma intensidade visual, ou nível de cinza, localizado em um intervalo finito e que depende da resolução radiométrica do sensor.

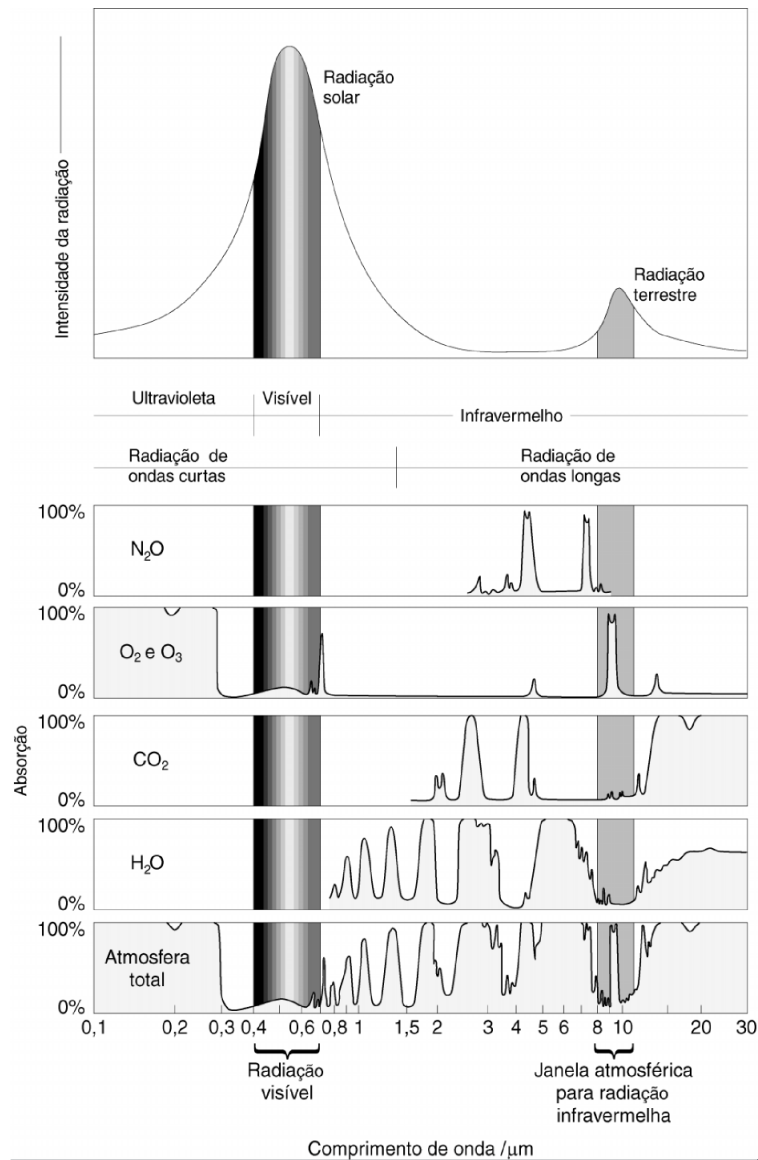


Figura 3.6 – Absortividade de alguns gases atmosféricos e da atmosfera como um todo em função do comprimento de onda.

Fonte: Adaptado de LUTGENS e TARBUCK, 2010.

3.3.2 Imagens de satélite

Parte considerável dos sensores remotos fica instalada a bordo de plataformas em altitude. As plataformas programadas para orbitar ao redor do planeta são chamadas de satélites artificiais, os quais deslocam-se com velocidades e altitudes diferentes. As imagens adquiridas pelos sensores instalados a bordo de satélites fornecem dados de sensoriamento remoto muito utilizados em estudos de caracterização de diferentes alvos da superfície terrestre, uma vez que a informação espectral trazida pela imagem possui potencial de fonte de dados para estudos em escala local, regional e global (ABREU, 2016; PEIXOTO, 2012, RIBEIRO, 2007). As características das imagens estão relacionadas com as características do sensor que

as gerou e, por isso, a escolha da imagem deve estar intimamente ligada às especificações do sensor, levando em consideração os objetivos do estudo.

Para a escolha do sensor, deve-se considerar quatro tipos de resoluções que são relacionadas umas com as outras (MELO, 2003; NOVO, 2010; RIBEIRO, 2007):

- resolução espectral: mede a largura das faixas espectrais captada pelo sensor e a capacidade do sensor em distinguir entre dois níveis de intensidade do sinal de retorno, os quais são os limites da faixa espectral captada. Um sensor que capta radiação eletromagnética na faixa de 0,4 a 0,5 μm , por exemplo, tem uma resolução espectral maior do que um sensor que capta a radiação na faixa de 0,4 a 0,6 μm , pois ele é capaz de registrar pequenas variações no comportamento espectral em uma faixa mais estreita do espectro eletromagnético. Sensores com melhor resolução espectral permitem o aumento do número de bandas e a diminuição da largura do intervalo de cada uma delas, melhorando a discriminação do alvo na imagem;
- resolução espacial: mede a habilidade do sensor para discriminar detalhes na imagem e está diretamente relacionada com a projeção geométrica do detetor na superfície terrestre, a qual define a área do campo de visada instantânea do instrumento para uma certa altitude em um determinado instante. Essa área imageada pelo detetor corresponde ao valor do pixel e quanto menor for o seu valor, mais detalhes poderão ser identificados e melhor será a resolução espacial. A Figura 3.7 ilustra o imageamento de uma mesma área por diferentes satélites: IKONOS II, com resolução espacial de 1 m; SPOT 4, com resolução espacial de 10 m; e Landsat-7, com resolução espacial de 30 m. Observa-se que, quanto maior a resolução espacial, menor o tamanho do pixel e maior a quantidade de detalhes mostrados pela imagem;

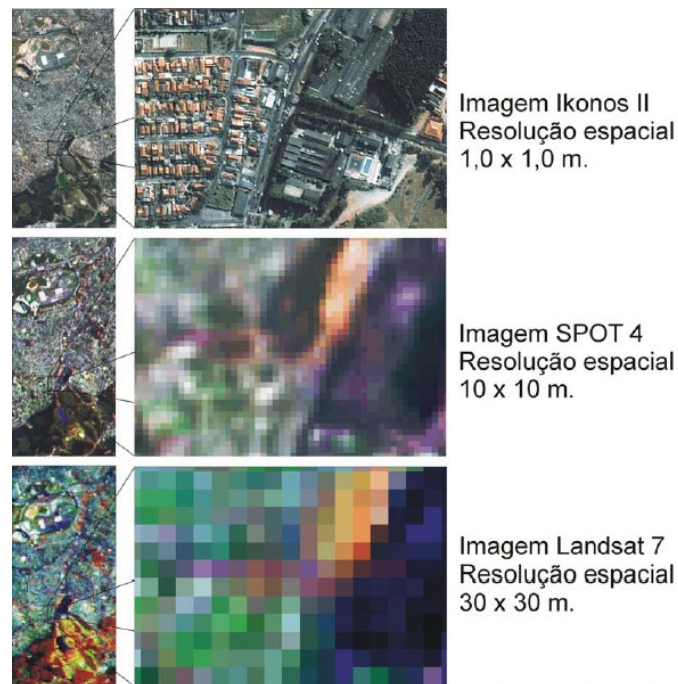


Figura 3.7 – Contraste visual entre diferentes resoluções espaciais de diferentes sensores usados para obtenção de imagens de uma mesma área.

Fonte: Adaptado de MELO, 2003.

- resolução temporal: intervalo de tempo entre a aquisição de imagens por um mesmo sensor. É importante para a identificação de processos dinâmicos na superfície terrestre. Quanto maior a frequência de obtenção de imagens do mesmo local (revisita), melhor a resolução temporal;
- resolução radiométrica: descreve a capacidade do sensor para discriminar as variações no nível de energia eletromagnética refletida, emitida ou espalhada que deixa a superfície do alvo. A energia eletromagnética apresenta diferenças de intensidade contínuas, as quais são captadas, registradas e reproduzidas pelo sensor, evidenciando-se sob a forma de níveis de cinza. Quanto maior for a sensibilidade do sensor para distinguir essas variações de intensidade, mais níveis de cinza a imagem possuirá e maior será a resolução radiométrica. Os níveis de cinza são associados a uma codificação digital (número digital – ND) e são expressos por um valor numérico em bits, ou seja, são expressos em função do número de dígitos binários necessários para armazenar o valor máximo de cinza. O valor do ND é sempre em potência de 2. Por exemplo: 8 bits significam $2^8 = 256$ níveis de cinza. A Figura 3.8 ilustra o conceito de resolução radiométrica.

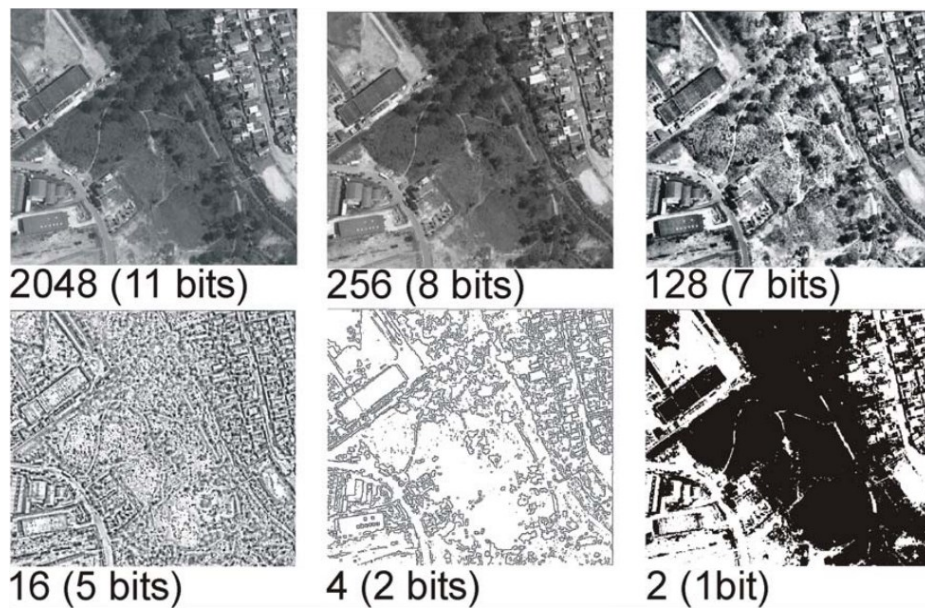


Figura 3.8 – Diferença de resolução radiométrica: quanto maior a sensibilidade do sensor para distinguir a intensidade da energia eletromagnética, maior o número de bits e melhor a resolução radiométrica.

Fonte: MELO, 2003.

Imagens com resolução espacial fina normalmente implicam a diminuição da resolução temporal e espectral. E aumento da resolução radiométrica implica, geralmente, a diminuição da resolução espacial e da resolução espectral (RIBEIRO, 2007). Diante da enorme quantidade de satélites e sensores existentes, é necessário conhecer bem a área de estudo e os objetivos da pesquisa para uma escolha adequada das imagens a serem utilizadas.

Os satélites da série Landsat apresentam o mais antigo programa de mapeamento da superfície terrestre (NOVO, 2010), com resoluções espacial, temporal, radiométrica e espectral razoáveis para diversas aplicações: delimitação de rios (PÔSSA *et al.*, 2018), mapeamento de lagos e áreas inundáveis (MAILLARD *et al.*, 2012), avaliação da dinâmica da variação de áreas de lagos (VAZ, 2014) e do volume de represas (ABREU, 2016), predição volumétrica em florestas (GASPAROTO, 2016), avaliação dos impactos da mineração nas águas de rios (LOBO *et al.*, 2015), obtenção da temperatura superficial de alvos terrestres (LIU e ZHANG, 2011) e aquáticos (ALVES e SANTOS, 2015; COUTINHO e LORENZZETTI, 2015) e avaliação da qualidade da água de corpos de água (RODRÍGUEZ *et al.*, 2014), entre outras. Por esse motivo, são muito utilizados em estudos regionais e globais.

3.3.3 O Programa Landsat

O Programa Landsat teve início na década de 1970 e constitui-se em uma série de 8 satélites desenvolvidos e lançados pela *National Aeronautics Space Administration* (NASA), que

proporcionam a aquisição repetitiva de dados multiespectrais calibrados (os detetores dos sensores são calibrados), com resolução espacial considerada alta – quando comparada com a dos satélites voltados para aplicações na área de meteorologia e oceanografia. Até a data atual, são 46 anos de aquisição de imagens que atendem uma ampla comunidade de usuários, incluindo os setores agrícola, florestal, ambiental, militar, entre outros. Esses dados são o mais longo e completo registro, a partir do espaço, de dados da superfície continental do planeta Terra, com enorme importância para os estudos de mudanças globais no planeta (NOVO, 2010). A linha do tempo de lançamento e tempo de operação dos satélites do programa está ilustrada na Figura 3.9.

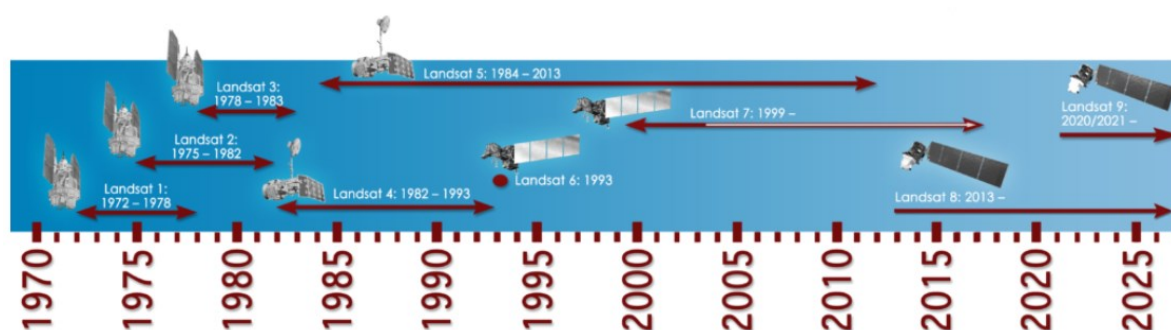


Figura 3.9 – Linha do tempo de lançamento e operação dos satélites do programa Landsat (a linha branca dentro da linha do tempo do Landsat 7 representa a obtenção de imagens após a falha no equipamento *Scan Line Correction*).

Fonte: NASA, 2015.

Os satélites Landsat 1, 2 e 3 foram lançados, respectivamente, em 1972, 1975 e 1978. Eles operavam em órbita circular, quase polar, em sincronia com o Sol e a uma altitude de cerca de 920 km. O período de revista desses satélites era de 18 dias, e todos eles levavam a bordo o sensor *Multispectral Scanner Subsystem* (MSS) – o qual permitia o imageamento de linhas do terreno numa faixa de 185 km, perpendicularmente à órbita do satélite – e o sistema de câmera *Return Beam Vidcom System* (RBV) – o qual permitia a observação da cena imageada como um todo de forma instantânea. O Landsat 3 foi o primeiro satélite da série Landsat a possuir uma banda termal no sensor MSS, apesar de ela ter falhado logo após o lançamento do satélite (NASA, 2015; NOVO, 2010).

Os satélites Landsat 4 e 5, lançados em 1982 e 1984 respectivamente, foram concebidos para melhorar a capacidade de aquisição dos dados orbitais, com sensores mais eficientes em termos de processamento dos dados adquiridos para disponibilização em forma de imagem. Ambos operavam a 705 km de altitude, com período de revisita de 16 dias. Além do sensor MSS, levavam a bordo o sensor *Thematic Mapper* (TM), que possuía sete bandas espectrais

(três a mais do que o MSS), incluindo uma banda termal, e dispunha, assim, de uma melhor resolução espectral. Além disso, as resoluções temporal (16 dias), radiométrica (8 bits) e espacial (30 m para a região do visível e IV e 120 m para região do IVT) também eram melhores quando comparadas com essas mesmas resoluções dos satélites anteriores da série. O Landsat 4 foi desativado em 1993 devido a problemas na transmissão de dados, sendo descomissionado em 2001. Já o Landsat 5, com expectativa de vida útil de apenas três anos, acabou operando por 26 anos, representando um marco dentro do Programa Landsat (NOVO, 2010).

O Landsat 6 foi lançado em 1993 com o objetivo de dar continuidade ao programa, carregando a bordo o sensor *Enhanced Thematic Mapper* (ETM+). No entanto, ele falhou em alcançar a sua órbita, levando a preocupações sobre a possibilidade de existência de uma lacuna de dados no programa (NASA, 2015).

O satélite Landsat 7, lançado em 1999, teve como um dos objetivos principais a continuidade na aquisição de dados da superfície continental, atendendo à demanda do programa americano de pesquisa em mudanças globais (*US Global Change Research Program*) e do programa *Earth Sciences Enterprise* da NASA, focado nos estudos das mudanças globais do ambiente terrestre. Por esse motivo, o sistema de varredura mecânica dos sensores TM e ETM+ é idêntico, e as principais distinções entre eles são: a inclusão de uma banda pancromática com resolução espacial de 15 m, a adição de dois sistemas de calibração solar e o aumento de ganho na banda termal, o qual permite melhoria de resolução espacial. O Landsat 7, assim como o Landsat 5, superou a sua expectativa de vida útil. No entanto, em março de 2003, ocorreu um problema no equipamento eletro-mecânico *Scan Line Corrector* (SLC), o qual serve para compensar o deslocamento do satélite em relação ao movimento de rotação da Terra. Como consequência, desde então, as imagens apresentam espaços vazios, os quais equivalem a uma perda de 22% de dados de qualquer imagem posterior a essa data. Apesar disso, as imagens continuam sendo transmitidas e recebidas nas estações terrestres e, felizmente, existem formas de correção dessas falhas (ABREU, 2016; NOVO, 2010).

O Landsat 8, o mais recente satélite da série, foi lançado em 2013, em uma cooperação entre várias agências. Ele possui dois sensores: o *Operational Land Imager* (OLI), o qual possui as bandas refletivas, e o *Thermal InfraRed Sensor* (TIRS), o qual possui duas bandas termais. O Landsat 8 possui uma melhor resolução radiométrica (16 bits) quando comparado com os

satélites anteriores, assim como uma maior quantidade de bandas, sendo elas também mais estreitas, com o objetivo de diminuir o efeito da absorção atmosférica. O sensor está radiometricamente calibrado para se manter na mesma escala dos satélites anteriores da série e permitir comparações com eles. A resolução espacial das bandas existentes anteriormente foi mantida, com exceção da banda termal, cuja resolução diminuiu de 60 para 100 m (ABREU, 2016).

A Tabela 3.1 traz informações sobre as características gerais de cada um dos satélites e seus respectivos sensores, e a Figura 3.10 mostra as diferenças entre as faixas espectrais captadas por cada um dos sensores a bordo dos satélites Landsat (MSS, TM, ETM+, OLI e TIRS). Observa-se que, ao longo do tempo, os sensores foram adquirindo maior resolução espectral e, após o lançamento do Landsat 8, a resolução espacial da banda termal diminuiu em relação ao Landsat 7, embora agora seja possível a obtenção da emissão termal por meio de duas bandas.

As bandas termais dos satélites Landsat 4 e 5 pertencem ao sensor TM; já a do satélite Landsat 7, ao ETM+. Ambas correspondem à banda de número 6 (10,4 a 12,5 μm). A banda termal do Landsat 7 é dividida em duas: *low gain band* (B6L), usada para superfícies com alta intensidade de brilho, como no caso de desertos e áreas com pouca vegetação, e *high gain band* (B6H), mais usada para superfícies com pouca intensidade de brilho, como no caso de áreas vegetadas. O que difere essas duas bandas é o ganho, o qual é maximizado na B6H para aumentar a resolução radiométrica da imagem sem saturar os detectores (CHANDER *et al.*, 2009; LAMARO *et al.*, 2013). Já no Landsat 8, as bandas termais pertencem ao sensor TIRS e correspondem às bandas 10 (10,6 a 11,19 μm) e 11 (11,5 a 12,51 μm) (NASA, 2015).

Tabela 3.1 – Características básicas dos satélites Landsat e dos seus respectivos sensores.

Satélite	Sensor	Nº de bandas multispectrais (r. e.) ¹	Banda pancromática (r. e.)	Banda termal (r. e.)	Resolução radiométrica (bits)
Landsat 1	MSS/RBV	4 (80 m)	-	-	6
Landsat 2	MSS/RBV	4 (80 m)	-	-	6
Landsat 3	MSS/RBV	4 (80 m)	-	-	6
Landsat 4	MSS/TM	6 (30 m)	-	1 (120 m)	8
Landsat 5	MSS/TM	6 (30 m)	-	1 (120 m)	8
Landsat 6 ²	ETM+	-	-	-	-
Landsat 7	ETM+	6 (30 m)	1 (15 m)	1 (60 m)	8
Landsat 8	OLI/TIRS	8 (30 m) ³	1 (15 m)	2 (100 m)	16

¹ r. e. = resolução espacial

² Não chegou a atingir a sua órbita.

³ Inclui uma banda aerossol costeiro e uma banda cirrus.

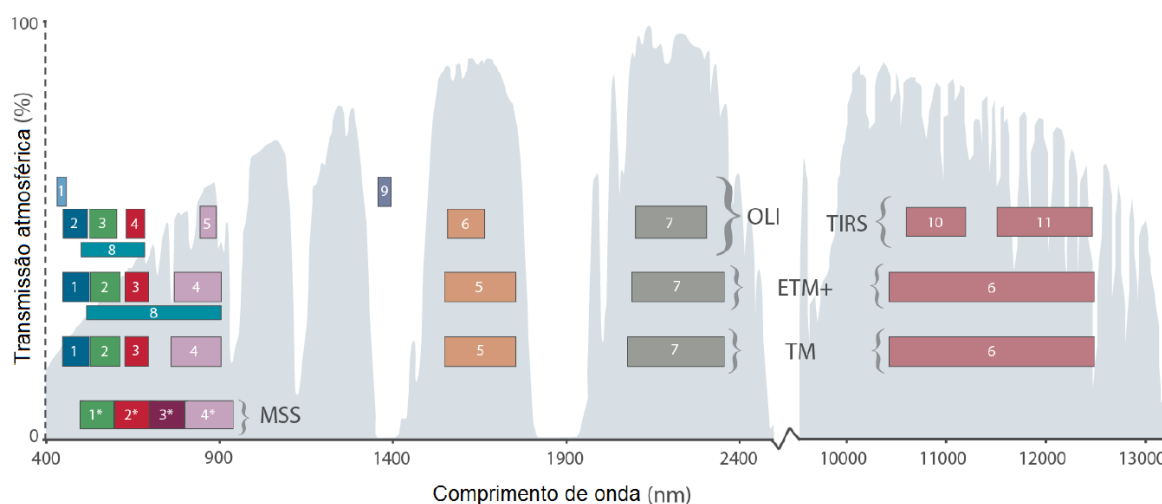


Figura 3.10 – Comparação das faixas espectrais dos sensores MSS (Landsat 1, 2, 3, 4 e 5), TM (Landsat 4 e 5), ETM+ (Landsat 6 e 7) e OLI/TIRS (Landsat 8).

Fonte: NASA, 2015.

A largura da faixa imageada por todos os satélites é de 185 km; a partir do Landsat 4, a resolução temporal passou de 18 para 16 dias, e a altitude da órbita passou de 920 para 705 km.

3.4 Uso do sensoriamento remoto em lagos e reservatórios

Segundo Dörnhöfer e Oppelt (2016), técnicas de sensoriamento remoto já foram amplamente utilizadas com sucesso em estudos relacionados aos ecossistemas terrestres e à gestão de áreas costeiras e marinhas protegidas. Em contrapartida, no campo do monitoramento de lagos e reservatórios continentais, a maior parte dos estudos limita-se a grandes corpos de água, com uso de imagens de baixa resolução espacial. Isso se deve ao fato de que, ao se priorizar uma melhor resolução temporal das imagens, perde-se na resolução espacial o que a leva a ser, geralmente, mais grosseira.

Devido à sua importância, à sua sensibilidade de resposta a mudanças climáticas e a alterações no uso e ocupação do solo, as águas continentais têm recebido maior atenção nos últimos anos. Diversos estudos recentes foram desenvolvidos com o intuito de investigar alterações na área, no nível e no volume desses ecossistemas ao longo do tempo (MAILLARD *et al.*, 2012; VAZ, 2014; ABREU, 2016; ZHANG *et al.*, 2017); outros buscaram obter informações sobre variáveis limnológicas: temperatura da superfície da água

(RODRÍGUEZ *et al.*, 2014), turbidez e clorofila-a (BONANSEA *et al.*, 2014), matéria orgânica dissolvida e sólidos em suspensão (MATTHEWS *et al.*, 2010).

No sensoriamento remoto de águas continentais, as faixas do infravermelho e do visível são as mais utilizadas para obtenção de informações acerca das propriedades da água, tais como turbidez, clorofila-a, sólidos em suspensão e matéria orgânica dissolvida. Cada uma das partículas existentes na água, conhecidas por constituintes opticamente ativos, interage de forma particular com a radiação solar, por meio da reflexão, do espalhamento e/ou da absorção, e a soma delas representa as propriedades óticas do corpo de água (DÖRNHÖFER e OPPELT, 2016).

No estudo realizado por Song *et al.* (2011), no lago Chagan, situado na região nordeste da China, quatro parâmetros de qualidade da água – clorofila-a, turbidez, matéria orgânica total dissolvida e fósforo total na superfície da água – foram obtidos por meio de uma imagem do satélite Landsat 5, em outubro de 2004, e por meio de medidas *in situ* monitoradas simultaneamente à passagem do satélite. Os valores dos parâmetros obtidos pelas imagens de satélite pelo método de redes neurais foram comparados com os valores medidos por monitoramento tradicional. O RMSE obtido foi inferior a 10%, indicando o potencial de utilização do sensoriamento remoto em outros lagos da região, com características próximas às características do lago Chagan.

Já no caso da obtenção do parâmetro temperatura da superfície da água é utilizada a faixa do espectro eletromagnético do infravermelho termal (3 a 20 μm), a qual representa a principal faixa de radiação emitida pela superfície do corpo de água. Na Tabela 3.2, encontram-se os principais trabalhos pesquisados sobre a obtenção de temperatura da água de corpos de água continentais por meio de imagens de satélite. No Brasil, esses estudos têm recebido maior atenção nos últimos anos.

Diversos estudos apontam que os resultados são mais precisos quando existem dados de medições *in situ*, o que mostra a importância da utilização de mais de uma ferramenta de monitoramento em prol de uma melhor gestão dos recursos hídricos (DÖRNHÖFER e OPPELT, 2016).

Tabela 3.2 – Estudos sobre obtenção de temperatura superficial da água em corpos de água continentais por meio de imagens de sensores remotos.

Autores	Sensor	Área de estudo	Desempenho	Tempo
Schneider e Mauser, 1996	Landsat 5 TM	Lago Constance (Alemanha)	RMSE ¹ : 0,69 °C	1987-1994
Crosman e Horel, 2009	MODIS/Terra	Grande Lago Salgado (EUA)	RMSE: 1,63 a 1,73 °C	2000-2007
Alcântara <i>et al.</i> , 2010	MODIS/Terra	Reservatório Itumbiara (Brasil)	-	2003-2008
Giardino <i>et al.</i> , 2010	MODIS/Terra	Lago Trasimeno (Itália)	Qualitativo	2003-2008
Politi <i>et al.</i> , 2012	NOAA/AVHRR	Grandes lagos europeus ¹	RMSE: 2,01 a 2,95 °C	1993-1996 2001-2005
Lamaro <i>et al.</i> , 2013	Landsat 7 ETM+	Reservatório Embalse del Río Tercero (Argentina)	RMSE: 1,23 °C	2000-2006
Simon <i>et al.</i> , 2014	Landsat 7 ETM+	Lago Bariousses e Lago Bimont (França)	RMSE: 1,04 °C RMSE: 1,75 a 2,40 °C	2009-2013
Giardino <i>et al.</i> , 2014	Landsat 8 TIRS	Lake Maior (Itália)	Qualitativo	Maior/13
Rodríguez <i>et al.</i> , 2014	Landsat 5 TM	Lago Arreo (Espanha)	RMSE: 4,18 °C	2000-2012
Alves e Santos, 2015	MODIS/Terra	Reservatório de Manso (Brasil)	R ² : 0,62 a 0,74	2000-2006
Tavares <i>et al.</i> , 2018	Landsat 7 ETM+	Lagoa Mangueira	RMSE: 0,82 a 1,27 °C	2001-2008
Coutinho e Lorenzetti, 2015	Landsat 8 TIRS	Reservatório de Furnas (Brasil)	RMSE: 2,25 °C	2013-2014

¹ Léman (França e Suíça), Balaton (Hungria), Veteer (Suécia), Ouluhärvi (Finlândia).

Além de trazer informações sobre as propriedades físicas, químicas e biológicas dos ambientes aquáticos, os dados obtidos por sensoriamento remoto podem servir de base para a escolha de pontos estratégicos de monitoramento *in situ* e de coleta de amostras. São também úteis para a análise da estrutura interna dos lagos, possibilitando a identificação de interações com as entradas e saídas de águas poluídas (LAMARO *et al.*, 2013), e para a calibração e validação de modelos hidrodinâmicos e ecológicos (PAHLEVAN *et al.*, 2011; ZHANG *et al.*, 2015).

A utilização de satélites que possuem alta resolução temporal permite o monitoramento constante de lagos e reservatórios, gerando séries longas que podem ser utilizadas para: (i) detecção de tendências na temperatura superficial do lago ou reservatório, no que diz respeito às alterações climáticas; (ii) detecção de proliferação de algas; (iii) preenchimento de falhas em banco de dados de medições *in situ*; (iv) investigações de interações com padrões de clorofila-a; e (v) indicação de períodos de mistura ou estratificação térmica (DÖRNHÖFER e OPPELT, 2016).

Reconhecendo a importância do sensoriamento remoto como ferramenta para a gestão de lagos, reservatórios, estuários e águas costeiras, e de seu potencial para ser cada vez mais utilizado por gestores, Schaeffer *et al.* (2013) realizaram uma pesquisa qualitativa na Agência de Proteção Ambiental dos Estados Unidos (EPA) com a intenção de entender a percepção dos profissionais quanto ao uso do sensoriamento remoto para monitoramento dos recursos hídricos. Os resultados apontam a existência de algumas barreiras para o uso do sensoriamento remoto, quais sejam: (i) desconhecimento por parte de muitos profissionais da disponibilidade de imagens gratuitas; (ii) falta de confiança nos resultados que já foram validados em estudos anteriores; (iii) insegurança com relação à continuidade do monitoramento, caso o satélite interrompa suas atividades; e (iv) falta de suporte – treinamentos e comprometimento – da instituição.

Nesse sentido, Schaeffer *et al.* (2013) recomendaram que os estudiosos da área de sensoriamento remoto continuem desenvolvendo e publicando seus trabalhos, sempre que possível em conjunto com instituições federais, estaduais e locais, de forma a mostrar o potencial de uso das ferramentas remotas. Os autores também reforçaram a ideia de que essas ferramentas não fornecem todas as respostas que os gestores precisam e, por esse motivo, devem ser utilizadas em conjunto com o monitoramento tradicional, em busca das melhores soluções.

3.4.1 A obtenção da temperatura superficial da água pelo sensoriamento remoto

A faixa do IVT do espectro eletromagnético sofre uma atenuação na água mais forte do que a luz visível. Esse fenômeno está associado ao decaimento da amplitude da onda no meio aquoso, o qual é maior para a radiação na faixa do IVT. A radiação IVT emitida por camadas mais profundas não consegue chegar à superfície, assim como as componentes de ondas longas presentes no espectro solar que, ao incidirem sobre a água, são absorvidas na camada superficial. Por esse motivo, as imagens termais obtidas pelo sensoriamento remoto registram apenas a temperatura da superfície da água (*skin temperature*) (LORENZETTI, 2015).

Existem diversas abordagens para a obtenção da variável temperatura da superfície da água, incluindo algoritmos semi-empíricos e algoritmos com bases físicas. Dentre os semi-empíricos, podem ser citados os algoritmos mono canais (*mono-window* ou *single channel*) e os algoritmos de janela dividida (*split-window*) (HULLEY *et al.*, 2011).

Os primeiros usam aproximações da equação de transferência radiativa (ETR), utilizada para correção da radiância da banda termal (faixa de captação de um sensor que corresponde à radiação na região do IVT) devido aos efeitos atmosféricos que atingem os sensores dos satélites e que, no caso da água, podem causar alterações de $\pm 2^\circ$, considerando uma emissividade constante. A correção por meio dessa equação leva em consideração: (i) a radiância da superfície do alvo; (ii) a radiância atmosférica descendente; (iii) a radiância atmosférica ascendente; (iv) a emissividade do alvo; e (v) a transmissividade atmosférica – fração da radiação termal que efetivamente atravessa a atmosfera até alcançar o sensor (LAMARO *et al.*, 2013). Essas abordagens são aplicáveis somente no caso de sensores que possuem apenas uma banda termal localizada em apenas uma janela atmosférica. Os algoritmos de janela dividida foram desenvolvidos para sensores que possuem mais de uma banda termal, em diferentes janelas atmosféricas. A utilização de duas bandas vizinhas permite uma melhor estimativa da transmissividade atmosférica, aumentando-se a precisão na obtenção do valor de temperatura (DÖRNHÖFER e OPPELT, 2016).

Os algoritmos mono canais apresentam grande aplicação nas imagens dos satélites Landsat para obtenção das temperaturas de superfície, inclusive do Landsat 8, pois, apesar de possuírem duas bandas termais, os algoritmos podem ser aplicados separadamente para cada uma delas. Jiménez-Muñoz e Sobrino (2003) desenvolveram um algoritmo mono canal generalizado (SCGM) que utiliza, como dado de entrada, apenas o conteúdo total de vapor de água atmosférico e o comprimento de onda efetivo (apesar de o sensor captar toda a faixa dos comprimentos de onda, ele computa o comprimento de onda médio ponderado, como se toda a radiação recebida estivesse concentrada em apenas um comprimento de onda, o efetivo) (JIMÉNEZ-MUÑOZ *et al.*, 2009). Esse cálculo é feito por meio da banda termal, conforme será mostrado no item 4.3.2.2. Sua grande vantagem, quando comparado a outros algoritmos mono canais, é que medições *in situ* por radiossonda ou valores de temperatura média efetiva atmosférica não se fazem necessários.

Quando comparado com os algoritmos de janela dividida, o SGCM apresenta a vantagem de que seus coeficientes e equações podem ser utilizados por diferentes sensores de banda termal única. Inicialmente, tal algoritmo foi particularizado para a banda termal do Landsat 5 TM e, mais tarde, foi revisado, visando também à sua aplicação para os sensores Landsat 4 TM e Landsat 7 ETM+ (JIMÉNEZ-MUÑOZ, *et al.*, 2009). Esse algoritmo já foi testado em diversos estudos e apresentou bons resultados e facilidade de aplicação. A Tabela 3.3 mostra

os principais estudos pesquisados e os resultados obtidos quando comparados com os dados de referência – medições *in situ* ou medições *in situ* estimadas – (JIMÉNEZ-MUÑOZ e SOBRINO, 2010; SOBRINO *et al.*, 2004; PANDYA *et al.*, 2014; VLASSOVA *et al.*, 2014; YANG e YAN 2010; YU *et al.*, 2014; WANG *et al.*, 2015; NDOSSI e AVDAN, 2016). A maioria deles utilizou imagens dos satélites Landsat 5 e 7, mas também tiveram estudos que utilizaram o ASTER e o Landsat 8.

Entre esses estudos, destaca-se o de Sobrino *et al.* (2004) no qual três diferentes métodos de correção atmosférica para obtenção da temperatura superficial terrestre de uma imagem do Landsat 5 da região de Valência, Espanha, são comparados: aplicação da ETR, utilização do algoritmo mono canal de Qin *et al.* (2001) e do algoritmo mono canal de Jiménez-Muñoz e Sobrino (2003). O primeiro método apresentou melhor resultado (RMSE = 0,6 K), mas, para que seja aplicado, fazem-se necessários dados *in situ* de radiossonda. Entre os dois algoritmos mono canais, o SCGM apresentou melhor desempenho (RMSE = 0,9 K) quando comparado com o de Qin *et al.* (2001) (RMSE = 2 K).

Vlassova *et al.* (2014) também compararam o uso de diferentes metodologias para obtenção da temperatura superficial terrestre (algoritmo de Qin *et al.* (2001), algoritmo de Jiménez-Muñoz e Sobrino (2003), ETR e produto MODIS), utilizando 13 imagens do Landsat 5 da região de Cáceres, Espanha. Os melhores resultados foram obtidos com o algoritmo de Jiménez-Muñoz e Sobrino (2003) (RMSE = 0,5 °C).

O SCGM também foi utilizado para obtenção da temperatura superficial de lagos e reservatórios por meio da correção atmosférica por alguns autores (LAMARO *et al.*, 2013; SIMON *et al.*, 2014; TAVARES *et al.*, 2018), os quais também validaram os dados de temperatura estimados por sensoriamento remoto por meio de medições *in situ* (Tabela 3.3).

Tabela 3.3 – Estudos nos quais o algoritmo mono canal de Jiménez-Muñoz e Sobrino (2003) foi utilizado para obtenção da temperatura superficial de alvos terrestres e/ou aquáticos. Erro médio absoluto (MAE, *mean absolute error*), coeficiente de determinação, (R^2).

Autores	RMSE	Viés	MAE	R ²
Obtenção da temperatura superficial terrestre				
Sobrino <i>et al.</i> (2004)	0,93 K	-0,78 °C		
Jiménez-Muñoz e Sobrino (2010)	1,9 a 2,4 K ¹	-0,3 a 0,3 K ¹		
Yang e Yan. (2010)	3,3 °C ²	1,52 e 3,16 °C ²		
Pandya <i>et al.</i> (2014)	2,03 K		1,66 K	0,98

Autores	RMSE	Viés	MAE	R ²
Obtenção da temperatura superficial terrestre				
Vlassova <i>et al.</i> (2014)	0,5 °C	0,16 °C		
Yu <i>et al.</i> (2014)	1,26 a 1,78 K ³	0,34 a 1,34 K ³		
Wang <i>et al.</i> (2015)	1,05 K		2,86 K	
Ndossi e Avdan (2016)	2,33 a 4,73 °C ⁴			
Obtenção da temperatura superficial da água				
Lamaro <i>et al.</i> (2013)	1,23 °C			0,95
Simon <i>et al.</i> (2014)	1,75 a 2,40 °C ⁵			0,90 a 0,94 ⁵
Tavares <i>et al.</i> (2018)	0,82 a 1,27 °C ⁵	- 0,73 a -0,035 °C ⁵	0,81 a 0,99 °C ⁵	0,89 a 0,95 ⁵

¹ Os autores testaram diferentes bases de dados atmosféricos para duas bandas termais.

² O RMSE de 3,3 °C e o viés de 3,16 °C dizem respeito a todos os usos do solo e o viés de 1,52 diz respeito apenas às porções de água.

³ Os autores testaram o algoritmo em localidades diferentes e para duas bandas termais.

⁴ Os autores usaram nove pontos (estações meteorológicas) para validar cada uma das seis imagens em estudo. Para cada imagem, foi calculado um valor de RMSE.

⁵ Os autores testaram diferentes bases de dados atmosféricos.

Lamaro *et al.* (2013) aplicaram o SCGM para a obtenção da temperatura superficial da água em seis pontos do reservatório Embalse del Río Tercero, em Córdoba, Argentina, utilizando cinco imagens de satélite Landsat 7. Os autores testaram também a ETR e verificaram que o algoritmo mono canal é o mais apropriado para o monitoramento da temperatura superficial no reservatório em estudo, uma vez que apresentou desempenho muito próximo do obtido com a ETR e possui as vantagens de usar como dado de entrada somente o conteúdo de vapor de água, além de poder ser aplicado em outros sensores que possuem uma banda termal.

No estudo de Simon *et al.* (2014), os autores utilizaram 108 e 37 imagens dos lagos Bimont e Bariousses, respectivamente, situados na França, para validar o SCGM. Para a obtenção de maior número de pontos a serem avaliados, os autores consideraram válida a utilização de imagens cuja data de passagem possuía uma janela de no máximo dois dias de diferença da data de monitoramento *in situ*. Os autores encontraram bons resultados de RMSE e de coeficiente de determinação e também aplicaram o teste de Wilcoxon, verificando diferença significativa entre os dados medidos *in situ* e os estimados pelas imagens antes da correção atmosférica pelo algoritmo e nenhuma diferença significativa entre os dados medidos *in situ* e os estimados pelas imagens depois da correção.

No estudo realizado por Simon *et al.* (2014), não foram verificadas diferenças significativas entre a temperatura superficial da água medida pelo satélite (*skin temperature* - 0,1 m de profundidade) e pelas campanhas de campo (0,5 m de profundidade). No entanto, os autores apontam que essa pode ser uma fonte de erro significativa em outros estudos. Além disso,

Simon *et al.* (2014) e Ndossi e Avdan (2016) chamam a atenção para a qualidade dos dados de conteúdo de vapor de água, o principal dado de entrada na aplicação do algoritmo. Os primeiros autores recomendam que seria interessante confrontar os dados obtidos por eles por meio do ERA Interim (banco de dados do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) com os dados atuais de radiossonda; os segundos recomendam que o conteúdo de vapor de água seja obtido por imagens de satélite e não por meio de dados meteorológicos, uma vez que os satélites fornecem uma média mais precisa do conteúdo de vapor de água sobre áreas maiores.

Em um estudo realizado no Brasil, Tavares *et al.* (2018) compararam três estimativas para obtenção da temperatura superficial da lagoa Mangueira, no Rio Grande do Sul: a aplicação da ETR e a utilização do algoritmo SCGM para correção atmosférica de imagens do Landsat 7 e a utilização de imagens do satélite MODIS. Os autores verificaram que todas as estimativas apresentaram bom desempenho, mas que as estimativas feitas pelas imagens Landsat foram mais precisas do que as do MODIS. Apesar de a ETR ter apresentado melhor desempenho que o algoritmo mono canal, as diferenças foram pequenas (RMSE da ETR = 0,82 °C e RMSE do algoritmo mono canal = 0,98 a 1,27 °C).

Em todos esses estudos de obtenção da temperatura superficial da água, foi adotado um valor constante para a emissividade da água: 0,9885 (LAMARO *et al.*, 2013; SIMON *et al.*, 2014) e 0,99 (TAVARES *et al.*, 2018).

3.4.2 O algoritmo mono canal de Jiménez-Muñoz e Sobrino

O algoritmo mono canal desenvolvido por Jiménez-Muñoz e Sobrino (2003) – SCGM – propõe a obtenção da temperatura superficial por meio da equação geral:

$$T_s = \gamma[\varepsilon^{-1}(\psi_1 L_\lambda + \psi_2) + \psi_3] + \delta \quad (3.18)$$

na qual:

T_s = temperatura da superfície da água (K)

γ e δ = parâmetros que dependem da lei de Planck

ε = emissividade da água

ψ_1 , ψ_2 e ψ_3 = funções atmosféricas que dependem do conteúdo de vapor de água atmosférico

L_λ = radiância no sensor para o comprimento de onda λ ($W \times m^{-2} \times sr^{-1} \times \mu m^{-1}$)

Os parâmetros γ e δ são definidos pelas equações:

$$\gamma = \left\{ \frac{C_2 L_\lambda}{T_{TOA}^2} \left[\frac{\lambda_{ef}^4}{C_1} L_\lambda + \lambda_{ef}^{-1} \right] \right\}^{-1} \quad (3.19)$$

$$\delta = -\gamma L_\lambda + T_{TOA} \quad (3.20)$$

nas quais:

C_1 = constante física determinada experimentalmente ($1,19104 \times 10^8 \text{ W x } \mu\text{m}^4 \text{ x m}^{-2} \text{ x sr}^{-1}$)

C_2 = constante física determinada experimentalmente ($14.387,7 \mu\text{m x K}$)

L_λ = radiância no sensor para o comprimento de onda λ ($\text{W x m}^{-2} \text{ x sr}^{-1} \text{ x } \mu\text{m}^{-1}$)

T_{TOA} = temperatura no sensor ou no topo da atmosfera (K)

λ_{ef} = comprimento de onda efetivo (μm)

As funções atmosféricas foram obtidas por Jiménez-Muñoz e Sobrino (2009) através de simulações realizadas com diversos perfis atmosféricos, utilizando-se o código MODTRAN 4 para computar valores de transmissividade atmosférica (τ), radiância atmosférica ascendente (L_\uparrow) e radiância atmosférica descendente (L_\downarrow). As equações que definem essas funções atmosféricas possuem constantes, as quais variam de acordo com o satélite e com a base de dados de perfil atmosférico utilizada (JIMÉNEZ-MUÑOZ *et al.*, 2009).

Nesse estudo, foram testadas as funções atmosféricas associadas às bases de dados TIGR3 e STD66, as quais apresentaram melhor desempenho nos trabalhos de Tavares *et al.* (2018) e Simon *et al.* (2014), respectivamente. A base de dados TIGR3 é composta por 2.311 atmosferas e é a que possui maior número de modelos de atmosferas tropicais (872), e a base de dados STD66 possui 11 variações de cada perfil atmosférico padrão presente no código MODTRAN 4, com um total de 66 atmosferas (JIMÉNEZ-MUÑOZ *et al.*, 2009).

As funções atmosféricas associadas à base de dados TIGR3 para os satélites Landsat 5 (L5) e Landsat 7 (L7) são:

$$\psi_{1L5} = 0,08158W^2 - 0,05707W + 1,05991 \quad (3.21)$$

$$\psi_{2L5} = -0,58853W^2 - 1,08536W - 0,00448 \quad (3.22)$$

$$\psi_{3L5} = -0,06201W^2 + 1,59086W - 0,33513 \quad (3.23)$$

$$\psi_{1L7} = 0,06982W^2 - 0,03366W + 1,04896 \quad (3.24)$$

$$\psi_{2L7} = -0,51041W^2 - 1,20026W + 0,06297 \quad (3.25)$$

$$\psi_{3L7} = -0,05457W^2 + 1,52631W - 0,32136 \quad (3.26)$$

E as funções atmosféricas associadas à base de dados STD66 para os satélites Landsat 5 (L5) e Landsat 7 (L7) são:

$$\psi_{1L5} = 0,1062W^2 - 0,13016W + 1,11576 \quad (3.27)$$

$$\psi_{2L5} = -0,81365W^2 - 0,47596W - 0,29139 \quad (3.28)$$

$$\psi_{3L5} = -0,04421W^2 + 1,61507W - 0,48656 \quad (3.29)$$

$$\psi_{1L7} = 0,09172W^2 - 0,09894W + 1,09659 \quad (3.30)$$

$$\psi_{2L7} = -0,71656W^2 - 0,64218W - 0,17183 \quad (3.31)$$

$$\psi_{3L7} = -0,03503W^2 + 1,54063W - 0,46434 \quad (3.32)$$

nas quais:

W = conteúdo de vapor de água dado em unidade de densidade superficial (g/cm^2)

3.4.3 Validação dos dados termais remotos

A temperatura da água varia ao longo do dia de acordo com a mudança do ângulo de elevação do Sol e a consequente alteração no aquecimento do meio aquoso. Por esse motivo, é importante que a realização da medição da temperatura *in situ* ocorra em tempo próximo ao registro da imagem termal, viabilizando a sua validação (HANDCOCK *et al.*, 2012).

Em um estudo realizado em um pequeno lago artificial no município de Piracicaba, São Paulo, Angelocci e Villa Nova (1995) mostraram essa variação diurna da temperatura, registrada em intervalos horários, para diferentes profundidades. Na maior parte dos dias, é possível perceber a existência de um ciclo diurno, com a temperatura mínima da água no período da manhã, próximo ao nascer do Sol, e as maiores temperaturas entre o final da

manhã e o início da tarde. Em alguns dias, foram observadas pequenas flutuações térmicas devido à alta nebulosidade, evidenciando a relação direta do aquecimento da coluna de água do lago com a incidência de radiação solar.

Segundo Handcock *et al.* (2012), os períodos com maiores janelas de amostragem estão relacionados aos horários em que mudanças da temperatura são tipicamente mais lentas, como no início da manhã ou no início da tarde. Além disso, os autores afirmam que os horários das medições *in situ* devem levar em consideração o grau de aceitabilidade das diferenças de temperatura obtidas pelo monitoramento tradicional e pelas imagens no momento da validação. Sendo assim, para que a variação seja de aproximadamente $\pm 0,5$ °C, é necessário que a janela seja de, no máximo, duas horas e variações de ± 1 °C permitem janelas de amostragem de até mais de 4 horas.

A validação dos dados de temperatura radiométrica tem apresentado bom desempenho nos estudos, conforme foi mostrado no item 3.4.1. No entanto, alguns trabalhos apontam para a importância: (i) da medição *in situ* ocorrer no mesmo momento ou no momento mais próximo possível da passagem do satélite (LIU e ZHANG, 2011; SIMON *et al.*, 2014), justamente por causa das variações de temperatura que podem ocorrer durante o dia; (ii) da utilização de mais de um ponto de medição na cena analisada (YU *et al.*, 2014).

Além disso, devido às dificuldades na obtenção de medições *in situ* em muitas localidades – a aquisição de medições *in situ* requer incursões de campo frequentes – e nas observações da temperatura superficial na escala espacial comparável ao pixel da imagem de satélite, alguns autores apresentam alternativas para validação dos dados de temperatura radiométrica: (i) utilização de simulações geradas por modelos de transferência radiativa atmosférica (por exemplo, MODTRAN, LOWTRAN); (ii) utilização de algoritmos como nos casos dos produtos do satélite MODIS (WANG *et al.*, 2015; ZHOU *et al.*, 2010); e (iii) utilização de dados meteorológicos de temperatura próxima à superfície do alvo (NDOSSI e AVDAN, 2016).

A primeira alternativa, juntamente com os dados de monitoramento *in situ*, foi utilizada por Lamaro *et al.* (2013) para validar o algoritmo SCGM, e os dois métodos apresentaram bons resultados. Sobrino *et al.* (2004) e Wang *et al.* (2015) também utilizaram essa alternativa devido à ausência de dados de medição *in situ*. A segunda alternativa, juntamente com os dados de monitoramento *in situ*, foi utilizada por Pandya *et al.* (2014), mostrando que os

resultados com o uso de medições *in situ* são mais precisos. Já a terceira alternativa foi utilizada no estudo de Ndossi e Avdan (2016) com obtenção de bom resultado.

Por fim, Vlassova *et al.* (2014) utilizaram a primeira e a segunda alternativa devido às falhas nos dados de monitoramento *in situ*, verificando que a validação com os dados de temperatura estimados pelo modelo de transferência radiativa apresentou melhores resultados do que com os dados do MODIS.

3.5 Uso integrado da modelagem matemática e do sensoriamento remoto

Para a detecção de mudanças e para o controle de processos físicos e bioquímicos em ecossistemas lênticos, sobretudo aqueles que ocorrem em curto prazo, é necessária a coleta de dados meteorológicos e limnológicos com frequência temporal adequada. No entanto, o monitoramento tradicional pode ser dispendioso e requer, muitas vezes, uma logística complexa para a obtenção de amostras pontuais. Além disso, falhas nas coletas e no processo de amostragem podem levar a resultados não confiáveis. Nesse sentido, a modelagem matemática surge como uma ferramenta complementar para o monitoramento de ecossistemas lênticos, uma vez que possibilita a simulação real ou hipotética de diversas variáveis físicas e bioquímicas simultaneamente, em escala temporal mais refinada. Ainda assim, algumas das desvantagens dessa ferramenta são a grande quantidade de parâmetros e dados de entrada e a necessidade de medições *in situ* para a calibração do modelo, o que pode se transformar em um impasse na ausência dessas informações, limitando o seu uso (CURTARELLI *et al.*, 2013; CURTARELLI *et al.*, 2014). No caso dos modelos unidimensionais, ainda há a limitação associada à dificuldade de representatividade do lago ou reservatório na dimensão longitudinal (FRAGOSO JR, 2008).

No intuito de superar algumas dessas limitações, diversos autores recorreram ao uso integrado da modelagem matemática com o sensoriamento remoto (ALLAN *et al.*, 2016; CURTARELLI *et al.*, 2013; CURTARELLI *et al.*, 2014; LI *et al.*, 2017; PAHLEVAN *et al.*, 2011; PINARDI *et al.*, 2015; POUR *et al.*, 2012; SAMBONÍ, 2017; ZHANG *et al.*, 2015). Dependendo do propósito do estudo, as imagens podem trazer boa resolução temporal e/ou espacial, além de contribuir com dados para uma melhor calibração dos modelos matemáticos. Segundo Pahlevan *et al.* (2011), o uso de dados de sensoriamento remoto na calibração de modelos permite uma caracterização melhor dos ambientes lênticos.

Embora sejam muitas as vantagens do sensoriamento remoto, existem também algumas restrições associadas ao seu uso: no caso da banda termal, os sensores captam apenas a temperatura superficial da água, deixando de fornecer informações na dimensão vertical; e no caso das imagens possuem boa resolução espacial, captando detalhes, a resolução temporal deixa a desejar, fazendo com que variações de curto prazo (semanal ou mensal) não sejam registradas (LI *et al.*, 2017). Nesses casos, os modelos matemáticos são capazes de suprir essa limitação. Por esse motivo, é recomendado que as ferramentas de monitoramento sejam utilizadas de forma integrada, uma vez que os resultados de cada uma se complementam.

Dados do satélite Landsat 7 foram utilizados por Pahlevan *et al.* (2011) para calibrar o modelo hidrodinâmico tridimensional ALGE, através da simulação da descarga de um rio de dimensões moderadas no lago Ontário (18.960 km²), nos Estados Unidos. O rio possuía características superficiais diferentes das características do lago, incluindo temperaturas mais elevadas, caracterizando uma pluma termal. O RMSE obtido, levando-se em consideração as saídas do modelo e os dados das imagens, analisadas pixel a pixel, foi de 0,34 °C, em média, na área da descarga da pluma térmica.

Em outro estudo, Pour *et al.* (2012) compararam, durante o período de 2002 a 2010, as temperaturas superficiais medidas *in situ* de quatro pontos do Grande Lago Slave (27.000 m²) e do Grande Lago Bear (31.000 m²), situados na bacia do rio Mackenzie (Canadá), com as temperaturas obtidas pelo modelo hidrodinâmico unidimensional FLake – *Freshwater Lake model* – e pelo modelo termodinâmico unidimensional CLIMo – *Canadian Lake Ice Model* – e com as temperaturas extraídas das imagens do sensor MODIS – *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer* –, lançado pela NASA – a bordo dos satélites Terra e Aqua. Os modelos apresentaram bom desempenho, pois, ao se compararem os dados simulados com os observados *in situ*, verificou-se que tais modelos foram capazes de reproduzir a evolução da temperatura superficial do lago (TSL) sazonal ou anualmente. Além disso, os autores verificaram que os modelos apresentaram boa concordância com os valores de TSL obtidos pelo MODIS, considerando-se o período anual (RMSE entre 3,93 e 7,64 °C).

Essa concordância entre as medições *in situ*, os dados encontrados pelos modelos e aqueles detectados pelas imagens de satélite aponta para o grande potencial do uso integrado de ferramentas para o monitoramento de águas continentais, no intuito de contribuir para a gestão dos recursos hídricos. Apesar disso, poucos estudos foram desenvolvidos nessa área,

sobretudo em corpos de água continentais tropicais e em reservatórios e lagos de pequeno e médio porte, e fazendo uso integrado da modelagem matemática com produtos derivados das bandas termais (PAHLEVAN *et al.*, 2011). De acordo com a literatura, modelos de lagos e reservatórios já foram bastante empregados e validados por meio de medidas *in situ*, no entanto, o uso de imagens de satélite para a validação é algo mais recente nessa área de estudo (POUR *et al.*, 2012).

3.6 Método de Monte Carlo via Cadeias de Markov

O método de Monte Carlo é um método numérico que resolve problemas matemáticos por meio da simulação de variáveis aleatórias. A partir dele, números aleatórios são gerados para construir a amostra de uma população da qual deseja-se estimar a distribuição de uma estatística. O método de Monte Carlo pode ser utilizado para calcular integrais, modelar processos estocásticos, simular sistemas de elementos que possuem interações e calcular propriedades de estado (MAZIERO, 2007; PAULA, 2014).

No método de Monte Carlo via Cadeias de Markov (MCMC), a geração de números aleatórios ocorre conforme a cadeia de Markov, que pode ser compreendida como a extensão de um experimento probabilístico único no espaço de resultados Ω para uma sequência de experimentos nesse mesmo espaço, cada um em um tempo $t = 0, 1, \dots$, sendo que as probabilidades que governam o próximo experimento dependem apenas do estado presente. (SHONKWILER e MENDIVIL, 2009).

Sendo assim, uma sequência de variáveis aleatórias (X_1, \dots, X_n) do espaço de estado S – para todo $s_i, s_j \in S$ –, com $n \geq 1$, constitui uma cadeia de Markov se a distribuição condicional de X_{n+1} depende apenas de X_n , conforme mostra a equação (3.33) (BROOKS *et al.*, 2011):

$$\boxed{P(X_{n+1} = s_j | X_1 = s_{i_1}, \dots, X_{n-1} = s_{i_{n-1}}, X_n = s_{i_n}) = P(X_{n+1} = s_j | X_n = s_i)} \quad (3.33)$$

A distribuição conjunta de uma cadeia de Markov é determinada pela: (i) distribuição marginal de X_1 , chamada de distribuição inicial; (ii) distribuição condicional de X_{n+1} , dado X_n , chamada de distribuição de probabilidade de transição. Quando o espaço de estado é finito, a distribuição inicial pode ser associada a um vetor definido por (BROOKS *et al.*, 2011):

$$P(X_1 = s_i) = \lambda_i, \quad i = 1, \dots, n \quad (3.34)$$

Cada componente do vetor está associado à probabilidade da cadeia ter, no instante inicial (X_1), o estado s_i (BROOKS *et al.*, 2011).

E as probabilidades de transição podem ser associadas com a matriz P, cujos elementos p_{ij} são definidos por (BROOKS *et al.*, 2011):

$$P(X_{n+1} = s_j | X_n = s_i) = p_{ij}, \quad i = 1, \dots, n \text{ e } j = 1, \dots, n \quad (3.35)$$

Os elementos p_{ij} representam a probabilidade da cadeia assumir no instante $n+1$ o estado s_j , dado que no instante n ela assume o estado i (BROOKS *et al.*, 2011).

Em suma, as cadeias de Markov constituem um modelo sequencial que transita de um estado para outro de forma probabilística, sendo que o próximo estado depende apenas do estado anterior. As cadeias de Markov são úteis, pois, se forem construídas adequadamente e programadas para serem executadas por um longo período, os estados da cadeia serão amostrados a partir de uma distribuição de probabilidade de destino (SHONKWILER e MENDIVIL, 2009).

A combinação do método de Monte Carlo e das cadeias de Markov remonta a 1953, quando da necessidade de se resolver problemas da física ligados ao movimento cinético aleatório de átomos e moléculas por meio de cálculos em computadores (SHONKWILER e MENDIVIL, 2009). O método MCMC pode ser utilizado em diversas áreas da ciência, incluindo a engenharia (BROOKS *et al.*, 2011). No caso dos modelos matemáticos, como o GLM, o método MCMC pode ser bastante útil no processo de calibração dos parâmetros. O número de parâmetros é grande e muitos deles são específicos de cada região de estudo e, portanto, difíceis de serem estimados inicialmente. Nesses casos, a calibração automática por meio da amostragem aleatória apresenta-se como uma ferramenta vantajosa. Ainda, o processo consome menos tempo e evita a realização de diversas simulações pelo usuário (RIGOSI *et al.*, 2011). Apesar dessas vantagens, os modeladores devem ficar atentos para a possibilidade de a calibração levar a soluções que convergem para parâmetros irrealistas do ponto de vista físico, sobretudo quando existem muitos parâmetros para serem calibrados e incertezas nos dados observados (VENTURA, 2018).

A aplicação do método MCMC para a calibração de modelos hidrodinâmicos de lagos e reservatórios foi pouco explorada pela literatura. O método de calibração tradicionalmente adotado nesses estudos é o da calibração manual por tentativa e erro (RIGOSI *et al.*, 2011). Nos poucos estudos encontrados que utilizaram o método MCMC para calibrar esses modelos, os resultados obtidos foram notáveis.

Silva *et al.* (2015), em um estudo sobre os impactos do escoamento superficial proveniente das águas de chuva nas temperaturas da lagoa da Pampulha (MG), aplicaram o método MCMC para a calibração automática de parâmetros do modelo hidrodinâmico GLM. O RMSE entre as temperaturas simuladas e as observadas foi de 0,70 °C.

Li *et al.* (2019) utilizaram o método MCMC para calibrar os parâmetros de um modelo de eutrofização de lago. Os resultados obtidos mostraram que o método conseguiu reduzir com eficiência os erros do modelo calibrado. Já Luo *et al.* (2018) utilizaram o método de Monte Carlo para calibração do modelo hidrodinâmico-ecológico DYRESM-CAEDYM, na tentativa de simulação das condições de temperatura e de oxigênio dissolvido no lago Rotorua (Nova Zelândia). Os autores verificaram que o método economizou tempo e se mostrou mais eficiente na otimização dos parâmetros do modelo do que a calibração manual.

4 MATERIAL E MÉTODOS

Inicialmente, apresentam-se a área de estudo e a definição do período de estudo com base na disponibilidade de dados. Em seguida, apresentam-se as etapas metodológicas realizadas para cumprir os objetivos da pesquisa (Figura 4.1), as quais foram divididas em três etapas principais:

- Etapa 1 – Sensoriamento Remoto (SR): englobou atividades voltadas somente para o sensoriamento remoto, incluindo a obtenção das imagens de satélite, seu processamento e a validação dos dados de temperatura superficial da água do reservatório Serra Azul obtidos por meio das medições *in situ* realizadas pela Companhia de Saneamento de Minas Gerais (COPASA);
- Etapa 2 – Modelagem Hidrodinâmica (MH): tratou somente da modelagem matemática unidimensional, a partir da qual foi possível simular a dinâmica térmica do reservatório Serra Azul durante o período de estudo. Nessa etapa, foram identificados os parâmetros e as variáveis aos quais o modelo se apresentou mais sensível, e foram realizadas a calibração e a validação usando-se dados de medições *in situ* realizadas pela COPASA;
- Etapa 3 – Integração SR e MH: após a validação do algoritmo usado para obtenção da temperatura da água por meio do sensoriamento remoto (etapa 1), todas as imagens disponíveis durante o período de estudo foram processadas, de forma a se obter uma maior quantidade de informações sobre a temperatura superficial da água no reservatório. Em um primeiro momento, o modelo matemático obtido na etapa 2 foi novamente calibrado e validado, usando-se não apenas as medições *in situ*, mas também as temperaturas estimadas pelas imagens de satélite. Em seguida, o modelo matemático foi calibrado e validado somente com as imagens de satélite.

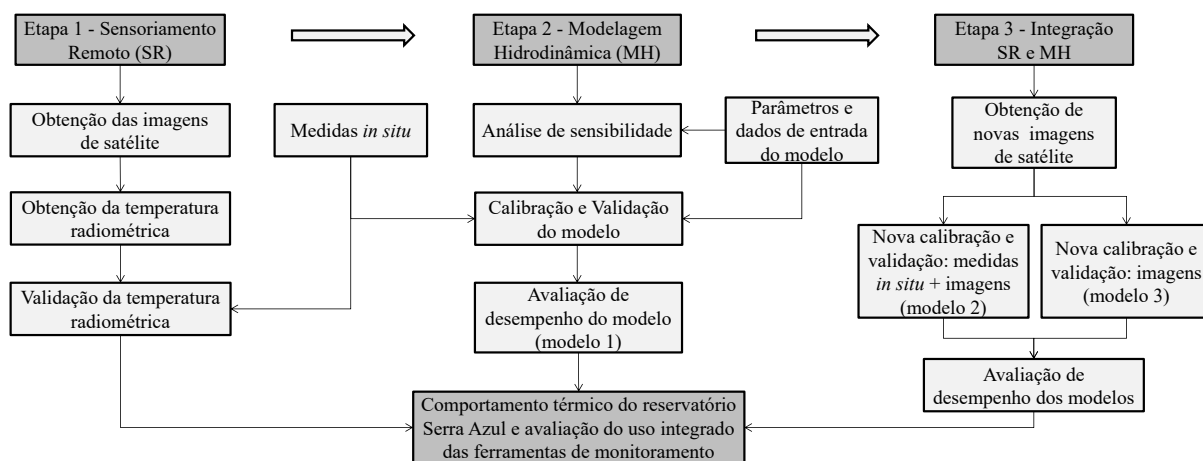


Figura 4.1 – Fluxograma com as etapas metodológicas do estudo. Medidas *in situ* obtidas pela COPASA.

4.1 Área de estudo

O reservatório Serra Azul localiza-se na RMBH, em Minas Gerais, a 760 m de altitude (UTM 23S: 568509,68 E e 7791304,63 S), entre os municípios de Mateus Leme, Juatuba e Igarapé, a cerca de 55 km de Belo Horizonte (Figura 4.2).

As suas principais características morfométricas encontram-se na Tabela 4.1, sendo que a profundidade máxima (47 m) ocorre na região próxima à barragem (FERNANDES, 2012). Além disso, de acordo com classificação proposta por Straskraba e Tundisi (1999), o reservatório Serra Azul é considerado um reservatório de porte intermediário (entre pequeno e médio), levando-se em consideração a combinação do seu volume e da sua área. O reservatório é alimentado por oito tributários: córregos Potreiro, Estiva e Diogo, que confluem para o braço Diogo e Potreiro, córregos Pedreira, Jacu e ribeirão Serra Azul, que confluem para o braço ribeirão Serra Azul, e córregos Curralinho e do Brejo (Figura 4.2).

O reservatório Serra Azul foi construído em 1981 e é formado pelo barramento do ribeirão Serra Azul, pertencente à sub-bacia do rio Paraopeba, afluente do rio São Francisco. O ribeirão Serra Azul, principal curso de água da bacia do reservatório Serra Azul, nasce na Serra do Itatiaiuçu, a 1.160 m de altitude, no município de Itaúna, em Minas Gerais. A jusante do barramento do reservatório, o ribeirão Serra Azul conflui com o ribeirão Mateus Leme, onde passa a ser denominado ribeirão Juatuba, o qual deságua no rio Paraopeba pela margem esquerda, a 700 m de altitude. Desde 1982, o reservatório é operado pela COPASA, destinando-se ao abastecimento de cerca de 800 mil pessoas na RMBH (FERNANDES, 2012;

VIANA, 2009). A COPASA possui outorga para captação de 2,7 m³/s (ARSAE, 2013), mas, atualmente, as vazões aduzidas são de 0,25 a 0,80 m³/s (SOARES, 2018).

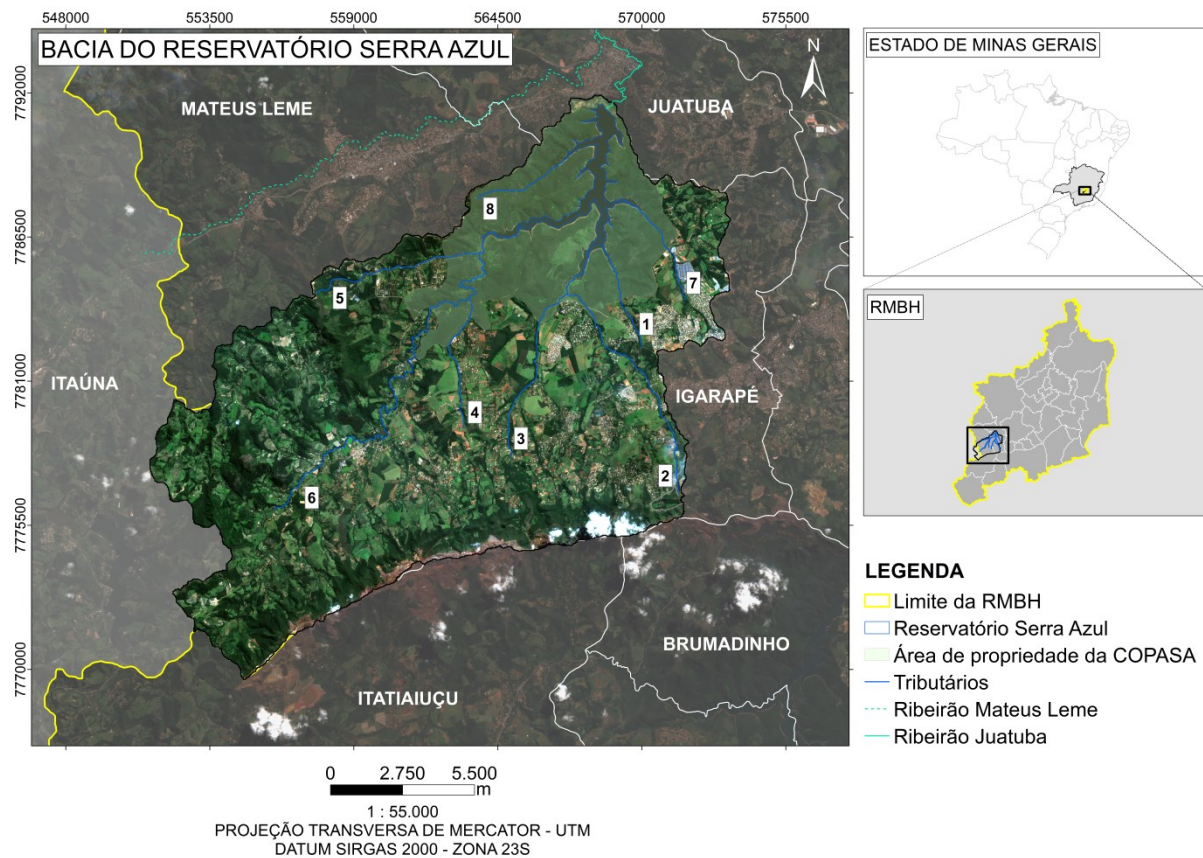


Figura 4.2 – Reservatório Serra Azul, sua bacia de contribuição e os seus tributários: córregos Potreiro (1), Estiva (2), Diogo (3), Pedreira (4), Jacu (5), ribeirão Serra Azul (6), córregos Currão (7) e do Brejo (8).

Tabela 4.1 – Principais características morfométricas do reservatório Serra Azul.

Área superficial	9,11 km ²
Volume	8,16 x 10 ⁷ m ³
Profundidade média	8,95 m
Profundidade máxima	47,3 m

Fonte: FERNANDES, 2012.

O reservatório está inserido na Área de Proteção Especial Serra Azul (APE Serra Azul), criada em 1980 pelo Decreto n° 20.792 do Governo do Estado de Minas Gerais. Essa área, que encontra-se sob jurisdição do Instituto Estadual de Florestas (IEF), compreende toda a bacia de contribuição do reservatório e possui a finalidade de garantir a manutenção da qualidade das águas do reservatório, uma vez que ele foi construído em área periurbana, com vistas ao abastecimento humano (MAGALHÃES *et al.*, 2016).

A COPASA é proprietária de uma área de 30 km² no entorno do reservatório, a qual é ocupada por vegetação nativa. Os usos para atividades náuticas esportivas ou de recreação, pesca e dessedentação de animais são proibidos no reservatório (FERNANDES, 2012).

A bacia hidrográfica do reservatório Serra Azul possui área de drenagem de 266 km². O histórico evolutivo do uso e ocupação do solo da bacia demonstra a intensificação de usos humanos entre a década de 1980 e os dias atuais. Entre 1984 e 2014, os usos agrícolas aumentaram de forma dispersa pela bacia, assim como cresceram as atividades minerárias nas zonas de cabeceira, na Serra do Itatiaiuçu (MAGALHÃES *et al.*, 2016). Em estudo realizado por Matos *et al.* (2017), constatou-se que, entre 1987 e 2016, 14,1% da cobertura vegetal da bacia havia se convertido em mancha urbana (3,9%), solo exposto (2,5%), mineração (0,3%) e agropecuária (7,4%). Além disso, o percentual da mancha urbana passou de 1,3% para 10,1% da área da bacia, e o percentual de área de mineração passou de 0,7% para 2%. Em contrapartida, verificou-se que houve um aumento das áreas de vegetação densa, que passaram de 27,7% para 33,2% da área da bacia. De acordo com Matos *et al.* (2017), esse aumento está possivelmente associado à área de proteção de 30 km², pertencente à COPASA, no entorno do reservatório (Figura 4.2). A Tabela 4.2 mostra a área percentual ocupada por cada tipo de uso do solo em 1987 e em 2016.

Tabela 4.2 – Percentual da área ocupada por cada tipo de uso do solo na bacia do reservatório Serra Azul em 1987 e 2016.

Ano/Usos do solo	Vegetação densa	Vegetação esparsa	Solo exposto	Mancha Urbana	Usos agropastoris	Mineração	Corpos hídricos	Afloramento rochoso
1987	27,7	16,5	6,0	1,3	40,7	0,7	2,5	4,6
2016	33,2	12,2	10,2	10,1	26,2	2,0	1,4	4,7

Fonte: Adaptado de MATOS *et al.* (2017).

A área de estudo encontra-se adjacente ao Quadrilátero Ferrífero, cujo pacote estratigráfico é composto por embasamento cristalino (embasamento granito-gnáissico migmatítico do Arqueozóico), rochas metassedimentares (Supergrupo Rio das Velhas e Supergrupo Minas do Proterozoico) e depósitos não consolidados do Cenozoico: cangas e lateritas, tálus e coluviões (com abundância de matacões de itabiritos e hematita), arenitos e argilitos (sedimentos nas calhas fluviais) e aluviões provenientes da sedimentação atual dos cursos de água (DRUMOND, 2004).

O clima é considerado tropical sub-úmido (Cwa) (KÖPPEN, 1948), com estação chuvosa, de outubro a março, e seca, de abril a setembro. Considerando-se as normais climatológicas de 1981 a 2010 referentes à estação meteorológica Florestal do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), a precipitação anual média na região é de 1.393,4 mm, variando de 7,4 mm no mês de julho a 319,9 mm no mês de dezembro. A temperatura média anual é de 20,3 °C, com mínima de 8,5 °C, em julho, e máxima de 30,6 °C em fevereiro. A umidade relativa média anual fica em torno de 64,2 % (Figura 4.3) (INMET, 2017).

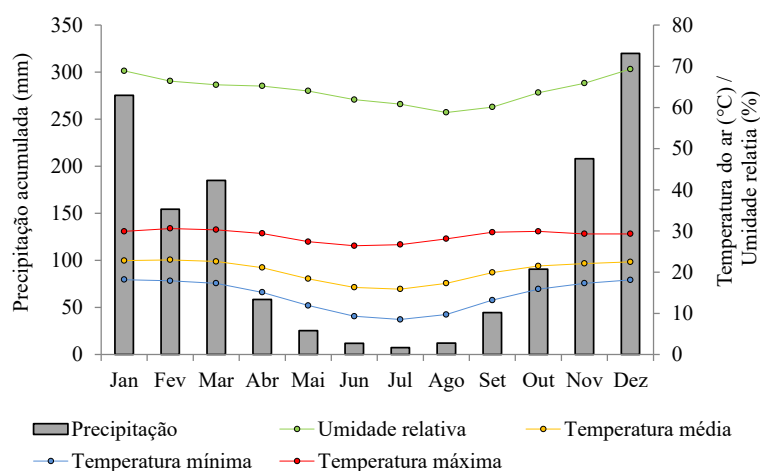


Figura 4.3 – Normais climatológicas de precipitação acumulada, umidade relativa e temperatura média, máxima e mínima da estação Florestal para os anos de 1981 a 2010. Fonte: INMET, 2017.

Os principais tipos de solo que ocorrem na bacia do reservatório Serra Azul são: aluvial eutrófico + hidromórfico indiscriminado (8%), em áreas de várzeas e baixadas, geralmente próximos às margens de cursos de água; latossolo vermelho escuro distrófico (20%); podzólico vermelho amarelo distrófico + cambissolo distrófico (10%); podzólico vermelho amarelo álico + cambissolo álico (50%); litólico distrófico + cambissolo distrófico + afloramento de rocha (5%) e litólico álico + cambissolo álico + afloramento de rocha (7%). A vegetação no local é constituída predominantemente pelo Cerrado, com presença também de Campos e Florestas Ciliares, Semidecíduas e Xeromorfias (NEVES, 2005).

4.2 Disponibilidade de dados e período de estudo

A definição do período de estudo foi condicionada pela disponibilidade de dados hidrológicos, meteorológicos e de qualidade da água. Desde a data da construção do reservatório Serra Azul (meados de 1981) até abril de 2002, todas as variáveis necessárias para o estudo foram obtidas por meio de estações da Agência Nacional de Águas (ANA), do

Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e de monitoramento da COPASA, com exceção da condutividade elétrica, cujos dados começaram a ser medidos em 1982, e da vazão defluente, cujos dados obtidos por Nota Técnica da COPASA (2014) correspondem ao período de 1991 até 2014 (Figura 4.4).

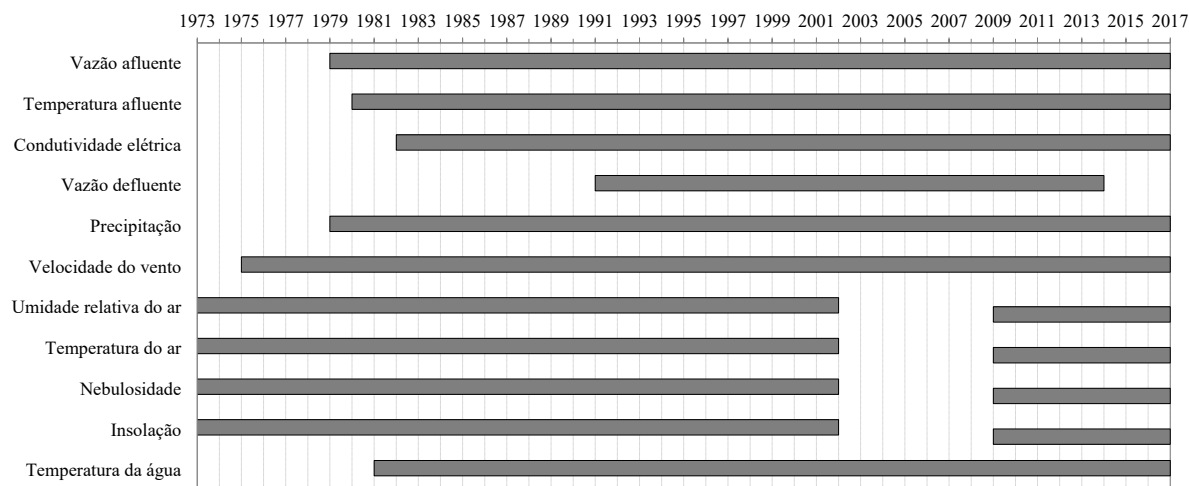


Figura 4.4 – Disponibilidade de dados hidrológicos, meteorológicos e de qualidade da água para simulação hidrodinâmica no reservatório Serra Azul.

Considerando que o reservatório começou a ser enchido em agosto de 1981, seu volume estaria muito reduzido ainda nos primeiros seis meses de existência e, por isso, definiu-se que o início do período de estudo seria 1º de janeiro de 1982.

Entre abril de 2002 e dezembro de 2008, houve uma falha no monitoramento meteorológico na estação meteorológica Florestal. Segundo informações da instituição, não houve medições durante esse período, e os dados monitorados até abril de 2002 provinham de uma Estação Meteorológica Convencional (EMC), a qual media as variáveis em intervalo de tempo subdiário (12, 18 e 00 horas UTC), diário e mensal. A partir de 2009, as variáveis passaram a ser monitoradas a cada hora por uma Estação Meteorológica Automática (EMA), o que melhorou a frequência temporal do monitoramento.

Com base nessas informações, definiu-se o recorte temporal para o estudo de 1º de janeiro de 1982 a 30 de abril de 2002.

4.2.1 Estações de monitoramento de dados

As séries históricas de dados de qualidade da água do reservatório e dos tributários, de vazão afluente ao reservatório e de dados meteorológicos foram obtidas a partir de 9 estações de

monitoramento: estações 426, 427, 428, 371, Jardim, Mateus Leme Aldeia, Fazenda Curralinho, Alto da Boa Vista e Florestal, as quais estão identificadas na Figura 4.5.

Já as séries históricas de vazão defluente foram obtidas por meio de fontes de informações diferentes: de 1982 a 1990, os valores de vazão aduzida foram estimados pelo relatório de fiscalização da ARSAE (ARSAE, 2013) e, de 1991 a 2002, esses valores foram obtidos por meio de Nota Técnica da COPASA (2014).

Desde a construção do reservatório Serra Azul, em 1981, a COPASA monitora a temperatura da água e a profundidade de Secchi – entre outros parâmetros físicos e bioquímicos – em diferentes profundidades na estação 426, localizada no corpo do reservatório, a 200 m da torre de tomada de água. A partir de 1990, foi iniciado esse mesmo monitoramento na estação 427, localizada também no corpo do reservatório, mas em uma região mais central, sob uma linha de transmissão de energia elétrica, e nas estações 371 e 428, localizadas, respectivamente, no início do braço Diogo e Potreiro e na metade do braço ribeirão Serra Azul (Figura 4.5 e Tabela 4.3). Os dados monitorados nessas estações, referidos nesse trabalho como medidas *in situ* realizadas pela COPASA, foram disponibilizados por esta última no âmbito de um programa de cooperação técnico-científica com a UFMG.

As estações Jardim, Mateus Leme Aldeia, Fazenda Curralinho e Alto da Boa Vista são de responsabilidade da ANA e operadas pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), e as séries históricas encontram-se disponíveis no Sistema de Informações Hidrológicas Hidroweb (disponível em: www.snirh.gov.br/hidroweb). A estação Florestal pertence ao INMET, e as séries históricas encontram-se disponíveis no Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP), sendo necessária apenas a realização de um cadastro prévio para acessá-las (disponível em: <http://www.inmet.gov.br/projetos/rede/pesquisa/>). Na Tabela 4.3, seguem informações detalhadas sobre cada uma delas.

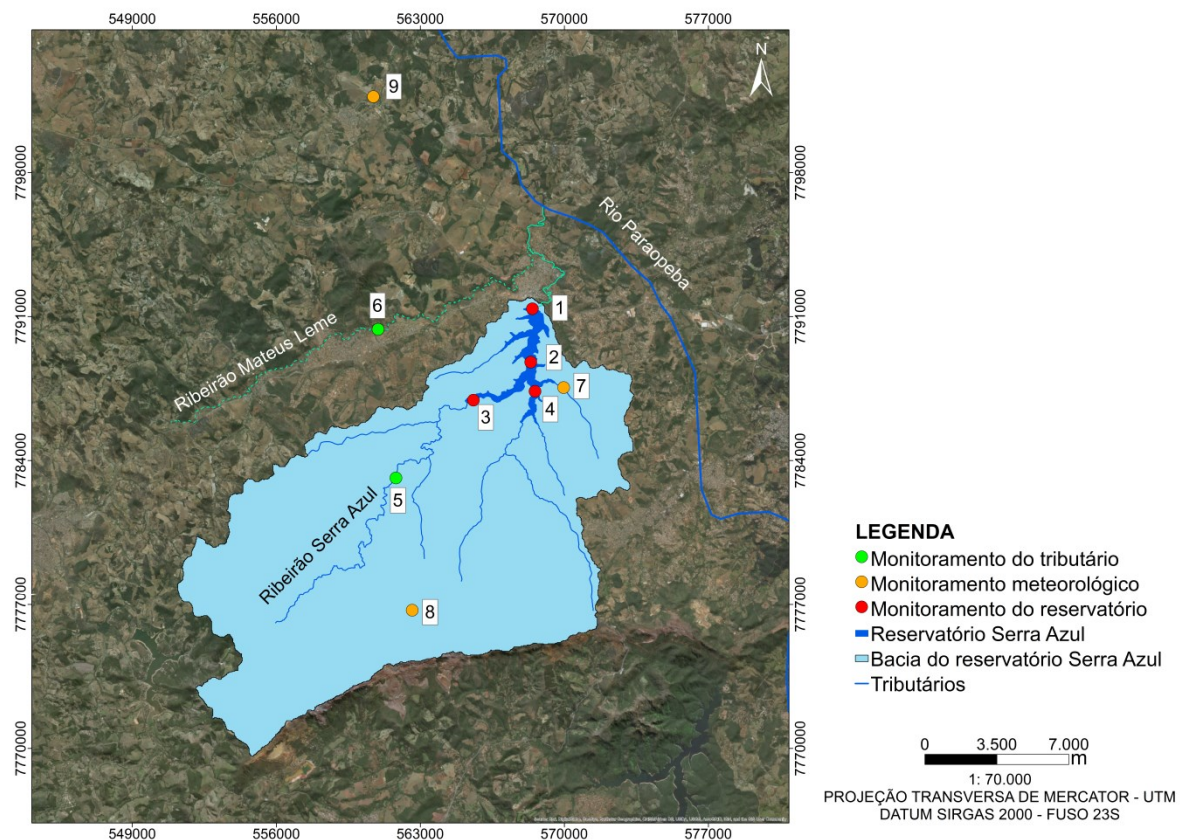


Figura 4.5 – Localização das estações de monitoramento consultadas: (1) Estação 426; (2) Estação 427; (3) Estação 428; (4) Estação 371; (5) Estação Jardim; (6) Estação Mateus Leme Aldeia; (7) Estação Fazenda Curralinho; (8) Estação Alto da Boa Vista; (9) Estação Florestal.

Tabela 4.3 – Estações de monitoramento consultadas.

Nome	Código	Monitoramento	Operação	Latitude	Longitude
426	-	Qualidade da água ¹	COPASA	19,97° S	44,34° O
427	-	Qualidade da água ¹	COPASA	20,00° S	44,35° O
371	-	Qualidade da água ¹	COPASA	20,02° S	44,35° O
428	-	Qualidade da água ¹	COPASA	20,01° S	44,37° O
Jardim	40811100	Fluviométrico	CPRM	20,05° S	44,41° O
Mateus Leme Aldeia	40822995	Qualidade da água	CPRM	19,97° S	44,42° O
Fazenda Curralinho	02044024	Meteorológico	CPRM	20,01° S	44,33° O
Alto da Boa Vista	02044021	Meteorológico	CPRM	20,11° S	44,40° O
Florestal	83581	Meteorológico	INMET	19,88° S	44,42° O

¹ Diversos parâmetros físicos e bioquímicos, dos quais foram utilizados nesse trabalho a temperatura da água na coluna de água, a profundidade de Secchi e a condutividade elétrica.

4.3 Temperatura da água por meio do Sensoriamento Remoto

4.3.1 Obtenção das imagens de satélite

Os dados de sensoriamento remoto utilizados no estudo são provenientes das bandas termais dos sensores Landsat 5 TM e Landsat 7 ETM+ (*Path / Row*: 218 / 74), cujas imagens foram

adquiridas para o período de 1984 a 2002. Elas foram obtidas na plataforma *Earth Explorer* (disponível em <https://earthexplorer.usgs.gov/>), do *United States Geological Service* (USGS), e do banco de dados do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) (<http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>). Embora a resolução espacial original das imagens do Landsat 5 seja de 120 m, foram utilizadas imagens reamostradas, com resolução de 60 m, disponíveis no *Earth Explorer*, com exceção de uma delas, obtida pelo site do INPE. O horário do imageamento sobre o reservatório Serra Azul é de 9:45 AM \pm 15 minutos para as imagens Landsat 5 e de 10:00 AM \pm 15 minutos para as imagens Landsat 7 e, no caso desse último satélite, foram utilizados os dados termiais da *low gain band* (B6L).

Todas as imagens utilizadas estavam no sistema de projeção cartográfica Universal Transversa de Mercator (UTM), no elipsoide de referência WGS84. O sistema de projeção UTM foi mantido, mas o datum foi alterado para SIRGAS 2000, atual sistema de referência geodésico brasileiro.

Os critérios para escolha das imagens foram:

1. Existência de dados *in situ* com uma diferença menor ou igual a 2 dias da passagem do satélite;
2. Pouca ou nenhuma presença de nuvens, quando possível.

Sendo assim, do total de 373 imagens disponíveis para o período de estudo somente 27 foram selecionadas para a etapa 1 (conforme Fluxograma da Figura 4.1). A maior parte das imagens foi desconsiderada por não atender a um ou a ambos os critérios. A Tabela 4.4 mostra as datas das imagens selecionadas, o sensor, a condição meteorológica e a diferença de dias entre o monitoramento *in situ* e a passagem do satélite.

Tabela 4.4 – Imagens selecionadas para validação do algoritmo mono canal.

Data	Sensor	Condição meteorológica	Monitoramento <i>in situ</i> em relação à passagem do satélite
09/08/1984	Landsat 5 TM	Ótima	Diferença de 1 dia
22/04/1985	Landsat 5 TM	Ótima	Diferença de 2 dias
20/02/1986	Landsat 5 TM	Ótima	Mesmo dia
16/09/1986	Landsat 5 TM	Ótima	Diferença de 1 dia
18/10/1986	Landsat 5 TM	Ótima	Diferença de 2 dias
17/07/1987	Landsat 5 TM	Ótima	Diferença de 2 dias
18/08/1987	Landsat 5 TM	Parcialmente nublado	Diferença de 1 dia

Data	Sensor	Condição meteorológica	Monitoramento <i>in situ</i> em relação à passagem do satélite
22/11/1987	Landsat 5 TM	Ótima	Diferença de 1 dia
19/07/1988	Landsat 5 TM	Ótima	Mesmo dia
20/08/1988	Landsat 5 TM	Parcialmente nublado	Diferença de 2 dias
21/09/1988	Landsat 5 TM	Parcialmente nublado	Diferença de 1 dia
20/06/1989	Landsat 5 TM	Ótima	Diferença de 1 dia
07/08/1989	Landsat 5 TM	Ótima	Diferença de 1 dia
04/04/1990	Landsat 5 TM	Ótima	Diferença de 1 dia
28/04/1993	Landsat 5 TM	Parcialmente nublado	Mesmo dia
17/07/1993	Landsat 5 TM	Parcialmente nublado	Diferença de 2 dias
03/09/1993	Landsat 5 TM	Ótima	Diferença de 2 dias
06/11/1993	Landsat 5 TM	Ótima	Diferença de 2 dias
10/02/1994	Landsat 5 TM	Ótima	Diferença de 2 dias
01/05/1994	Landsat 5 TM	Ótima	Diferença de 1 dia
11/02/2000	Landsat 5 TM	Parcialmente nublado	Diferença de 2 dias
17/05/2000	Landsat 5 TM	Parcialmente nublado	Diferença de 1 dia
22/09/2000	Landsat 5 TM	Ótima	Diferença de 2 dias
21/02/2001	Landsat 5 TM	Ótima	Diferença de 2 dias
18/04/2001	Landsat 5 TM	Ótima	Diferença de 1 dia
28/05/2001	Landsat 7 ETM+	Ótima	Diferença de 2 dias
25/09/2001	Landsat 7 ETM+	Parcialmente nublado	Mesmo dia

4.3.2 Obtenção e validação da temperatura radiométrica

A existência da banda termal única nos sensores TM e ETM+ somente permite a utilização de algoritmos mono canais para a obtenção da temperatura. Para o processamento das imagens e a obtenção da temperatura superficial da água, foi utilizado o algoritmo SCGM, atualizado por Jiménez-Muñoz *et al.* (2009).

A Figura 4.6 mostra as etapas para obtenção e validação da temperatura da superfície da água (T_s) por meio da correção da temperatura captada pelo sensor no topo da atmosfera (T_{TOA}) utilizando-se esse algoritmo. Parte do fluxo foi automatizada por meio da ferramenta *Graphical Modeler* do *Quantum GIS*® versão 2.18.14.

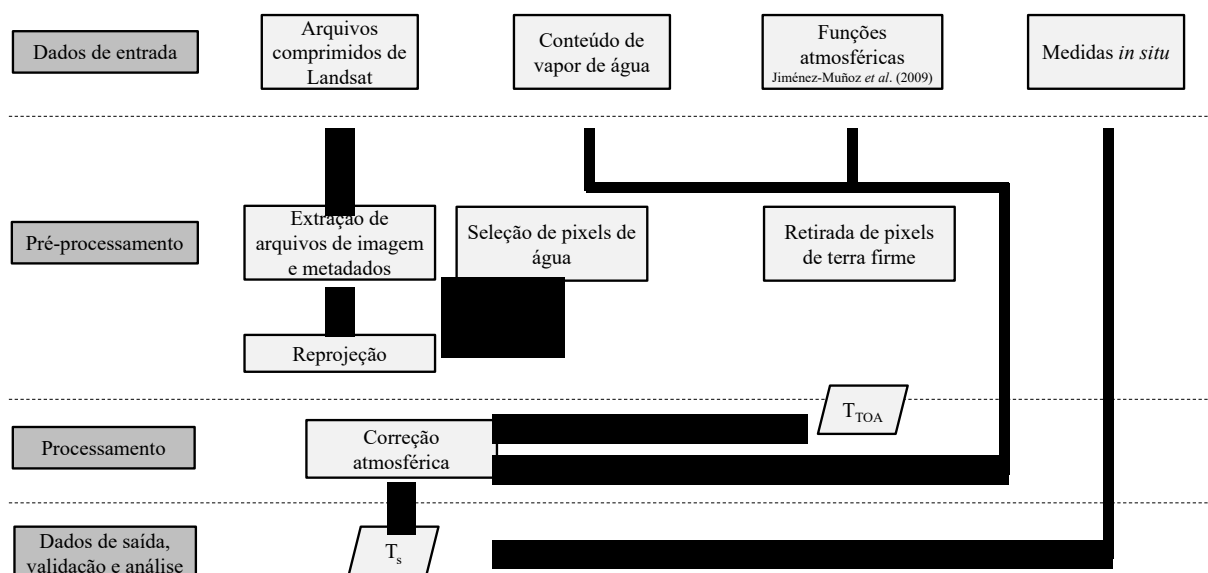


Figura 4.6 – Fluxo de pré-processamento e processamento das imagens Landsat. T_{TOA} representa a temperatura no topo da atmosfera (*top of atmosphere*), ou seja, a temperatura referente à radiação que atinge o sensor, e T_s representa a temperatura na superfície do alvo, após a correção atmosférica.

4.3.2.1 Pré-processamento

Após baixados os arquivos dos bancos de dados do USGS e do INPE, prosseguiu-se com a extração dos arquivos de imagem desejados e de metadados e com a redefinição do *datum* para SIRGAS 2000 no *Quantum GIS®* versão 2.18.14.

Em seguida, com o objetivo de selecionar apenas os pixels que representam a porção de água do reservatório, foi criada uma máscara utilizando a banda 5 (1,55 – 1,75 μm) do infravermelho médio, ou a banda 4 (0,76 – 0,90 μm) do infravermelho próximo, por meio da técnica do limiar (ALVES e SANTOS, 2015; RODRÍGUEZ *et al.*, 2014; SCHNEIDER e MAUSER, 1996). Uma vez que as áreas terrestres apresentam alta refletância na faixa do infravermelho próximo e do médio e que os corpos de água absorvem maior parte da radiação incidente nessas regiões espectrais, os pixels que possuíam valor de refletância superior ao limiar escolhido, ou seja, que não representavam somente porção de água, foram igualados a zero, enquanto os demais receberam valor igual a 1. O limiar foi escolhido iterativamente, sendo diferente para cada imagem.

Esse processo separou em duas categorias os pixels de água e os pixels de terra firme (terrestres, mistos e com interferência de nuvens), sendo que os fenômenos de neblina e as nuvens *cirrus* não são totalmente eliminadas por esse método. Por fim, a máscara foi utilizada para gerar um polígono vetorial no formato do reservatório (Figura 4.7).

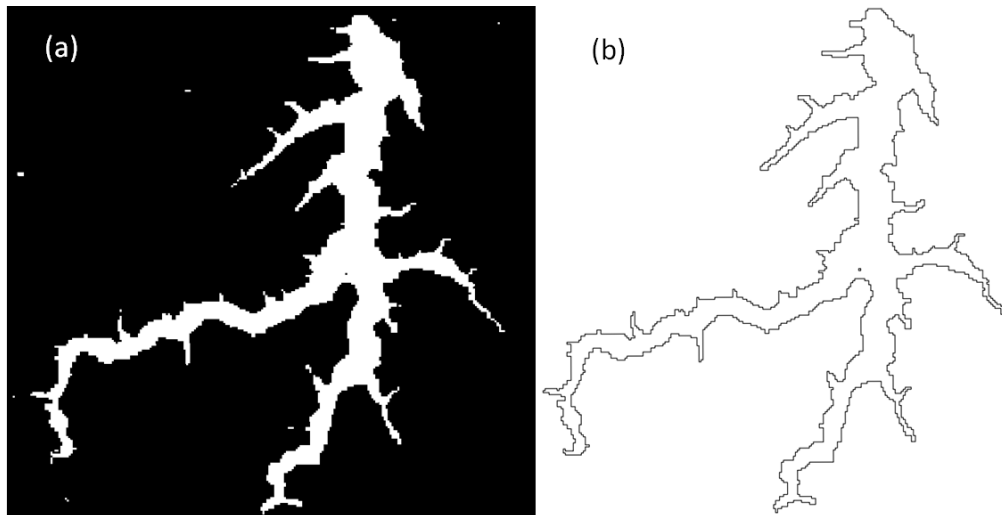


Figura 4.7 – (a) Seleção dos pixels de água por meio da criação da máscara, com diferenciação entre os pixels de água (em branco) e pixels de terra firme (em preto) e (b) vetor com o formato do reservatório.

4.3.2.2 Processamento

Após a eliminação dos pixels de terra firme, os números digitais (ND's) foram convertidos em radiância e, posteriormente, em temperatura no sensor. Os ND's representam a codificação digital da radiância emitida por cada pixel. Na imagem, esses valores são percebidos por meio da intensidade visual do pixel, ou seja, do nível de cinza localizado em um intervalo finito que está associado ao nível de quantização do sensor (JENSEN, 2007).

Os ND's foram convertidos em radiância no sensor para determinado comprimento de onda por meio da equação (USGS, 2018):

$$L_{\lambda} = \text{ganho} * ND + \text{viés} \quad (4.1)$$

na qual:

L_{λ} = radiância no sensor para o comprimento de onda λ ($W \times m^{-2} \times sr^{-1} \times \mu m^{-1}$)

$ganho$ = parâmetro de calibração dos detetores ($W \times m^{-2} \times sr^{-1} \times \mu m^{-1} / ND$)

ND = número digital

$viés$ = parâmetro de calibração dos detetores ($W \times m^{-2} \times sr^{-1} \times \mu m^{-1}$)

Os valores de ganho e de viés foram obtidos por meio dos metadados de cada imagem, arquivo que é baixado juntamente com as bandas da imagem. Os valores de ganho e de viés contidos nos metadados já foram previamente calibrados e variam somente de sensor para sensor, ou seja, para as imagens Landsat 5, eles possuem um valor e para as imagens Landsat 7 possuem outro valor (Tabela 4.5).

O cálculo da temperatura no sensor, conhecida também por temperatura de brilho ou temperatura *top of atmosphere* (TOA), ou seja, da temperatura ainda sem a correção atmosférica, foi realizado por meio da conversão dos valores de radiância no sensor (L_λ) em temperatura, utilizando-se uma equação que se baseia na lei de Planck:

$$T_{TOA} = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_\lambda} + 1\right)} \quad (4.2)$$

na qual:

T_{TOA} = temperatura no sensor ou no topo da atmosfera (K)

K_1 = constante termal ($W \times m^{-2} \times sr^{-1} \times \mu m^{-1}$)

K_2 = constante termal (K)

L_λ = radiância no sensor para o comprimento de onda λ ($W \times m^{-2} \times sr^{-1} \times \mu m^{-1}$)

Assim como no caso dos valores de ganho e de viés, as constantes termais foram obtidas por meio dos metadados de cada imagem, sendo que seus valores também só variam de sensor para sensor e não de imagem para imagem.

Para a obtenção da temperatura da superfície da água, foi utilizado o algoritmo mono canal desenvolvido por Jiménez-Muñoz e Sobrino (2003), cujo equacionamento encontra-se no item 3.4.2 (equações de 3.18 a 3.32).

O valor definido para a emissividade – $\varepsilon = 0,9885$ – foi baseado na literatura (LAMARO *et al.*, 2013; SIMON *et al.*, 2014; SNYDER, 1998; SOBRINO, *et al.*, 2004), e os comprimentos de onda efetivos foram definidos por Jiménez-Muñoz *et al.* (2009), conforme apresentado na Tabela 4.5.

Os valores de *ganho*, *viés*, K_1 , K_2 , λ_{ef} para cada sensor usado no estudo estão na Tabela 4.5.

Tabela 4.5 – Ganho, viés, constantes termais e comprimento de onda efetivo das bandas termais dos sensores Landsat 5 TM e Landsat 7 ETM+.

	Landsat 5 TM	Landsat 7 ETM+
Ganho ($W \times m^{-2} \times sr^{-1} \times \mu m^{-1}$ / ND)	0,055376	0,067087
Viés ($W \times m^{-2} \times sr^{-1} \times \mu m^{-1}$)	1,18	-0,07
K_1 ($W \times m^{-2} \times sr^{-1} \times \mu m^{-1}$)	607,76	666,09
K_2 (K)	1260,56	1282,71
λ_{ef} (μm)	11,457	11,269

Fonte: Metadados Landsat 5 e Landsat 7.

Para cada uma das 27 imagens selecionadas, foi obtido o valor do conteúdo de vapor de água da coluna atmosférica registrado às 12 horas no dia de passagem do satélite (Tabela 4.6). Esses dados são disponibilizados por um banco de dados medidos por radiossonda pertencente ao Departamento de Ciência Atmosférica da Universidade de *Wyoming* (disponível em: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). As medições foram coletadas da Estação 83566 (latitude: $-19,62^\circ$ / longitude: $-43,57^\circ$), localizada no Aeroporto Internacional de Belo Horizonte, o qual situa-se a 55 km de distância do reservatório Serra Azul.

Em alguns casos, o conteúdo de vapor de água na Estação 83566 não estava disponível e utilizou-se uma regressão linear com os dados de conteúdo de vapor de água da Estação 83378 (latitude: $-15,86^\circ$ / longitude: $-47,93^\circ$) do Aeroporto de Brasília ($R^2 = 0,94$ / $y = 0,66x + 4,51$). O coeficiente de determinação, considerado adequado, foi calculado a partir dos dados disponíveis nas duas estações correspondentes às datas das imagens usadas (Figura 4.8).

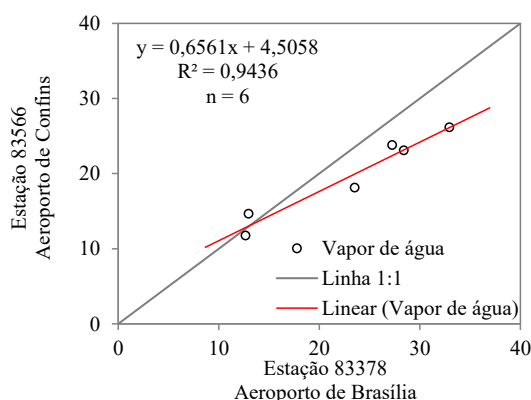


Figura 4.8 – Conteúdo de vapor de água medido no Aeroporto de Confins *versus* conteúdo de vapor de água medido no Aeroporto de Brasília. A reta cinza representa a linha 1:1 e a reta vermelha representa a regressão.

Por fim, na ausência de dados no Aeroporto de Brasília, foi utilizada a metodologia empregada por Liu e Zhang (2011) e Ndossi e Avdan (2016), segundo a qual o conteúdo de vapor de água pode ser estimado com base na temperatura e na umidade relativa do ar, conforme equação:

$$W = 0,0981 \left\{ 10 * 0,6108 * \exp \left[\frac{17,27 * (T_0 - 273,15)}{237,3 + (T_0 - 273,15)} \right] * UR \right\} + 0,1697 \quad (4.3)$$

na qual:

W = conteúdo de vapor de água (g/cm^2)

T_0 = temperatura do ar próxima à superfície terrestre (K)

UR = umidade relativa do ar

Os dados de temperatura e de umidade relativa do ar, nesses casos, foram obtidos da estação Florestal por meio do BDMEP do INMET.

Tabela 4.6 – Conteúdo de vapor de água na coluna atmosférica medido na Estação 83566.

Data da imagem Landsat	Conteúdo de vapor de água atmosférico (g/cm^2)	Origem dos dados
09/08/1984	1,47	Regressão linear
22/04/1985	1,79	Regressão linear
20/02/1986	2,41	Regressão linear
16/09/1986	1,94	Regressão linear
18/10/1986	1,91	Regressão linear
17/07/1987	1,60	Equação (4.3)
18/08/1987	1,76	Equação (4.3)
22/11/1987	3,15	Regressão linear
19/07/1988	1,45	Equação (4.3)
20/08/1988	1,34	Regressão linear
21/09/1988	1,80	Equação (4.3)
20/06/1989	1,62	Regressão linear
07/08/1989	2,19	Regressão linear
04/04/1990	2,67	Regressão linear
28/04/1993	1,90	Regressão linear
17/07/1993	1,51	Equação (4.3)
03/09/1993	1,05	Regressão linear
06/11/1993	2,45	Regressão linear
10/02/1994	2,27	Equação (4.3)
01/05/1994	2,27	Regressão linear
11/02/2000	2,73	Estação 83566
17/05/2000	1,59	Estação 83566
22/09/2000	1,16	Estação 83566
21/02/2001	2,38	Estação 83566
18/04/2001	1,80	Estação 83566
28/05/2001	2,60	Estação 83566
25/09/2001	2,30	Estação 83566

De acordo com Jiménez-Muñoz *et al.* (2009), para valores de conteúdo de vapor de água inferiores a $0,5 \text{ g}/\text{cm}^2$ e superiores a $3 \text{ g}/\text{cm}^2$, o algoritmo SCGM não gera resultados muito precisos. Além disso, existe uma zona de transição, entre 2 e $3 \text{ g}/\text{cm}^2$, para a qual os resultados gerados são geralmente aceitáveis. Por fim, o intervalo de conteúdo de vapor de água entre $0,5$ e $2 \text{ g}/\text{cm}^2$ está associado a um melhor desempenho do algoritmo.

Sendo assim, pode-se afirmar que somente uma das datas escolhidas para o estudo apresentou conteúdo de vapor de água não indicado para obtenção de bons resultados. As demais datas apresentaram conteúdo de vapor de água no intervalo de bom desempenho do algoritmo ($0,5 \text{ g/cm}^2 < W < 3 \text{ g/cm}^2$), sendo que a maior parte delas (59%) apresentou conteúdo de vapor de água associado aos melhores resultados ($0,5 \text{ g/cm}^2 < W < 2 \text{ g/cm}^2$).

4.3.2.3 Validação e análise dos dados

Dos 108 pontos potenciais para análise (4 estações de monitoramento e 27 imagens), somente 33 puderam ser analisados devido à ausência de monitoramento *in situ* em todas as estações nas datas das campanhas em campo.

Primeiramente, os dados disponíveis para todos os pontos foram analisados conjuntamente, por meio de um gráfico de dispersão, para avaliar a correlação da temperatura superficial da água observada (medidas *in situ* realizadas pela COPASA) com a estimada pelas imagens de satélite. O valor da temperatura superficial da água estimada foi obtido de duas formas distintas: (1) por meio do valor médio obtido em uma região representada por uma matriz de 3 x 3 pixels (32.400 m^2); e (2) considerando-se pontos individuais de medição (por pixel). Buscou-se dessa forma, avaliar a homogeneidade dos valores de temperatura superficial no entorno dos pontos de monitoramento do reservatório Serra Azul. Em seguida, os valores de temperatura observada e estimada foram plotados em função do tempo, visando à verificação de alguma tendência em algum determinado período.

A qualidade da correção atmosférica pelo algoritmo SCGM para a obtenção das temperaturas superficiais da água foi avaliada por meio do cálculo de métricas de precisão – RMSE, MAE e o Erro Médio Percentual Absoluto (MAPE, *mean absolute percentage error*) entre os dados de temperatura observados e estimados – e do cálculo do viés e do R^2 .

O RMSE representa a raiz da média dos erros ao quadrado, o MAE calcula a média dos erros absolutos e o MAPE calcula a média dos erros absolutos percentuais, sendo o erro a diferença entre os valores observados e estimados. O RMSE, o MAE e o MAPE são definidos pelas equações abaixo:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - E_i)^2}{n}} \quad (4.4)$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |O_i - E_i| \quad (4.5)$$

$$MAPE = \frac{100\%}{n} \sum_{i=1}^n \left| \frac{O_i - E_i}{O_i} \right| \quad (4.6)$$

nas quais:

O_i = valores observados

E_i = valores estimados

n = número total de observações

Tanto o RMSE quanto o MAE expressam a magnitude média do erro na mesma unidade da variável analisada. Ambas as métricas são indiferentes à direção dos erros e podem variar de zero a infinito, sendo que quanto mais próximo de zero, melhor o ajuste dos dados estimados aos dados observados.

Como os erros são elevados ao quadrado antes do cálculo da média, o RMSE atribui um peso relativamente alto a erros grandes, como no caso da presença de *outliers*. Por esse motivo, o MAE, como medida da habilidade de modelos numéricos em reproduzir a realidade, é considerado mais robusto do que o RMSE (FOX, 1981).

O MAPE expressa o erro em forma de percentual, podendo variar de 0 a 100 %. Quando mais próximo de zero for o seu valor, menor será o erro entre os dados estimados e os observados.

O viés é dado pela média da diferença entre o valor estimado e o valor observado de uma determinada variável. Sendo assim, o viés é uma métrica que verifica a super ou subestimação do valor de referência (valor observado), podendo ser positivo, quando o valor estimado supera o observado; negativo, quando o valor estimado é inferior ao observado; e também nulo, quando não há viés, ou seja, o valor estimado é igual ao observado (WALTHER e MOORE, 2005). O viés é calculado pela equação:

$$\boxed{Viés = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (E_i - O_i)} \quad (4.7)$$

na qual:

O_i = valores observados

E_i = valores estimados

n = número total de observações

O coeficiente de determinação varia de zero a um e descreve a proporção da variância nos dados observados, explicada pelos dados estimados, sendo que quanto mais próximo de um, melhor o ajuste (OLIVEIRA, 2014). Ele é dado pela equação:

$$\boxed{R^2 = \frac{[\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(E_i - \bar{E})]}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 \sum_{i=1}^n (E_i - \bar{E})^2}} \quad (4.8)$$

na qual:

O_i = valores observados

E_i = valores estimados

\bar{O} = média dos valores observados

\bar{E} = média dos valores estimados

n = número total de observações

Por fim, foi construído um gráfico dos erros *versus* o conteúdo de vapor de água visando à verificação do desempenho do algoritmo SCGM de acordo com a variação do vapor de água atmosférico no momento do registro das imagens.

Após a validação dos dados de temperatura radiométrica por meio da metodologia descrita, novas imagens registradas no período de estudo foram selecionadas e processadas para serem utilizadas na calibração e validação dos modelos na etapa 3 (Figura 4.1). Nessa etapa, o critério de seleção foi apenas a condição meteorológica no dia, e só foram selecionadas imagens sem nenhuma interferência de nuvens. Foram utilizadas 156 imagens adicionais.

4.4 Modelagem Hidrodinâmica do reservatório Serra Azul

4.4.1 Dados de entrada do modelo hidrodinâmico

4.4.1.1 Vazão, temperatura e salinidade afluentes

O GLM requer, como dado de entrada, o volume diário de vazões afluentes ao reservatório, bem como suas temperaturas e seus valores de salinidade (HIPSEY *et al.*, 2014). O principal

tributário do reservatório é o ribeirão Serra Azul, cujas vazões diárias são monitoradas pela estação fluviométrica Jardim (Figura 4.5 e Tabela 4.3) desde 1979. Os outros sete tributários (córregos Potreiro, Estiva, Diogo, Pedreira, Jacu, Curralinho e do Brejo) ou não possuem suas vazões monitoradas, ou, quando possuem, o monitoramento é anterior à construção do reservatório. Por esse motivo, adotou-se uma única contribuição afluyente utilizando-se um fator de correção baseado na área de contribuição do ribeirão Serra Azul, com exutório na estação Jardim (114,24 km²) e na área total da bacia do reservatório (266,10 km²) (Figura 4.9). Partiu-se da premissa de que a bacia do reservatório Serra Azul possui características físicas homogêneas e de que as vazões afluentes são proporcionais às áreas de drenagem dos tributários.

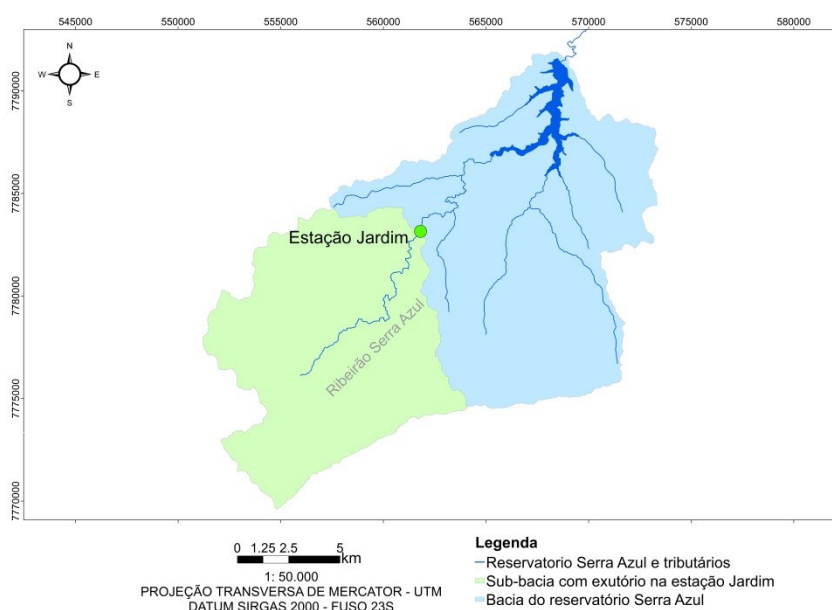


Figura 4.9 – Área da sub-bacia com exutório na estação Jardim (em verde) e área total da bacia do reservatório Serra Azul (em verde e em azul).

A série histórica de vazões afluentes foi, então, obtida por meio da equação:

$$Q_{afl} = \frac{266,10}{114,24} * Q_{Jardim} \quad (4.9)$$

na qual:

Q_{afl} = vazão afluyente ao reservatório (m³/s)

Q_{Jardim} = vazão na estação Jardim (m³/s)

Para os casos em que não foi realizada medição direta da vazão, foram utilizados os dados de elevação do nível da água na seção fluvial da estação Jardim. Para conversão dos valores das

cotas em vazão, utilizou-se a curva-chave gerada por Drumond (1994) e as curvas-chave geradas pela CPRM (*apud* MOTA, 2016), as quais constam na Tabela 4.7.

Tabela 4.7 – Curvas-chave da estação fluviométrica Jardim adotadas no estudo.

Drumond (1994)				Validade		Amplitude (m)	
$Q = 0,133 + 3,77 \text{ Cota} + 1,16 \text{ Cota}^2$				Início	Fim	Mín.	Máx.
				01/09/1978	30/09/1989	0	2,60

CPRM (<i>apud</i> Mota, 2016)				Validade		Amplitude (m)	
$Q = a (\text{Cota} - h_0)^b$				Início	Fim	Mín.	Máx.
Curva	a	h_0	b	Início	Fim	Mín.	Máx.
1	3,344	-0,220	1,681	01/01/1996	10/10/1999	0,03	2,75
2	4,330	0,930	1,110	10/10/1999	28/01/2002	1,00	5,00
3	4,305	0,970	1,170	29/01/2002	16/01/2003	1,00	2,60

Embora a curva-chave definida por Drumond (1994) tenha sido desenvolvida com base nos dados referentes aos anos compreendidos no intervalo de 1978 a 1989, ela também foi aplicada para preenchimento das discontinuidades existentes no período de 1990 a 1995, visto que a variação da área da seção transversal do rio entre 1990 e 2003 foi considerada desprezível (NEVES, 2005).

Os valores de temperatura superficial e salinidade diários dos tributários não são monitorados e foram obtidos por meio das estações Mateus Leme Aldeia e estação 428 (Figura 4.5 e Tabela 4.3).

A estação Mateus Leme Aldeia monitora as temperaturas superficiais do ribeirão Mateus Leme com frequência não regular. Esse ribeirão é o principal curso de água da bacia Mateus Leme, adjacente à bacia do reservatório Serra Azul (Figura 4.5). Essas duas sub-bacias integram a bacia Juatuba, sub-bacia do rio Paraopeba. Além disso, o ribeirão Mateus Leme conflui com o ribeirão Serra Azul, a jusante do reservatório Serra Azul, onde passa a receber a denominação de ribeirão Juatuba. Para os dias em que não houve medição de temperatura, as falhas foram preenchidas a partir de regressão linear com os dados de temperatura média do ar obtidos na estação Florestal ($R^2 = 0,68 / y = 0,76x + 5,59$) (Figura 4.10).

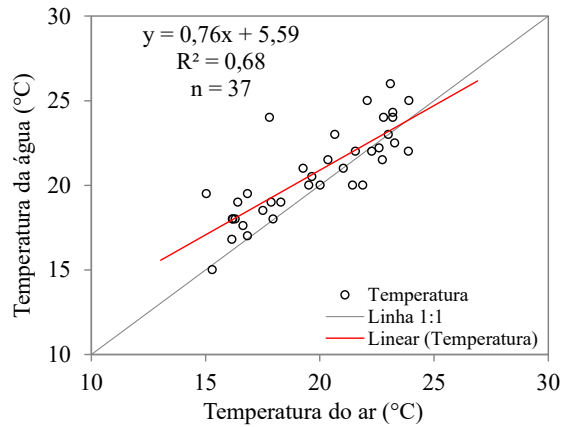


Figura 4.10 – Regressão linear entre temperatura da água e temperatura média do ar. A reta cinza representa a linha 1:1 e a reta vermelha representa a regressão.

Na Figura 4.11, são apresentadas as séries temporais diárias tratadas de vazão e temperatura da água afluentes medidas nas estações Jardim e Mateus Leme Aldeia, respectivamente.

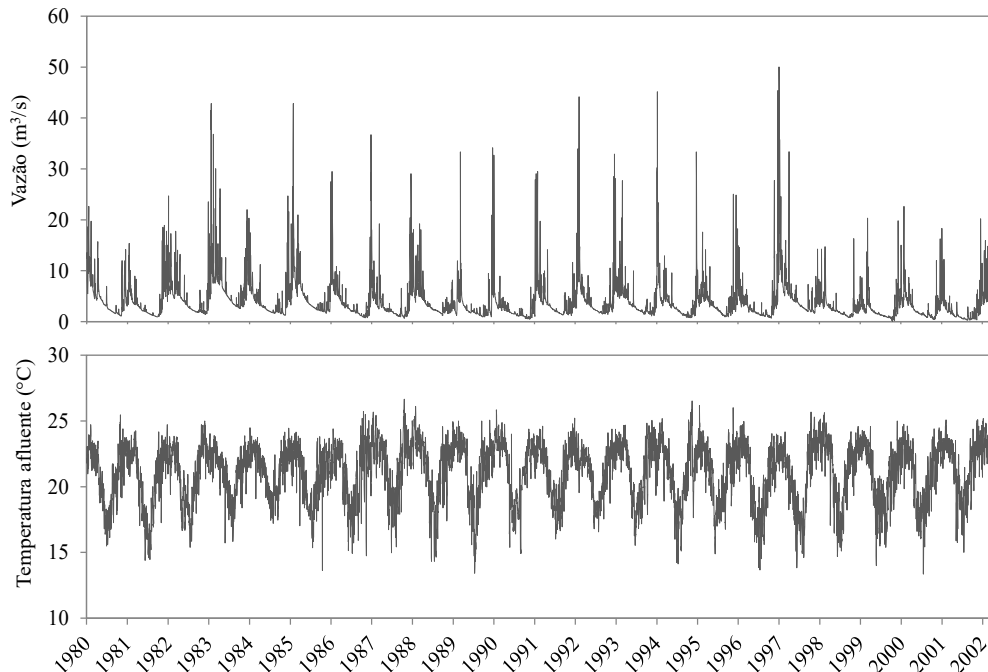


Figura 4.11 – Série temporal de vazão afluente (Estação Jardim) e temperatura superficial da água afluente (Estação Mateus Leme Aldeia).

Apesar de a salinidade dos tributários do reservatório Serra Azul não ser monitorada, a estação 428 da COPASA monitora a condutividade elétrica da água. Partiu-se do princípio de que, como a estação está situada no braço do reservatório próximo à chegada do ribeirão Serra Azul, os valores de condutividade ali medidos são equivalentes aos valores que seriam medidos no ribeirão. A partir dessa premissa, os valores de salinidade afluente (S_{AD}) foram

estimados a partir da condutividade elétrica corrigida para 20 °C (k_{20}) e da densidade da água doce (ρ_{AD}), cuja equação foi proposta por Bäuerle *et al.* (1998).

$$S_{AD} = 9,18 * 10^{-8} * k_{20} + 1,58 * 10^{-2} \quad (4.10)$$

sendo:

$$k_{20} = \frac{[\rho_{IES} - \rho_{AD}]}{c_k} \quad (4.11)$$

$$\rho_{AD} = a_0 + a_1\theta_A + a_2\theta_A^2 + a_3\theta_A^3 \quad (4.12)$$

nas quais:

S_{AD} = salinidade afluyente, da água doce

k_{20} = condutividade elétrica corrigida para 20 °C ($\mu\text{S}/\text{cm}$)

ρ_{IES} = densidade da água do mar (kg/m^3)

θ_A = temperatura da água (°C)

S = salinidade da água do mar

ρ_{AD} = densidade da água doce (kg/m^3)

$C_k = 0,67 \times 10^{-3} \text{ (kg} \times \text{m}^{-3} \times \mu\text{S}^{-1} \times \text{cm)}$

$a_0 = 999,8429 \text{ (kg}/\text{m}^3)$

$a_1 = 6,54891 \times 10^{-2} \text{ (kg} \times \text{m}^{-3} \times \text{°C}^{-1})$

$a_2 = 8,56272 \times 10^{-3} \text{ (kg} \times \text{m}^{-3} \times \text{°C}^{-2})$

$a_3 = 5,9385 \times 10^{-5} \text{ (kg} \times \text{m}^{-3} \times \text{°C}^{-3})$

Considerando que poucos dados de condutividade elétrica foram monitorados durante o período de estudo e que os valores obtidos são extremamente baixos (abaixo de 0,02), adotou-se um único valor para todo o período de simulação, correspondente à média dos valores encontrados (0,017).

4.4.1.2 Vazão defluente

O GLM requer como dado de entrada o volume diário de vazões defluentes ao reservatório. Esse volume é drenado do reservatório através de uma saída, localizada na sua porção norte, que corresponde à adução de água para abastecimento humano e para manutenção da vazão residual a jusante do barramento (Figura 4.5). Sendo assim, a vazão defluente diária foi estimada com base na adução média mensal de água, de acordo com Nota Técnica da COPASA (2014). Para os meses nos quais não foram encontrados dados de adução, foi utilizado o valor de vazão outorgada média fornecido por ARSAE (2013).

4.4.1.3 Variáveis meteorológicas

O GLM também requer como dado de entrada as séries temporais diárias ou horárias das seguintes variáveis meteorológicas: precipitação, velocidade do vento, umidade relativa do ar, temperatura do ar, radiação solar de ondas curtas e nebulosidade ou radiação de ondas longas. Para este estudo, foram obtidas todas as séries supracitadas, com exceção da série de dados de radiação de onda longa, a qual foi estimada por meio da nebulosidade, de acordo com as equações definidas no GLM (HIPSEY *et al.*, 2014).

Os dados das variáveis meteorológicas foram obtidos a partir de três estações de monitoramento. A precipitação foi obtida a partir da estação Fazenda Curralinho, localizada no braço do reservatório onde deságua o córrego Curralinho (Figura 4.5 e Tabela 4.3). A consistência dos dados foi realizada por Sampaio e Pinto (2018) no contexto de um projeto de iniciação científica.

A velocidade do vento foi obtida a partir da estação Alto da Boa Vista, situada a 16 km da torre de tomada de água do reservatório (Figura 4.5 e Tabela 4.3). Nessa estação, a velocidade do vento é medida no tanque (o qual é posicionado a cerca de 0,5 m acima do solo) e na elevação 2 m. No entanto, como o modelo GLM exige, como dado de entrada, valores de velocidade do vento a 10 m de altura, foi necessário fazer a conversão da velocidade do vento no tanque para a velocidade do vento a 10 m. Os dados referentes à elevação 2 m foram desconsiderados devido ao grande número de falhas para o período de estudo.

Segundo Allen *et al.* (1998), a velocidade do vento aumenta à medida que se distancia da superfície terrestre, até aproximadamente 2.000 m de altitude. Devido ao atrito, a topografia do terreno e a rugosidade do solo condicionam fortemente o perfil de velocidades do vento, o qual pode ser representado pela lei logarítmica de Prandt (CASTRO, 2003):

$$u_2 = u_1 * \frac{\ln\left(\frac{h_2}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{h_1}{z_0}\right)} \quad (4.13)$$

na qual:

u_2 e u_1 = velocidades do vento (m/s) nas alturas h_2 e h_1 (m), respectivamente

z_0 = parâmetro que depende da rugosidade do solo (m)

Essa equação permite a realização do ajuste dos dados de velocidade do vento medidos no tanque para estimar as velocidades a 10 m. O coeficiente de rugosidade utilizado foi de 0,1 m, de acordo a tabela do ANEXO A, tendo em vista a existência de terreno irregular com presença de vegetação baixa e de árvores no entorno da estação de monitoramento.

As demais variáveis meteorológicas – umidade relativa do ar, temperatura média do ar, insolação e nebulosidade – foram obtidas a partir da estação convencional Florestal, localizada a 11 km de distância do reservatório (Figura 4.5 e Tabela 4.3).

No período entre 1º de outubro de 1987 e 31 de agosto de 1995, detectou-se visualmente, nos dados de umidade relativa do ar, a existência de uma tendência. Para entender se de fato ocorreu alguma alteração na umidade relativa do ar nesse período, foi feita a análise da série temporal dessa variável nas estações meteorológicas vizinhas (APÊNDICE A) – Ibitité, Sete Lagoas, Belo Horizonte, Divinópolis, Bambuí, Barbacena, Bom Despacho, Conceição do Mato Dentro, Curvelo, Pompéu e Viçosa – e, apesar do grande número de falhas na maioria delas, verificou-se que nenhuma continha essa mesma alteração.

Além disso, ao comparar os dados de umidade relativa da estação Florestal com os dados extraídos das estações vizinhas, por meio de regressão linear simples, obtiveram-se coeficientes de determinação muito baixos ($0,03 < R^2 < 0,28$). A Figura 4.12 mostra a correlação entre as séries de umidade relativa nas estações Florestal e Belo Horizonte para o período entre 01/01/1982 e 30/04/2002. As séries foram separadas em três períodos:

- 1º de janeiro de 1982 a 30 de setembro de 1987 (1º período);
- 1º de outubro de 1987 a 31 de agosto de 1995 (2º período);
- 1º de setembro de 1995 a 30 de abril de 2002 (3º período).

Ficou evidente a existência de uma diferença entre a correlação dos dados para o 2º período (traços vermelhos) e a correlação dos dados para o 1º e 3º períodos (círculos azuis e traços pretos). Essas diferenças também foram observadas levando-se em consideração todas as estações vizinhas, evidenciando-se que ela é a responsável pelo baixo valor do coeficiente de determinação.

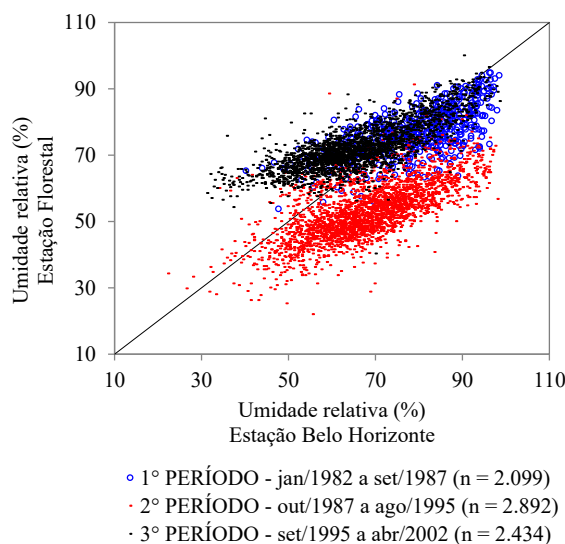


Figura 4.12 – Umidade relativa do ar na estação Florestal *versus* umidade relativa do ar na estação Belo Horizonte entre 01/01/1982 e 30/04/2002.

A partir dessas verificações, foram realizados testes de hipóteses não paramétricos para avaliar a homogeneidade e a estacionariedade da série de dados de umidade relativa do ar.

O teste Mann Whitney (NAGHETTINI e PINTO, 2007) rejeitou a hipótese de que os dados são homogêneos (p -valor $< 0,001$), o que mostra que eles não são considerados como pertencentes a uma mesma população. O teste Spearman (NAGHETTINI e PINTO, 2007) apontou para a não estacionariedade dos dados (p -valor $< 0,001$), indicando uma variação ao longo do tempo. Tendo em vista os resultados dessas análises, optou-se pela correção da tendência dos dados de umidade relativa da estação Florestal entre 1º de outubro de 1987 e 31 de agosto de 1995. A correção da tendência foi feita a partir da regressão linear entre os dados de umidade relativa do ar medidos na estação Belo Horizonte e Florestal de acordo com a equação:

$$y_{i,corrigido} = y_i + \mu_M - (a * x_i + b) \quad (4.14)$$

na qual:

$y_{i,corrigido}$ = valor de umidade relativa corrigido na estação Florestal

y_i = valor de umidade relativa não corrigido na estação Florestal

μ_M = média dos dados do 1º e 3º períodos na estação Florestal

a e b = coeficientes angular e linear da equação da reta de regressão entre os dados da estação Florestal e Belo Horizonte

x_i = valor de umidade relativa na estação Belo Horizonte correspondente a y_i

A estação Florestal fornece dados subsidiários de nebulosidade, medidos às 12, 18 e 00 horas UTC. O valor diário foi obtido por meio do cálculo da média desses três valores, considerando-se que a medição realizada às 00 hora pertence ao dia anterior, devido à diferença de 3 horas negativas de fuso horário entre a hora local e a UTC.

Todas as séries das variáveis meteorológicas apresentaram períodos de falhas, os quais tiveram que ser preenchidos. As estações vizinhas utilizadas para o preenchimento das discontinuidades constam na Tabela 4.8, e a distribuição das falhas por variável meteorológica constam na Tabela 4.9.

As falhas representam 11,8% do número total de dados. A maior quantidade de falhas foi observada nas variáveis meteorológicas obtidas por meio da estação Florestal (temperatura do ar, umidade relativa, radiação solar e nebulosidade). Para o preenchimento da maior parte das falhas (65%), utilizou-se o método CIDW (*Modified correlation coefficient with inverse distance weighting method*), empregado para preenchimento de dados diários, o qual consiste em uma combinação do IDW (*Inverse Distance Weighting*), baseado na relação de proximidade da estação de interesse com as vizinhas, com o CCWM (*Modified coefficient correlation weighting method*), que leva em consideração a correlação entre os dados das estações (Suhaila *et al.*, 2008). Sendo assim, para a aplicação do método, calcula-se um peso para cada estação vizinha considerada – equação (4.15) – e, em seguida, as falhas são preenchidas pela equação (4.16).

$$W_i = \frac{r_i^p * d_i^{-2}}{\sum_{i=1}^N (r_i^p * d_i^{-2})} \quad (4.15)$$

$$X = \sum_{i=1}^N W_i * X_i \quad (4.16)$$

nas quais:

W_i = peso relacionado à estação vizinha i

r_i = coeficiente de correlação entre a estação de interesse e a estação vizinha i

p = expoente

d_i = distância euclidiana entre a estação de interesse e a estação vizinha i

X = valor da variável meteorológica adotado no preenchimento das falhas da estação de interesse

N = número de estações vizinhas consideradas

X_i = valor da variável meteorológica na estação vizinha i

O expoente p influencia o valor do peso. Nos estudos de Suhaila *et al.* (2008), o expoente $p = 2$ apresentou melhores resultados, e, no estudo de Moeletsi *et al.* (2016), os melhores valores encontrados foram 2 e 2,5. Sendo assim, adotou-se $p = 2$.

Somente nos casos em que não foi possível a utilização do CIDW, foram utilizados outros dois métodos: 11% das descontinuidades foram preenchidas por regressão linear simples, com base na correlação entre as variáveis da estação de interesse e alguma estação vizinha; e, nos casos em que todas as estações vizinhas possuíam falhas coincidentes com as falhas da estação de interesse, os restantes 24% das descontinuidades foram preenchidos por meio da utilização de dados de um ano anterior, do período correspondente. Esse método foi utilizado por Gal *et al.* (2003) para preenchimento de descontinuidades na série temporal de velocidade do vento.

Tabela 4.8 – Estações de monitoramento vizinhas usadas para o preenchimento de falhas.

Nome	Código	Monitoramento	Operação	Latitude	Longitude
Juatuba	1944027	Pluviométrico	CPRM	19,96° S	44,33° O
Alto da Boa Vista	2044021	Meteorológico	CPRM	20,11° S	44,40° O
Laranjeiras	2044041	Meteorológico	CPRM	20,10° S	44,48° O
Jardim	2044052	Pluviométrico	CPRM	20,05° S	44,41° O
Serra Azul	2044054	Meteorológico	CPRM	20,09° S	44,43° O
Tijuco	2044045	Pluviométrico	CPRM	20,00° S	44,38° O
Pedreira	2044018	Pluviométrico	CPRM	20,04° S	44,39° O
Mateus Leme	1944048	Meteorológico	CPRM	19,99° S	44,42° O
Ibirité	83632	Meteorológico	INMET	20,01° S	44,05° O
Belo Horizonte	83587	Meteorológico	INMET	19,93° S	43,93° O
Sete Lagoas	83586	Meteorológico	INMET	19,46° S	44,25° O
Divinópolis	83635	Meteorológico	INMET	20,16° S	44,86° O
Bambuí	83582	Meteorológico	INMET	20,03° S	46,00° O
Conceição do Mato Dentro	83589	Meteorológico	INMET	19,01° S	43,43° O
Viçosa	83642	Meteorológico	INMET	20,75° S	42,85° O
Barbacena	83689	Meteorológico	INMET	21,25° S	43,76° O
Pompéu	83570	Meteorológico	INMET	19,21° S	45,00° O
Bom Despacho	83533	Meteorológico	INMET	19,71° S	45,36° O
Curvelo	83536	Meteorológico	INMET	18,75° S	44,45° O

Tabela 4.9 – Número de falhas (em dias) por período e por variável meteorológica.

Variável/Período	1982-1984	1985-1987	1988-1990	1991-1994	1995-1999	2000-2002
Precipitação	31	31	31	-	-	-
Vel. do vento	63	23	177	51	-	2

Temperatura do ar	367	730	30	51	75	3
Umidade relativa	369	730	1	19	59	3
Radiação solar	367	730	17	95	46	4
Nebulosidade	367	730	-	4	47	4

Após o preenchimento das falhas, os dados de insolação (em horas) foram convertidos em radiação de ondas curtas (em W/m^2). Em geral, observações de radiação solar são realizadas em Estações Meteorológicas Automáticas, enquanto as Estações Meteorológicas Convencionais, como é o caso da estação Florestal, registram apenas dados de insolação. Essa situação se dá, na maioria das vezes, não apenas pelo alto custo de aquisição do equipamento para medição da radiação de ondas curtas, mas também pelos problemas de manutenção e calibração dos equipamentos que medem essa variável (BELÚCIO *et al.* 2014).

Para tal conversão, utilizou-se o modelo Angström-PreScott para estimar a radiação solar global a partir dos dados de insolação e dos coeficientes linear e angular da equação de regressão linear simples entre duas razões: a primeira entre a radiação solar e a radiação extraterrestre; e a segunda entre a insolação diária e a duração máxima de insolação (Allen *et al.*, 1998; Belúcio *et al.*, 2014; Buriol *et al.*, 2012).

Em um estudo feito por Dantas *et al.* (2003), no qual os dados de radiação solar e insolação foram obtidos a partir da Estação Climatológica Principal de Lavras, entre dezembro de 2001 e novembro de 2002, avaliaram-se coeficientes linear e angular que apresentassem boa correlação entre as razões citadas. A equação obtida nesse estudo, com coeficiente de determinação (R^2) igual a 0,89, foi:

$$\boxed{\frac{Q_g}{Q_0} = 0,23 + 0,49 * \frac{n}{N}} \quad (4.17)$$

na qual:

Q_g = radiação solar (W/m^2)

Q_0 = radiação extraterrestre (W/m^2)

n = insolação diária (horas)

N = duração máxima de insolação (horas)

Esses coeficientes encontrados para a cidade de Lavras foram utilizados para a área em estudo devido à proximidade entre as regiões em termos de latitude e ângulo de declinação solar.

Após a obtenção dos dados médios diários de radiação solar, verificou-se que a regressão com a insolação (Figura 4.13) apresenta um coeficiente de determinação satisfatório ($R^2 = 0,72$), o que evidencia um bom desempenho do modelo e da equação adotados.

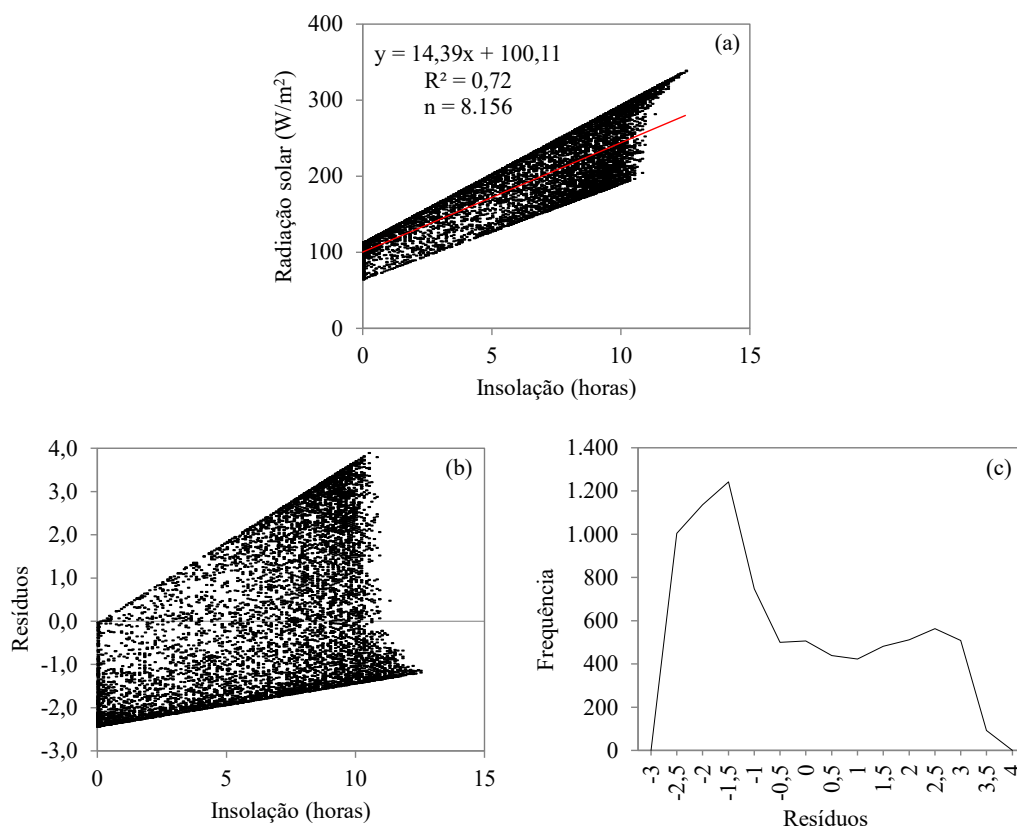
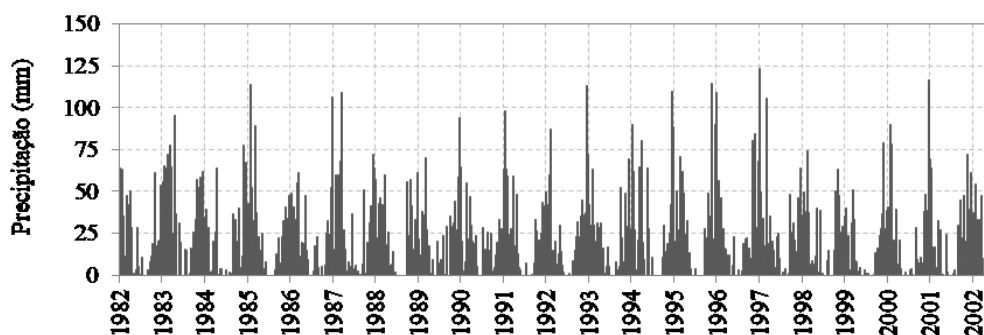
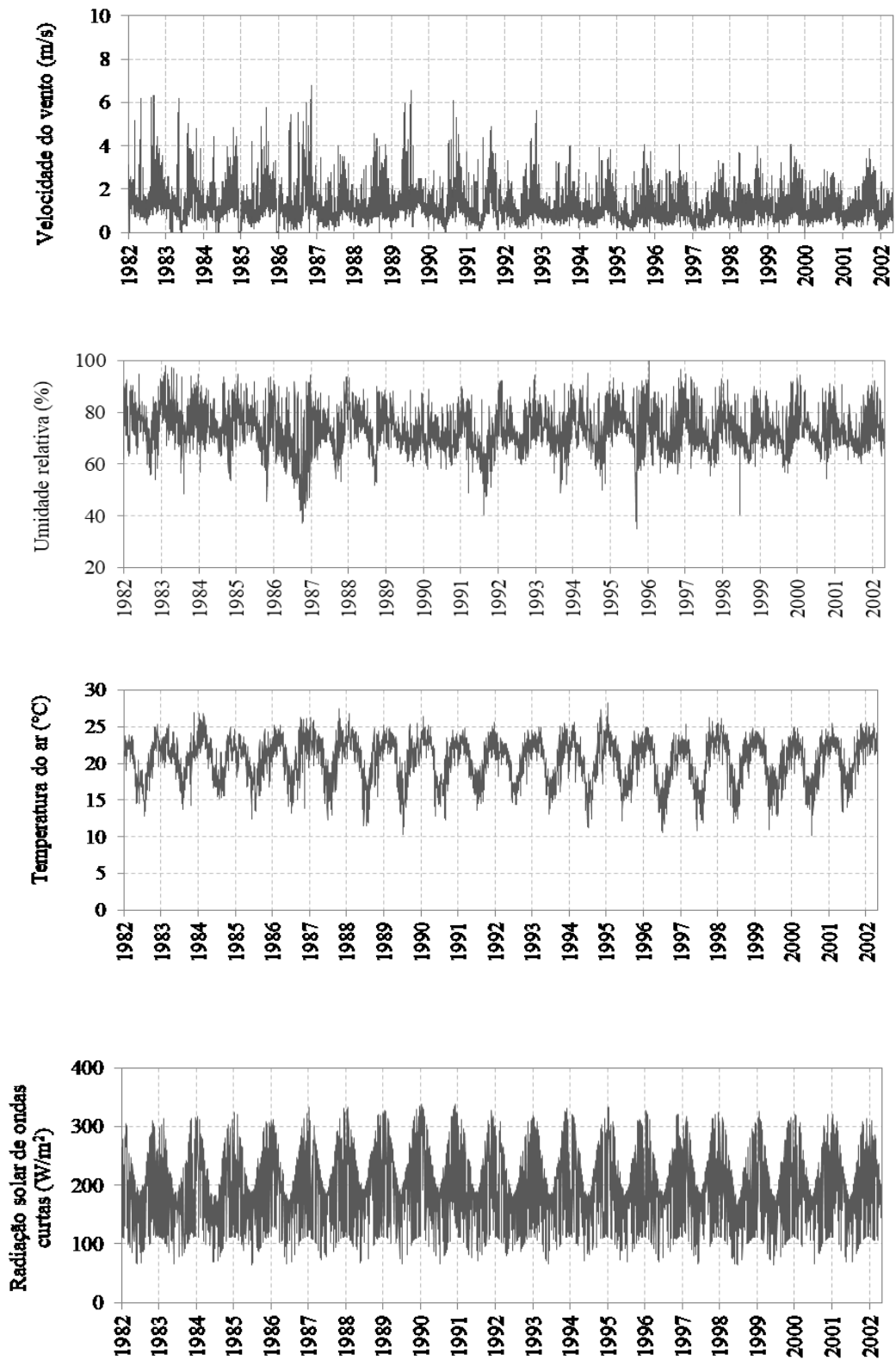


Figura 4.13 – (a) Média diária da radiação solar obtida pelo modelo Angström-Preseott *versus* insolação obtida a partir da estação Florestal. A reta vermelha representa a regressão; (b) resíduos *versus* insolação; e (c) distribuição dos resíduos.

Na Figura 4.14, são apresentadas as séries temporais diárias tratadas de todas as variáveis meteorológicas medidas nas estações Fazenda Curralinho, Alto da Boa Vista e Florestal.





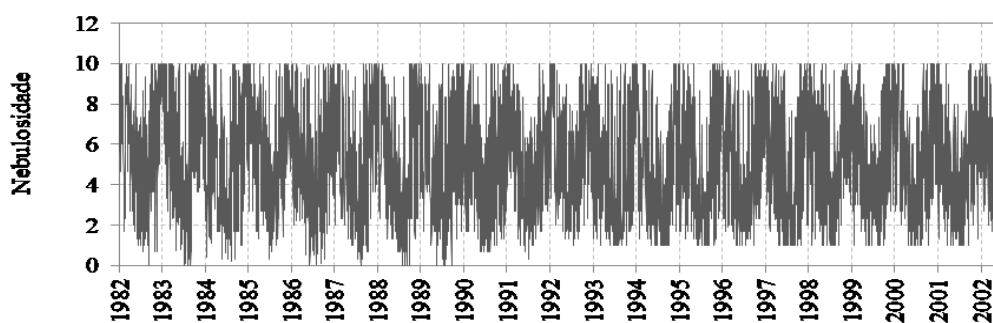


Figura 4.14 – Série temporal das variáveis meteorológicas: precipitação (Estação Fazenda Curralinho), velocidade do vento (Estação Alto da Boa Vista), umidade relativa do ar, temperatura média do ar, radiação solar e nebulosidade (Estação Florestal).

Após a obtenção da série de todas as variáveis meteorológicas, foram calculadas as médias mensais de cada uma, considerando-se todo o período de estudo (1982 a 2002), para serem comparadas com as médias mensais encontradas no trabalho realizado por Reis (1996). Nesse trabalho, Reis (1996) comparou modelos de estimativa da evaporação no reservatório Serra Azul e, para isso, utilizou séries de dados meteorológicos monitorados pela estação Fazenda dos Cavalos, de 1985 a 1992, com exceção da velocidade do vento, cujos dados utilizados são de 1993 a 1995. Essa estação era operada pela COPASA e ficava instalada em terra, a aproximadamente 100 m do braço Diogo e Potreiro. Diariamente, registrava dados de precipitação, temperatura do ar, umidade relativa, evaporação, insolação e velocidade do vento às 9:00, 15:00 e 21:00. Com base nas comparações, verificou-se a necessidade de um ajuste de +20% na série de dados de umidade relativa. A diferença entre as médias mensais obtidas neste estudo e as obtidas por Reis (1996) pode estar associada à distância da estação Florestal do reservatório Serra Azul. Como a estação Fazenda dos Cavalos ficava muito mais próxima do reservatório, considera-se o seu monitoramento mais representativo para a área de estudo. As médias mensais das demais variáveis meteorológicas ficaram bem próximas das encontradas por Reis (1996), não sendo necessários ajustes.

4.4.1.4 Curva hipsográfica

A curva hipsográfica do reservatório constitui a condição de contorno do modelo. Ela foi obtida por meio do trabalho de Fernandes (2012), no qual foram coletados dados batimétricos do reservatório Serra Azul por meio da utilização de um ecobatímetro com GPS (*Global Positioning System*) diferencial acoplado. Nesse trabalho, foram calculados a área do espelho de água e o volume do reservatório usando-se estratos de 2 m de espessura, de forma a se obter os valores de cota *versus* área *versus* volume do reservatório Serra Azul.

4.4.2 Análise de sensibilidade do modelo hidrodinâmico

A análise de sensibilidade pode ser utilizada para reduzir o esforço na calibração do modelo por meio da identificação de dados de entrada e parâmetros que mais impactam seus resultados (SONG *et al.*, 2015). Nesse sentido, foi realizada uma análise de sensibilidade antes da calibração do modelo hidrodinâmico do reservatório Serra Azul para ranquear os dados de entrada e os parâmetros do modelo por ordem de importância na influência da dinâmica térmica do reservatório, reduzindo o número daqueles que foram levados em consideração na calibração do modelo.

A simulação foi conduzida no GLM (v2.2.0) de 01 de janeiro de 1982 a 30 de abril de 2002, com passo de tempo e dados de saída diários, visando à modelagem da temperatura da coluna de água no reservatório Serra Azul. O ponto de interesse localiza-se a 200 m da torre de tomada de água e corresponde à estação 426 da COPASA. Nesse local a profundidade é de 47 m. As condições iniciais de temperatura e salinidade no ponto de interesse foram obtidas do dia 17 de janeiro de 1984, a partir dos dados monitorados pela COPASA. Essa data representa o primeiro dia do mês de janeiro, desde 1982, com medição de temperatura nas profundidades 0,5, 5 e 15 m.

Com relação aos parâmetros do modelo, inicialmente, para uma primeira simulação de referência, foram adotados os valores mostrados na Tabela 4.10.

Tabela 4.10 – Parâmetros físicos do GLM adotados na simulação inicial e os valores mínimo e máximo considerados na análise de sensibilidade.

Parâmetro	Símbolo	Valor inicial	Valor mínimo	Valor máximo	Unidade	Referência
Estrutura do modelo						
Espessura mínima da camada	h_{\min}	0,50	0,25	1,50	m	Bueche e Vetter (2014) Hetherington <i>et al.</i> (2015)
Espessura máxima da camada	h_{\max}	1,50	0,60	3,00	m	Soares (2018) Tanentzap <i>et al.</i> (2007) Valerio <i>et al.</i> (2014)
Propriedades do lago/reservatório						
Coefficiente de extinção da luz	K_w	0,2	0,20	3,60	m^{-1}	-
Área crítica	A_c	10^7	-	-	m^2	Inicial (GLM)
Termodinâmica da superfície						
Coefficiente da transferência de calor sensível	C_H	0,0013	0,0013	0,00137	-	Barbosa (2015)
Coefficiente da transferência de calor latente	C_E	0,0013	0,0013	0,0026	-	Bueche <i>et al.</i> (2017)
Coefficiente da transferência de momento	C_M	0,0013	0,0011	0,0025	-	Bueche <i>et al.</i> (2017)
Calor latente de evaporação	λ	$2,453 \times 10^6$	-	-	J/kg	Inicial (GLM)
Emissividade da superfície da água	ε_a	0,985	-	-	-	Inicial (GLM)
Constante de Stefan-Boltzmann	σ	$5,67 \times 10^{-8}$	-	-	$W.m^{-2}.K^{-4}$	Inicial (GLM)
Mistura						
Eficiência da mistura convectiva	C_K	0,20	0,10	0,20	-	Barbosa (2015)
Eficiência da mistura pelo vento	C_W	0,23	0,06	0,80	-	Tanentzap <i>et al.</i> (2007) Valerio <i>et al.</i> (2014)

Parâmetro	Símbolo	Valor inicial	Valor mínimo	Valor máximo	Unidade	Referência
Eficiência da mistura por cisalhamento	C_S	0,30	0,06	0,30	-	Soares (2018)
Eficiência da mistura por turbulência instável	C_T	0,51	0,200	0,517	-	Bueche <i>et al.</i> (2017) Huang <i>et al.</i> (2017)
Eficiência da mistura por ondas de Kelvin-Helmholtz	C_{KH}	0,30	0,2675	0,3750	-	Barbosa (2015) Huang <i>et al.</i> (2017)
Eficiência da mistura por turbulência hipolimnética	C_{HYP}	0,50	0,200	0,575	-	Barbosa (2015) Bueche <i>et al.</i> (2017)
Afluências e defluências						
Coefficiente de arraste do leito	C_D	0,016	0,002	0,050	-	Soares (2018)
Declividade da vazão afluyente	α	2,00	0,01	2,00	°	Rigosi e Rueda (2012)
Ângulo de entrada da vazão afluyente	β	65,00	63,95	86,62	°	Soares (2018) Rigosi e Rueda (2012)

A escolha dos parâmetros a serem analisados, assim como a variação dos seus valores – com exceção do coeficiente de extinção da luz –, baseou-se na literatura (BARBOSA, 2015; BUECHE *et al.*, 2017; GAL *et al.*, 2003; HETHERINGTON *et al.*, 2015; HUANG *et al.*, 2017; RIGOSI e RUEDA, 2012; SOARES, 2018; TANENTZAP *et al.*, 2007; VALERIO *et al.*, 2014; WEINBERGER e VETTER, 2012). Sendo assim, os parâmetros submetidos à análise de sensibilidade foram: espessura mínima e máxima da camada, coeficiente de extinção da luz, coeficiente de transferência de calor sensível, coeficiente de transferência de calor latente, coeficiente de transferência de momento, coeficiente de eficiência da mistura convectiva, coeficiente de eficiência da mistura pelo vento, coeficiente de eficiência da mistura por cisalhamento, coeficiente de eficiência da mistura por turbulência instável, coeficiente de eficiência da mistura por ondas Kelvin-Helmholtz, coeficiente de eficiência da mistura por turbulência hipolimnética, coeficiente de arraste do leito, declividade da vazão afluente e ângulo de entrada da vazão afluente.

O coeficiente de extinção da luz é um parâmetro que determina a taxa através da qual a luminosidade é absorvida na coluna de água, afetando assim os processos de troca de calor, determinando a estratificação térmica e controlando a energia disponível para a produção primária (RIGOSI e RUEDA, 2012). Os seus valores mínimo e máximo (Tabela 4.10) foram estimados, inicialmente, por meio de duas formulações – a primeira, Equação (4.18), proposta por Holmes (1975, *apud* HORNUNG, 2002) e a segunda, Equação (4.19), por Martin e McCutcheon (1999, *apud* RIGOSI e RUEDA, 2012):

$$K_w = \frac{C_{ds}}{d_{sd}} \quad (4.18)$$

$$K_w = \frac{1,1}{d_{sd}^{0,73}} \quad (4.19)$$

nas quais:

C_{ds} = constante que varia de 1,44 a 1,80

d_{sd} = profundidade do disco de Secchi (m)

Os valores mínimo e máximo de profundidade do disco de Secchi – 0,5 e 3,7 m, respectivamente – foram obtidos por meio de monitoramento da COPASA entre 1982 e 2002. A partir desses dados, as equações (4.18) e (4.19) forneceram valores mínimo e máximo de

coeficiente de extinção da luz de 0,39 e 3,60 m⁻¹, respectivamente. Como o valor mínimo obtido pelas equações é superior ao valor inicial do GLM, este último foi adotado como valor mínimo na análise de sensibilidade. Para o valor máximo foi adotado aquele obtido pelas formulações.

As variáveis de entrada consideradas na análise de sensibilidade foram aquelas associadas a maiores simplificações e incertezas no monitoramento: a vazão afluente, uma vez que a vazão de todos os tributários foi agrupada em uma só contribuição; a velocidade do vento, cujos dados foram obtidos por meio de apenas uma estação que se encontra relativamente distante do reservatório (~15,5 km); e a vazão defluente, dadas as dificuldades em estimar os valores dessa série de dados, conforme descrito no item 4.4.1. Também foi incluída na análise de sensibilidade a temperatura afluente por considerar-se relevante avaliar os impactos de variações da temperatura afluente no modelo hidrodinâmico, uma vez que foram utilizados dados do ribeirão Mateus Leme, o qual recebe lançamento de esgoto, o que pode alterar a temperatura da água. Apesar de incluída na análise de sensibilidade, essa variável não foi levada em consideração na calibração dos modelos.

Em seguida à simulação inicial de referência, cada parâmetro e cada fator associado aos dados de entrada mencionados acima foram variados manualmente, um de cada vez, considerando os valores mínimos e máximos da Tabela 4.10, enquanto os demais foram mantidos constantes, com o seu valor inicial. O impacto da variação dos fatores associados aos dados de entrada e dos parâmetros na temperatura da água simulada pelo modelo foi medido por meio do RMSE – equação (4.4) – e do índice de sensibilidade (IS) dado pela equação:

$$IS = \frac{\Delta Y / Y}{\Delta X / X} \quad (4.20)$$

na qual:

ΔY = variação no desempenho do modelo devido à variação no valor do parâmetro (ou fator associado à variável de entrada)

Y = desempenho do modelo dado pelo RMSE para o valor X do parâmetro (ou fator associado à variável de entrada)

ΔX = variação no valor do parâmetro (ou fator associado à variável de entrada)

X = valor do parâmetro (ou fator associado à variável de entrada)

O modelo GLM possui três pacotes que facilitam a execução da modelagem no *software* estatístico R: o GLMr (HIPSEY *et al.*, 2014), que executa a simulação da modelagem, e o *glmtools* (READ e WINSLOW, 2016), com diversas funções, que permite a visualização dos resultados e avalia o desempenho do modelo; e o LakeAnalyzer (WINSLOW *et al.*, 2016), utilizado para o cálculo dos indicadores físicos dos processos de mistura e estratificação térmica na coluna de água. As simulações e a análise dos resultados foram realizadas no *software* estatístico R 3.4.3 (R Core Team, 2017) por meio desses três pacotes.

4.4.3 Calibração e validação do modelo GLM

Na etapa 2 (Figura 4.1), a partir do resultado da análise de sensibilidade, que indicou os parâmetros aos quais o modelo se apresentou mais sensível, foi realizada a calibração automática dos parâmetros e fatores associados aos dados de entrada do modelo no período de 1º de julho de 1987 a 31 de dezembro de 1994. O RMSE foi utilizado como função objetivo e a temperatura da água simulada pelo modelo foi comparada aos dados de temperatura da água medidos pelo COPASA na estação 426. Utilizou-se um intervalo de cálculo e de saída das variáveis simuladas diário. As condições iniciais de temperatura e salinidade da água foram obtidas por meio do perfil térmico medido *in situ* em 15 de julho de 1987, data mais próxima do início do período de calibração. A escolha do período de calibração levou em consideração a existência do menor número de falhas nas séries de dados meteorológicos e de maior quantidade de dados de temperatura da água medidos *in situ*, pela COPASA.

A calibração automática foi conduzida no *software* MATLAB versão 2010a usando o método MCMC. Foram realizadas 4 mil simulações e os valores iniciais dos parâmetros foram aqueles definidos na Tabela 4.10.

O modelo calibrado nessa etapa, denominado modelo 1 (Figura 4.1), foi validado utilizando-se um novo conjunto de dados, de 1º de janeiro de 1982 a 30 de junho de 1987 e de 1º de janeiro de 1995 a 30 de abril de 2002. As condições iniciais da simulação para os períodos de validação foram obtidas por meio do perfil de temperatura e salinidade da água medido *in situ* em 17 de janeiro de 1984 e 23 de janeiro de 1997, datas mais próximas do início de cada período de validação. Tanto na calibração como na validação, foram usados dados de temperatura da água medidos *in situ* na estação 426, nas profundidades 0,5, 5 e 15 m.

4.5 Integração entre o Sensoriamento Remoto e a Modelagem Hidrodinâmica

4.5.1 Obtenção das imagens de satélite

A partir da validação do algoritmo SCGM para obtenção da temperatura superficial do reservatório Serra Azul, 156 imagens adicionais do Landsat 5 e do Landsat 7 foram obtidas por meio do banco de dados do USGS, de 1984, início da operação do Landsat 5, a 2002. Considerando que os satélites Landsat fazem o imageamento da mesma região do globo a cada 16 dias, seria esperada a obtenção de aproximadamente 420 imagens adicionais para o período de estudo. No entanto, boa parte dessas imagens ou não estavam disponíveis no banco de dados ou não puderam ser utilizadas por causa da nebulosidade.

O processamento das imagens seguiu as mesmas etapas apresentadas no item 4.3.2. 50% dos valores de conteúdo de vapor de água foram obtidos por meio da regressão linear com a estação do Aeroporto de Brasília, 16% foram obtidos por meio da equação (4.3) e 34% foram obtidos diretamente da estação localizada no Aeroporto Internacional de Belo Horizonte.

O conteúdo de vapor de água da maior parte das imagens ficou dentro do limite preconizado por Jiménez-Muñoz *et al.* (2009) correspondente à obtenção de bons resultados ($0,5 \text{ g/cm}^2 < W < 3 \text{ g/cm}^2$) (Figura 4.15). Somente três das datas das 156 imagens apresentaram conteúdo de vapor de água não indicado para obtenção de bons resultados.

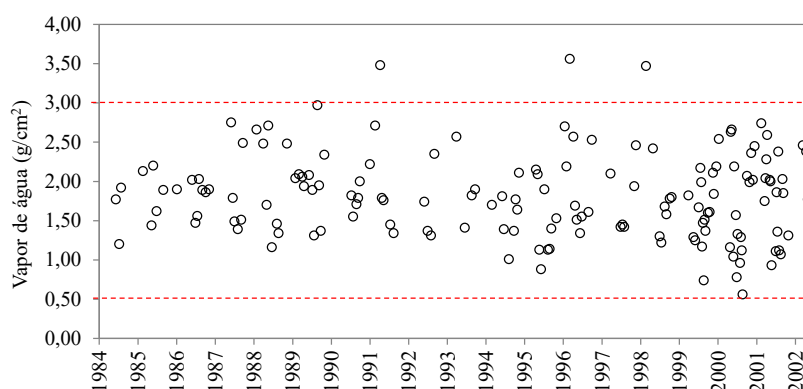


Figura 4.15 – Conteúdo de vapor de água usado para a aplicação do algoritmo SCGM. As linhas vermelhas tracejadas representam os limites inferior e superior de vapor de água, dentro dos quais o algoritmo apresenta bom desempenho.

4.5.2 Calibração e validação do modelo hidrodinâmico

Na etapa 3 (Figura 4.1), o modelo foi novamente calibrado utilizando-se as mesmas condições adotadas na calibração do modelo 1: o período de calibração (1º de julho de 1987 a 31 de

dezembro de 1994), as condições iniciais de simulação (perfil de temperatura e salinidade da água medido *in situ* em 15 de julho de 1987) e o método de calibração (MCMC no MATLAB versão 2010a, com 4 mil simulações e valores iniciais dos parâmetros definidos na Tabela 4.10).

Para a obtenção do modelo 2 (Figura 4.1) os dados de temperatura da água medidos *in situ* e imagens dos satélites Landsat 5 e Landsat 7 disponíveis no período de estudo foram utilizados para a calibração. Teve-se como objetivo verificar o benefício que poderia ser agregado ao desempenho do modelo hidrodinâmico ao utilizar-se um maior número de dados para sua calibração.

Para a obtenção do modelo 3 (Figura 4.1) somente as imagens de satélite foram utilizadas para a calibração visando verificar o desempenho do modelo hidrodinâmico em situações em que apenas dados de temperatura da água superficial estão disponíveis para sua calibração.

O modelo 2 foi validado utilizando-se os dados de temperatura da água *in situ* e as imagens de satélite; o modelo 3 foi validado utilizando-se apenas as imagens de satélite. Para os dois modelos, as seguintes condições de validação do modelo 1 foram mantidas: período de validação (1º de janeiro de 1982 a 30 de junho de 1987 e 1º de janeiro de 1995 a 30 de abril de 2002) e as condições iniciais de simulação (perfis de temperatura e salinidade da água medidos *in situ* em 17 de janeiro de 1984 e 23 de janeiro de 1997).

O desempenho do modelo 3 também foi avaliado por meio da comparação das temperaturas da água simuladas com os dados medidos *in situ* durante o período de 1º de julho de 1987 a 31 de dezembro de 1994. Admitindo-se que os dados *in situ* representam o comportamento térmico real do reservatório, essa análise teve como objetivo verificar a capacidade de um modelo hidrodinâmico calibrado apenas com dados de temperatura da água superficial em simular o comportamento térmico do reservatório. A Tabela 4.11 resume os dados utilizados na calibração de cada modelo e os períodos utilizados para calibração e validação.

Tabela 4.11 – Dados de temperatura da água utilizados na calibração dos modelos e períodos de calibração e validação.

Modelo	Dados de temperatura da água utilizados na calibração	Período de calibração	Período de validação
Modelo 1	Medidas <i>in situ</i> obtidas pela COPASA		
Modelo 2	Medidas <i>in situ</i> obtidas pela COPASA + imagens dos satélites Landsat 5 e 7	01/07/1987 a 31/12/1994	01/01/1982 a 30/06/1987 e 01/01/1995 a 30/04/2002
Modelo 3	Imagens dos satélites Landsat 5 e 7		

4.5.3 Avaliação do desempenho do modelo

Nas etapas 2 e 3 (Figura 4.1), o desempenho dos modelos foi avaliado por meio de gráficos de dispersão e de séries temporais comparando as temperaturas simuladas pelo modelo, as temperaturas medidas *in situ* pela COPASA (etapas 2 e 3) e as temperaturas da superfície da água obtidas via sensoriamento remoto (etapa 3). Além disso, o desempenho dos modelos também foi avaliado por meio do cálculo do RMSE – equação (4.4) –, do viés – equação (4.7) – e do coeficiente de correlação de Pearson (r), dado pela raiz quadrada do valor obtido por meio da equação (4.8). O coeficiente de correlação de Pearson varia de -1 a 1 e descreve o grau de relacionamento linear entre duas variáveis, sendo que quanto mais próximo de 1, melhor a correlação positiva entre essas duas variáveis e, conseqüentemente, melhor o resultado do modelo. Valores próximos de -1 indicam uma correlação negativa entre as duas variáveis, ou seja, se uma aumenta, a outra diminui, e valores próximos de zero indicam pouca ou nenhuma correlação linear entre os dados simulados e observados (NAGHETTINI e PINTO, 2007). Nesses dois últimos casos o modelo não apresenta bons resultados.

Os três índices estatísticos que comparam os valores simulados, medidos *in situ* pela COPASA (etapas 2 e 3) e obtidos via sensoriamento remoto (etapa 3) foram calculados considerando-se a temperatura de toda a coluna de água, a temperatura do epilimnio, medida a 0,5 m de profundidade, e a temperatura do hipolimnio, medida a 15 m de profundidade. Essas métricas também foram utilizadas em outros estudos de modelagem hidrodinâmica, permitindo a comparação com os resultados obtidos nesse estudo.

4.6 Comportamento hidrodinâmico do reservatório Serra Azul

Para avaliar o comportamento térmico do reservatório Serra Azul foram utilizadas as medições *in situ*, as imagens de satélite e a modelagem hidrodinâmica. Por meio das medições *in situ* obtidas pela COPASA na estação 426, foram traçados os perfis verticais médios mensais de temperatura; analisou-se a variação da temperatura superficial e da temperatura no hipolímnio por meio de diagramas de extremos e quartis (*box plot*); e definiu-se os períodos de estratificação e mistura.

Por meio das imagens de satélite, obteve-se uma série temporal de temperatura da água superficial na estação 426 e; gerou-se mapas que permitiram a verificação da variabilidade espacial da temperatura da água superficial no reservatório ao longo do período de estudo.

Por meio da modelagem e da modelagem integrada ao sensoriamento remoto foram calculadas e comparadas métricas características do comportamento hidrodinâmico de ambientes lânticos: duração da estratificação e da mistura, profundidade da termoclina e espessura do metalímnio. Também foram usados indicadores físicos que avaliam a estabilidade e a intensidade da estratificação por meio da relação entre as forças estabilizadoras e desestabilizadores da coluna de água, o que auxilia assim na identificação de períodos de mistura e de estratificação térmica. Os indicadores utilizados nesse estudo foram: índice de estabilidade de Schmidt e frequência de Brunt-Väisälä.

O índice de estabilidade de Schmidt representa a resistência à mistura mecânica pela energia potencial inerente à estratificação, ou seja, mede a energia mínima necessária para tornar a coluna de água homogênea, em termos de densidade, sem adicionar calor ao ambiente (FERRIS e BURTON, 1988). Esse índice foi descrito inicialmente por Schmidt em 1928, modificado por Hutchinson em 1957, e formalizado por Idso (1973), de forma a reduzir os efeitos do volume do lago no cálculo. O cálculo é dado por uma razão de energia requerida por unidade de área, conforme equação:

$$S_T = \frac{g}{A_s} \int_0^{z_D} (z - z_v) \rho_z A_z \partial_z \quad (4.21)$$

na qual:

g = aceleração da gravidade (m/s^2)

A_s = área superficial do lago (m^2)

z_D = profundidade máxima do lago (m)
 z = profundidade da camada (m)
 z_v = profundidade do centro volumétrico do lago (m)
 ρ_z = massa específica da água na profundidade z (kg/m^3)
 A_z = área do lago na profundidade z (m^2)
 ∂_z = profundidade no centro de volume do lago (m)

A frequência de Brunt-Väisälä (N^2) é um indicador da intensidade da estabilidade local de estratificação baseada no gradiente de densidade da água. A ação do vento não é considerada no seu cálculo e, portanto, esse indicador representa a quantidade de trabalho que deve ser realizada contra a ação da gravidade para que as camadas estratificadas da coluna de água se rompam, iniciando o processo de mistura (PERROUD *et al.*, 2009). A frequência de Brunt-Väisälä é calculada pela equação abaixo, a qual se aplica a situações nas quais a estratificação é considerada estável, ou seja, quando $\partial\rho/\partial z < 0$ (COLOMBO e MANNICH, 2017):

$$\boxed{N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial\rho}{\partial z}} \quad (4.22)$$

na qual:

g = aceleração da gravidade (m/s^2)
 ρ_0 = massa específica média em toda coluna de água (kg/m^3)
 ρ = massa específica da água a uma determinada profundidade (kg/m^3)
 z = profundidade (m)

Esses indicadores são descritos na literatura, mas existem ainda nuances sobre a definição de alguns conceitos que ainda precisam ser aprimorados. Apesar disso, a sua determinação é simples, sobretudo com o uso do LakeAnalyzer, e permite a caracterização do estado do lago ou reservatório com relação à sua estabilidade, a identificação da influência do resfriamento por convecção (estabilidade de Schmidt) e de forças de desestratificação que enfraquecem os gradientes de densidade (frequência de Brunt-Väisälä) na sua dinâmica térmica e a comparação com outros sistemas lênticos (READ *et al.*, 2011). Por esse motivos, eles têm sido amplamente utilizados em diversos estudos que dizem respeito à hidrodinâmica de lagos e reservatórios (BRUCE *et al.*, 2018; COLOMBO e MANNICH, 2017; MANNICH *et al.*, 2013; READ *et al.*, 2011; READ *et al.*, 2014; SOARES, 2018; VINÇON-LEITE *et al.*, 2014; ZADEREEV e TOLOMEYEV, 2007).

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados e a discussão serão apresentados em tópicos. Primeiramente, são apresentados e discutidos os resultados da Etapa 1 – Sensoriamento Remoto (SR), na qual o algoritmo mono canal SCGM foi utilizado e validado para obtenção das temperaturas superficiais do reservatório Serra Azul. Em seguida, são apresentados e discutidos os resultados da Etapa 2 – Modelagem Hidrodinâmica (MH) e da Etapa 3 – Integração SR e MH, nas quais os modelos 1, 2 e 3 foram calibrados e validados. Por fim, o comportamento térmico do reservatório Serra Azul será avaliado a partir das diferentes ferramentas de gestão consideradas tanto individualmente como de forma integrada.

5.1 Temperatura da água por meio do sensoriamento remoto

5.1.1 Base de dados STD66 e TIGR3

O algoritmo SCGM foi aplicado nesse estudo usando-se as funções atmosféricas obtidas a partir das bases de dados STD66 e TIGR3. Apesar de a base TIGR3 possuir maior número de atmosferas tropicais, a STD66 foi a que apresentou melhor resultado, sendo mais indicada nos estudos relacionados ao reservatório Serra Azul. O RMSE obtido pela base de dados STD66 foi de 2,22 °C e o obtido pela base de dados TIGR3 foi de 2,58 °C. Na Figura 5.1 estão representadas as temperaturas estimadas e os erros entre temperatura estimada e observada para as duas bases de dados usadas. Observa-se que os valores das temperaturas estimadas a partir das duas bases de dados são, em geral, bem próximos e possuem concordância ao longo do tempo. No entanto, as temperaturas estimadas a partir da base STD66 são sempre superiores aos da base TIGR3.

A título de comparação, no estudo de Simon *et al.* (2014) a base de dados STD66 apresentou melhor resultado quando comparada com a TIGR3 e os valores de RMSE obtidos foram de 1,75 e 1,86 °C, respectivamente.

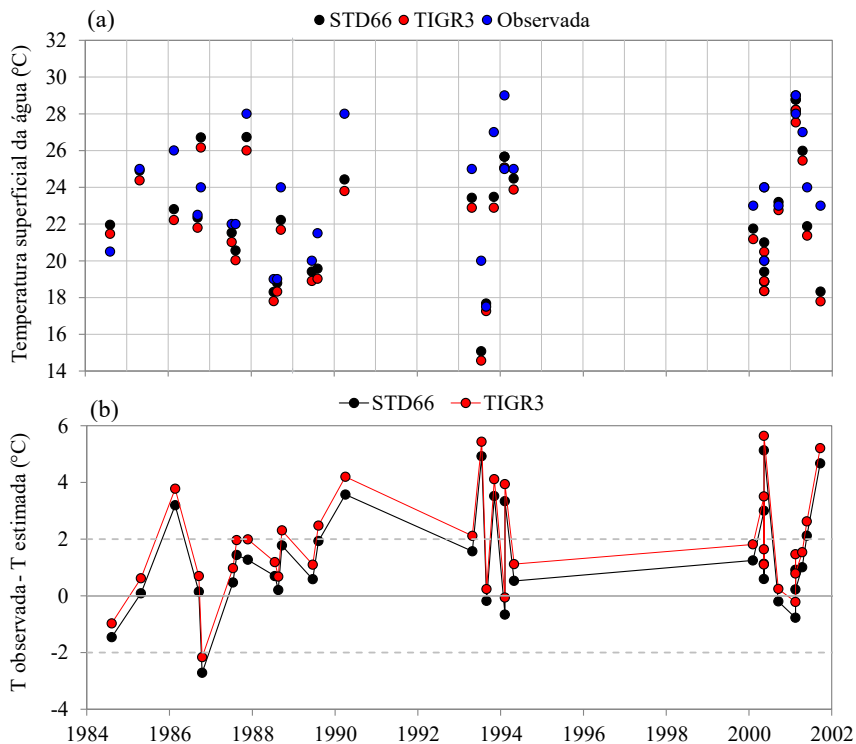


Figura 5.1 – (a) Série temporal das temperaturas estimadas e observadas e (b) erro entre temperaturas observadas e estimadas pelas duas bases de dados atmosféricos.

No reservatório Serra Azul, a maior parte das temperaturas estimadas encontra-se a $\pm 2^\circ\text{C}$ em relação à temperatura medida, o que está de acordo com resultados reportados na literatura (CROSMAN e HOREL, 2009; LAMARO *et al.*, 2013, SIMON *et al.*, 2014 e TAVARES *et al.*, 2018). Para que essa diferença seja a menor possível, o ideal é que a diferença entre o horário de aquisição dos dados *in situ* e obtidos por meio de satélite seja mínima, embora alguns autores considerem que entre 9 e 11h os erros são reduzidos (SCHNEIDER E MAUSER, 1996). Infelizmente, no reservatório Serra Azul não foi possível obter registros dos horários das amostragens ao longo dos anos. É possível que as maiores janelas aqui encontradas (Figura 5.1b) tenham relação com a defasagem de horário entre a aquisição dos dados observados e estimados, os quais sofrem influência da variação da temperatura da água ao longo do dia (Handcock *et al.*, 2012).

5.1.2 Validação da temperatura superficial da água

Após a utilização do algoritmo SCGM de Jiménez-Muñoz e Sobrino (2003), para a obtenção da temperatura superficial da água, e a definição das funções atmosféricas de acordo com a base de dados STD66, os resultados encontrados foram comparados com os valores de temperatura observados (medições *in situ*). Conforme mencionado anteriormente, somente 33 pontos foram considerados para a validação dos dados de temperatura superficial da água,

devido aos critérios de escolha das imagens descritos no item 4.3.2 e à inexistência de monitoramento *in situ* em todas as quatro estações do reservatório nos dias correspondentes ou próximos às datas das imagens selecionadas.

Os valores de temperatura superficial da água observados e os estimados foram comparados primeiramente por meio da utilização de gráficos de dispersão e resíduos (Figura 5.2) e do cálculo do RMSE e R^2 . Essa comparação foi feita inicialmente por meio do uso de pontos de medição (Figura 5.2a.1) e também considerando-se o valor médio obtido por uma região composta por 3 x 3 pixels (Figura 5.2a.2). Verificou-se que os coeficientes de determinação obtidos (pontos de medição – $R^2 = 0,7306$ e matriz 3 x 3 – $R^2 = 0,7325$) foram similares (Figura 5.2a), assim como os valores de RMSE (pontos de medição – RMSE = 2,22 °C e matriz 3 x 3 – RMSE = 2,19 °C). Os resíduos e a distribuição dos resíduos (Figura 5.2b e Figura 5.2c) também apresentaram aspectos semelhantes.

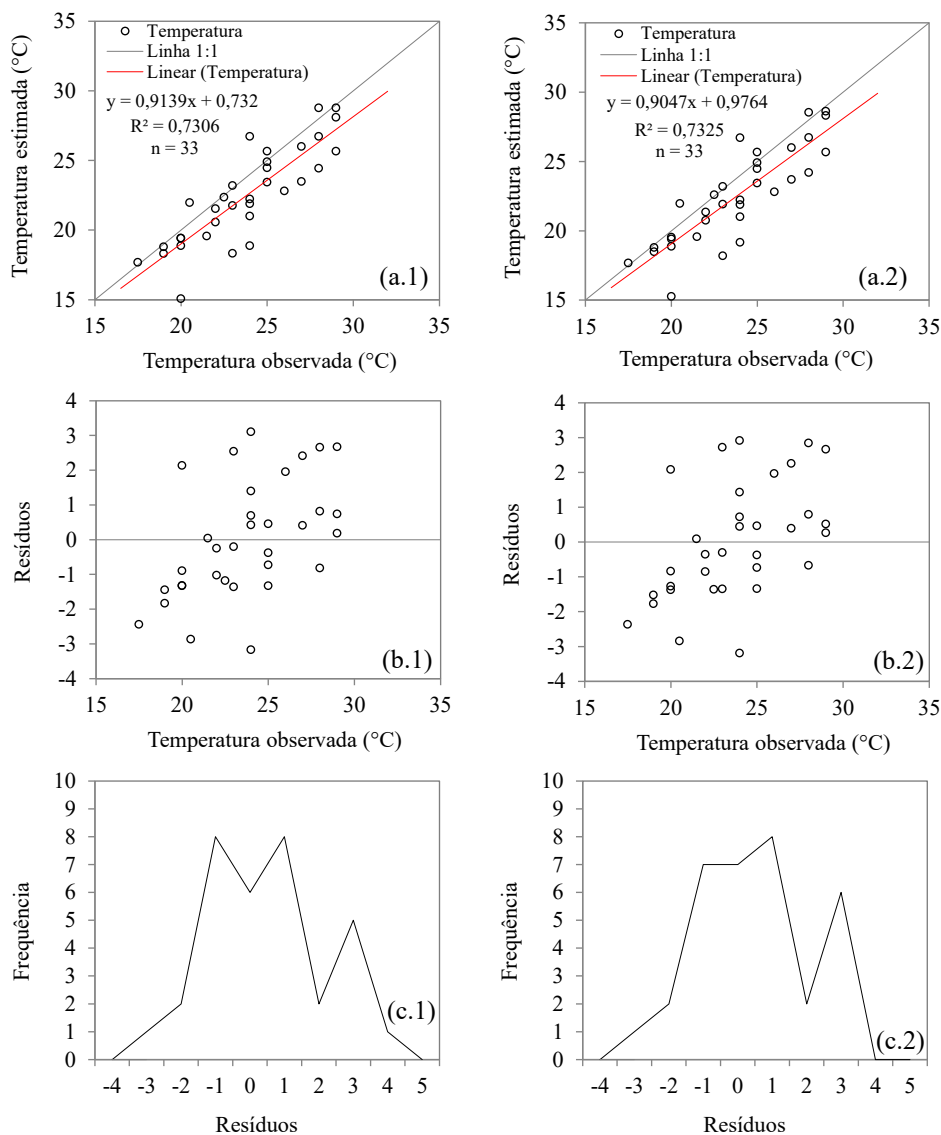


Figura 5.2 – (a) Temperatura superficial da água observada *versus* temperatura superficial da água estimada para: (a.1) pontos individuais de medição (por pixel) e (a.2) região de 3 x 3 pixels. A reta cinza representa a linha 1:1 e a reta vermelha representa a regressão; (b) resíduos *versus* temperatura observada para: (b.1) pontos individuais de medição (por pixel) e (b.2) região de 3 x 3 pixels; e (c) distribuição dos resíduos para: (c.1) pontos individuais de medição (por pixel) e (c.2) região de 3 x 3 pixels.

Cada pixel corresponde a uma área de 3.600 m² e um conjunto de 3 x 3 pixels corresponde a uma área 9 vezes maior, de 32.400 m². Sendo assim, os gráficos de dispersão e os valores de RMSE obtidos para cada tipo de análise feita a partir da temperatura extraída da imagem revelam homogeneidade na temperatura superficial na área no entorno das estações de monitoramento.

Com base nessa constatação, as análises seguintes foram realizadas levando em consideração a temperatura estimada em pontos individuais de medição. Dos 33 pontos, 14 apresentaram um dia de defasagem entre dados medidos *in situ* pela COPASA e estimados pelo satélite e 15

apresentaram defasagem de dois dias. O gráfico de dispersão apresentado na Figura 5.3 evidencia que a diferença de no máximo dois dias entre as campanhas de campo e a passagem do satélite não foi expressiva para o aumento das diferenças entre os valores de temperatura observados e estimados.

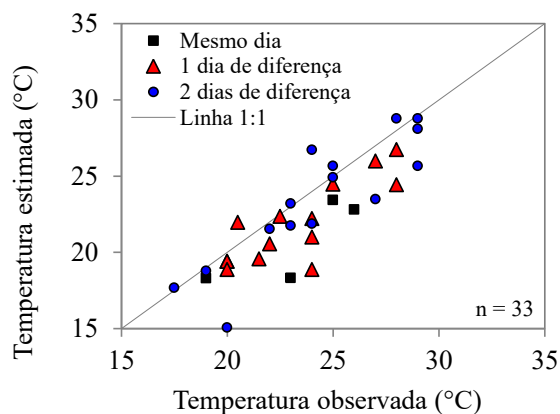


Figura 5.3 – Temperatura superficial da água medida *in situ* pela COPASA versus temperatura superficial da água estimada por meio de sensoriamento remoto.

O MAPE, o coeficiente de determinação e o RMSE obtidos foram de, respectivamente, 7%, 0,73 e 2,22 °C, indicando um bom desempenho do algoritmo em estimar a temperatura superficial da água no reservatório Serra Azul. Os resultados obtidos por Tavares *et al.* (2018) – RMSE variando de 0,82 a 1,27 °C e R^2 variando de 0,89 a 0,95 – Lamaro *et al.* (2013) – RMSE = 1,23 °C e $R^2 = 0,94$ – e Simon *et al.* (2014) – RMSE variando de 1,75 a 2,39 °C e R^2 variando de 0,89 a 0,94 – confirmam o potencial do uso desse algoritmo para obtenção da temperatura radiométrica da água.

O valor do MAE encontrado foi de 1,68 °C, valor próximo daquele encontrado por Pandya *et al.* (2014) em um estudo de validação do uso do algoritmo SCGM e das imagens MODIS para obtenção da temperatura superficial de áreas desérticas e de plantação na Índia (1,66 K). Já no estudo de Tavares *et al.* (2018), após a aplicação do algoritmo SCGM para obtenção da temperatura superficial da água o MAE variou de 0,81 a 0,99 °C, de acordo com a base de dados atmosféricos utilizada. No caso da base de dados TIGR3, a qual apresentou melhor resultado nesse trabalho, o MAE encontrado foi de 0,81 °C.

Ainda a partir do gráfico, verifica-se que os valores de temperatura estimados pelo algoritmo SCGM tenderam a subestimar os valores de temperatura medidos *in situ* (Figura 5.3), assim como observado também por Tavares *et al.* (2018). Isso pode ser explicado pela diferença entre a temperatura de pele (*skin temperature*), captada pelo sensor dos satélites, e a

temperatura superficial medida *in situ* (*bulk temperature*). A poucos milímetros da superfície da água (0,1 m) a temperatura é mais baixa do que a camada de água logo abaixo (0,5 m), devido às trocas de calor com a atmosfera relacionadas com o calor latente e sensível e com a radiação de ondas longas, as quais são influenciadas principalmente pelo vento. Essa diferença pode ser de 0,1 a 1,1 °C, dependendo da hora do dia – sendo a menor possível entre 9 e 11h –, e o sensor do satélite capta justamente a temperatura de pele, enquanto nas incursões de campo a medição da temperatura da superfície costuma ocorrer na camada abaixo (SCHNEIDER e MAUSER, 1996). Apesar disso, observou-se uma coerência entre as séries temporais dos dados (Figura 5.4), assim como observado por Coutinho e Lorenzzetti (2015), Lamaro *et al.* (2013) e Tavares *et al.* (2018).

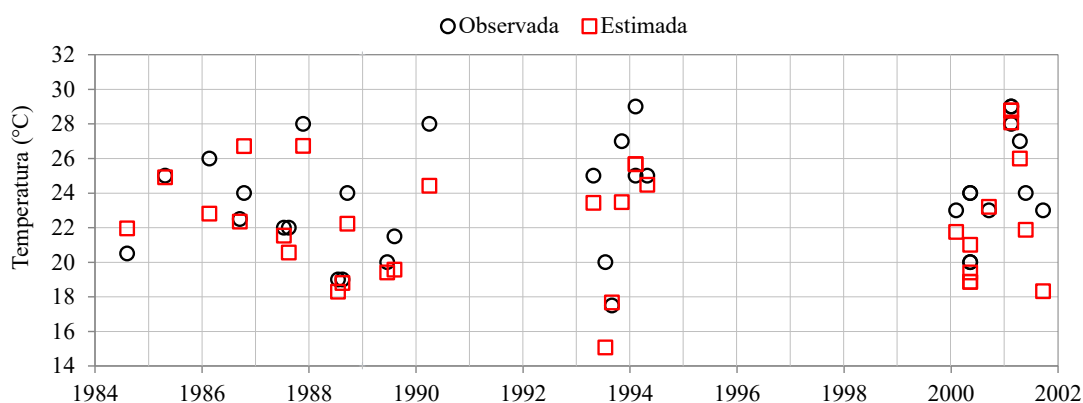


Figura 5.4 – Série temporal com temperatura superficial da água medida *in situ* pela COPASA (círculos pretos) e estimada (quadrados vermelhos) por meio de sensoriamento remoto.

A correção atmosférica pelo algoritmo SCGM para a obtenção das temperaturas superficiais da água também foi avaliada pelo viés, cujo valor obtido foi de -1,31 °C, confirmando a subestimação dos dados estimados em comparação os dados observados. Valores de viés negativos também foram encontrados no estudo de Tavares *et al.* (2018) – viés variando de -0,73 a -0,035 °C, conforme base de dados atmosféricos utilizada. Já nos estudos onde o algoritmo SCGM foi utilizado para obtenção da temperatura superficial terrestre e de áreas mistas, os valores de viés variaram muito, entre -0,78 °C, no estudo de Sobrino *et al.* (2004) e 3,16 °C no estudo de Yang e Yan (2010).

Dentre as imagens utilizadas nesse estudo, 26 datas apresentaram conteúdo de vapor de água dentro do intervalo de bom desempenho do algoritmo ($0,5 \text{ g/cm}^2 < W < 3 \text{ g/cm}^2$) e somente uma apresentou conteúdo de vapor de água não indicado para obtenção de bons resultados (JIMÉNEZ-MUÑOZ *et al.* 2009). Antes da correção do valor de temperatura pelo algoritmo

SCGM (T_{TOA}) havia uma tendência de aumento do erro entre dados observados e dados obtidos pelas imagens à medida que o conteúdo de vapor de água na atmosfera aumentava, com temperaturas obtidas pelas imagens bem inferiores às observadas (Figura 5.5). Após a correção pelo algoritmo, essa tendência foi eliminada, demonstrando seu bom desempenho, inclusive para a imagem cujo conteúdo de vapor de água associado está fora do intervalo indicado para obtenção do bom desempenho do algoritmo.

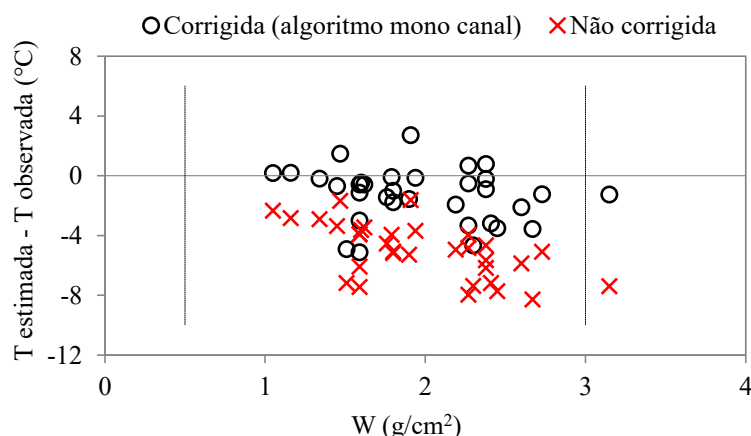


Figura 5.5 – Diferença entre temperatura estimada e observada *versus* conteúdo de vapor de água na atmosfera antes e depois da correção atmosférica pelo SCGM. As linhas verticais tracejadas indicam o intervalo de melhor desempenho do algoritmo SCGM, de acordo com o conteúdo de vapor de água.

As fontes de erros nos resultados de temperatura estimada pelo satélite podem estar associadas a diversos fatores, dos quais alguns já foram comentados: defasagem de horário entre aquisição de dados medidos *in situ* e obtidos pelos satélites, diferença entre a profundidade de medida da temperatura *in situ* (0,5 m) e obtida pelas imagens (~0,1 m). Existem ainda incertezas relacionadas aos dados de conteúdo de vapor de água que são obtidos em estação distante do reservatório. Além disso, os dados de temperatura medidos *in situ* também estão sujeitos a incertezas relacionadas a problemas de calibração das sondas medidoras, mudança nos instrumentos de medição ao longo dos anos e erros no registro de dados.

A ocorrência de chuvas entre as medições *in situ* e a passagem do satélite pode ser também um fator que contribui para as diferenças de temperatura observadas e estimadas. Das 27 datas usadas para a validação do algoritmo SCGM, em seis foram detectadas a ocorrência de chuvas entre os dois registros de temperatura e somente em três deles as diferenças de temperatura foram expressivas (3,19 °C para 20/02/1986, 3,52 °C para 08/11/1993 e 4,68 °C para 25/09/2001). Ao eliminar essas datas, o valor do RMSE diminuiu de 2,22 °C para 1,98 °C.

Sendo assim, verificou-se que esse fator pode ser considerado uma fonte de erro de peso no estudo.

Ao se comparar a aplicação do algoritmo SCGM com o algoritmo mono canal de Qin *et al.* (2001), utilizado em outros estudos, observa-se uma variabilidade nos resultados. Coutinho e Lorenzetti (2015) compararam as temperaturas superficiais da água do reservatório de Furnas estimadas pelo Landsat 8 pelo algoritmo de Qin *et al.* (2001), com as temperaturas medidas *in situ* a 0,5 m de profundidade. O viés e o RMSE obtidos foram de 2,15 K e 2,25 K, respectivamente, superiores aos encontrados nesse estudo e demonstrando uma tendência de superestimação da temperatura por esse método; Vlassova *et al.* (2014) compararam o desempenho do algoritmo SCGM com o algoritmo de Qin *et al.* (2001) em uma área de savana integrada com sistema agroflorestral na Espanha. Os resultados obtidos pelo SCGM – RMSE = 0,5 °C – foram superiores aos encontrados pelo outro algoritmo – RMSE = 2,34 °C; já Yang e Yan (2010) utilizaram os mesmos dois algoritmos para obtenção da temperatura de uma área urbanizada próxima Pequim e o desempenho do SCGM – RMSE = 3,3 °C – foi menor do que o do algoritmo de Qin *et al.* (2001) – RMSE = 0,93 °C.

No geral, observa-se que os dois algoritmos possuem bom potencial para estudos que requerem a obtenção da temperatura de alvos terrestres. No entanto, o SCGM possui a simplicidade de só possuir como dado de entrada o conteúdo de vapor de água e de poder ser utilizado no caso de qualquer sensor que possua uma banda termal.

A partir das análises realizadas, verificou-se que as diferenças encontradas entre as temperaturas medidas *in situ* pela COPASA e as estimadas pelos satélites Landsat 5 e Landsat 7 não foram muito expressivas para a maioria das datas e que a temperatura superficial da água no reservatório Serra Azul foi apropriadamente estimada pelo algoritmo SCGM.

5.2 Modelagem hidrodinâmica do reservatório Serra Azul

5.2.1 Análise de sensibilidade

Os Índices de Sensibilidade apresentados pelos parâmetros e fatores associados aos dados de entrada na análise de sensibilidade encontram-se na Tabela 5.1. Dentre os fatores associados aos dados de entrada, os resultados apontaram para a maior sensibilidade do modelo à velocidade do vento (IS = 0,16016). Esse resultado confirma o papel fundamental da velocidade do vento como agente que atua nos fluxos de calor latente e sensível, alterando o

balanço energético das águas do epilímnio e modificando a estrutura térmica vertical em sistemas lênticos.

Por meio da modelagem matemática, estudos anteriores constataram a forte influência da velocidade do vento nos resultados do modelo: Gal *et al.* (2003) verificaram que alterações na velocidade do vento sobre o lago Kinneret, em Israel, afetaram as temperaturas simuladas e o nível do lago, por meio de interferência na estimativa das taxas de evaporação; Bueche e Vetter (2014) confirmam a importância da velocidade do vento na dinâmica térmica das águas do hipolímnio e do epilímnio do lago Ammersee, na Alemanha – o aumento de 10% na velocidade do vento provocaria o aumento das temperaturas do hipolímnio no outono (+0,79 °C) e no verão (+1,22 °C) e a diminuição das temperaturas do epilímnio durante o ano todo, exceto no inverno –; Tanentzap *et al.* (2008) mostraram que a redução de 35% na velocidade do vento influenciou o resfriamento das águas do lago Clearwater (Canadá); Valerio *et al.* (2014) demonstraram que a redução de 25% na velocidade do vento provocaria diminuição das temperaturas médias anuais do lago Iseo (Itália); por fim, os resultados obtidos por Hetherington *et al.* (2015) e Soares (2018) apontam para a velocidade do vento como variável chave para o regime térmico do lago Oneida, nos Estados Unidos, e do reservatório Serra Azul, respectivamente.

Tabela 5.1 – Parâmetros e fatores avaliados na análise de sensibilidade, a variação dos seus valores e o índice de sensibilidade (IS).

Variável de entrada	Símbolo	IS
Coefficiente da transferência de calor latente	C_E	0,26855
Fator relacionado ao vento	-	0,16016
Coefficiente da transferência de calor sensível	C_H	0,13877
Temperatura afluyente	-	0,04491
Fator relacionado à vazão afluyente	-	0,04077
Fator relacionado à vazão defluyente	-	0,01534
Ângulo de entrada da vazão afluyente	β	0,01246
Espessura máxima da camada	h_{\max}	0,01080
Coefficiente de extinção da luz	K_w	0,00679
Coefficiente da transferência de momento	C_M	0,00579
Eficiência da mistura convectiva	C_K	0,00465
Eficiência da mistura por ondas de Kelvin-Helmholtz	C_{KH}	0,00116
Eficiência da mistura por cisalhamento	C_S	0,00107
Eficiência da mistura por turbulência instável	C_T	0,00104
Eficiência da mistura por turbulência hipolimnética	C_{HYP}	0,00061
Espessura mínima da camada	h_{\min}	0,00050
Eficiência da mistura pelo vento	C_W	0,00019
Coefficiente de arraste do leito	C_D	0,00018

Os Índices de Sensibilidade relacionados à temperatura da vazão afluente, à vazão afluente e à vazão defluente apresentaram a mesma ordem de grandeza e foram 0,04491, 0,04077 e 0,01534, respectivamente. A variação de -10 a 10% nos valores de temperatura afluente mostrou que o aumento ou a diminuição da temperatura dos tributários pode influenciar o modelo hidrodinâmico de forma expressiva, evidenciando a necessidade de um monitoramento mais rigoroso no local de estudo.

As vazões de entrada não influenciam apenas o nível do lago ou reservatório por meio do balanço hídrico, mas têm também influência direta no balanço de energia, uma vez que contribuem para o processo de mistura. As águas que chegam dos tributários são capazes de gerar circulação interna por meio da energia cinética que possuem ou pelas diferenças de densidade quando comparadas com as águas do reservatório no ponto de submersão. Quando as afluições encontram as águas de densidade diferente podem gerar correntes de densidade até que encontrem uma camada de água com densidade igual à sua, contribuindo assim para a mistura das camadas (JI, 2008).

Valerio *et al.* (2014) verificaram que a ausência de vazões afluentes e defluentes acarretaram o aquecimento das águas do epilímnio e do metalímnio do lago Iseo (Itália), sobretudo nos meses de verão, e Soares (2018) verificou que a vazão afluente é a variável de entrada que mais afetou a simulação das temperaturas no reservatório Serra Azul. A partir dessas observações, pode-se inferir que a alteração da vazão dos tributários do reservatório Serra Azul pode impactar na sua dinâmica térmica e em todos os processos que dependem da temperatura.

Com relação aos parâmetros, a análise de sensibilidade apontou uma expressiva sensibilidade do modelo aos coeficientes da transferência de calor latente (IS = 0,26855) e sensível (IS = 0,13877), evidenciando a forte influência dos fluxos superficiais de calor na dinâmica térmica do reservatório Serra Azul. Barbosa (2015) também verificou, por meio da análise de sensibilidade que variações no coeficiente relacionado à transferência de calor latente são capazes de impactar de forma notável a modelagem no lago Paranoá.

O Índice de Sensibilidade dos parâmetros ângulo de entrada da vazão afluente (IS = 0,01246) e espessura máxima da camada (IS = 0,01080) apresentou ordem de grandeza menor, mas

ainda expressiva. Gal *et al.* (2003), Soares (2018) e Weinberger e Vetter (2012) também verificaram considerável influência da espessura máxima da camada no modelo. Esse parâmetro controla a resolução espacial do modelo, uma vez que as camadas, ao se misturarem, expandem o tamanho, não ultrapassando a espessura máxima definida. Já o ângulo de entrada da vazão afluyente representa a abertura do tributário na confluência com o reservatório, influenciando na taxa de inserção da vazão afluyente superficial. No estudo de Soares (2018), o modelo se mostrou pouco sensível a esse parâmetro.

Os parâmetros coeficiente de extinção da luz, coeficiente de transferência de momento, eficiência da mistura convectiva, eficiência da mistura por ondas de Kelvin-Helmholtz, eficiência da mistura por cisalhamento e eficiência da mistura por turbulência instável apresentaram Índices de Sensibilidade com menor ordem de grandeza. Por fim, o modelo se mostrou muito pouco sensível aos parâmetros eficiência da mistura por turbulência hipolimnética, espessura mínima da camada, eficiência da mistura pelo vento, coeficiente de arraste do leito e declividade da vazão afluyente.

A partir dos resultados da análise de sensibilidade os seguintes parâmetros e fatores associados a variáveis de entrada foram incluídos na calibração do modelo: coeficiente da transferência de calor latente, coeficiente da transferência de calor sensível, ângulo de entrada da vazão afluyente, espessura máxima da camada, coeficiente de extinção da luz, coeficiente da transferência de momento, eficiência da mistura convectiva, eficiência da mistura por ondas de Kelvin-Helmholtz, eficiência da mistura por cisalhamento, eficiência da mistura por turbulência instável, fator relacionado ao vento, fator relacionado à vazão afluyente e fator relacionado à vazão defluyente.

5.2.2 Calibração e validação do modelo hidrodinâmico

O modelo 1 foi calibrado automaticamente pelo método MCMC usando os dados de temperatura da coluna de água medidos *in situ* pela COPASA e com base nos intervalos de variação da Tabela 4.10. A Tabela 5.3 mostra os valores dos parâmetros calibrados, com os quais foi possível obter o melhor desempenho do modelo hidrodinâmico.

Os resultados do modelo apontaram para uma boa concordância entre os dados de temperatura da água medidos *in situ* e os dados simulados para as profundidades de 0,5 m ($r = 0,84$, com p -valor $< 0,00001$ e $n = 212$; RMSE = 1,94 °C) e 5 m ($r = 0,79$, com p -valor $< 0,00001$ e $n =$

177; RMSE = 2,03 °C) m. Para a profundidade de 15 m ($r = 0,58$, com p -valor $< 0,00001$ e $n = 168$; RMSE = 1,97 °C), o modelo simulou com menor precisão as temperaturas da água. Apesar de detectar o ciclo sazonal da temperatura, o modelo tendeu a subestimar os seus valores no hipolímnio na maior parte dos anos (Figura 5.6). Ainda assim, as métricas de qualidade de ajuste obtidas são próximas àquelas encontradas na literatura.

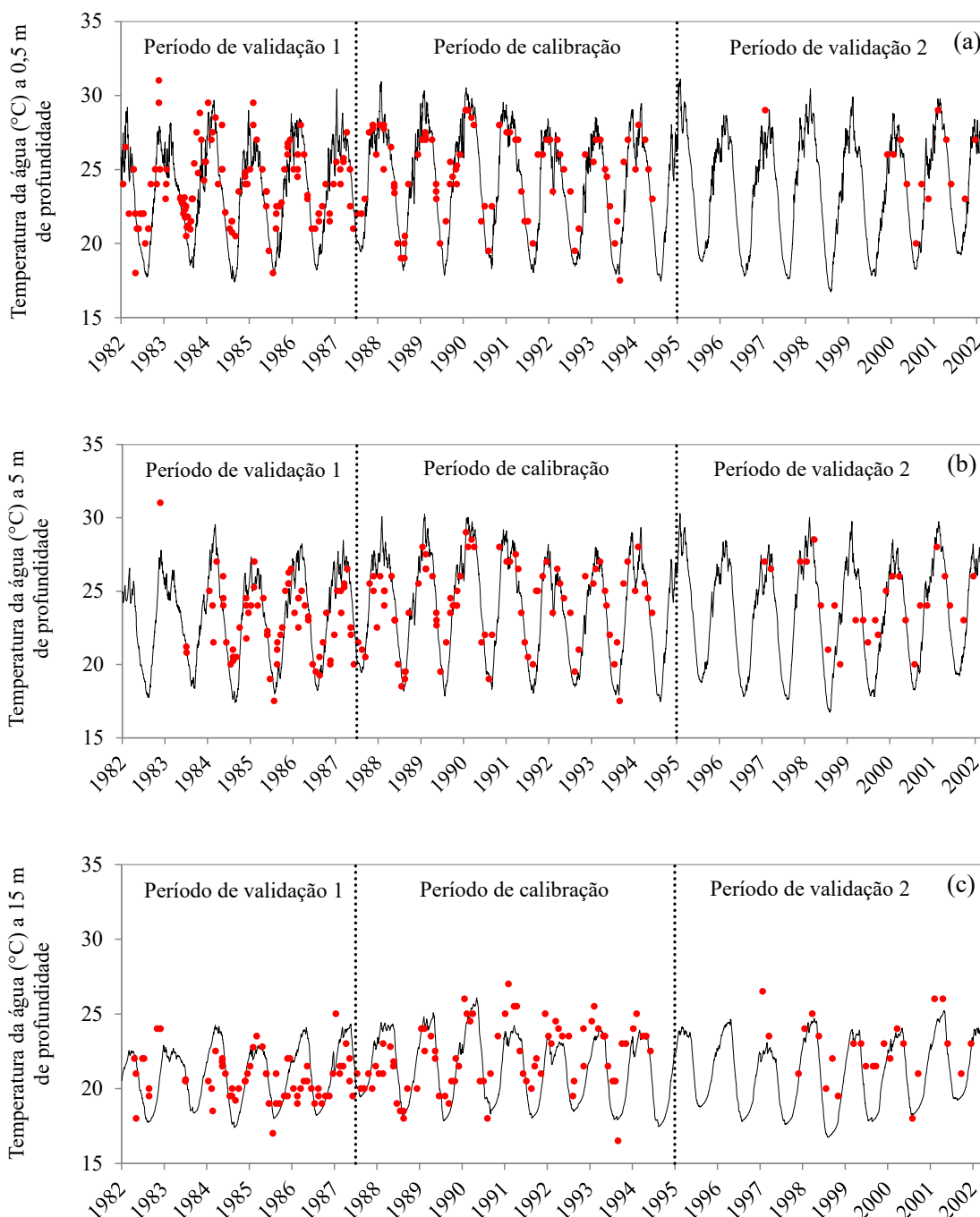


Figura 5.6 – Temperatura da água simulada pelo GLM (linha preta) e medida *in situ* pela COPASA (pontos vermelhos) nas profundidades (a) 0,5 m, (b) 5 m e (c) 15 m.

Apesar de terem pesquisado um lago consideravelmente mais profundo, Fenocchi *et al.* (2019) obtiveram resultado semelhante ao utilizar o GLM para a modelagem hidrodinâmica e ecológica do lago Maggiore, situado entre a Itália e a Suíça. A temperatura da camada superior do lago (0 a 20 m) foi bem representada pelo modelo, o qual, no entanto, não foi capaz de simular as oscilações e os valores da temperatura na camada mais profunda do lago (200 a 370 m). De forma semelhante, Weinberger e Vetter (2012) observaram boa concordância dos dados simulados e observados no epilímnio do lago Ammersee (Alemanha) (0 a 10 m) e certa dificuldade do modelo unidimensional DYRESM em representar as temperaturas do hipolímnio, as quais também foram subestimadas pelo modelo.

Essa dificuldade de representação das temperaturas das águas mais profundas pode ser explicada por alguns fatores: (i) difusão de calor insuficiente proveniente de camadas superiores (PERROUD *et al.*, 2009); (ii) reprodução aproximada da mistura profunda por modelos unidimensionais; (iii) ausência de representatividade de heterogeneidades horizontais locais, uma vez que modelos unidimensionais geram resultados medianos em termos laterais; (iv) erros analíticos nos dados observados (FENOCCHI *et al.*, 2019); e (v) variações intra- anuais no valor do coeficiente de extinção da luz, o qual é mantido fixo no modelo hidrodinâmico, mas que pode variar de acordo com alterações na biomassa planctônica, na cor e na concentração de sólidos suspensos (TANENTZAP *et al.*, 2007).

O modelo conseguiu simular de forma adequada os perfis de temperatura da água durante os períodos de estratificação e mistura. A Figura 5.7 e a Figura 5.8 representam os perfis observados e simulados para os anos 1991 e 1985 pertencentes aos períodos de calibração e validação, respectivamente, e através dos quais é possível observar a evolução sazonal da temperatura na coluna de água. Os perfis de temperatura da água medida *in situ* pela COPASA foram interpolados linearmente para facilitar a comparação com os perfis simulados. Os resultados obtidos para os demais anos encontram-se no APÊNDICE B. Verificou-se que, apesar de o ponto em estudo corresponder à localidade de maior profundidade do reservatório Serra Azul, poucas medições foram realizadas nas profundidades superiores a 20 m.

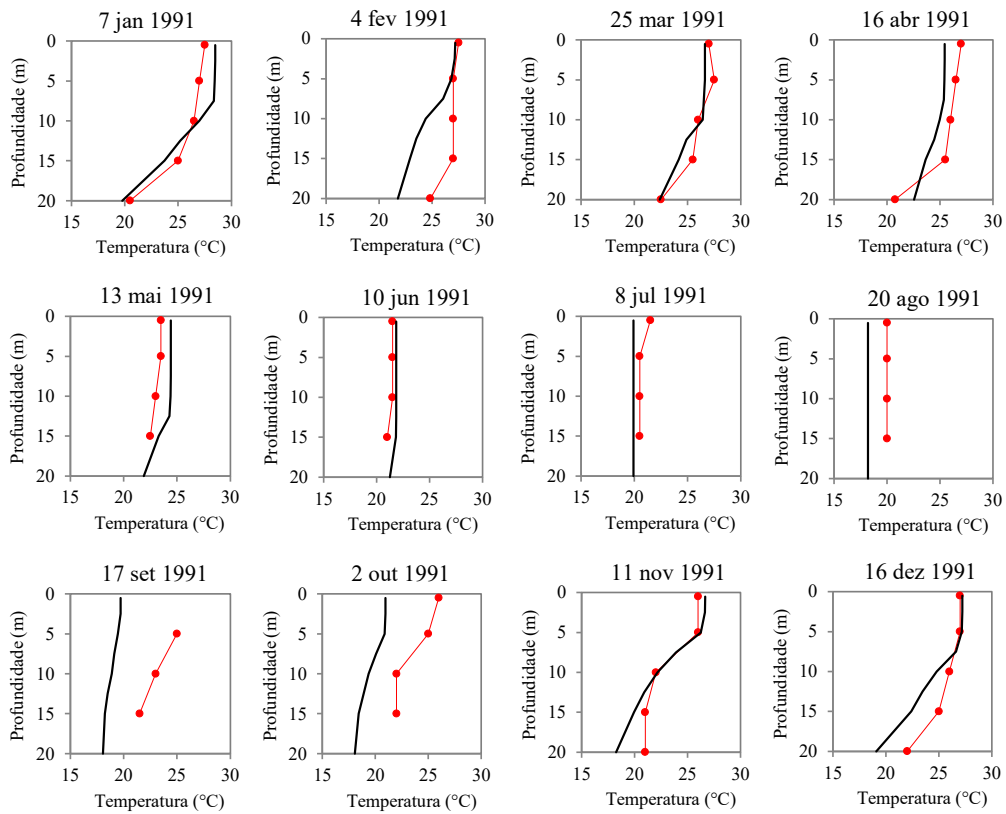


Figura 5.7 – Perfis de temperatura da água medidos *in situ* pela COPASA (linhas vermelhas com marcadores) e simulados pelo GLM (linhas pretas) para o ano de 1991.

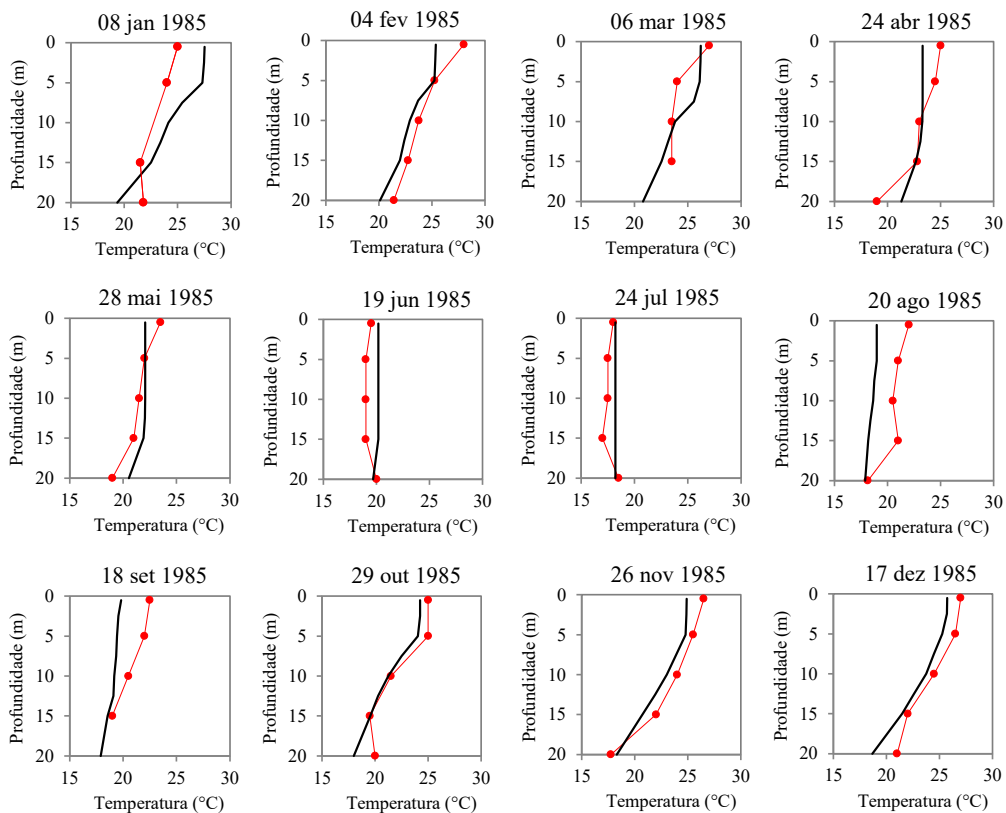


Figura 5.8 – Perfis de temperatura da água medidos *in situ* pela COPASA (linhas vermelhas com marcadores) e simulados pelo GLM (linhas pretas) para o ano de 1985.

O coeficiente de correlação linear de Pearson (r) para o período de calibração (1º julho de 1987-1994) foi de 0,86 (p -valor $< 0,00001$, $n = 246$) e para os períodos de validação 1 (1982-30 de junho de 1987) e validação 2 (1995-2002) foi de 0,72 (p -valor $< 0,00001$, $n = 247$) e 0,86 (p -valor $< 0,00001$, $n = 64$), respectivamente (Figura 5.9a). Já o RMSE obtido entre os valores de temperatura simulada e observada, durante o período de calibração, foi de 1,73 °C e, durante os períodos de validação 1 e 2 foram de 2,16 e 2,05 °C, respectivamente. Os valores de RMSE são menores para o período de calibração, o que pode ser explicado pelo fato de que os parâmetros foram adaptados especialmente para os anos da calibração. Isso também foi observado por Weinberger e Vetter (2012) e por Soares (2018). O período de validação 1 foi o que apresentou maiores valores de resíduos (Figura 5.9b) e tanto para o período de calibração quanto para os de validação os resíduos apresentaram distribuição bem próxima da normal (Figura 5.9c).

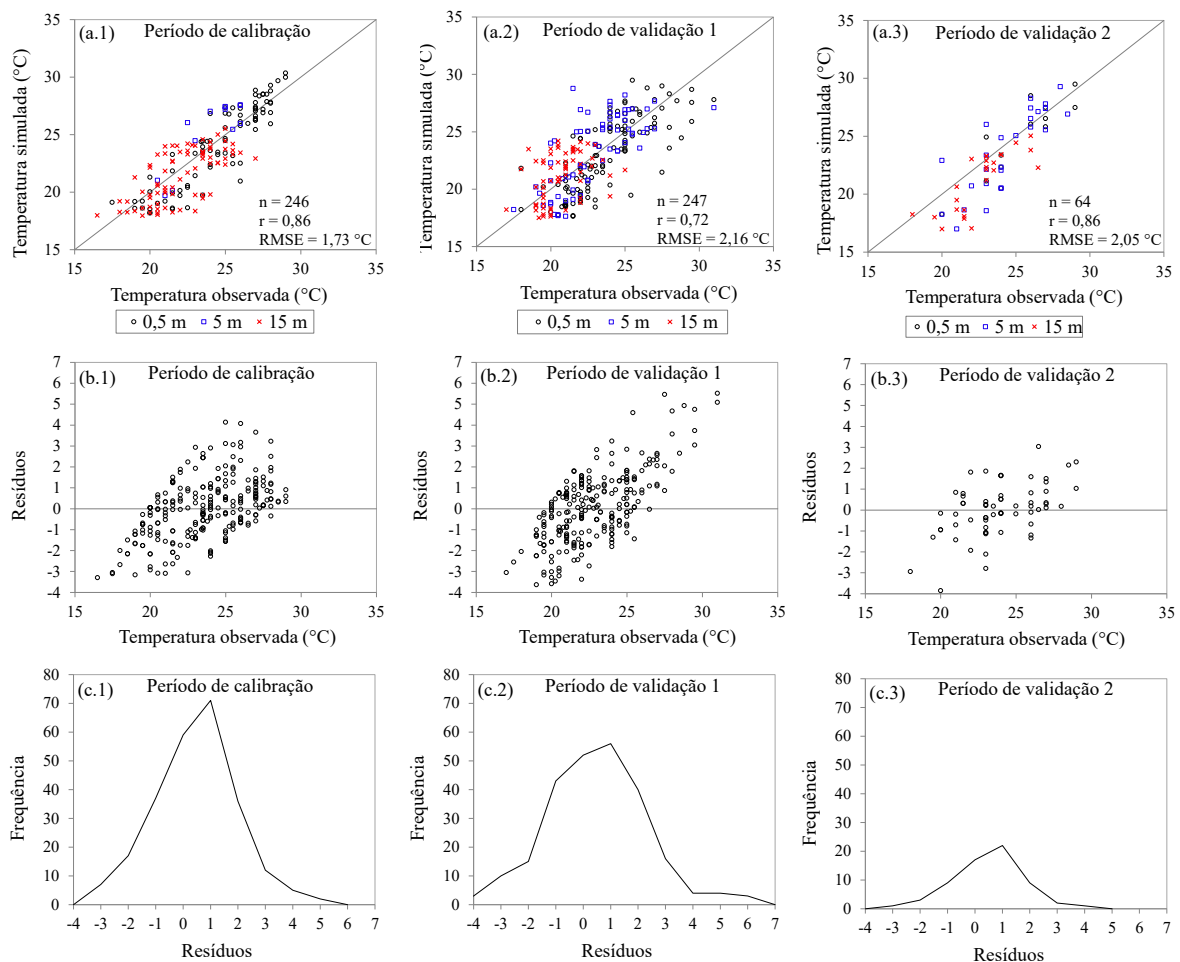


Figura 5.9 – (a) Temperaturas simuladas pelo GLM versus medidas *in situ* realizadas pela COPASA das profundidades 0,5, 5 e 15 m para o (a.1) período de calibração e para os períodos de (a.2) validação 1 e (a.3) validação 2; (b) resíduos versus temperatura observada para medidas *in situ* realizadas pela COPASA das profundidades 0,5, 5 e 15 m para o (b.1)

período de calibração e para os períodos de (b.2) validação 1 e (b.3) validação 2; e (c) distribuição dos resíduos para o (c.1) período de calibração e para os períodos de (c.2) validação 1 e (c.3) validação 2.

Os valores de viés apresentados na Tabela 5.2 indicam tendência do modelo em subestimar as temperaturas de forma geral, tanto nas camadas superficiais e profundas, quanto em toda a coluna de água.

O RMSE para todas as profundidades e considerando todo o período de estudo (1982-2002) foi de 1,98 °C. Não foi verificada uma diferença expressiva entre os erros dos dados medidos e simulados no epilímnio (RMSE = 1,94 °C) e no hipolímnio (RMSE = 1,97 °C), quando considerado todo o período de estudo. Porém, a correlação entre os dados medidos e simulados nessas duas camadas de água apresenta uma diferença expressiva (epilímnio: $r = 0,84$ / hipolímnio: $r = 0,58$), indicando uma melhor representação das temperaturas do epilímnio do que do hipolímnio pelo modelo (Figura 5.6 e Tabela 5.2).

Essa diferença de desempenho do modelo na representação da camada superficial e da camada mais profunda também foi observada para os períodos de calibração e validação, analisados separadamente, com exceção do período de validação 2 para o hipolímnio. Nesse caso, apesar de os erros terem sido maiores no período de validação 2 do que no período de calibração, a correlação com os dados medidos foi melhor, conforme mostrado pelos índices de desempenho do modelo na Tabela 5.2.

Tabela 5.2 – Valores de RMSE, do coeficiente de correlação de Pearson e do viés com base nos valores de temperatura simulados pelo GLM e medidos *in situ* pela COPASA.

Camada	Período	RMSE (°C)	r	Viés (°C)	Nº de observações
Epilímnio (0,5 m)	Calibração	1,59	0,90	-0,30	84
	Validação 1	2,18	0,77	-0,76	115
	Validação 2	1,68	0,88	-0,56	13
	Completo	1,94	0,84	-0,59	212
Hipolímnio (15 m)	Calibração	1,81	0,68	-0,56	78
	Validação 1	2,04	0,40	0,41	65
	Validação 2	2,14	0,78	-1,49	25
Coluna de água (0,5, 5 e 15 m)	Calibração	1,73	0,86	-0,31	246
	Validação 1	2,16	0,72	-0,13	247
	Validação 2	2,05	0,86	-0,96	64
	Completo	1,98	0,80	-0,31	557

O desempenho do modelo foi pior no período de validação 1 para o epilímnio (Figura 5.6 e Tabela 5.2). Nesses anos (1982 a 1987), o modelo não representou tão bem as menores e as maiores temperaturas e teve a tendência de subestimar esses valores quando comparados com as medições *in situ*. No caso do hipolímnio ocorreu o contrário: o pior desempenho está associado ao período de validação 2 e verifica-se, pela Figura 5.6, que o modelo tendeu a subestimar as maiores e as menores temperaturas nesse período (1995 a 2002).

Conforme já mencionado, os valores de r e de RMSE obtidos estão de acordo com aqueles encontrados na literatura: Rigosi e Rueda (2012) obtiveram RMSE de 0,93 °C entre os valores de temperatura simulada e observada no reservatório Bézna (Espanha), durante os meses de abril a maio de 1998; Read *et al.* (2014) obtiveram RMSE de 2,78 °C para todas as profundidades de 434 lagos nos Estados Unidos e RMSE de 1,74 e 3,33 °C para as temperaturas do epilímnio e do hipolímnio, respectivamente; em estudo realizado por Vinçon-Leite *et al.* (2014) as temperaturas da coluna de água do lago Bourget foram muito bem representadas, durante o período de 1976 a 2008, com RMSE de 1,5 °C para o epilímnio e metalímnio e 0,5 °C para o hipolímnio; com relação ao lago Ammersee, os valores de RMSE encontrados referentes ao epilímnio foram de 1,57 e 2,04 °C para o período de calibração (2004-2007) e de validação (1993-1997), respectivamente, e o valor de RMSE obtido para ambos os períodos no metalímnio foi de 1,5 °C (WEINBERGER e VETTER, 2012); em estudo de simulação das temperaturas no lago Ravn (Dinamarca), Trolle *et al.* (2008) encontraram valores de RMSE de 1,44 °C (epilímnio) e 0,87 °C (hipolímnio) no período de calibração e 0,84 °C (epilímnio) e 0,77 °C (hipolímnio) no período de validação, bem como valores de coeficiente de correlação de Pearson acima de 0,98 para o epilímnio e acima de 0,79 para o hipolímnio, considerando os períodos de calibração e validação; Soares (2018) obteve valores de RMSE de 1,30 e 2,08 °C para os períodos de calibração e validação, respectivamente, no reservatório Serra Azul, e Barbosa (2015) obteve RMSE de 1,90 °C no epilímnio e 1,25 °C no hipolímnio do lago Paranoá, em Brasília.

A precisão dos modelos matemáticos em simular a temperatura da água de lagos e reservatórios reside, em grande parte, na qualidade dos dados de entrada (ALLAN *et al.*, 2016). Sendo assim, as diferenças verificadas entre as temperaturas simuladas e observadas podem ser explicadas em grande parte pelas incertezas associadas aos dados de entrada do modelo: (i) com relação às afluições ao reservatório foram realizadas duas simplificações: a vazão de oito tributários foi transferida para o principal deles, o ribeirão Serra Azul e as

temperaturas afluentes foram obtidas por meio de um curso de água adjacente. Conforme observado na análise de sensibilidade, as vazões de entrada têm grande impacto no modelo, podendo alterar não apenas o nível do reservatório, mas também a sua dinâmica térmica; (ii) os dados de vazão defluente referentes ao período de 1982 a 1990 foram estimados com base em documentos emitidos pela COPASA; (iii) os dados meteorológicos foram medidos a aproximadamente 11 km (umidade relativa do ar, temperatura do ar, insolação e nebulosidade) e 15 km (velocidade do vento) de distância do reservatório, podendo não refletir as condições meteorológicas exatas na região do reservatório; (iv) as séries de dados meteorológicos possuíam muitas descontinuidades e as falhas tiveram que ser preenchidas; e (v) a série de umidade relativa do ar teve que ser corrigida e a de insolação convertida em radiação solar.

Todos esses fatores contribuíram para o acúmulo de incertezas nas entradas do modelo, as quais foram propagadas e refletiram-se nos resultados. Sendo assim, aponta-se para a necessidade de monitoramento fluviométrico e de qualidade da água dos tributários do reservatório, bem como do curso de água defluente, além do monitoramento das variáveis meteorológicas próximas ao reservatório, sobretudo da velocidade do vento, para a obtenção de melhores resultados na simulação da dinâmica térmica do reservatório Serra Azul.

5.3 Integração entre Sensoriamento Remoto e Modelagem Hidrodinâmica

5.3.1 Calibração e validação dos modelos hidrodinâmicos

O modelo hidrodinâmico foi novamente calibrado automaticamente, conforme etapa 3 do trabalho (Figura 4.1), usando os dados de temperatura da coluna de água medidos *in situ* pela COPASA e os dados de temperatura superficial estimados pelas imagens de satélite (modelo 2) e depois usando somente os dados de temperatura estimados pelas imagens de satélite (modelo 3). A Tabela 5.3 mostra os valores dos parâmetros calibrados, com os quais foi possível obter o melhor desempenho dos modelos 2 e 3.

Tabela 5.3 – Parâmetros e fatores calibrados e seus valores iniciais.

Variável de entrada	Parâmetros calibrados			Valor inicial
	Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3	
Coefficiente da transferência de calor latente	0,0013134	0,0013145	0,0018034	0,0013
Fator relacionado ao vento	0,50303	0,50431	0,70332	1,00
Coefficiente da transferência de calor sensível	0,0013375	0,0013307	0,0013202	0,0013

Variável de entrada	Parâmetros calibrados			
	Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3	Valor inicial
Fator relacionado à vazão afluyente	0,97115	0,93467	0,96711	1,00
Fator relacionado à vazão defluente	1,1181	0,81532	0,61682	1,00
Ângulo de entrada da vazão afluyente	74,0388	74,8048	64,3187	65,00
Espessura máxima da camada	1,2727	1,8215	2,5794	1,50
Coefficiente de extinção da luz	0,29587	0,34014	0,56341	0,20
Coefficiente da transferência de momento	0,0018807	0,0020417	0,0015383	0,0013
Eficiência da mistura convectiva	0,18331	0,19654	0,16472	0,20
Eficiência da mistura por ondas de Kelvin-Helmholtz	0,28901	0,3655	0,31099	0,30
Eficiência da mistura por cisalhamento	0,086324	0,1558	0,09721	0,30
Eficiência da mistura por turbulência instável	0,32561	0,50824	0,34517	0,51

Ao comparar os valores dos parâmetros e fatores calibrados nos três modelos, maiores alterações foram observadas no modelo 3. A espessura máxima da camada calibrada no modelo 3, por exemplo, foi consideravelmente maior do que nos outros dois modelos, indicando que a ausência de dados para a calibração ao longo da coluna de água pode levar à diminuição da resolução espacial do modelo. Outro parâmetro que se diferenciou consideravelmente no modelo 3 foi o ângulo de entrada da vazão afluyente, o qual influencia a taxa de inserção da vazão afluyente superficial. Com relação ao modelo 2, os parâmetros eficiência da mistura por cisalhamento e eficiência da mistura por turbulência instável apresentaram valores expressivamente superiores aos calibrados pelos modelos 1 e 3.

Devido à complexidade dos fenômenos físicos que ocorrem no reservatório e são representados no modelo, alguns parâmetros podem assumir valores maiores (ou menores) e serem compensados por outros: o maior valor de fator relacionado ao vento, observado no modelo 3, tende ao favorecimento da mistura; por outro lado, o maior valor de coeficiente de extinção da luz, também observado no modelo 3, dificulta a penetração da luz, deixando a camada superficial mais aquecida e a estratificação mais forte. Da mesma forma, no caso do modelo 2, o maior valor da eficiência da mistura por cisalhamento aumenta a energia disponível (E_{DISP}) para mistura; por outro lado, o maior valor da eficiência da mistura por turbulência instável aumenta a energia requerida (E_{REQ}) para a mistura. Para uma compreensão mais aprofundada dos efeitos de cada parâmetro e fator nos modelos, é necessária a realização de uma análise de sensibilidade mais detalhada.

Conforme observa-se na Tabela 5.4, o resultado da calibração do modelo 2 mostrou que o desempenho da modelagem hidrodinâmica piorou com a utilização das imagens juntamente

com as medições *in situ* para a calibração dos parâmetros. Os resultados obtidos para o período de calibração (RMSE = 1,84 °C / r = 0,84) são bons e estão de acordo com aqueles obtidos pela literatura. No entanto, são piores do que os obtidos pelo modelo calibrado somente com as medidas *in situ*. O mesmo pode ser observado para o epilímnio (RMSE = 1,89 °C / r = 0,85). Assim como observado no modelo 1, os valores de viés obtidos são majoritariamente negativos, indicando uma tendência de subestimação das temperaturas superficiais e profundas pelo modelo 2.

Ao comparar o RMSE e o r do período de calibração com os períodos de validação, verifica-se que a degradação do desempenho do modelo 2 é similar à obtida pelo modelo calibrado e validado somente com as medidas *in situ*. Para o epilímnio e para toda coluna de água, os parâmetros calibrados para o modelo 2 apresentam melhor desempenho no período de validação 1 (1982-1987) e os parâmetros calibrados para o modelo 1 apresentam melhor desempenho no período de validação 2 (1995-2002).

Tabela 5.4 – Valores de RMSE, do coeficiente de correlação de Pearson e do viés com base nos valores de temperatura simulados pelo modelo 2 da etapa 3 e medidos *in situ* pela COPASA e estimados por meio de imagens de satélite.

Camada	Período	RMSE (°C)	r	Viés (°C)	Nº de observações
Epilímnio (0,5 m)	Calibração	1,89	0,85	0,00	135
	Validação 1	2,09	0,78	-0,77	133
	Validação 2	2,43	0,74	0,45	100
	Completo	2,10	0,79	-0,18	368
Hipolímnio (15 m)	Calibração	1,85	0,68	-0,59	78
	Validação 1	2,16	0,36	0,42	65
	Validação 2	2,13	0,80	-1,50	25
Coluna de água (0,5, 5 e 15 m)	Completo	2,04	0,57	-0,36	168
	Calibração	1,84	0,84	-0,21	297
	Validação 1	2,13	0,72	-0,19	265
	Validação 2	2,32	0,74	-0,08	151
	Completo	2,06	0,78	-0,19	713

Com o acréscimo de dados referentes à temperatura da superfície esperava-se uma melhora no desempenho do modelo, sobretudo no epilímnio. No entanto, os erros associados à metodologia de estimativa da temperatura da água superficial pelas imagens de satélite e à diferença entre a temperatura de pele, medida pelo satélite, e a temperatura medida *in situ* podem ter contribuído para uma dificuldade do modelo em encontrar resultados melhores.

As métricas calculadas para o hipolímnio são similares para os modelos 1 e 2, indicando que não houve piora de representação das camadas mais profundas do reservatório. Esse resultado era esperado, uma vez que não foram utilizados novos dados para calibração do modelo nessa profundidade.

A Figura 5.10 mostra as temperaturas simuladas pelo GLM no modelo 2 e as temperaturas medidas *in situ* e estimadas pelas imagens de satélite. Observa-se que apesar de a representação das temperaturas superficiais não ter alterado de forma expressiva, para alguns anos, as temperaturas radiométricas apresentaram valores menores quando comparadas com as temperaturas simuladas e medidas *in situ*, sobretudo no período de validação 2, associado aos piores resultados referentes ao epilímnio.

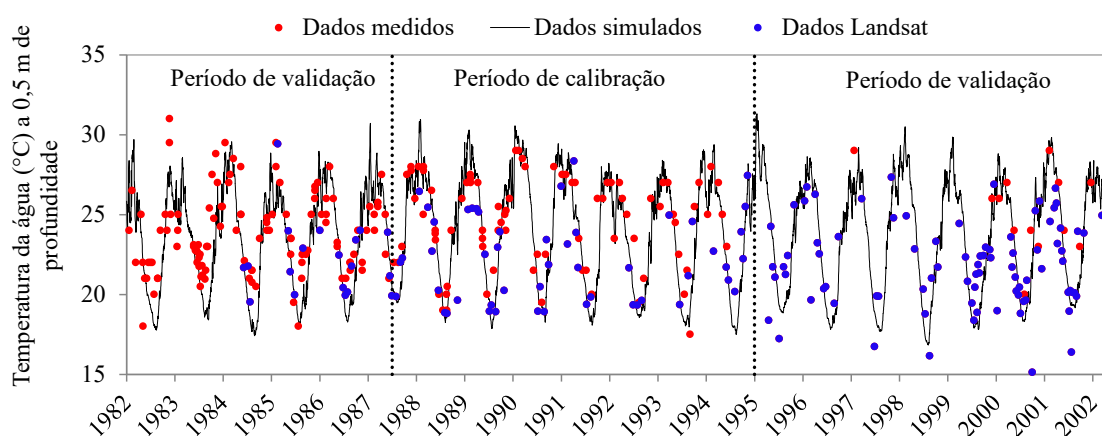


Figura 5.10 – Temperatura superficial da água simulada pelo GLM (linha preta), medida *in situ* pela COPASA (pontos vermelhos) e obtida pelas imagens de satélite (pontos azuis).

O modelo 3, calibrado somente com as imagens de satélite, foi validado e apresentou os resultados mostrados na Tabela 5.5.

Tabela 5.5 – Valores de RMSE, do coeficiente de correlação de Pearson e do viés com base nos valores de temperatura simulados pelo modelo 3 da etapa 3 e estimados por meio de imagens de satélite.

Camada	Período	RMSE (°C)	r	Viés (°C)	Nº de observações
Epilímnio (0,5 m)	Calibração	2,05	0,81	-0,06	65
	Validação 1	2,46	0,69	-1,66	23
	Validação 2	2,33	0,72	-0,10	91
	Completo	2,24	0,74	-0,33	179

Os resultados obtidos foram piores do que os resultados dos dois modelos anteriores e é possível que a inexistência de medições *in situ* para a calibração tenha dificultado a obtenção de bons resultados, sobretudo por causa da prevalência dos erros associados às temperaturas radiométricas.

Resultados parecidos foram encontrados por Samboní (2017), em um estudo sobre a dinâmica térmica da lagoa Mirim (Brasil/Uruguai, área = 4.000 km², profundidade máxima = 6 m). As temperaturas estimadas pelo sensor MODIS foram utilizadas para calibrar e validar o modelo hidrodinâmico 3D IPH-ECO. Os valores de RMSE e r encontrados foram de 2,16 °C e de 0,93, respectivamente. Samboní (2017) também atribuiu as diferenças entre as temperaturas simuladas e estimadas por imagens de satélite a erros associados à estimativa da temperatura radiométrica.

Para avaliar a capacidade do modelo 3 em representar a realidade, considerada aqui como as temperaturas medidas *in situ*, comparou-se também seus resultados com as medidas *in situ* (Tabela 5.6). O modelo 3, calibrado somente com as imagens de satélite, foi capaz de representar bem, inclusive melhor do que o modelo 2, as temperaturas do epilímnio do reservatório Serra Azul no ponto escolhido para as simulações (Tabela 5.6). Para o hipolímnio e para a coluna de água, o modelo apresentou erros consideráveis e para o hipolímnio, a correlação entre os dados simulados e os dados medidos *in situ* foi fraca. O modelo não foi capaz de representar bem as temperaturas das camadas mais profundas de água, o que era esperado, uma vez que ele foi calibrado somente utilizando dados de temperatura superficial.

Os valores de viés encontrados são todos negativos (Tabela 5.5 e Tabela 5.6), indicando a tendência de subestimação das temperaturas pelo modelo 3, tanto quando comparadas com as temperaturas obtidas por satélite quando comparadas com as temperaturas medidas *in situ* pela COPASA.

Tabela 5.6 – Valores de RMSE, do coeficiente de correlação de Pearson e do viés com base nos valores de temperatura simulados pelo modelo 3 da etapa 3 e medidos *in situ* pela COPASA.

Período	Camada	RMSE (°C)	r	Viés (°C)	Nº de observações
Calibração	Epilímnio	1,80	0,91	-1,14	84
	Hipolímnio	2,64	0,61	-1,74	78
	Coluna de água	2,26	0,84	-1,48	246

Ao analisar as temperaturas simuladas pelo modelo 3 e as temperaturas obtidas pelas medições *in situ* (Figura 5.11) confirma-se o melhor desempenho do modelo para o epilímnio e verifica-se também que o modelo teve melhor capacidade de representação das temperaturas nos meses mais quentes (outubro, novembro, dezembro, janeiro, fevereiro e março). O RMSE e o r encontrados para esses meses no epilímnio foram de 1,57 °C e 0,65, indicando boa acurácia do modelo 3 em representar as temperaturas superficiais do reservatório Serra Azul, sobretudo nos períodos em que o reservatório encontra-se estratificado.

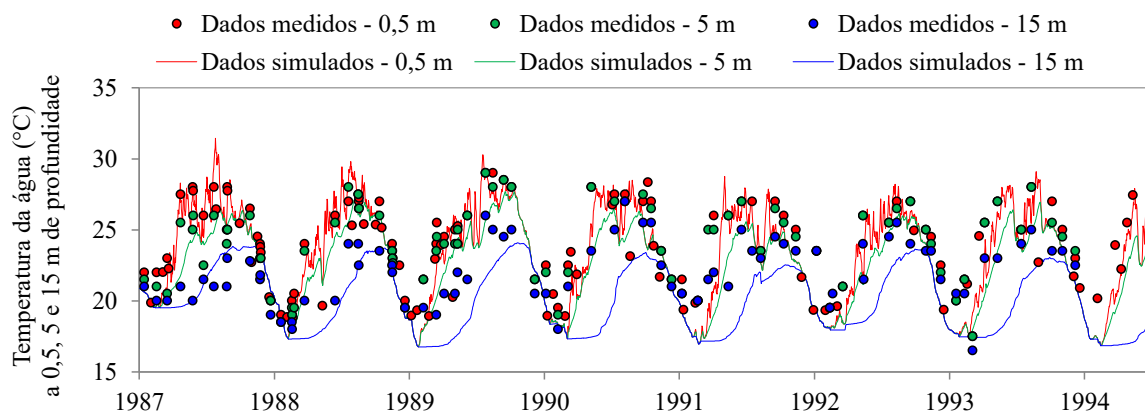


Figura 5.11 – Temperaturas simuladas pelo modelo 3 (linhas) e medições *in situ* obtidas pela COPASA (círculos) nas profundidades 0,5, 5 e 15 m.

Para os períodos de mistura (meses de julho a agosto) e considerando ainda o epilímnio, o RMSE e o r obtidos foram de 2,19 °C e 0,57. Esses resultados podem indicar que há variações no plano horizontal que interferem no processo de mistura e que não são representadas no modelo 1D-vertical. É possível que modelos 2D e 3D calibrados com imagens de satélite possam trazer resultados melhores para os períodos de mistura do reservatório Serra Azul.

5.4 Dinâmica térmica do reservatório Serra Azul

5.4.1 Comportamento térmico do reservatório Serra Azul a partir das medidas *in situ*

Soares (2018) fez uma análise da série temporal de variáveis monitoradas na estação 426 da COPASA, incluindo a temperatura da água, de 1987 a 2016, e verificou que os perfis de temperatura para cada mês do ano evidenciam a existência de um ciclo sazonal, com um período de estratificação de setembro a abril e um período de mistura de maio a agosto.

Observando as medições de temperatura *in situ* obtidas pela COPASA de 1982 a 2002, período de estudo desse trabalho, nesse mesmo ponto de monitoramento, é possível notar a existência desse ciclo sazonal, porém o período de estratificação se estende até o mês de maio

(Figura 5.12). Sob as condições de estratificação, verifica-se que o epilímnio ocorre no intervalo de 0 a 15 m, com diferença de temperatura entre o fundo e a superfície que varia de 3,31 °C em maio a 8,16 °C em março, com a média de 5,29 °C. No período de mistura, as diferenças entre a temperatura do fundo e da superfície chegam no máximo a 2,19 °C no mês de agosto. Diferenças superiores a 3 °C entre o epilímnio e o hipolímnio caracterizam a condição de estratificação térmica (BARTRAM e BALLANCE, 1996).

Esse comportamento térmico do reservatório Serra Azul o caracteriza, quanto ao número e ao tipo de circulação, como um sistema monomítico quente *i.e.* um reservatório que apresenta um período de circulação total no inverno, sem a presença de cobertura de gelo (TUNDISI e TUNDISI, 2008). Esse é um comportamento típico de lagos e reservatórios tropicais situados em regiões com presença de maior pluviosidade no período de verão, contribuindo para o aumento do nível de água nesses ambientes e de uma menor variação diária de temperatura do ar, o que implica reduzidas perdas de calor para a atmosfera, mesmo durante a madrugada. Em consequência disso, são observadas estratificações duradouras que, muitas vezes, abrangem toda a estação de verão (ESTEVES, 2011). Alguns exemplos de lagos e reservatórios tropicais classificados como monomíticos quentes são: lago Dom Helvécio, no Brasil, lago Titicaca, na Cordilheira dos Andes entre Peru e Bolívia, e lago Vitória, entre Uganda, Quênia e Tanzânia (ESTEVES, 2011; TUNDISI e TUNDISI, 2008).

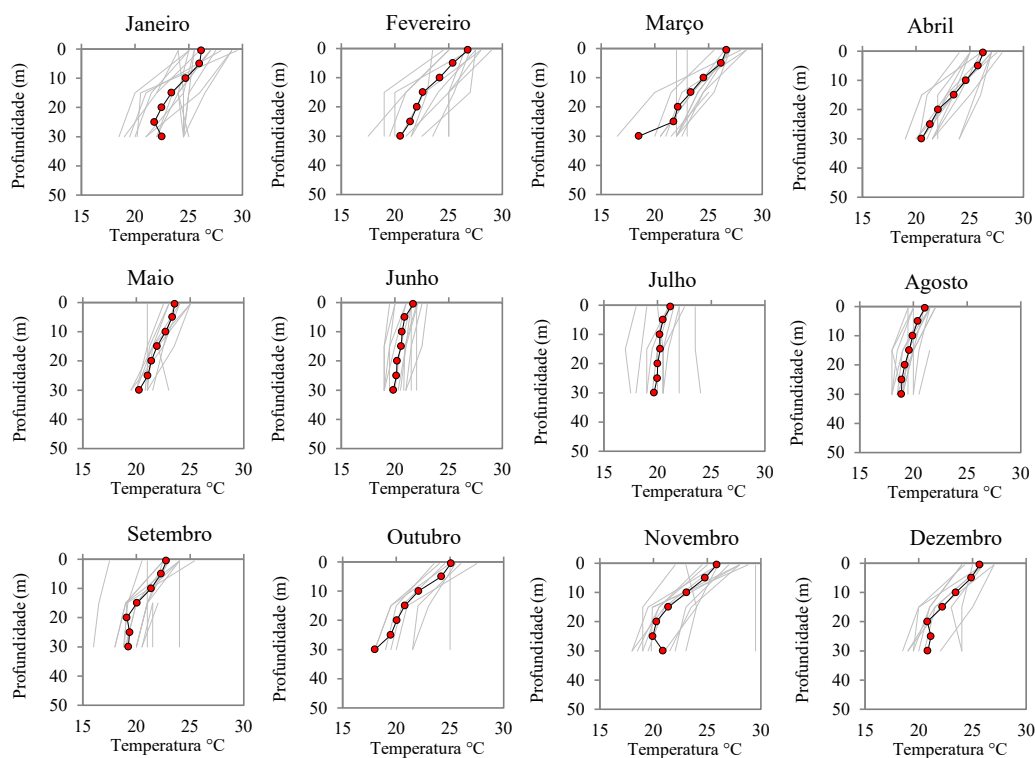


Figura 5.12 – Perfil vertical de temperatura da água média mensal para o período 1982-2002 a partir de dados de temperatura da água monitorados pela COPASA. (Os círculos representam as profundidades 0,5, 5, 10, 15, 20, 25 e 30 m e os traços cinzas representam a variação do perfil de temperatura ao longo dos anos).

Alguns perfis verticais apontaram para a ocorrência de mistura durante meses de estratificação (março de 1982, março de 1999, setembro de 1982, outubro de 1982 e novembro de 1982). Esses perfis foram comparados com os resultados do modelo 1 (calibrado com as medidas *in situ*) e verificou-se que o modelo gerou perfis estratificados para esses meses. É possível que tenham ocorrido erros na medição da temperatura *in situ*.

A Figura 5.13 mostra a variação da temperatura da água nas profundidades 0,5 m e 15 m. As linhas tracejadas verticais demarcam o meio do mês de julho, com as menores diferenças entre a temperatura da superfície e a do fundo. Observa-se uma variação sazonal, assim como mostrado anteriormente, com temperaturas superficiais bem superiores às temperaturas do fundo nos períodos de verão e próximas às temperaturas do fundo nos períodos de inverno, evidenciando a mistura da coluna de água.

Na profundidade 0,5 m a temperatura da água variou de 17,5 °C a 32 °C e, na profundidade 15 m, essa variação foi de 16,5 °C a 27 °C. Além disso, durante a mistura, a temperatura da água ficou entre 20 °C e 21 °C. De acordo com Soares (2018), esses valores são similares aos encontrados para outros reservatórios tropicais.

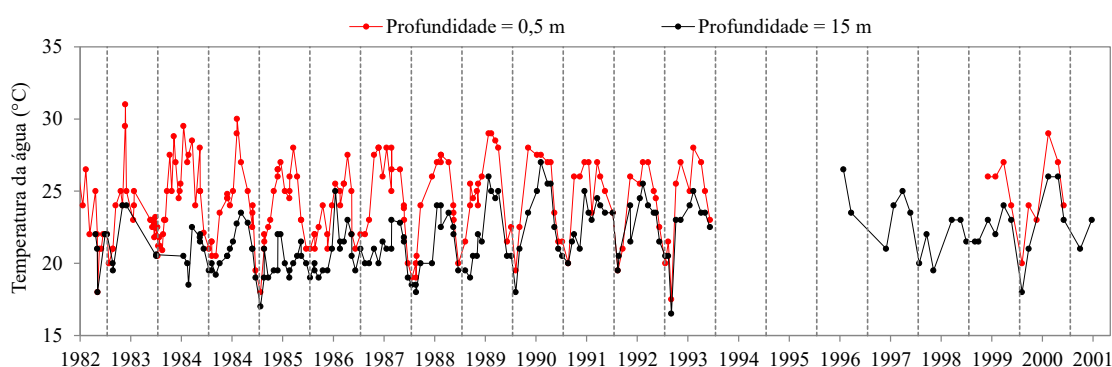


Figura 5.13 – Temperatura da água para as profundidades 0,5 m (vermelho) e 15 m (preto) no reservatório Serra Azul para o período 1982-2002. Os pontos equivalem aos valores de temperatura medidos *in situ* pela COPASA e as linhas representam a interpolação linear entre esses valores. As linhas tracejadas verticais demarcam o meio do mês de julho.

Duas das estações monitoradas pela COPASA localizam-se no corpo do reservatório (Estação 426 e Estação 427), enquanto as outras duas ficam mais próximas dos braços do reservatório (Estação 371 e Estação 428) (Figura 4.5). Em geral, as temperaturas superficiais – a 0,5 m de

profundidade – apresentam mediana e dispersão similar nos pontos monitorados, e as estações 426 e 428 apresentam simetria na distribuição dos dados, enquanto as estações 371 e 427 apresentam assimetria positiva, ou seja, os menores valores de temperatura são mais frequentes (Figura 5.14a). Já as temperaturas na profundidade 15 m, quando comparadas com aquelas medidas na superfície, apresentaram medianas e dispersão menores e mais variadas para cada ponto monitorado. Observa-se também assimetria positiva nas distribuição dos dados nas estações 371 e 428 (Figura 5.14b).

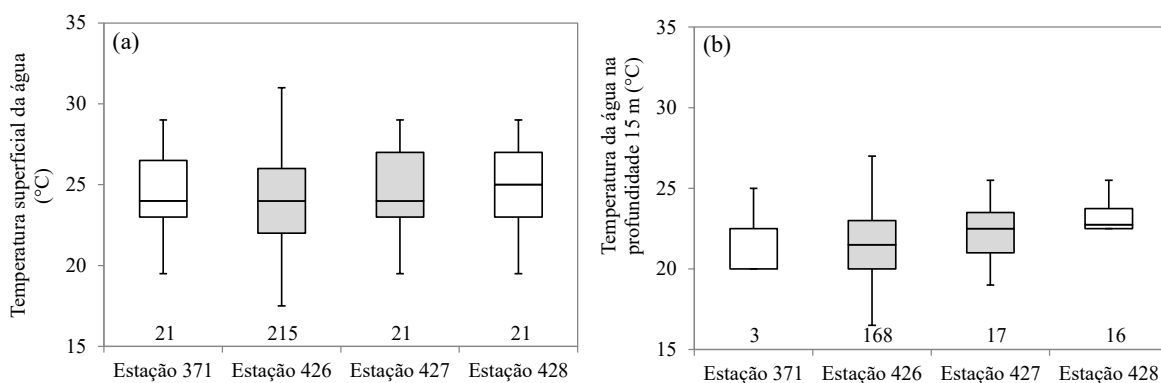


Figura 5.14 – Temperatura da água nas profundidades (a) 0,5 m e (b) 15 m para as estações localizadas no corpo do reservatório (*boxplots* cinzas) e nos braços do reservatório (*boxplots* brancos) para o período 1982-2002. Os números na parte inferior do gráfico representam o número de dados medidos *in situ* para cada estação. A linha horizontal representa a mediana, os extremos da caixa representam o intervalo entre o 1º e 3º quartil e os traços nas extremidades dos *boxplots* representam o limite inferior (1º quartil – 1,5 * amplitude interquartil) e o limite superior (3º quartil + 1,5 * amplitude interquartil).

Além disso, a estação 426, localizada próxima à torre de tomada de água e ao barramento do reservatório, apresenta, na maior parte do tempo, temperaturas sutilmente menores e maiores caudas superior e inferior, para as profundidades 0,5 m e 15 m. No entanto, o número de dados medidos na estação 426 é muito superior ao número de dados medidos nas demais estações, o que pode ser a razão do registro de temperaturas mais extremas nesse ponto. Por fim, não foram detectados valores atípicos (*outliers*) nas medições *in situ*.

5.4.2 Comportamento térmico do reservatório Serra Azul a partir do sensoriamento remoto

Após a validação do algoritmo SCGM para as imagens dos satélites Landsat 5 e Landsat 7, no período de 1982 a abril de 2002, confirmou-se o potencial dessa série de satélites para monitorar a temperatura superficial do reservatório Serra Azul desde sua criação. As imagens são gratuitas, possuem boa resolução temporal e o mapeamento da temperatura vem ocorrendo desde o início da década de 1980 e permanece até os dias de hoje.

Sendo assim, obteve-se a série temporal dos dados de temperatura da água superficial no ponto que corresponde à estação 426 do reservatório Serra Azul no período de 1982 a abril de 2002 (Figura 5.15). 179 imagens foram utilizadas, pois parte considerável delas não estava disponível nos bancos de dados consultados ou possuíam interferência de nuvens. Observa-se a existência de um ciclo anual sazonal, com temperaturas mais altas na estação quente, de novembro a março, e temperaturas menores entre os meses de junho e julho, no inverno. O período de ganho de calor (setembro a março) corresponde ao período no qual o reservatório tem maior potencial para estratificar e, durante a perda de calor (maio a agosto), o reservatório possui maior potencial para mistura (Figura 5.12). Alcântara *et al.* (2010) observaram o mesmo comportamento no reservatório de Itumbiara, localizado entre os estados de Minas Gerais e Goiás, ao analisar a série temporal de temperatura superficial da água de 2003 a 2008 por meio do uso de 1.259 imagens do sensor MODIS.

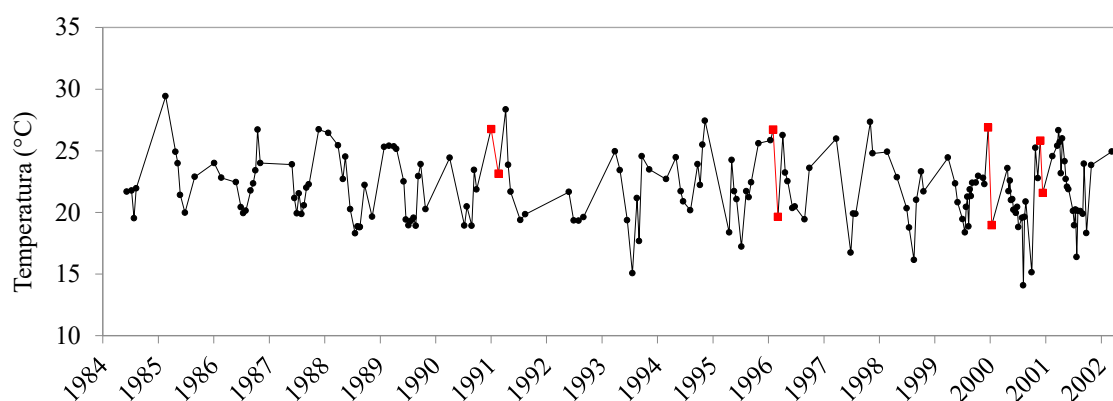


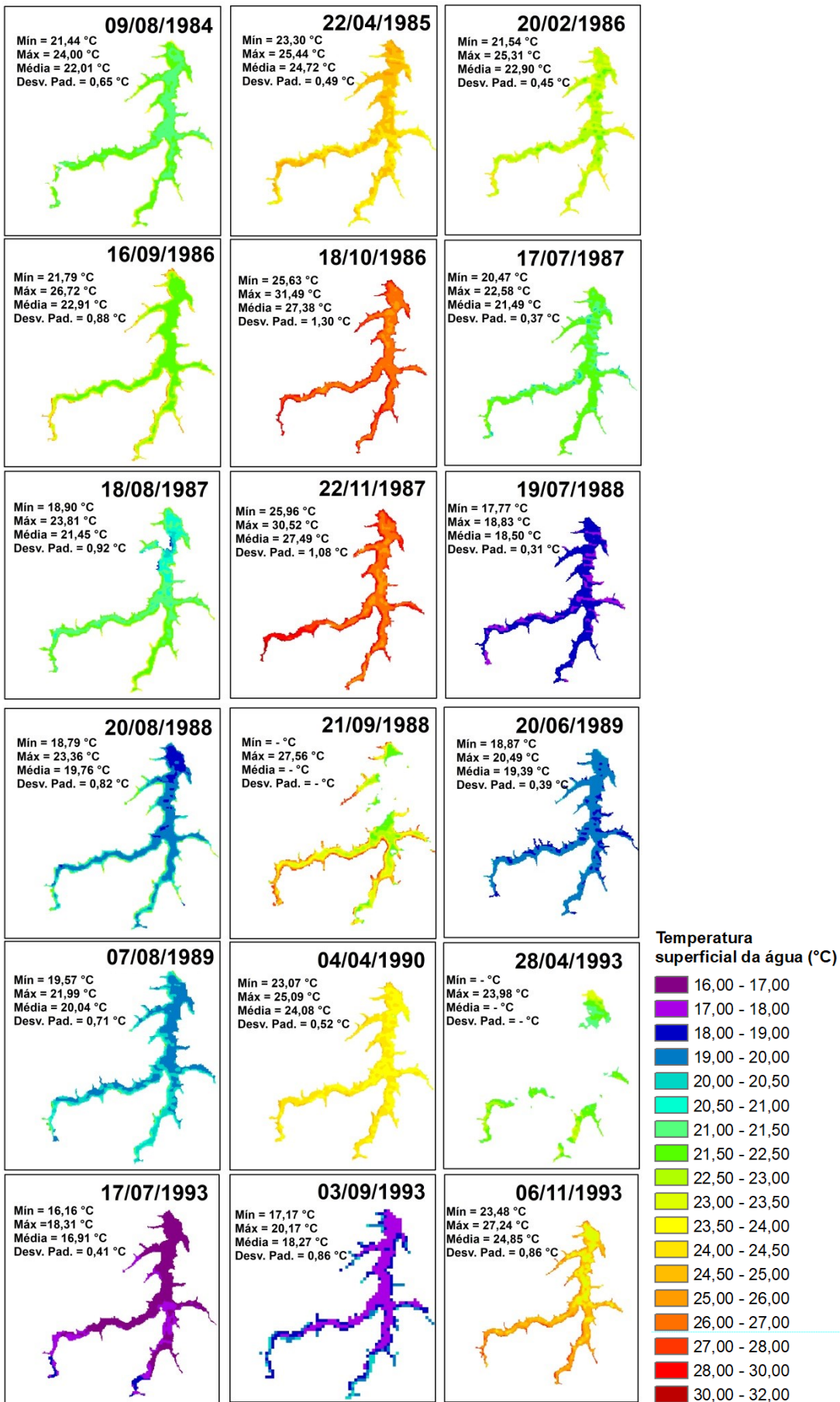
Figura 5.15 – Série temporal de temperatura superficial do reservatório Serra Azul no ponto correspondente à estação 426 da COPASA. Em vermelho estão destacadas as datas relacionadas a uma queda brusca na temperatura.

Foram observadas, no reservatório Serra Azul, temperaturas mais baixas do que o normal em meses de verão, como em dezembro de 1999 e janeiro de 2000, quando a temperatura caiu de 27 °C para 19 °C (quadrados destacados em vermelho na Figura 5.15). Como os meses mais quentes correspondem também aos meses chuvosos, é bem provável que a temperatura tenha sofrido uma queda devido à ocorrência de chuvas. Os resultados dos modelos 1, 2 e 3 foram utilizados para verificação dessa hipótese e observou-se que essa queda brusca de temperatura foi observada em todos modelos somente entre janeiro e abril de 1991, o que de fato pode ser explicado pela ocorrência de chuvas. Já para os demais períodos destacados na Figura 5.15, nenhum dos três modelos evidenciou a queda brusca de temperatura superficial da água, o que pode significar alguma incerteza na obtenção das temperaturas por meio das imagens de satélite.

Observa-se também que a diferença aproximada entre as temperaturas no período quente e no período frio é de 5 a 7 °C, diferenças sazonais bem menos expressivas do que as observadas em climas temperados: Crosman e Horel (2009) utilizaram 3.345 imagens do sensor MODIS para compreender a dinâmica térmica do lago Great Salt, nos Estados Unidos, entre 2000 e 2007. Eles constataram que a variação da temperatura no ciclo anual é de 26 °C, com temperaturas próximas de 0,5 °C em janeiro e de 27 °C em julho e as diferenças entre as temperaturas da água durante a noite e durante o dia vão de 0,5 a 2 °C no outono e no inverno e de 2 a 4 °C na primavera.

Os mapas de temperatura superficial do reservatório Serra Azul gerados a partir das imagens utilizadas na validação das temperaturas radiométricas (Figura 5.16) englobam tanto o período de meses mais quentes, quando o reservatório encontra-se estratificado, quanto os períodos mais frios, durante a mistura da coluna de água. A partir deles, verifica-se que, em geral, as diferenças de temperatura da água superficial em toda a extensão do reservatório permanece em torno de, no máximo, 2 e 3 °C, com exceção de alguns dias onde foram observadas diferenças entre 4 e 6 °C. É possível que essas diferenças sejam um pouco menores devido à presença de um efeito de borda sutil nos limites da área do reservatório. As máscaras criadas foram diferentes para cada imagem e o limiar foi escolhido de forma iterativa, dificultando a separação completa dos pixels de água e de terra firme (item 4.3.2.1).

Além disso, observa-se uma tendência das menores temperaturas superficiais serem observadas no corpo do reservatório, incluindo a região onde fica a estação 426 da COPASA. Essas informações obtidas por meio das imagens de satélite estão de acordo com os dados provenientes das campanhas de campo (Figura 5.14).



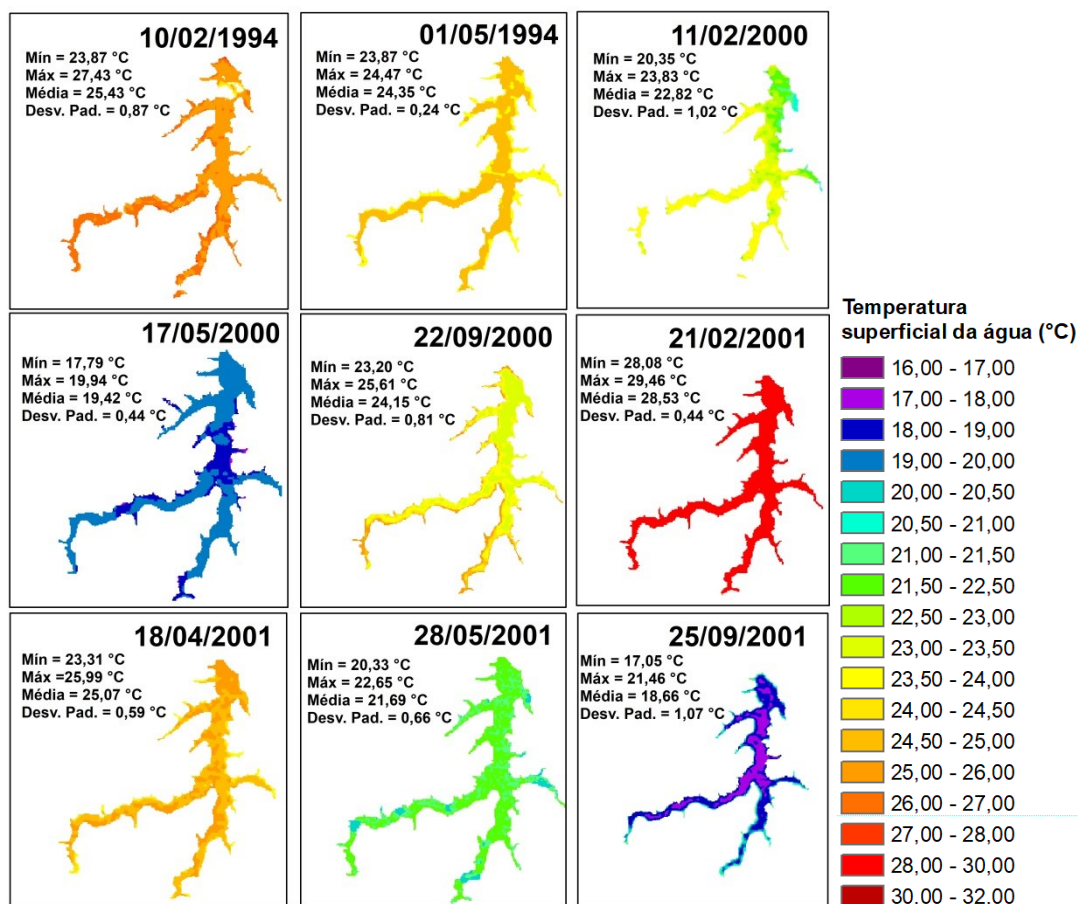


Figura 5.16 – Mapas de temperatura superficial da água (°C) gerados a partir das imagens utilizadas para a validação do algoritmo SCGM. As falhas em branco representam a cobertura por nuvens e, para os dias 21/09/1988 e 28/04/1993, não foi possível calcular a temperatura mínima, média e desvio padrão devido ao excesso de nuvens sobre grande parte do reservatório.

As menores temperaturas observadas na superfície do reservatório são de 16 a 20 °C e coincidem com os meses no qual a coluna de água do reservatório Serra Azul encontra-se misturada (maio a agosto). Já nos meses mais quentes, a temperatura superficial se eleva consideravelmente e o maior valor registrado nas imagens analisadas foi de 31,5 °C em 18 de outubro de 1986. No dia 1° de maio de 1994 observou-se que a temperatura superficial média do reservatório era de 24,4 °C, valor relativamente elevado para a condição de mistura. De acordo com a simulação realizada pelo GLM, a mistura nesse ano teve início no dia 2 de maio (Tabela 5.7), um dia após o registro da imagem de satélite. É provável que o reservatório ainda estivesse estratificado no dia 1°, ou em processo de início da mistura.

Observa-se a existência de uma sazonalidade na diferença de temperatura superficial do reservatório Serra Azul: nos períodos de estratificação essas diferenças são, em geral, superiores a 3 °C, enquanto nos períodos de mistura elas tendem a ficar abaixo de 3 °C,

indicando uma menor variabilidade espacial. Além disso, as temperaturas são bem maiores nos meses nos quais o reservatório encontra-se estratificado (outubro a março).

Não foi verificada nenhuma diferença expressiva nas temperaturas dos braços do reservatório ao serem comparadas com as temperaturas no corpo do reservatório, e as temperaturas máxima (31,5 °C) e mínima (16,16 °C) estão coerentes com os resultados das medições *in situ* apresentadas na Figura 5.14 para as temperaturas obtidas a profundidade 0,5 m de profundidade.

A temperatura superficial da água é um importante indicador de alterações climáticas, além de estar diretamente relacionada com importantes processos físicos, químicos e biológicos em lagos e reservatórios. A sua alteração, em consequência da ação antropogênica ou de variações nas condições atmosféricas, pode trazer mudanças significativas para a produtividade desses ecossistemas (YANG *et al.*, 2018), gerando impactos em toda a cadeia trófica. Por esse motivo o seu monitoramento é fundamental em lagos e reservatórios.

A série temporal obtida por meio das imagens de satélite constitui um banco de dados da temperatura superficial do reservatório Serra Azul, tornando possível não só a identificação de possíveis tendências ao longo do tempo, como também a verificação da influência da temperatura em outros parâmetros. Bonansea *et al.* (2015), por exemplo, analisaram séries de dados de temperatura superficial, clorofila-a e transparência (profundidade do disco de Secchi) do reservatório Río Tercero, na Argentina, obtidas por meio de imagens do Landsat 8 e constataram a importância da temperatura da água no controle da turbidez e da proliferação de algas.

De forma semelhante, Rodríguez *et al.* (2014) utilizaram imagens do Landsat 5 para obter séries temporais de temperatura superficial da água, clorofila-a e turbidez e analisaram a evolução da qualidade da água em um pequeno reservatório no norte da Espanha, o lago Arreo. Os autores fizeram uma caracterização geral do lago, verificando um comportamento anual periódico com relação à temperatura superficial, e concluíram que as imagens Landsat são muito úteis para o estudo do comportamento do lago e para a detecção de eventos anormais.

Além da construção de um banco de dados de temperatura superficial da água, as imagens podem também ser utilizadas para o preenchimento de falhas do monitoramento tradicional

ou para complementá-lo, e também para a obtenção das temperaturas de lagos e reservatórios não monitorados. A série de satélites Landsat também tem sido utilizada para monitoramento da área (MAILLARD *et al.*, 2012; VAZ, 2014) e obtenção do nível (ABREU, 2016) de lagos e reservatórios e também para o monitoramento de diversos outros parâmetros da qualidade da água, como sólidos em suspensão, matéria orgânica dissolvida, turbidez e clorofila-a ao longo do tempo (DÖRNHÖFER e OPPELT, 2016).

5.4.3 Comportamento térmico do reservatório Serra Azul a partir da modelagem hidrodinâmica

Os resultados do modelo 1 indicaram que a profundidade média do epilímnio variou de 10,9 a 17,7 m e a temperatura máxima atingida foi de 31,12 °C em janeiro de 1995. A cada ciclo anual, a profundidade da termoclina permaneceu menor durante os períodos de estratificação e, com o início do processo de mistura, ela foi se aprofundando. Com a redução da estabilidade da coluna de água, no inverno, a profundidade da termoclina aumenta, evidenciando movimentação vertical da massa de água (Figura 5.17) A espessura média do metalímnio variou de 0,89 até 3,37 m (Tabela 5.7). Observa-se que o perfil térmico do reservatório Serra Azul apresentou temperatura uniforme ao menos uma vez por ano, de maio a agosto, com temperaturas homogêneas na coluna de água (Tabela 5.7).

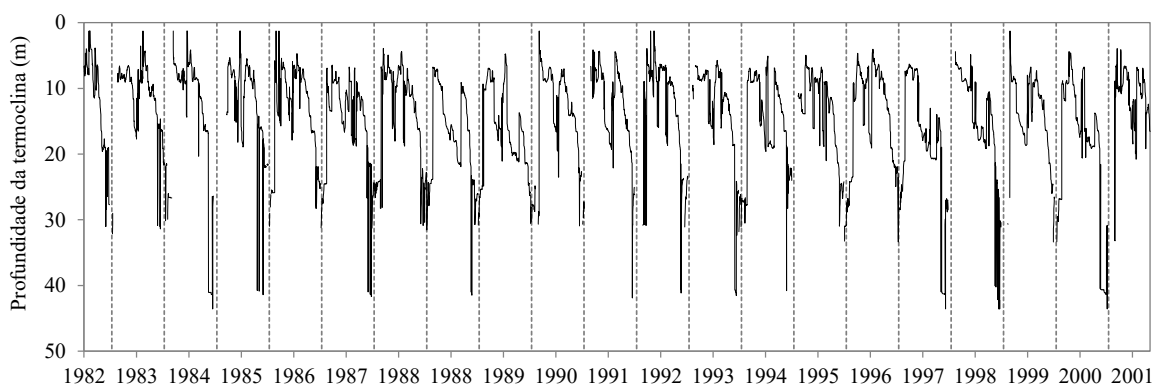


Figura 5.17 – Profundidade da termoclina simulada pelo GLM no reservatório Serra Azul. As linhas tracejadas verticais demarcam o meio do mês de julho.

As métricas calculadas para o reservatório Serra Azul com base nos dados simulados são bem próximas das encontradas por Soares (2018), no período de 2009 a 2013. A partir delas, não foi possível identificar nenhuma tendência de alteração no comportamento térmico do reservatório. Por sua vez, Vinçon-Leite *et al.* (2014) observaram um aumento de 5,9 dias por década na duração da estratificação do lago Bourge, entre 1976 e 2008, coincidindo com o

aumento de 0,12 °C por década no valor da temperatura da água e Soares (2018) observou alterações em todas as métricas calculadas (aumento da profundidade do epilímnio, diminuição da espessura do metalímnio, aumento do número de dias de mistura e da quantidade de eventos de mistura por ano) durante um período de escassez hídrica entre 2014 e 2016 quando o reservatório Serra Azul apresentou níveis de água muito baixos. Verifica-se que, por meio do cálculo dessas métricas, é possível identificar anomalias no comportamento térmico do sistema lântico, dando suporte para o aprofundamento no conhecimento das causas das alterações.

Tabela 5.7 – Métricas dos eventos de estratificação e mistura simulados no reservatório Serra Azul.

	Período de mistura					Profundidade média do epilímnio (m)	Espessura média do metalímnio (m)
	Estratificação (dias)	Mistura (dias)	Início	Fim	Eventos de mistura		
1982	242	122	30-abr	29-ago	1	10,90	2,73
1983	250	115	26-mai	14-set	1	12,20	0,89
1984	203	163	13-abr	22-set	1	13,66	2,58
1985	233	132	21-abr	20-ago	2	13,58	1,22
1986	242	123	2-mai	17-ago	2	13,82	2,68
1987	243	122	12-mai	5-set	2	15,15	2,11
1988	252	114	4-mai	25-ago	1	14,73	2,30
1989	250	115	25-abr	17-ago	1	16,99	3,18
1990	237	128	3-mai	6-set	1	15,76	3,37
1991	243	122	15-mai	13-set	1	12,87	2,71
1992	217	149	29-abr	24-set	1	12,93	1,02
1993	242	123	1-mai	31-ago	1	12,62	2,81
1994	246	119	4-mai	30-ago	1	15,23	2,67
1995	232	133	6-mai	30-ago	2	13,22	1,96
1996	221	145	21-abr	14-set	1	15,61	1,65
1997	256	109	14-mai	30-ago	1	13,42	3,24
1998	237	128	8-abr	17-ago	1	16,95	2,71
1999	243	122	29-abr	28-ago	1	16,78	2,50
2000	241	125	28-abr	23-ago	2	14,43	2,32
2001	230	135	26-abr	5-set	1	17,70	2,13

O índice de estabilidade de Schmidt e a frequência de Brunt-Väisälä possuem comportamento similar e não apontaram para nenhuma tendência na força da estratificação da coluna de água ao longo do período em estudo. Durante os meses mais quentes do ano, o valor dos dois indicadores é maior, devido à formação de camadas verticais com densidade e temperatura

diferentes, indicando estabilidade da coluna de água. Já nos períodos mais frios do ano, os valores desses indicadores são bem menores, devido à diminuição da resistência à mistura. Esse padrão se repete para todos os anos, em um ciclo sazonal (Figura 5.18).

Essa constância do índice de estabilidade de Schmidt e da frequência de Brunt-Väisälä é um forte indicador de que as condições meteorológicas e hídricas se mantiveram constantes durante os anos de 1982 e 2002. Alterações climáticas e hidrológicas teriam grande potencial para afetar a dinâmica térmica do reservatório e, caso ocorressem, as alterações térmicas poderiam ser detectadas pelos dois indicadores. Vinçon-Leite *et al.* (2014) calcularam o índice de Schmidt para o lago Bourget e verificaram uma tendência de aumento de 20% entre 1976 e 2008. Ao verificar as temperaturas da água do lago, os autores também constataram que elas sofreram um aumento expressivo, mostrando que o índice é capaz de detectar mudanças na dinâmica do lago.

O índice de estabilidade de Schmidt variou de valores bem próximos de zero a 705 J/m^2 e as médias anuais variaram de 184 a 300 J/m^2 (Tabela 5.8). Resultados semelhantes foram encontrados por Soares (2018) no reservatório Serra Azul, entre 2009 e 2013, antes do período de escassez hídrica, que teve início em 2014, e a partir do qual as características térmicas do reservatório sofreram grandes alterações. O índice estabilidade de Schmidt é bem variável para cada lago ou reservatório, conforme observado na literatura: de aproximadamente 0 a 200 J/m^2 no reservatório Vossoroca (PR) (COLOMBO e MANNICH, 2017); de aproximadamente 0 a 460 J/m^2 e 0 a 150 J/m^2 nos lagos Annie (Estados Unidos) e Rotorua (Nova Zelândia) (READ *et al.*, 2011); média anual de aproximadamente 4.000 a 6.100 J/m^2 no lago Bourget (França) (VINÇON-LEITE *et al.*, 2014).

A frequência de Brunt-Väisälä encontrada possui valores na ordem de grandeza de 10^{-3} , a mesma encontrada para o reservatório Vossoroca (PR) (COLOMBO e MANNICH, 2017) e para o lago Geneva (França/Suíça) (PERROUD *et al.*, 2009), e os seus valores médios anuais variaram de 0,0009 a $0,0014 \text{ s}^{-2}$ no reservatório Serra Azul.

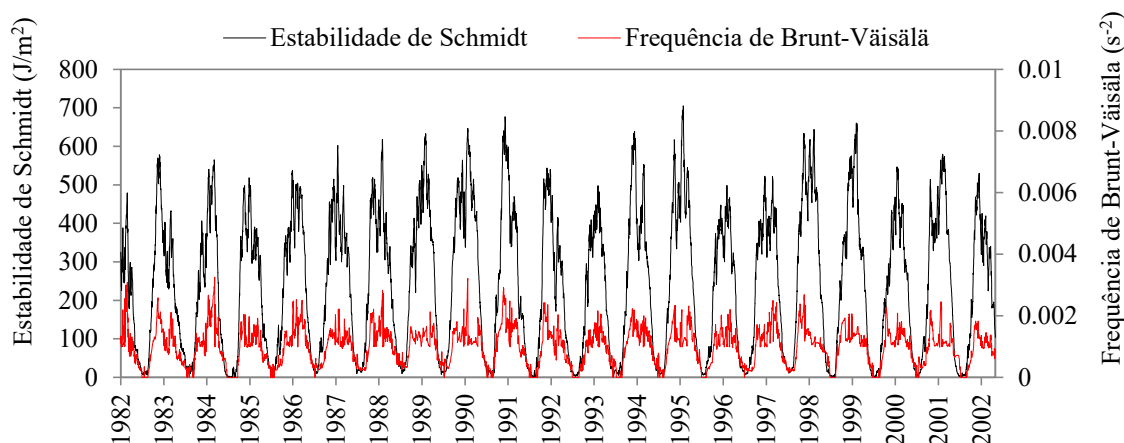


Figura 5.18 – Índice de estabilidade de Schmidt e frequência de Brunt-Väisälä do reservatório Serra Azul.

Tabela 5.8 – Média anual dos indicadores físicos no reservatório Serra Azul.

	Estabilidade de Schmidt (J/m^2)	Frequência de Brunt-Väisälä (s^{-2})
1982	223	0,0012
1983	185	0,0009
1984	238	0,0014
1985	211	0,0009
1986	254	0,0011
1987	259	0,0010
1988	255	0,0011
1989	293	0,0011
1990	300	0,0013
1991	241	0,0012
1992	184	0,0009
1993	250	0,0012
1994	247	0,0011
1995	256	0,0011
1996	228	0,0009
1997	273	0,0012
1998	270	0,0011
1999	232	0,0011
2000	243	0,0010
2001	247	0,0010
2002	290	0,0010

5.4.4 Comportamento térmico do reservatório Serra Azul a partir da integração entre o sensoriamento remoto e a modelagem hidrodinâmica

O perfil térmico do reservatório Serra Azul evidencia uma variabilidade sazonal, incluindo eventos de estratificação nos meses mais quentes (setembro a abril) e mistura nos meses mais

frios (maio a agosto) (Figura 5.19). Esse comportamento, característico de sistemas lênticos monomíticos quentes, ocorre, segundo Esteves (2011), em lagos e reservatórios tropicais mais profundos e já foi detectado em outros estudos em regiões tropicais (BARBOSA, 2015; SILVA *et al.*, 2015; SOARES, 2018).

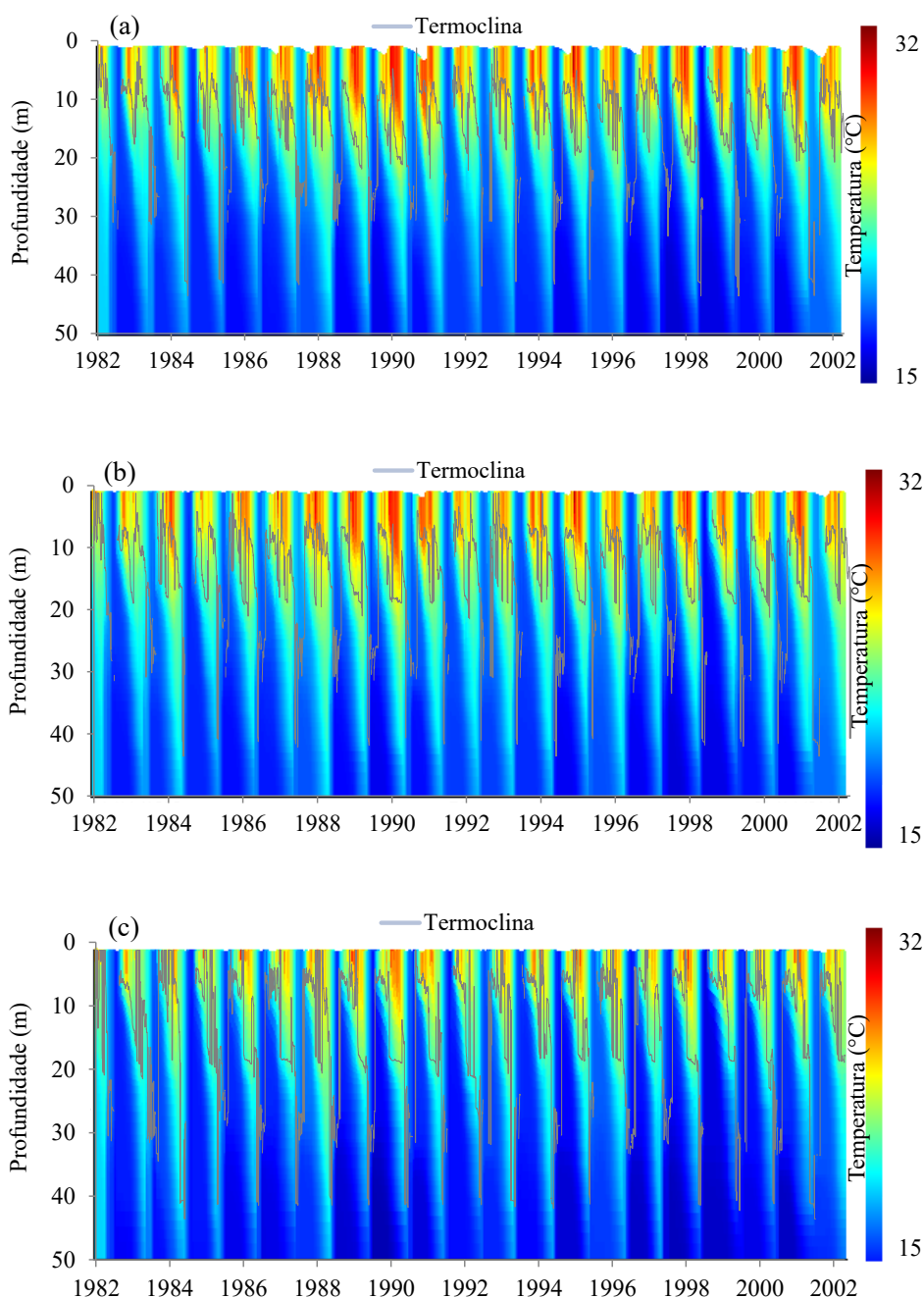


Figura 5.19 – Perfil térmico do reservatório Serra Azul simulado pelos modelos (a) 1, (b) 2 e (c) 3 no GLM.

Por meio dos perfis de temperatura simulados por cada um dos modelos (Figura 5.19) foi possível verificar que os modelos 1 e 2 simulam de forma similar a distribuição da

temperatura ao longo da coluna de água. Já o modelo 3 aparenta ter gerado temperaturas menores para toda a coluna de água. Essas temperaturas foram plotadas ao longo do tempo para as profundidades 0,5, 5 e 15 m e verificou-se que, quanto maior a profundidade, menores foram as temperaturas simuladas pelo modelo 3 (Figura 5.20).

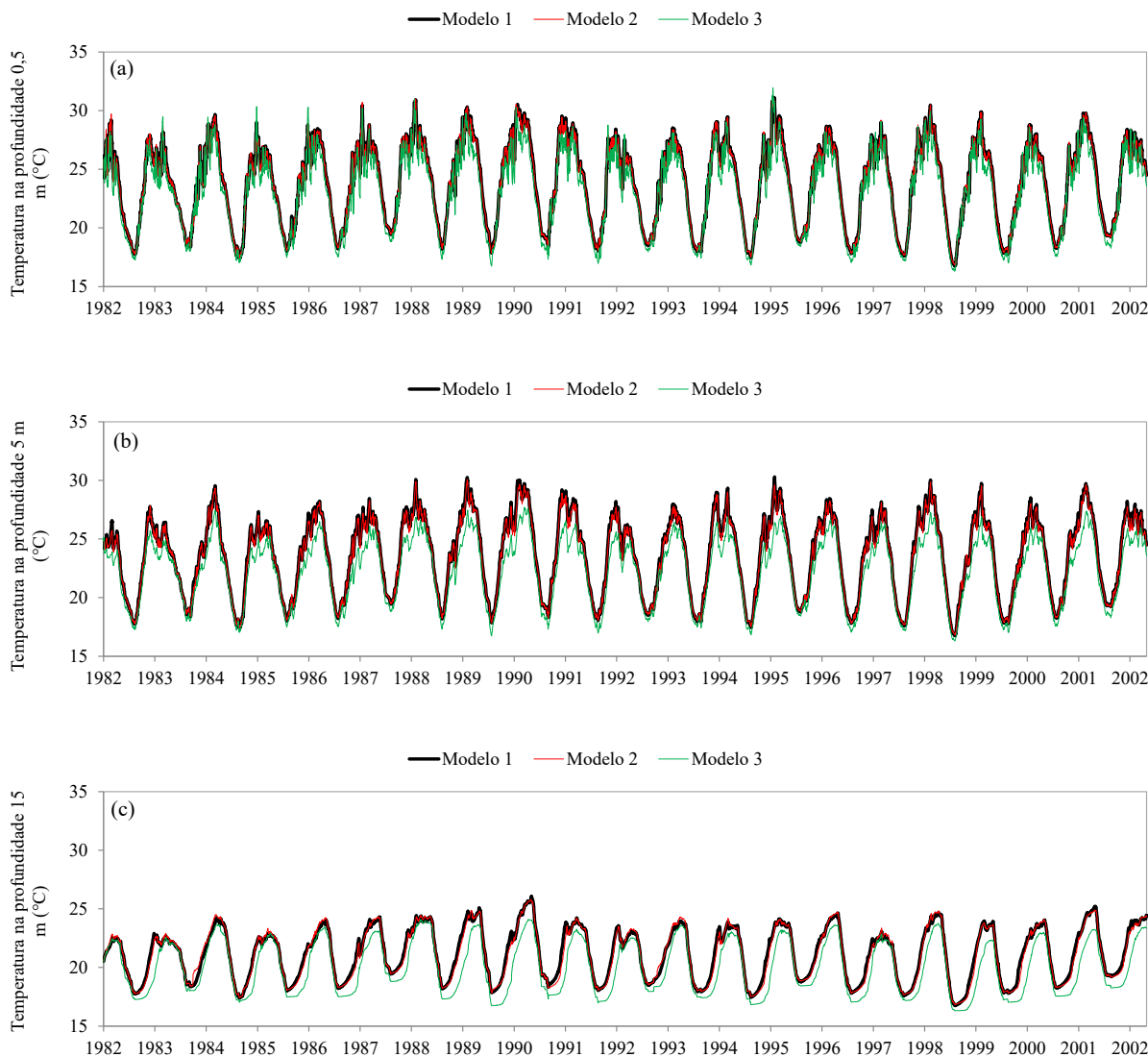


Figura 5.20 – Série temporal de temperaturas nas profundidades 0,5, 5 e 15 m simuladas pelos modelos (a) 1, (b) 2 e (c) 3 no GLM.

As menores temperaturas nas camadas superficiais são um indicativo de menor estabilidade da coluna de água. De fato, o índice de estabilidade de Schmidt apresentou valores menores para o modelo 3 durante todo o período de estudo, quando comparado com o índice do modelo 1 e, quando comparado com o modelo 2, somente nos anos de 1992, 2000, 2001 e 2002 a estabilidade de Schmidt do modelo 3 foi maior, mas com valor próximo ao encontrado pelos outros modelos (Figura 5.21).

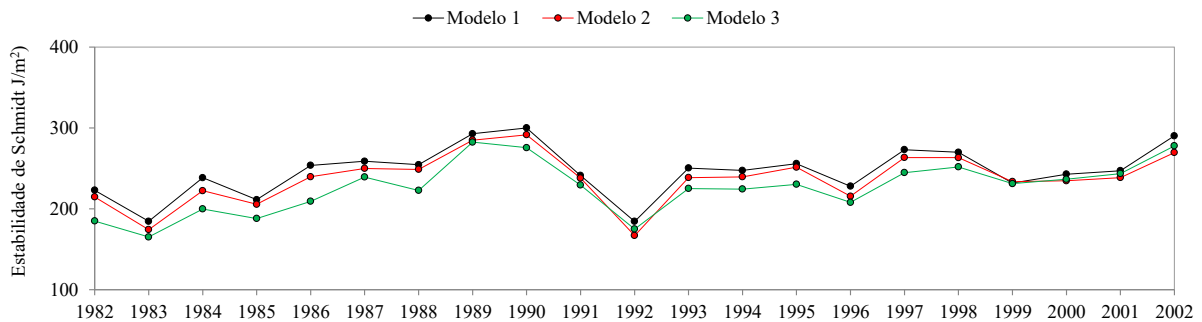


Figura 5.21 – Estabilidade de Schmidt média anual para os modelos 1, 2 e 3.

O modelo hidrodinâmico do reservatório Serra Azul calibrado por meio das imagens de satélite representou bem as temperaturas superficiais do reservatório, mas não foi muito preciso na representação das demais camadas da coluna de água, evidenciando sua maior indicação para estudos voltados para a dinâmica da temperatura superficial em lagos e reservatórios ou para a dinâmica térmica de sistemas lênticos com perfil homogêneo, ou seja, com muitos eventos de mistura ao longo do ano. As alterações mais expressivas nas temperaturas das camadas mais profundas e no índice de estabilidade de Schmidt chamam a atenção para cautela na avaliação da dinâmica térmica de lagos e reservatórios por meio de modelos calibrados somente com dados da superfície.

As métricas características do comportamento hidrodinâmico de ambientes lênticos foram calculadas para os três modelos, com o objetivo de avaliar possíveis alterações nos processos de estratificação e mistura. Não foram observadas alterações expressivas na quantidade de dias que o reservatório permaneceu na condição de estratificação e na condição de mistura, nem na profundidade média anual da termoclina e na espessura média anual do metalímnio (Tabela 5.9).

Em geral, para os anos de 1982 a 2002, o processo de mistura no reservatório Serra Azul teve início no final de abril ou começo de maio e o reservatório retornou à condição de estratificação a partir do meio do mês de agosto até o início do mês de setembro. No ano de 1982 o processo de mistura no modelo 3 adiantou cerca de 14/15 dias e, nos anos de 1989 e 1996, o final do processo de mistura adiantou 18/19 e 20/32 dias, respectivamente, quando comparado com os modelos 1 e 2 (Tabela 5.9). Essas alterações podem estar associadas à menor estabilidade detectada nesse modelo, o qual apresentou maior propensão à mistura.

Tabela 5.9 – Métricas dos eventos de estratificação e mistura simulados no reservatório Serra Azul pelos modelos 1, 2 e 3.

	Estratificação (dias)			Início da mistura			Fim da mistura			Profundidade da termoclina (m)			Espessura do metalímnio (m)		
	Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3	Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3	Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3	Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3	Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3
1982	242	241	223	30-abr	29/abr	16/abr	29-ago	29/ago	24/ago	10,90	11,07	10,64	2,73	2,64	2,30
1983	250	241	238	26-mai	20/mai	15/mai	14-set	17/set	14/set	12,20	13,86	14,29	0,89	0,57	1,05
1984	203	201	206	13-abr	12/abr	10/abr	22-set	23/set	17/set	13,66	13,32	13,11	2,58	2,30	2,23
1985	233	234	235	21-abr	20/abr	14/abr	20-ago	20/ago	17/ago	13,58	13,62	12,61	1,22	1,04	1,57
1986	242	244	239	2-mai	28/abr	19/abr	17-ago	15/ago	10/ago	13,82	15,19	15,06	2,68	1,97	1,56
1987	243	246	252	12-mai	12/mai	12/mai	5-set	03/set	30/ago	15,15	15,26	16,96	2,11	2,14	1,80
1988	252	251	247	4-mai	03/mai	30/abr	25-ago	25/ago	22/ago	14,73	14,46	15,23	2,30	1,96	2,30
1989	250	249	266	25-abr	25/abr	23/abr	17-ago	18/ago	30/jul	16,99	17,59	15,00	3,18	2,73	3,84
1990	237	240	246	3-mai	04/mai	10/mai	6-set	05/set	05/set	15,76	15,83	16,76	3,37	2,87	2,51
1991	243	240	240	15-mai	15/mai	17/mai	13-set	13/set	12/set	12,87	14,12	14,77	2,71	2,27	2,61
1992	217	210	212	29-abr	26/abr	26/abr	24-set	24/set	04/set	12,93	12,79	16,57	1,02	0,81	1,50
1993	242	226	227	1-mai	14/abr	13/abr	31-ago	30/ago	28/ago	12,62	12,83	14,16	2,81	2,38	2,28
1994	246	249	248	4-mai	04/mai	01/mai	30-ago	27/ago	25/ago	15,23	15,49	14,61	2,67	2,57	2,42
1995	232	237	234	6-mai	06/mai	05/mai	30-ago	30/ago	27/ago	13,22	14,25	12,55	1,96	1,96	1,88
1996	221	224	238	21-abr	19/abr	20/abr	14-set	02/set	13/ago	15,61	15,05	14,72	1,65	1,80	1,57
1997	256	257	256	14-mai	12/mai	10/mai	30-ago	27/ago	26/ago	13,42	13,69	14,49	3,24	2,79	2,92
1998	237	232	235	8-abr	06/abr	05/abr	17-ago	16/ago	12/ago	16,95	14,91	14,19	2,71	2,87	2,90
1999	243	244	246	29-abr	30/abr	01/mai	28-ago	28/ago	27/ago	16,78	17,24	13,97	2,50	2,00	3,37
2000	241	243	253	28-abr	26/abr	27/abr	23-ago	22/ago	17/ago	14,43	15,42	14,09	2,32	1,42	2,67
2001	230	232	240	26-abr	28/abr	01/mai	5-set	05/set	02/set	17,70	18,68	15,78	2,13	1,72	2,82
Máximo	256	257	266							17,70	18,68	16,96	3,37	2,87	3,84
Mínimo	203	201	206							10,90	11,07	10,64	0,89	0,57	1,05

6 CONCLUSÕES

A partir dos resultados obtidos e das análises realizadas, foi possível constatar que o uso das medições *in situ*, do sensoriamento remoto e da modelagem matemática contribuiu para uma melhor compreensão da dinâmica térmica do reservatório Serra Azul entre os anos de 1982 a 2002. Isso evidencia o potencial da associação de diferentes ferramentas para o monitoramento de processos físicos que ocorrem em sistemas lênticos tropicais. As medições *in situ* forneceram informações pontuais da temperatura na coluna de água, possibilitando a calibração do modelo hidrodinâmico, mas não permitiram o monitoramento da variabilidade espacial do reservatório. Por sua vez, as imagens de satélite possibilitaram a análise da variabilidade temporal da temperatura superficial ao longo do tempo e serviram também para a calibração das temperaturas superficiais do modelo hidrodinâmico, embora não tenham contribuído para o conhecimento da dinâmica térmica do reservatório em camadas mais profundas. Por fim, a modelagem proporcionou a interpolação das lacunas temporais dos dados de temperatura obtidos pelo monitoramento tradicional e pelo sensoriamento remoto e a extensão da análise para o domínio vertical. Com base nos resultados obtidos, as principais conclusões são:

- o algoritmo SCGM aplicado às bandas termais dos sensores TM (Landsat 5) e ETM+ (Landsat 7) apresentou simplicidade de aplicação e bons resultados para obtenção da temperatura superficial da água apesar das incertezas associadas aos perfis atmosféricos usados e aos valores de conteúdo de vapor de água. Esse resultado aponta para o grande potencial das imagens Landsat como ferramenta de monitoramento térmico de corpos de água continentais capaz de detectar tendências temporais e anomalias e sendo, por isso, muito importantes em estudos de mudanças climáticas;
- o número de imagens utilizadas foi consideravelmente inferior ao esperado, devido não só à indisponibilidade nos bancos de dados consultados, mas sobretudo à existência de nuvens. Apesar disso, a resolução temporal e a resolução espacial dos satélites Landsat 5 e Landsat 7 mostraram-se adequadas para a obtenção das temperaturas da água de reservatórios de médio – como é o caso do reservatório Serra Azul – a grande porte;
- parte dos erros associados à validação da temperatura radiométrica obtida pelo algoritmo SCGM está associada às incertezas no método e na rotina do monitoramento tradicional realizado no reservatório Serra Azul. Sendo assim, medições *in situ* que não são realizadas

de forma sistemática e sempre no mesmo horário podem incorrer em erros consideráveis entre as temperaturas medidas e as estimadas pelas imagens;

- a análise de sensibilidade confirma que o modelo GLM é consideravelmente sensível à velocidade do vento e às vazões afluentes, destacando-se a importância da qualidade e confiabilidade dos dados de entrada. Com relação aos parâmetros, a análise de sensibilidade apontou para a maior influência dos coeficientes relacionados às trocas de calor com a superfície no modelo;
- o modelo hidrodinâmico GLM foi capaz de representar de maneira pertinente a evolução sazonal e interanual das temperaturas do reservatório Serra Azul, estando bem adaptado para simulações de perfis de temperatura de longo prazo. Contudo, o modelo alcançou melhores resultados ao representar as temperaturas do epilímnio. As grandes incertezas associadas às séries temporais dos dados de entrada (devido a falhas, distância da estação meteorológica em relação ao reservatório e necessidade de correção e conversão de valores, como nos casos da série de umidade relativa do ar e de radiação solar) podem ser fatores que impediram um melhor desempenho do modelo;
- o uso da série de temperaturas obtidas pelas imagens do Landsat juntamente com as medidas *in situ* para calibração do modelo hidrodinâmico não possibilitou melhorias no desempenho do modelo, o qual obteve melhores resultados quando calibrado somente com os dados medidos *in situ*. No entanto, as imagens de satélite se mostraram uma ferramenta importante para o monitoramento de temperaturas superficiais de lagos e reservatórios, ao constituir uma série temporal de longo período e possibilitar a avaliação da variabilidade temporal e espacial;
- as temperaturas radiométricas se apresentaram como uma fonte de dados possível para a calibração das temperaturas superficiais do modelo GLM, comprovando o potencial da integração do sensoriamento remoto com a modelagem matemática para a representação da dinâmica térmica do reservatório Serra Azul, sobretudo de suas temperaturas superficiais. Essa abordagem de calibração de modelos hidrodinâmicos por meio de imagens de satélite ainda foi pouco explorada pela literatura e esta pesquisa contribuiu para o desenvolvimento dessa metodologia;
- apesar da boa representatividade do ponto simulado (estação 426) em relação a outras regiões do reservatório Serra Azul, em termos de distribuição vertical da temperatura, supõe-se que a modelagem 2D ou a 3D podem oferecer melhores possibilidades de

interface com os dados de sensoriamento remoto, uma vez que simulam a distribuição vertical e a horizontal da temperatura e que os dados radiométricos podem ser comparados com a simulação da temperatura superficial do modelo como um todo.

Em suma, por meio desta pesquisa, foi possível verificar a capacidade da modelagem 1D para simular a dinâmica térmica da coluna de água de um reservatório tropical, identificando-se períodos de estratificação térmica e mistura que estão de acordo com as medições *in situ*. Também foi demonstrada a aplicabilidade do uso de imagens de satélite para calibrar modelos hidrodinâmicos 1D.

Por fim, o uso conjunto das medições *in situ*, do sensoriamento remoto e da modelagem hidrodinâmica evidenciou grande potencial de obtenção de informações acerca da dinâmica térmica do reservatório Serra Azul, mostrando a sua capacidade para utilização no monitoramento de águas continentais, uma vez que cada ferramenta possui suas vantagens, compensando-se os pontos fracos umas das outras. Esse monitoramento conjunto possibilita uma melhor compreensão dos efeitos de impactos na dinâmica térmica dos sistemas lênticos tropicais, os quais podem alterar os processos bioquímicos que ali ocorrem e as funções ecológicas, servindo, portanto, como ferramenta de planejamento do gerenciamento de mananciais e outros recursos hídricos.

7 RECOMENDAÇÕES

Nesta pesquisa, optou-se pelo uso do algoritmo SCGM para correção atmosférica das imagens e obtenção da temperatura superficial da água do reservatório Serra Azul. Existem outros métodos de obtenção da temperatura radiométrica, os quais podem ser testados e comparados com esse algoritmo: equação de transferência radiativa, algoritmo de Qin *et al.* (2001) e o produto MODIS, por exemplo. Recomenda-se a utilização desses outros métodos para avaliação do melhor deles para a área de estudo.

O sensor MODIS mapeia a temperatura superficial da água diariamente, durante a noite e durante o dia, sendo portanto uma fonte promissora de dados para calibração e validação de modelos hidrodinâmicos. A resolução espacial da banda termal do MODIS é inferior à do Landsat e esse sensor foi lançado na órbita do planeta em 1999, o que não permite, portanto, mapeamentos de temperatura anteriores a essa data. Apesar dessas limitações, recomenda-se a sua utilização para obtenção de série temporal de temperatura superficial e avaliação de melhorias na calibração e validação de modelos hidrodinâmicos.

De posse do modelo hidrodinâmico GLM calibrado e validado, recomenda-se que, nos próximos estudos, ele seja acoplado ao módulo AED para modelagem ecológica do reservatório Serra Azul. Além disso, diante da constatação do potencial do sensoriamento remoto para realização de monitoramento de longo termo, recomenda-se que outros parâmetros de qualidade da água sejam também avaliados por meio do uso do sensoriamento remoto e comparados com os resultados do modelo ecológico ou usados para sua calibração.

Por meio dessa pesquisa, foram observadas falhas no monitoramento de variáveis meteorológicas, hidrológicas e de qualidade da água e até mesmo inexistência de monitoramento de qualidade da água, como no caso das temperaturas afluentes dos tributários do reservatório Serra Azul. Dada a importância dessas variáveis, recomenda-se a melhoria do monitoramento por meio da integração entre instituições de pesquisa e as instituições responsáveis pelo monitoramento. Além disso, diante da impossibilidade de se obter a temperatura afluente, recomenda-se a utilização do modelo *air2stream*, que possibilita a obtenção dessa variável por meio de dados de temperatura do ar e das vazões afluentes.

Visto que incertezas estão associadas a praticamente todas as variáveis de entrada do modelo GLM, recomenda-se a realização de uma análise de sensibilidade e de incertezas. Além disso,

a calibração realizada foi a automática, através da qual mais de um conjunto de parâmetros podem gerar os mesmos valores de RMSE. Recomenda-se a realização de uma análise de sensibilidade mais robusta, que permita aprofundar a compreensão da influência dos parâmetros no modelo.

REFERÊNCIAS

- ABREU, Luiza Gontijo Álvares de Campos. *Determinação de variação de volume na represa de Três Marias com o uso de radar altimétrico e imagens orbitais*. 2016. 111 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2016.
- AED Report #26. The University of Western Australia, Perth, Australia. 42 p, 2014.
- ALCÂNTARA, E. H.; STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A.; BONNET, M. P.; CASAMITJANA, X.; ASSIREU, A. T.; NOVO, E. M. L. M. Remote sensing of water surface temperature and heat flux over a tropical hydroelectric reservoir. *Remote Sensing of Environment*, v. 114, p. 2651-2665, 2010.
- ALLAN, M. G.; HAMILTON, D. P.; TROLLE, D.; MURAOKA, K.; MCBRIDE, C. Spatial heterogeneity in geothermally-influenced lakes derived from atmospherically corrected Landsat thermal imagery and three-dimensional hydrodynamic modelling. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, v. 50, p. 106-116, 2016.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. *FAO56 Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements*. FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations, Roma, 1998.
- ALVES, G. B. M.; SANTOS, J. W. M. C. *Mapeamento da temperatura das águas superficiais do reservatório de Manso – MT com dados extraídos de imagens MODIS e coletas in loco*. In: XVII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, João Pessoa, 2015.
- ANGELOCCI, L. R.; VILLA NOVA, N. A. Variações da temperatura da água de um pequeno lago artificial ao longo de um ano em Piracicaba – SP. *Scientia Agricola*, v. 52, n. 3, p. 431-438, 1995.
- ARP, C. D.; JONES, B. M.; WHITMAN, M.; LARSEN, A.; URBAN, F. E. Lake temperature and ice cover regimes in the Alaskan Subarctic and Arctic: integrated monitoring, remote sensing, and modelling. *Journal of the American Water Resources Association*, v. 46, n. 4, p. 777-791, 2010.
- ARSAE-MG – AGÊNCIA REGULADORA DE SERVIÇOS DE ABASTECIMENTO DE ÁGUA E SE ESGOTAMENTO SANITÁRIO DO ESTADO DE MINAS GERAIS. *Relatório de Fiscalização – Sistema Integrado de Abastecimento de Água da RMBH – Bacia Paraopeba*. Belo Horizonte, 2013.
- BARBOSA, Carolina Cerqueira. *Aplicação da modelagem ecológica com foco na dinâmica do fitoplâncton para avaliação da qualidade da água do lago Paranoá – DF*. 2015. 161 f. Dissertação (Mestrado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos) – Faculdade de Tecnologia, Universidade de Brasília, Brasília, 2015.
- BARBOSA, C. C.; MINOTTI, R. T.; GOMES, L. N. L. *Análise de sensibilidade e otimização da calibração do modelo GLM aplicado ao lago Paranoá, Brasília-DF*. In: XXI SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, Brasília, 2015.
- BARTRAM, J.; BALANCE, R. *Water Quality Monitoring - A Practical Guide to the Design and Implementation of Freshwater Quality Studies and Monitoring Programmes*. London: E & FN Spon, 1996, 383p.

- BÄUERLE, E.; OLLINGER, D.; ILMBERGER, J. Some meteorological, hydrological, and hydrodynamical aspects of Upper Lake Constance. *Arch. Hydrobiol. Spec. Issues Advanc. Limnol*, v. 53, p. 31-83, 1998.
- BELÚCIO, L. P.; SILVA, A. P. N.; SOUZA, L. R.; MOURA, G. B. A. Radiação solar global estimada a partir da insolação para Macapá (AP). *Revista Brasileira de Meteorologia*, vol. 29, n. 4, p. 494-504, 2014.
- BOCANIOV, S. A.; ULLMANN, C.; RINKE, K.; LAMB, K. G.; BOEHRER, B. Internal waves and mixing in a stratified reservoir: Insights from three-dimensional modeling. *Limnologica*, v. 49, p. 52-67, 2014.
- BONANSEA, M.; RODRIGUEZ, M. C.; PINOTTI, L.; FERRERRO, S. Using multi-temporal Landsat imagery and linear mixed models for assessing water quality parameters in Río terceiro reservoir (Argentina). *Remote Sensing of Environment*, v. 158, p. 28-41, 2015.
- BRANCO, C.W.C.; KOZLOWSKY-SUZUKI, B.; SOUSA-FILHO, I.F.; GUARINO, A.W.S.; ROCHA, R.J. Impact of climate on the vertical water column structure of Lajes Reservoir (Brazil): a tropical reservoir case. *Lakes & Reservoirs: Research and Management*, v. 14, p. 175-191, 2009.
- BROOKS, S.; GELMAN, A.; JONES, G. L.; MENG, X. *Handbook of Markov Chain Monte Carlo*. Boca Raton: CRC Press, 2011, 620 p.
- BRUCE, L. C.; FRASSL, M. A.; ARHONDITSIS, G. B.; GAL, G.; HAMILTON, D. P.; HANSON, P. C.; HETHERINGTON, A. L.; MELACK, J. M.; READ, J. S.; RINKE, K.; RIGOSI, A.; TROLLE, D.; WINSLOW, L.; ADRIAN, R.; AYALA, A. I.; BOCANIOV, S. A.; BOEHRER, B.; BOON, C.; BROOKES, J. D.; BUECHE, T.; BUESCH, B. D.; COPETTI, D.; CORTÉS, A.; EYTO, E.; ELLIOTT, J. A.; GALLINA, N.; GILBOA, Y.; GUYENNON, N.; HUANG, L.; KERIMOGLU, O.; LENTERS, J. D.; MACINTYRE, S.; MAKLER-PICK, V.; MCBRIDE, C. G.; MOREIRA, S.; ÖZKUNDAKCI, D.; PILOTTI, M.; RUEDA, F. J.; RUSAK, J. A.; SAMAL, N. R.; SCHMID, M.; SHATWELL, T.; SNORTHHEIN, C.; SOULIGNAC, F.; VALERIO, G.; VAN DER LINDEN, L.; VETTER, M.; VINÇON-LEITE, B.; WANG, J.; WEBER, M.; WICKRAMARATNE, C.; WOOLWAY, R. I.; YAO, H.; HIPSE, M. R. A multi-lake comparative analysis of the General Lake Model (GLM): Stress-testing across a global observatory network. *Environmental Modelling & Software*, v. 102, p. 274-291, 2018.
- BUECHE, T.; HAMILTON, D. P.; VETTER, M. Using the General Lake Model (GLM) to simulate water temperatures and ice cover of a medium-sized lake: a case study of Lake Ammersee, Germany. *Environmental Earth Sciences*, v. 76, p. 1-14, 2017.
- BUECHE, T.; VETTER, M. Simulating water temperatures and stratification of a pré-alpine lake with a hydrodynamic model: calibration and sensitivity analysis of climatic input parameters. *Hydrological Processes*, v. 28, p. 1450-1464, 2014.
- BURIOL, G. A.; ESTEFANEL, V.; HELDWEIN, A. B.; PRESTES, S. D.; HORN, J. F. C. Estimativa da radiação solar global a partir dos dados de insolação, para Santa Maria – RS. *Ciência Rural*, 2012.
- CASTRO, R. M. G. *Energias renováveis e produção descentralizada: introdução à energia eólica*. Apostila de aula. Universidade Técnica de Lisboa, Instituto Superior Técnico, 2003.
- CHANDER, G.; MARKHAM, B. L.; HELDER, D. L. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote Sensing of Environment*, V. 113, P. 893-903, 2009.

- CHIN, D. A. *Water-Quality Engineering in Natural Systems: Fate and Transport Processes in the Water Environment*. New Jersey: John Wiley & Sons, Inc, 2006, 629p.
- COLOMBO, G. T.; MANNICH, M. *Estudo da estratificação térmica do reservatório Vossoroca*. In: XXII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, Florianópolis, 2017.
- COPASA – COMPANHIA DE SANEAMENTO DE MINAS GERAIS. *Nota Técnica – Estimativa de disponibilidade hídrica do sistema Serra Azul para o ano de 2014*. Belo Horizonte, 2014.
- COUTINHO, L. S.; LORENZZETTI, J. A. *Estudo da variabilidade do campo de temperatura de superfície da água no reservatório de Furnas, Minas Gerais por meio de dados termais MODIS e Landsat 8*. In: XVII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, João Pessoa, 2015.
- CROSMAN, E. T.; HOREL, J. D. MODIS-derived surface temperature of the Great Salt Lakes. *Remote Sensing of Environment*, v. 113, p. 73-81, 2009.
- CURTARELLI, M. P.; ALCÂNTARA, E. H.; RENNÓ, C. D.; ASSIREU, A. T.; BONNET, M. P.; STECH, J. L. Modelling the surface circulation and thermal structure of a tropical reservoir using three-dimensional hydrodynamic lake model and remote-sensing data. *Water and Environment Journal*, v. 28, n. 4, p.516-525, 2013.
- CURTARELLI, M. P.; OGASHAWARA, I.; ALCÂNTARA, E. H.; STECH, J. L. Coupling remote sensing bio-optical and three-dimensional hydrodynamic modeling to study the phytoplankton dynamics in a tropical hydroelectric reservoir. *Remote Sensing of Environment*, vol. 157, p. 185-198, 2014.
- DANTAS, A. A. A.; CARVALHO, L. G.; FERREIRA, E. Estimativa da radiação solar global para a região de Lavras, MG. *Ciência e Agrotecnologia*, vol. 27, n. 6, p. 1260-1263, 2003.
- DANTAS, Ê. W.; BITTENCOURT-OLIVEIRA, M. DO C.; MOURA, A. DO N. Dynamics of phytoplankton associations in three reservoirs in northeastern Brazil assessed using Reynolds' theory. *Limnologia*, v. 42, n. 1, p. 72–80, 2012.
- DÖRNHÖFER, K.; OPPELT, N. Remote sensing for lake research and monitoring – recent advances. *Ecological Indicators*, v. 64, p. 105-122, 2016.
- DRUMOND, Marcos Machado. *Análise comparativa de metodologias para estudo de vazões de enchentes: determinação e sintetização de Hidrogramas Unitários na Bacia Representativa de Juatuba – MG*. 1994. 107 f. Dissertação (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Escola de Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1994.
- DRUMOND, Marcos Machado. *A técnica de traçadores e o seu uso potencial para ampliar o conhecimento hidrológico sobre as bacias brasileiras: um estudo aplicado à bacia representativa de Juatuba - MG*. 2004. 216 f. Tese (Doutorado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Escola de Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2004.
- ELÇI, S. Effects of thermal stratification and mixing on reservoir water quality. *Limnology*, v. 9, no. 2, p. 135-142, 2008.
- ENGESAT. *Imagem de satélite: como escolher?* Disponível em: <<http://www.engesat.com.br/como-escolher-imagem-de-satelite/>>. Acesso em: 25 dez. 2018.

- ESTEVEES, F. A. *Fundamentos de Limnologia*. 3. ed. Rio de Janeiro: Interciência, 2011, 826 p.
- FENOCCHI, A.; ROGORA, M.; MAROBITO, G.; MARCHETTO, A.; SIBILLA, S.; DRESTI, C. Applicability of a one-dimensional coupled ecological-hydrodynamic numerical model to future projections in a very deep large lake (Lake Maggiore, Northern Italy/Southern Switzerland). *Ecological Modelling*, v. 392, p. 38-51, 2019.
- FERNANDES, Denise Pires. *Indícios de degradação ambiental em um reservatório oligotrófico (Reservatório de Serra Azul, MG – Brasil): avaliação limnológica, morfometria, batimetria e modelagem hidrodinâmica*. 2012. 113 f. Dissertação (Mestrado em Ecologia, Conservação e Manejo da Vida Silvestre) – Instituto de Ciências Biológicas, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2012.
- FERNANDEZ, R. L.; BUSTAMANTE, A. Uso de indicadores físicos en la caracterización hidrodinámica de embalses de la región central argentina. . In: XXIV CONGRESO LATINOAMERICANO DE HIDRÁULICA, Punta del Este, 2010.
- FERRIS, J. M.; BURTON, H. R. The annual cycle of heat content and mechanical stability of hypersaline Deep Lake, Vestfold Hills, Antarctica. *Hydrobiologia*, v. 165, p. 115-128, 1988.
- FIGUEIREDO, Divino. Apostila: *Conceitos Básicos de Sensoriamento Remoto*. 2005.
- FISCHER, H. B.; LIST, E. G.; KOH, R. C. Y.; IMBERGER, J.; BROOKS, N. H. *Mixing in Inland and Coastal Waters*. Academic Press, 1979.
- FORD, D. E.; JOHNSON, L. S. An Assessment of reservoir Mixing Processes. *Technical Report E-86-7*. Prepared by Ford, Thornton, Norton and Associates, Ltd., for the US Army Corps of Engineers. Vicksburg, Little Rock, Arkansas, 1986.
- FOX, D. G. Judging Air Quality Model Performance. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 62, p. 599-609, 1981.
- FRAGOSO JR, C. R. *Modelagem de reservatórios em zonas tropicais: parâmetros brasileiros*. In: I ENCONTRO NACIONAL DE HIDROINFORMÁTICA, Fortaleza, 2008.
- FRAGOSO JR, Carlos Ruberto. *Modelagem tridimensional da estrutura trófica em ecossistemas aquáticos continentais rasos*. 2009. 309 f. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.
- GAL, G.; IMBERGER, J.; ZOHARY, T.; ANTENUCCI, J.; ANIS, A.; ROSENBERG, T. Simulating the thermal dynamics of Lake Kinneret. *Ecological Modelling*, v. 162, p. 69 – 86, 2003.
- GASPAROTO, Esthevan Augusto Goes Gasparoto. *Estatística espacial e sensoriamento remoto para predição volumétrica em florestas de Eucalyptus spp.* 2016. 119 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz – Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2016.
- GELDA, R. K.; OWENS, E. M.; EFFLER, S. W. Calibration, verification and an application of a two-dimensional hydrothermal model (CE-QUAL-W2(t) for Cannonsville Reservoir. *Journal of Lake and Reservoir Management*, v. 14, p. 186-196, 1998.
- GIARDINO, C.; BRESCIANI, M.; STROPPIANA, D.; OGGIONI, A.; MORABITO, G. Optical remote sensing of lakes: an overview on Lake Maggiore. *Journal of Limnology*, v. 73, p. 201-214, 2014.

- GIARDINO, C.; BRESCIANI, M.; VILLA, P.; MARTINELLI, A. Application of remote sensing in water resource management: the case study of Lake Trasimeno, Italy. *Water Resources Management*, v. 24, p. 3885–3899, 2010.
- HANDCOCK, R. N.; TORGERSEN, C. E.; CHERKAUER, K. A.; GILLESPIE, A. R.; TOCKNER, K.; FAUX, R. N.; TAN, J. Thermal Infrared Remote Sensing of Water Temperature in Riverine Landscapes. In: CARBONNEAU, P. E.; PIÉGAY, H. (Ed.) *Fluvial Remote Sensing for Science and Management*. New Jersey: John Wiley & Sons, Ltd, 2012. p. 85-113.
- HETHERINGTON, A.L.; SCHNEIDER, R.L.; RUDSTAM, L.G.; GAL, G.; DEGAETANO, A.T.; WALTER, M.T. Modelling climate change impacts on the thermal dynamics of polymictic Oneida Lake, New York, United States. *Ecological Modelling*, v. 300, p. 1 – 11, 2015.
- HIPSEY, M. R., BRUCE, L.C., HAMILTON, D.P. *GLM - General Lake Model: Model Overview and User Information*. AED Report #26. The University of Western Australia, Perth, Australia, 2014, p. 42.
- HIPSEY, M. R., BRUCE, L.C., BOON, C.; BUSCH, B.; CAREY, C. C.; HAMILTON, D.P.; HANSON, P. C.; READ, J. S.; SOUSA, E.; WEBER, M.; WINSLOW, L. A. A General lake Model (GLM 2.4) for linking with high-frequency sensor data from the Global Lake Ecological Observatory Network (GLEON). *Geoscientific Model Development*, <https://doi.org/10.5194/gmd-2017-257>, in review, 2017.
- HORNUNG, Ralf. *Numerical Modelling of Stratification in Lake Constance with the 1-D Hydrodynamic Model DYRESM*. 2002. 111 f. Master's Thesis. (Master of Science Program - Water Resources Engineering and Management) - Universität Stuttgart, Stuttgart, Germany, 2002.
- HUANG, L.; WANG, J.; ZHU, L.; JU, J.; DAUT, G. The warming of lakes on the Tibetan Plateau: evidence from a lake model simulation of Nam Co, China, during 1979-2012. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 122, p. 13.195-13.107, 2017.
- HULLEY, G. C.; HOOK, S. J.; SCHNEIDER, P. Optimized Split-window coefficients for deriving surface temperatures from inland water bodies. *Remote Sensing of Environment*, v. 115, p. 3758-3769, 2011.
- IDSO, S. B. On the concept of lake stability. *Limnology and Oceanography*, v. 18, p. 681-683, 1973.
- INMET – INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. *Normas climatológicas do Brasil 1981 – 2010*. Disponível em < <http://www.inmet.gov.br> > Acesso em: 20 mai. 2018.
- JENSEN, J. R. *Remote Sensing of the Environment*. 2. ed. Upper Saddle River: Pearson Education, Inc, 2007, 592 p.
- JL, Z. *Hydrodynamics and Water Quality Modeling Rivers, Lakes, and Estuaries*. New Jersey: John Wiley & Sons, Inc, 2008. 702 p.
- JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; SOBRINO, J. A. A generalized single-channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data. *Journal of Geophysical Research*, v. 108, n. D22, 2003.
- JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; CRISTÓBAL, J.; SOBRINO, J. A.; SÒRIA, G.; NINYEROLA, M.; PONS, X. Revision of the Single-Channel Algorithm for Land Surface Temperature

- Retrieval From Landsat Thermal-Infrared Data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 47 (1), p. 339-349, 2009.
- KÖPPEN, W. *Climatología: un estudio de los climas de la tierra*. México: Fondo de Cultura Económica, 1948. 478 p.
- LAINE, M. *MCMC toolbox for Matlab*. Disponível em: <http://aed.see.uwa.edu.au/research/models/GLM/related_software.html>. Acesso em: 15 dez. 2018.
- LAMARO, A. A.; MARIÑELARENA, A.; TORRUSIO, S. E.; SALA, S. E. Water surface temperature estimation from Landsat 7 ETM+ thermal infrared data using the generalized single-channel method: Case study of Embalse del Río Tercero (Córdoba, Argentina). *Advances in Space Research*, v. 51, p. 492-500, 2013.
- LEITE, D. O.; PRADO, R. J. Espectroscopia no infravermelho: uma apresentação para o Ensino Médio. *Revista Brasileira de Ensino de Física*, v. 34, n. 2, 2012.
- LE MOS, Wictor Edney Dajtenko. *Monitoramento e gestão da qualidade da água em reservatórios incorporando processos hidrodinâmicos e climáticos de regiões tropicais semiáridas*. 2011. 164 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Escola de Engenharia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2011.
- LEWIS, W. M., JR. Tropical Limnology. *Annual Review of Ecology and Systematics*, v. 18, p. 159-184, 1987.
- LEWIS, W. M., JR. Comparisons of phytoplankton biomass in temperate and tropical lakes. *Limnology Oceanography*, v. 35, n. 8, p. 1838-1845, 1990.
- LEWIS, W. M., JR. Basis for the protection and management of tropical lakes. *Lakes & Reservoirs: Research and Management*, v. 5, p. 35-48, 2000.
- LI, X.; HAO, L.; YANG, L.; LI, G. Enhanced lake-eutrophication model combined with a fish sub-model using a microcosm experiment. *Environmental Science and Pollution Research*, p. 1-16, 2019.
- LI, Y.; ZHANG, Q.; ZHANG, L.; ZHIQIANG, T.; YAO, J. Investigation of Water Temperature Variations and Sensitivities in a Large Floodplain Lake System (Poyang Lake, China) Using a Hydrodynamic Model. *Remote Sensing*, v. 9, p. 12-31, 2017.
- LILLESAND, T. M.; KIEFER, R. W. *Remote sensing and image interpretation*. 2. ed. New York: John Wiley & Sons, Inc, 1987, 721 p.
- LIU, L.; ZHANG, Y. Urban heat island analysis using the Landsat TM data and ASTER data: a case study in Hong Kong. *Remote Sensing*, v. 3, p. 1535-1552, 2011.
- LIU, W. T. H. *Aplicações de sensoriamento remoto*. Campo Grande: Editora Uniderp, 2007, 881 p.
- LOBO, F. L.; COSTA, M. P. F.; NOVO, E. M. L. M. Time-series of Landsat-MSS/TM/OLI images over Amazonian Waters impacted by gold mining activities. *Remote Sensing of Environment*, v. 157, p. 170-184, 2015.
- LORENZETTI, J. A. *Princípios físicos de sensoriamento remoto*. São Paulo: Blucher, 2015, 293 p.
- LUTGENS, F. K.; TARBUCK, E. J. *The atmosphere: na introduction to meteorology*. 11ª ed. New York: Prentice Hall, 2010, 527 p.

- LUO, L.; HAMILTON, D.; LAN, J.; MCBRIDE, C.; TROLLE, D. Autocalibration of a one-dimensional hydrodynamic-ecological model (DYRESM 4.0-CAEDYM 3.1) using a Monte Carlo approach: simulations of hypoxic events in a polymitic lake. *Geoscientific Model Development*, v. 11, p. 903-913, 2018.
- MAGALHÃES JUNIOR, A.P.; COTA, G.E.M.; LEMOS, R.S. Contradições e desafios para a proteção de mananciais hídricos em Minas Gerais – os casos das Áreas de Proteção Especial de Vargem das Flores e Serra Azul – Região Metropolitana de Belo Horizonte. *Caminhos da Geografia*, v. 3, n. 60, p. 89-104, 2016.
- MAILLARD, P.; PIVARI, M. O.; LUIS, C. H. P. Remote sensing for mapping and monitoring wetlands and small lakes in southeast Brazil. *Remote Sensing of Planet Earth*, Dr Yann Chemin (Ed.), ISBN: 978-953-307-919-6, InTech, 2012.
- MANNICH, M.; BERNARDO, J. W. Y.; POLLI, B. A.; ZAHN, E.; BLENINGER, T. B.; FERNANDES, C. V. S. *Análise da estratificação térmica no reservatório Vossoroça através de índices físicos*. XX SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, Bento Gonçalves, 2013.
- MARTYNOV, A.; SUSHAMA, L.; LAPRISE, R. Simulation of temperate freezing lakes by one-dimensional lake models: performance assessment for interactive coupling with regional climate models. *Boreal Environment Research*, v. 15, n. 2, p. 143-164, 2010.
- MATTHEWS, M. W.; BERNARD, S.; WINTER, K. Remote sensing of cyanobacteria-dominant algal blooms and water quality parameters in Zeekoevlei, a small hypertrophic lake, using MERIS. *Remote Sensing of Environment*, v. 114, p. 2070-2087, 2010.
- MATHWORKS INC. *MATrix LABoratory (MATLAB) R2010a*. Natick, Massachusetts, United States.
- MATOS, A. C. S.; LEMOS, R. S.; SILVA, T. F. G.; ELEUTÉRIO, J. C. E.; NASCIMENTO, N. O. *Evolução do uso e ocupação do solo em mananciais de abastecimento metropolitano na Região Metropolitana de Belo Horizonte, estado de Minas Gerais*. In: XXII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, Florianópolis, 2017.
- MAZIERO, Jonas. *Introdução ao Método de Monte Carlo: exemplos de aplicação*. 2007. 41 f. Trabalho parcial de graduação (Graduação em Física) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2007.
- MENCIÓ, A.; CASAMITJANA, X.; MAS-PLA, J.; COLL, N.; COMPTE, J.; MARTINOY, M.; PASCUAL, J.; QUINTANA, X. D. Groundwater dependence of coastal lagoons: The case of La Pletera salt marshes (NE Catalonia). *Journal of Hydrology*, v. 552, p. 793-806, 2017.
- MENESES, P. R.; ALMEIDA, T. *Introdução ao Processamento de Imagens de Sensoriamento Remoto*. Universidade de Brasília, Brasília, 2012.
- MEDEIROS, L. C.; MATTOS, A.; LÜRLING, M.; BECKER, V. Is the future blue-green or brown? The effects of extreme events on phytoplankton dynamics in a semi-arid man-made lake. *Aquatic Ecology*, v. 49, n. 3, p. 293–307, 2015.
- MELO, Danilo Heitor Caíres Tinoco Bisneto. *Uso de dados IKONOS II na análise urbana: testes operacionais na zona leste de São Paulo*. 2003. 148 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2003.

- MERTES, L. A. K.; DEKKER, A. G.; BRAKENRIDGE, G. R.; BIRKETT, C. M.; LÉTOURNEAU, G. Rivers and Lakes. In: USTIN, S. L. (Ed.) *Manual of Remote Sensing*, v. 4: Remote Sensing for Natural Resource Management and Environmental Monitoring. 3. ed. New York: John Wiley & Sons, Inc, 2004, p. 345-400.
- MOELETSI, M. E.; SHABALALA, Z. P.; NYSSCHEN, G. D.; WALKER, S. Evaluation of an inverse distance weighting method for patching daily and dekadal rainfall over the Free State Province, South Africa. *Water AS*, vol. 42, n. 3, 2016.
- MOTA, Tainá Ulhoa. *Associação entre os métodos SCS-CN e GRADEX para cálculo de vazões máximas*. 2016. 150 f. Dissertação (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Escola de Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2016.
- NAGHETTINI, M.; PINTO, E. J. A. *Hidrologia Estatística*. Belo Horizonte: CPRM Serviço Geológico do Brasil, 2007, 561 p.
- NASA – NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION. *A Landsat Timeline*. 2015. Disponível em: <<https://landsat.gsfc.nasa.gov>>. Acesso em: 25 dez. 2018.
- NDOSSI, M. I.; AVDAN, U. Application of open source coding Technologies in the production of land surface temperature (LST) maps from Landsat: a PyQGIS Plugin. *Remote Sensing*, v. 8, n. 413, 2016.
- NEVES, Betânia Vilas Boas. *Geoprocessamento como ferramenta no estudo de correlação entre a dinâmica da cobertura vegetal e a evapotranspiração na bacia do Ribeirão Serra Azul – MG*. 2005. 229 f. Dissertação (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Escola de Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2005.
- NEVES, M. A.; FONSECA, L. C.; MACEDO, L. C. B.; ALVES, J. P. H. *Estratificação da coluna d'água do reservatório do rio Poxim, São Cristóvão - Sergipe*. In: XIII SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE, Aracajú, 2016.
- NOVO, E. L. M. *Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações*. 4ª ed. São Paulo: Blucher, 2010, 387 p.
- OLIVEIRA, Sílvia Corrêa. Apostila: *Tratamento estatístico de dados ambientais*. Programa de Pós-Graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos – SMARH, Universidade Federal de Minas Gerais, 2014.
- O'SULLIVAN, P. E.; REYNOLDS, C. S. *The Lakes Handbook – Volume 1 – Limnology and Limnetic Ecology*. Malden: Blackwell Science Ltd, 2004, 710p.
- PAHLEVAN, N.; GERACE, A. D.; SCHOTT, J. R. *Using thermal remote sensing as a tool for calibrating a hydrodynamic model in inland waters*. In: SPIE Defense, Security, and Sensing, Orlando, Florida, United States, 2011.
- PALMER, S. C. J.; KUTSER, T.; HUNTER, P. D. Remote sensing of inland waters: Challenges, progress and future directions. *Remote Sensing of Environment*, v. 157, p. 1-8, 2015.
- PANDYA, M. R.; SHAH, D. B.; TRIVEDI, H. J.; DARJI, N. P.; RAMAKRISHNAN, R.; PANIGRAHY, S.; PARIHAR, J. S.; KIRANKUMAR, A. S. Retrieval of land surface temperature from the Kalpana-1 VHRR data using a single-channel algorithm and its validation over western India. *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, v. 94, p. 160-168, 2014.

- PARSHOTAM, A.; OZKUNDAKCI, D.; MCBRIDE, C.; HAMILTON, D. A hydrodynamic-ecological model for lake Rerewhakaaitu. In: 21st INTERNATIONAL CONGRESS ON MODELLING AND SIMULATION, Gold Coast, Australia, 2015.
- PAULA, Renato Ricardo de. *Método de Monte Carlo e Aplicações*. 2014. 83 f. Monografia (Graduação em Matemática) – Universidade Federal Fluminense, Volta Redonda, 2014.
- PEETERS, F.; LIVINGSTONE, D.; GOUDSMIT, G.; KIPFER, R.; FORSTER, R. Modeling 50 years of historical temperature profiles in a large central European lake. *Am.Soc. Limnol. Oceanography*, v. 47, p. 186-197, 2002.
- PEIXOTO, Esperança de Lacerda. *Caracterização e perspectivas do Parque Estadual do Rio Doce – MG: uma abordagem a partir de imagens de sensoriamento remoto e fotografias hemisféricas de dossel*. 2012. 105 f. Dissertação (Mestrado em Análise e Modelagem de Sistemas Ambientais) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2012.
- PERROUD, M.; GOYETTE, S.; MARTYNOV, A.; BENISTON, M.; ANNEVILLE, O. Simulation of multiannual thermal profiles in deep Lake Geneva: A comparison of one-dimensional lake models. *Limnology and Oceanography*, v. 54, n. 5, p. 1574-1594, 2009.
- PINARDI, M.; FENOCCHI, A.; GIARDINO, C.; SIBILLA, S.; BARTOLI, M.; BRESCIANI, M. Assessing Potential Algal Blooms in a Shallow Fluvial Lake by Combining Hydrodynamic Modelling and Remote-Sensed Images. *Water*, v. 7, p. 1921-1942, 2015.
- POLITI, E.; CUTLER, M. E. J.; ROWAN, J. S. Using the NOAA Advanced Very High Resolution Radiometer to characterise temporal and spatial trends in water temperature of large European lakes. *Remote Sensing of Environment*, v. 126, p. 1-11, 2012.
- POLLI, B. A.; BLENINGER, T. Reservoir 1D heat transport model. *Journal of Applied Water Engineering and Research*, p. 1-16, DOI 10.1080/23249676.2018.1497560, 2018.
- PÔSSA, E. M.; MAILLARD, P.; GOMES, M. F.; SILVA, I. S. M.; LEÃO, G. O. *On water surface delineation in rivers using Landsat-8, Sentinel-1 and Sentinel-2 data*. In: SPIE Remote Sensing, Berlin, Germany, 2018.
- PROFETA, André Luiz. *Estimativa da evapotranspiração real em área de relevo acidentado utilizando o Sebal*. 2017. 82 f. Dissertação (Mestrado em Análise e Modelagem de Sistemas Ambientais) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2017.
- POUR, H. K.; DUGUAY, C. R.; MARTYNOV, A.; BROWN, L. C. Simulation of surface temperature and ice cover of large northern lakes with 1-D models: a comparison with MODIS satellite data and *in situ* measurements. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, v. 64, p. 1-20, 2012.
- QGIS Development Team (2017). QGIS Geographic Information System 2.18.14. Open Source Geospatial Foundation Project. <https://qgis.org/en/site/>.
- QIN, Z.; KARNIELI, A. A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region. *International Journal of Remote Sensing*, v. 22, n. 18, p. 3719-3746, 2001.
- R CORE TEAM. *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria, 2017. <<https://www.R-project.org/>>.
- 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 modeling and software*, v. 26, p. 1325-1336, 2011.
- READ, J. S.; WINSLOW, L. A.; HANSEN, G. J. A.; VAN DEN HOEK, J.; HANSON, P. C.; BRUCE, L. C.; MARKFORT, C. D. Simulating 2368 temperate lakes reveals weak coherence in stratification phenology. *Ecological Modelling*, v. 291, p. 142–150, 2014.
- READ, J. S.; WINSLOW, L. A. *GLMtools Functions*. R package version 2.5.2. 2016. <<https://github.com/USGS-R/glmtools>>. Acesso em: 10 out. 2018.
- REIS, Rui Bran Januário dos. *Estudo comparativo de modelos climatológicos de estimativa de evaporação no lago Serra Azul, MG*. 1996. 109 f. Dissertação (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Escola de Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1996.
- RIBEIRO, João Rui Dias Pinto. *A detecção remota no inventário florestal – Análise das potencialidades da utilização das imagens de satélite*. 2007. 153 f. Dissertação (Mestrado em Ciência e Sistemas de Informação Geográfica) – Instituto Superior de Estatística e Gestão de Informação, Universidade Nova de Lisboa, Lisboa, 2007.
- RIGOSI, A.; MARCÉ, R.; ESCOT, C.; RUEDA, F. J. A calibration strategy for dynamic succession models including several phytoplankton groups. *Environmental Modelling & Software*, v. 26, p. 697-710, 2011.
- RIGOSI, A.; RUEDA, F. J. Propagation of uncertainty in ecological models of reservoirs: From physical to population dynamic predictions. *Ecological Modelling*, v. 247, p. 199-209, 2012.
- ROBERTSON, D. M.; IMBERGER, J. Lake Number, a quantitative indicator of mixing used to estimate changes in dissolved oxygen. *International Revue ges. Hydrobiol*, v. 74, p. 159-176, 1994.
- RODRÍGUEZ, Y. C.; ANJOURMI, A.; GÓMEZ, J. A. D.; PÉREZ, D. R.; RICO, E. Using Landsat image time series to study a small water body in Northern Spain. *Environmental Monitoring and Assessment*, v. 186, p. 3511-3522, 2014.
- SAMAL, N. R.; PIERSON, D. C. SCHNEIDERMAN, E.; HUANG, Y.; READ, J. S.; ANANDHI, A.; OWENS, E. M. Impacto f climate change on Cannonsville reservoir thermal structure in the New York City water supply. *Water Quality Research Journal of Canada*, v. 46, n. 1, p 389-405, 2012.
- SAMBONÍ, Andrés Mauricio Munar. *Pareamento Bacia-Lagoa usando modelagem hidrológica-hidrodinâmico e sensoriamento remoto*. 2017. 139 f. Tese (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2017.
- SAMPAIO, J. C. L.; PINTO, E. J. A. *Relatório de consistência pluviométrica: estações pluviométricas próximas ao reservatório Serra Azul*. Universidade Federal de Minas Gerais, 2018.
- SCHAEFFER, B. A.; SCHAEFFER, K.G.; KEITH, D.J.; LUNETTA, R.S.; CONMY, R.; GOULD, R.W. Barriers to adopting satellite remote sensing for water quality management. *International Journal of Remote Sensing*, v. 34, p. 7534–7544, 2013.
- SCHNEIDER, K.; MAUSER, W. Processing and accuracy of Landsat Thematic Mapper data for lake surface temperature measurement. *International Journal of Remote Sensing*, v. 17, n. 11, p. 2027-2041, 1996.

SCHOWENGERDT, R. A.; *Remote Sensing: models and methods for image processing*. 3ª ed. Burlington, MA: Academic Press, 2007, 515p.

SHARMA, S.; GRAY, D. K.; READ, J. S.; O'REILLY, C. M.; SCHNEIDER, P.; QUDRT, A.; GRIES, C.; STEFANOFF, S.; HAMPTON, S. E.; HOOK, S.; LENTERS, J. D.; LIVINGSTONE, D. M.; MCINTYRE, P. B.; ADRIAN, R.; ALLAN, M. G.; ANNEVILLE, O.; ARVOLA, L.; AUSTIN, J.; BAILEY, J.; BARON, J. S.; BROOKES, J.; CHEN, Y.; DALY, R.; DOKULIL, M.; DONG, B.; EWING, K.; EYTO, E.; HAMILTON, D.; HAVENS, K.; HAYDON, S.; HETZENAUER, H.; HENEBERRY, J.; HETHERINGTON, A. L.; HIGGINS, S. N.; HIXSON, E.; IZMEST'EVA, L. R.; JONES, B. M.; KANGUR, K.; KASPRZAK, P.; KÖSTER, O.; KRAEMER, B. M.; KUMAGAI, M.; KUUSISTO, E.; LESHKEVICH, G.; MAY, L.; MACINTYRE, S.; MÜLLER-NAVARRA, D.; NAUMENKO, M.; NOGES, P.; NOGES, T.; NIEDERHAUSER, P.; NORTH, R. P.; PATERSON, A. M.; PLISNIER, P.-D.; RIGOSI, A.; RIMMER, A.; ROGORA, M.; RUDSTAM, L.; RUSAK, J. A.; SALMASO, N.; SAMAL, N. R.; SCHINDLER, D. E.; SCHLADOW, G.; SCHMIDT, S. R.; SCHULTZ, T.; SILOW, E. A.; STRAILE, D.; TEUBNER, K.; VERBURG, P.; VOUTILAINEN, A.; WATKINSON, A.; WEYHENMEYER, G. A.; WILLIAMSON, C. E.; WOO, K. H. A global database of lake surface temperatures collected by *in situ* and satellite methods from 1985-2009. *Scientific Data*, p. 1-19, 2015.

SHONKWILER, R. W.; MENDIVIL, F. *Explorations in Monte Carlo Methods*. Berlin: Springer, 2009, 252 p.

SILVA, T.; VINÇON-LEITE, B.; LEMAIRE, B.; POAGUE, K.; NASCIMENTO, N. *Urban stormwater runoff impacts on the ecosystem of a tropical lake*. In: 36th IAHR WORLD CONGRESS, The Hague, 2015.

SIMON, R. N.; TORMOS, T.; DANIS, P.-A. Retrieving water surface temperature from archive LANDSAT thermal infrared data: Application of the mono-channel atmospheric correction algorithm over two freshwater reservoirs. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, v. 30, p. 247-250, 2014.

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

SNYDER, W. C.; WAN, Z.; ZHANG, Y.; FENG, Y. Z. Classification-based emissivity for and surface temperature measurement from space. *International Journal of Remote Sensing*, v. 19 n. 14, p. 2753–2774, 1998.

SOARES, Laura Melo Vieira. *Modelagem Hidrodinâmica e Ecológica de Reservatório Metropolitano Destinado à Produção de Água Potável*. 2018. 147 f. Dissertação (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Escola de Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2018.

SOARES, L. M. V.; SILVA, T.F.G., VINÇON-LEITE, B.; ELEUTÉRIO, J. C.; LIMA, L. C.; NASCIMENTO, N. O. *Modelagem de reservatório metropolitano destinado à produção de água potável: Uma ferramenta para avaliar os impactos da escassez hídrica sobre a hidrodinâmica de ambientes lênticos*. In: XXII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, Florianópolis, 2017.

SOBRINO, J. A.; JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; PAOLINI, L. Land surface temperature retrieval from Landsat TM 5. *Remote Sensing of Environment*, v. 90, p. 434-440, 2004.

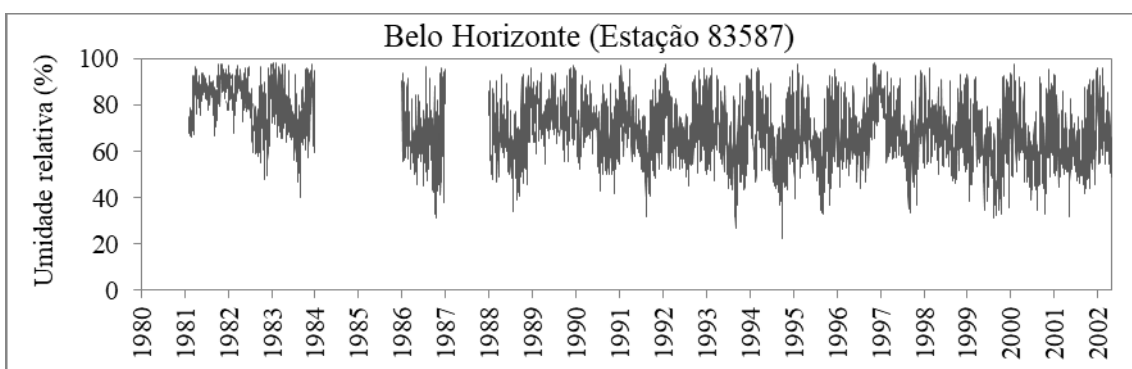
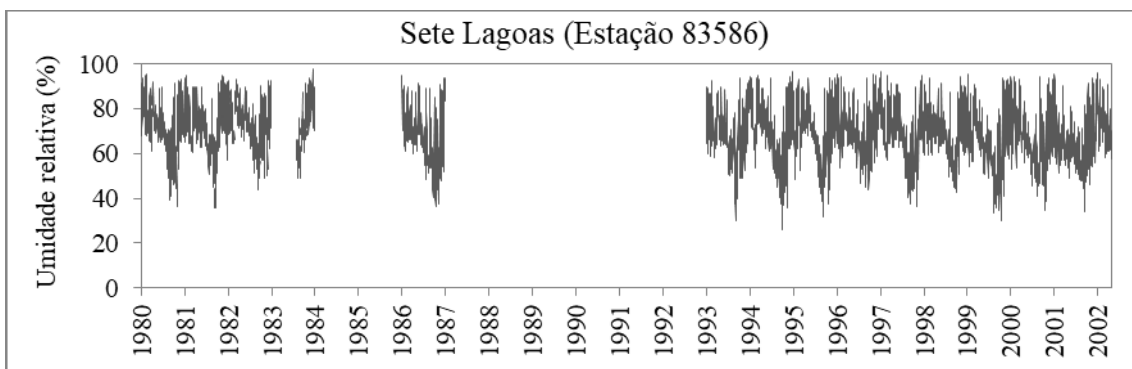
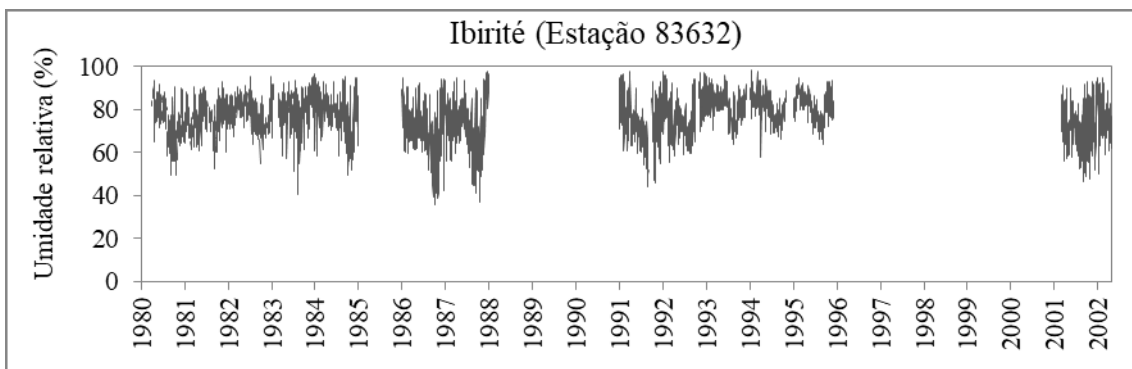
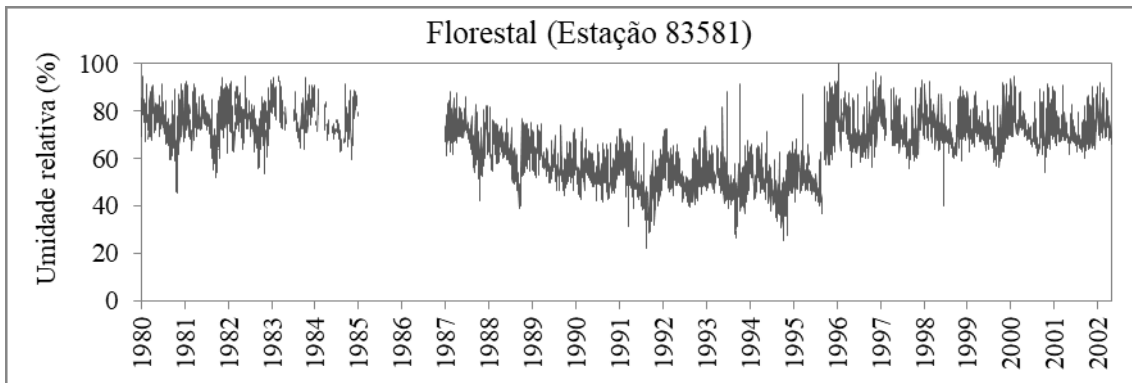
SOBRINO, J. A.; JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C. A single-channel algorithm for land-surface temperature retrieval from ASTER data. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, v. 7, n. 1, p. 176-179, 2010.

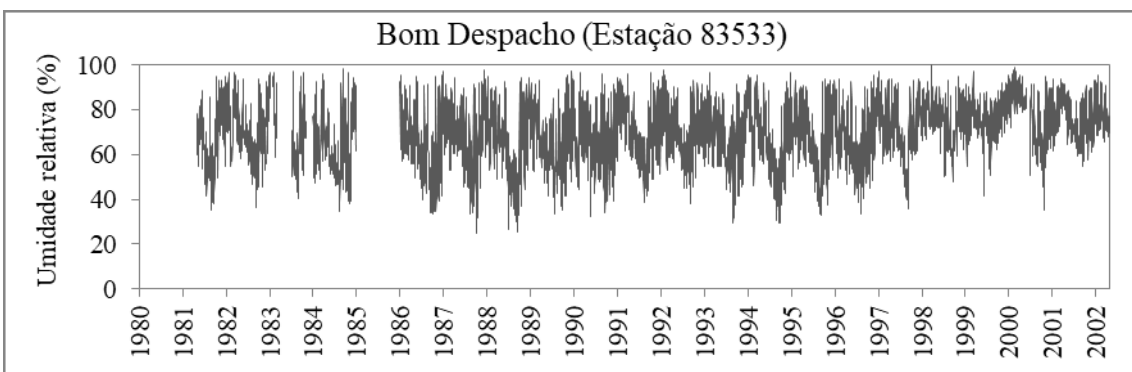
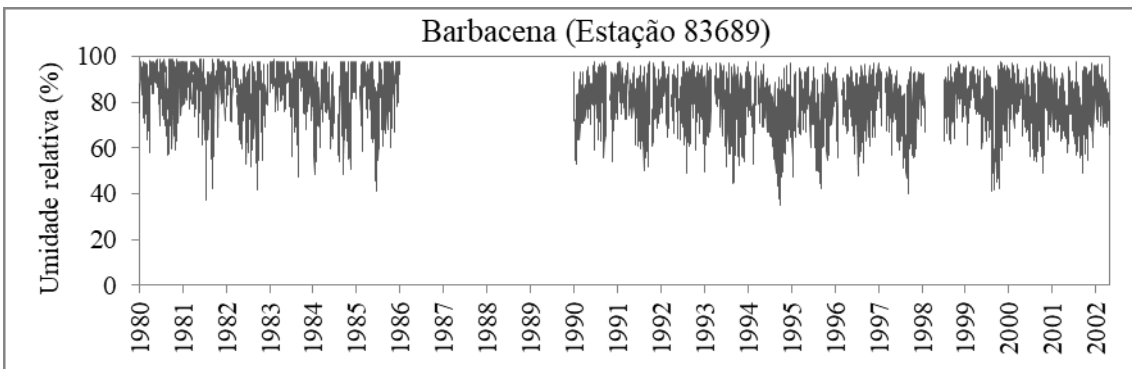
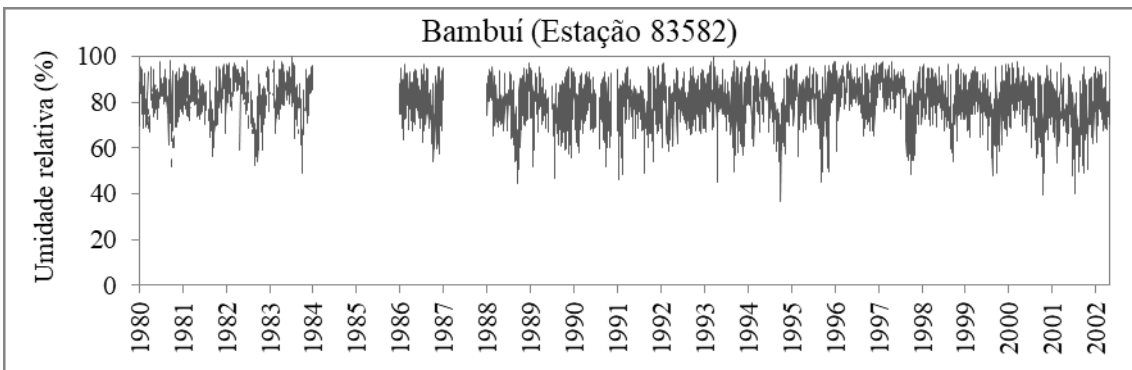
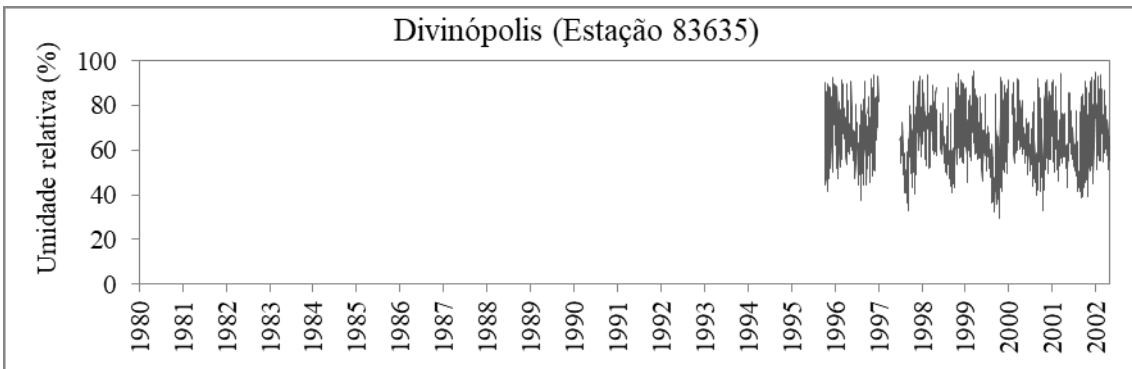
- SONG, K.; WANG, Z.; BLACKWELL, J.; ZHANG, B.; LI, F.; ZHANG, Y.; JIANG, G. Water quality monitoring using Landsat Thematic Mapper data with empirical algorithms in Chagan Lake, China. *Journal of Applied Remote Sensing*, v. 5, p. , 2011.
- SONG, X.; ZHANG, J.; ZHAN, C.; XUAN, Y.; YE, M.; XU, C. Global sensitivity analysis in hydrological modeling: Review of concepts, methods, theoretical framework, and applications. *Journal of Hydrology*, v. 523, p. 739-757, 2015.
- STEPANENKO, V. M.; GOYETTE, S.; MARTYNOV, A.; PERROUD, M.; FANG, X.; MIRONOV, D. First steps of a Lake Model Intercomparison Project: LaekMIP. *Boreal Environment Research*, v. 15, n. 2, p. 191-202, 2010.
- STEPANENKO, V. M.; JÖHNK, K. D.; MACHULSKAYA, E.; PERROUD, M.; SUBIN, Z.; NORDBO, A.; MAMMARELLA, I.; MIRONOV, D. Simulation of surface energy fluxes and stratification of a small boreal lake by a set of one-dimensional models. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, v. 66, p. 1-19, 2014.
- STRASKRABA, M.; TUNDISI, J.G. Guidelines of lake management - Reservoir Water Quality Management. In: *International Lake Environment Committee Foundation*, 236 p, 1999.
- SUBIN, Z. M.; RILEY, W. J.; MIRONOV, D. An improved lake model for climate simulation: model structure, evaluation, and sensitivity analyses in CESM1. *Journal of Advances in Modelling Earth Systems*, v. 4, p. 1-27, 2012.
- SUHAILA, J.; SAYANG, M. D.; JEMAIN, A. A. Revised Spatial Weighting Methods for Estimation of Missing Rainfall Data. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 44, n. 2, p. 93-104, 2008.
- TANENTZAP, A.; NORMAN D. Y.; KELLER, B.; GIRARD, R.; HENEBERRY, J.; GUNN, J. M.; HAMILTON, D. P.; TAYLOR, P. A. Cooling lakes while the world warms: effects of forest regrowth and increased dissolved organic matter on the thermal regime of a temperate, urban lake. *Limnology and Oceanography*, v. 53, p. 404-410, 2008.
- TANENTZAP, A. J.; HAMILTON, D. P.; YAN, N. D. Calibrating the Dynamic Reservoir Simulation Model (DYRESM) and filling required data gaps for one-dimensional thermal profile predictions in a boreal lake. *Limnology and Oceanography: Methods*, v. 5, p. 484-494, 2007.
- TAVARES, M. H.; MARQUES, D. M.; CUNHA, A. H. F.; RUHOFF, A. L.; FRAGOSO JR, C. R. *Comparação de estimativas da temperatura superficial de lagos por sensoriamento remoto: estudo de caso da lagoa Mangueira usando Landsat 7 ETM+ e o produto MODIS*. In: XIV SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE, Maceió, 2018.
- TAVERA, R.; MARTÍNEZ-ALMEIDA, V. Atelomixis as a possible driving force in the phytoplankton composition of Zirahuén, a warm-monomictic tropical lake. *Hydrobiologia*, v. 533, n. 1, p. 199-208, 2005.
- THIERY, W.; STEPANENKO, V. M.; FANG, X.; JÖHNK, K. D.; LI, Z.; MARTYNOV, A.; PERROUD, M.; SUBIN, Z. M.; DARCHAMBEAU, F.; MIRONOV, D.; VAN LIPZIG, N. P. M. LakeMIP Kivu: evaluating the representation of a large, deep tropical lake by a set of one-dimensional lake models. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, v. 66, p. 1-19, 2014.
- TOLENTINO, M.; ROCHA-FILHO, R. C. *A Química no Efeito Estufa*. Disponível em: <<http://qnint.sbg.org.br/novo/index.php?hash=tema.21>>. Acesso em: 1 de set 2018.

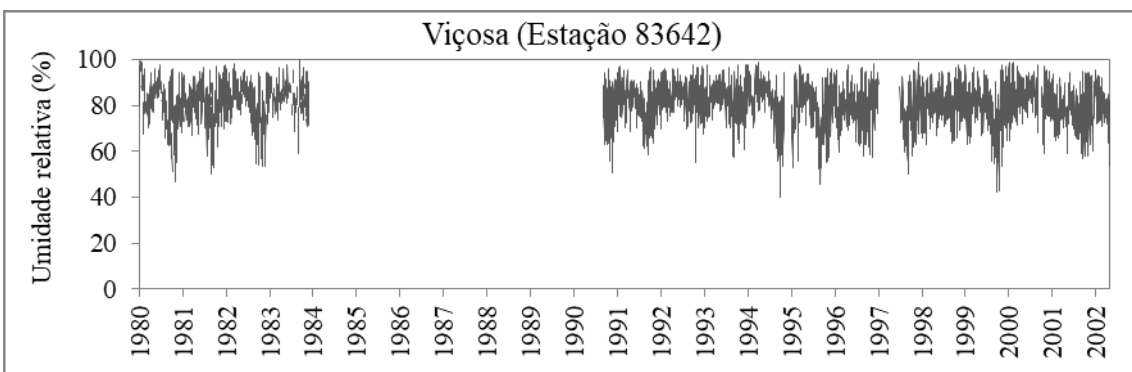
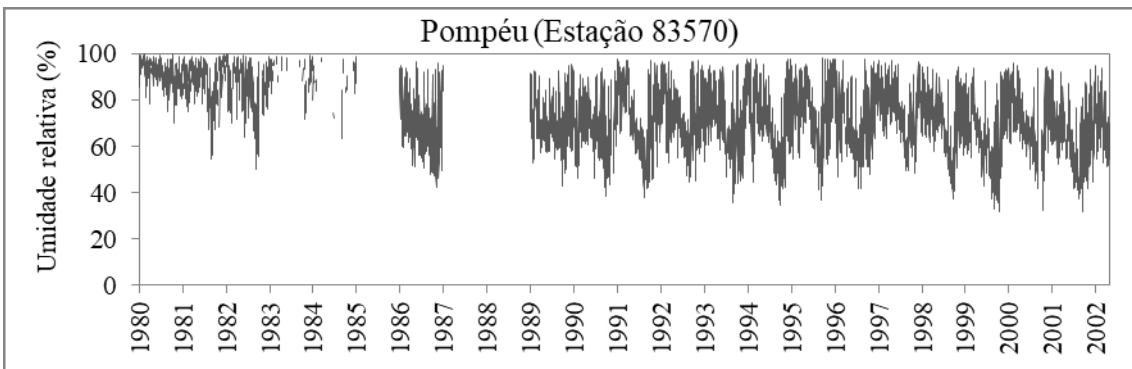
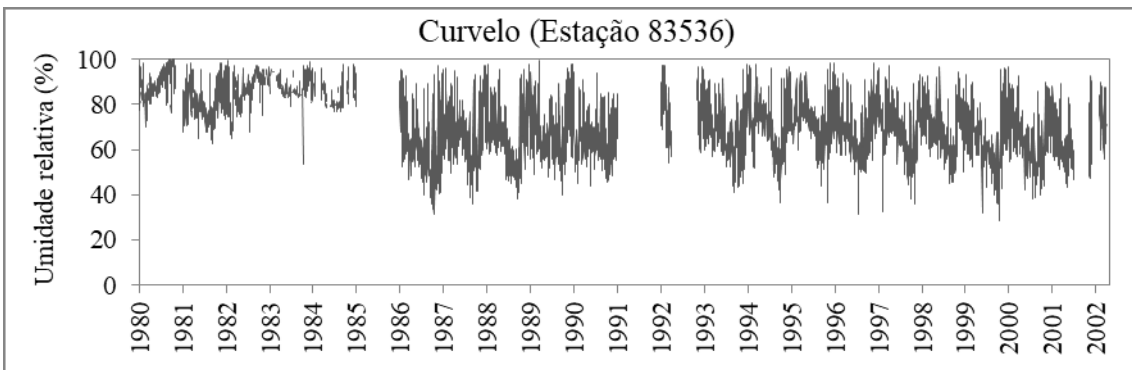
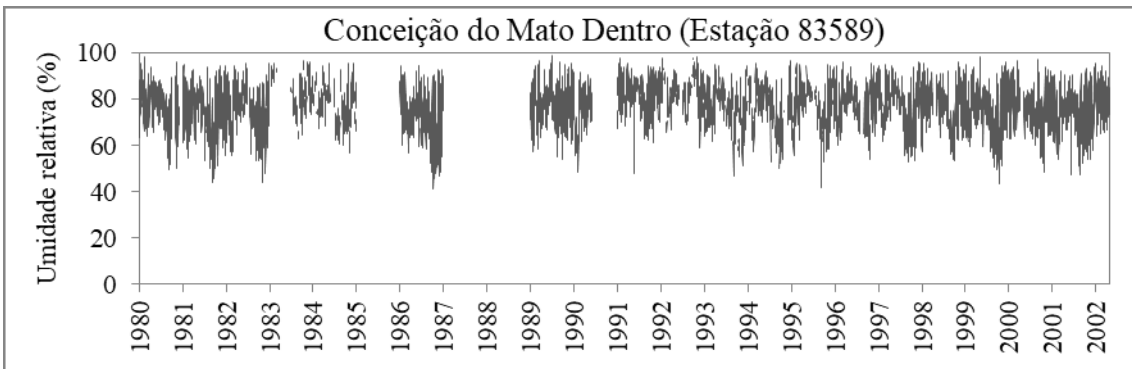
- TROLLE, D.; SKOVGAARD, H.; JEPPESEN, E. The Water Framework Directive: Setting the phosphorus loading target for a deep lake in Denmark using the 1D lake ecosystem model DYRESM-CAEDYM. *Ecological Modelling*, v. 219, p. 138-152, 2008.
- TROLLE, D.; SPIGEL, B.; HAMILTON, D. P.; NORTON, N.; SUTHERLAND, D.; PLEW, D.; ALLAN, M. G. Application of a three-dimensional water quality model as a decision support tool for the management of land-use changes in the catchment of an oligotrophic lake. *Environmental Management*, v. 54, p. 479-493, 2014.
- TUNDISI, J. G.; TUNDISI, T. M. *Limnologia*. São Paulo: Oficina de Textos, 2008, 632 p.
- UNESCO. *Technical papers in Marine Science*, n. 36, 1981.
- USGS – UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY. *Landsat FAQs*. 2018. Disponível <<https://landsat.usgs.gov>>. Acesso em: 26 dez. 2018.
- VALERIO, G.; PILOTTI, M.; BARONTINI, S.; LEONI, B. Sensitivity of the multiannual thermal dynamics of a deep pre-alpine lake to climatic change. *Hydrological Processes*, v. p. 2014.
- VAZ, Ciro Lótfi. *Análise da dinâmica de variação das áreas de lagos do Alto Vale do Rio Doce/MG*. 2014. 216 f. Dissertação (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Escola de Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2014.
- VENTURA, Luísa Almeida. *Ferramenta de auxílio à emissão de alerta de inundações urbanas: metodologia associando as características das precipitações com a probabilidade de ocorrência de alerta*. 2018. 165 f. Dissertação (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Escola de Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2018.
- VIANA, Tales Heliodoro. *Estudo do conteúdo de calor e suas influências sobre variáveis limnológicas em reservatórios de abastecimento de água*. 2009. 134 f. Tese (Doutorado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Escola de Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2009.
- VINÇON-LEITE, Brigitte. *Contribution de la modelisation mathematique a l'étude de la qualité de l'eau dans le lacs sub-alpins: le lac du Bourget (Savoie)*. 1991 247 f. Thèse (Doutorado em Sciences et Techniques de l'Environnement) – École Nationale des Ponts et Chaussées, Paris, 1991.
- VINÇON-LEITE, B.; LEMAIRE, B. J.; KHAC, V. T.; TASSIN, B. Long-term temperature evolution in a deep sub-alpine lake, Lake Bourget, France: how a one-dimensional model improves its trend assessment. *Hydrobiologia*, v. 731, p. 49-64, 2014.
- VLASSOVA, L.; PEREZ-CABELLO, F.; NIETO, H.; MARTÍN, P.; RIAÑO, D.; RIVA, J. Assessment of methods for land surface temperature retrieval from Landsat-5 TM images applicable to multiscale tree-grass ecosystem modeling. *Remote Sensing*, v. 6, p. 4345-4368, 2014.
- VON SPERLING, M. *Princípios do tratamento biológico de águas residuárias*. Belo Horizonte: SEGRAC, v. 1, 1995.
- WALTHER, B. A.; MOORE, J. L. The concepts of bias, precision and accuracy, and their use in testing the performance of species richness estimators, with a literature review of estimator performance. *Ecography*, v. 28, p. 815-829, 2005.

- WANG, F.; QIN, Z.; SONG, C.; TU, L.; KARNIELI, A.; ZHAO, S. An Improved Mono-Window Algorithm for Land Surface Temperature Retrieval from Landsat 8 Thermal Infrared Sensor Data. *Remote Sensing*, v. 7, p. 4268-4289, 2015.
- 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*, v. 244, p. 38-48, 2012.
- WINSLOW, L. A.; HANSEN, G. J. A.; NOTARO, M. Large-scale modeled contemporary and future water temperature estimates for 10.774 Midwestern U.S. Lakes. *Scientific Data*, 4: 170053, p. 1-11, 2017.
- WINSLOW, L.; READ, J.; WOOLWAY, R.; BRENTROP, J.; LEACH, T.; ZWART, J.; ALBERS, S.; COLLINGE, D. *Lake Physics Tools*. R package version 1.8.3. 2016. <<https://CRAN.R-project.org/package=rLakeAnalyzer>>. Acesso em: 10 out. 2018.
- YANG, Y.; YAN, D. *An improved algorithm for land surface temperature retrieval from Landsat-5 thermal infrared data in Tianjin Binhai New Area*. In: SPIE Earth Resources and Environmental Remote Sensing/GIS Applications, Toulouse, França, 2010.
- YANG, K.; YU, Z.; LUO, Y.; YANG, Y.; ZHAO, L.; ZHOU, X. Spatial and temporal variations in the relationship between lake water temperatures and water quality – A case study of Dianchi Lake. *Science of the Total Environment*, v. 624, p. 859-871, 2018.
- YAO, H.; SAMAL, N. R.; JOEHNK, K. D.; FANG, X.; BRUCE, L. C.; PIERSON, D. C.; RUSAK, J. A.; JAMES, A. Comparing ice and temperature simulations by four dynamics lake models in Harp Lake: past performance and future predictions. *Hydrological Processes*, v. 28, p. 4587-4601, 2014.
- YU, X.; GUO, X.; WU, Z. Land Surface Temperature Retrieval from Landsat 8 TIRS – Comparison between Radiative Transfer Equation-Based Method, Split Window Algorithm and Single Channel Method. *Remote Sensing*, v. 6, p. 9829-9852, 2014.
- ZADEREEV, Y. S.; TOLOMEYEV, A. P. The vertical distribution of zooplankton in brackish meromictic lake with deep-water chlorophyll maximum. *Hydrobiologia*, v. 576, p. 69-82, 2007.
- ZHANG, P.; LU, J.; FENG, L.; CHEN, X.; ZHANG, L.; XIAO, X.; LIU, H. Hydrodynamic and Inundation Modeling of China's Largest Freshwater Lake Aided by Remote Sensing Data. *Remote Sensing*, v. 7, p. 4858-4879, 2015.
- ZHANG, G.; YAO, T.; SHUM, C. K.; YI, S.; YANG, K.; XIE, H.; FENG, W.; BOLCH, T.; WANG, L.; BEHRANGI, A.; ZHANG, H.; WANG, W.; XIANG, Y.; YU, J. Lake volume and groundwater storage variations in Tibetan Plateau's endorheic basin. *Geophysical Research Letters*, v. 44, p. 5550-5560, 2017.
- ZHOU, J.; ZHAN, W.; HU, D.; ZHAO, X. Improvement of mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from HJ-1B satellite data. *Chinese Geographical Science*, v. 20, n. 2, p. 123-131, 2010.

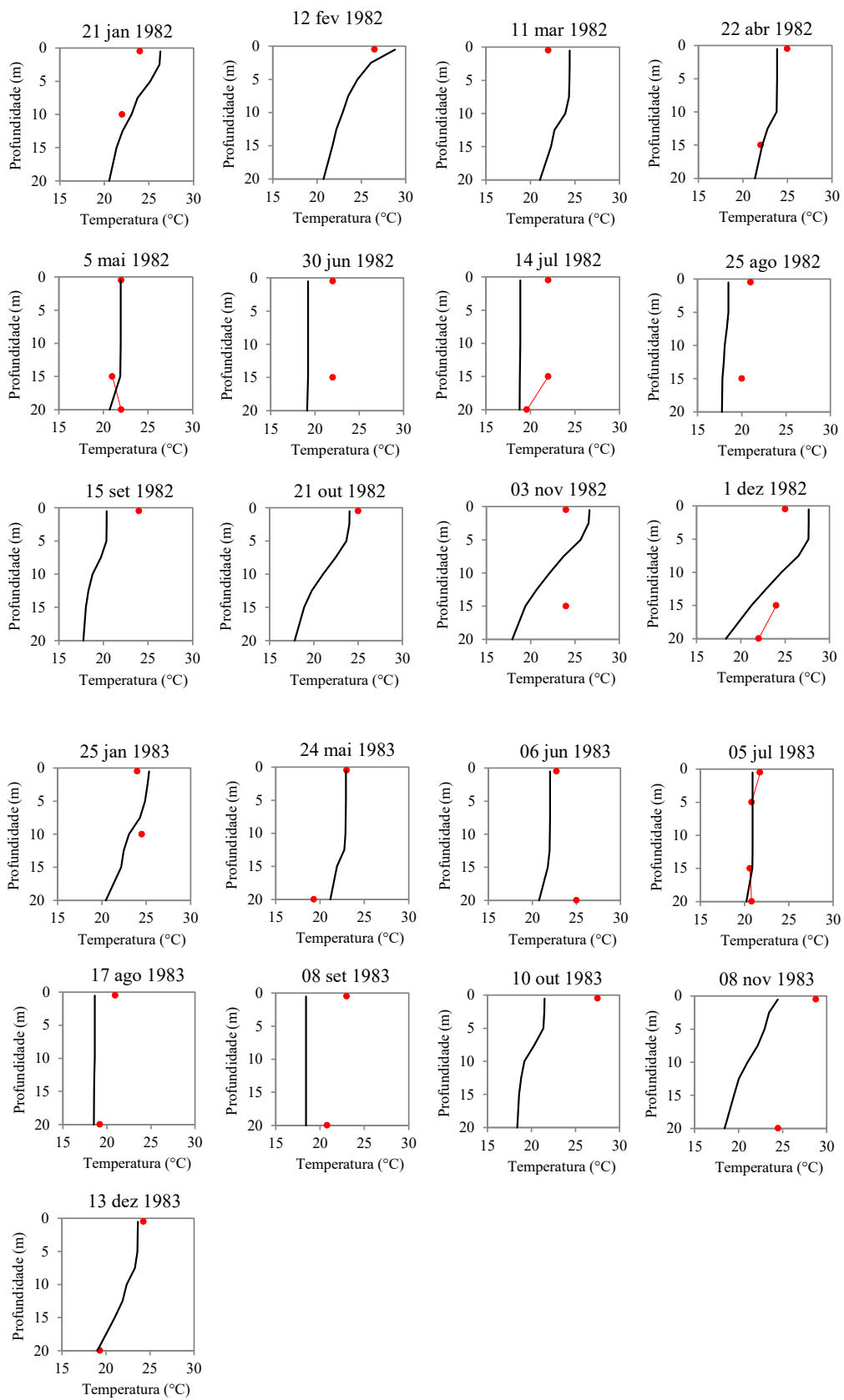
APÊNDICE A

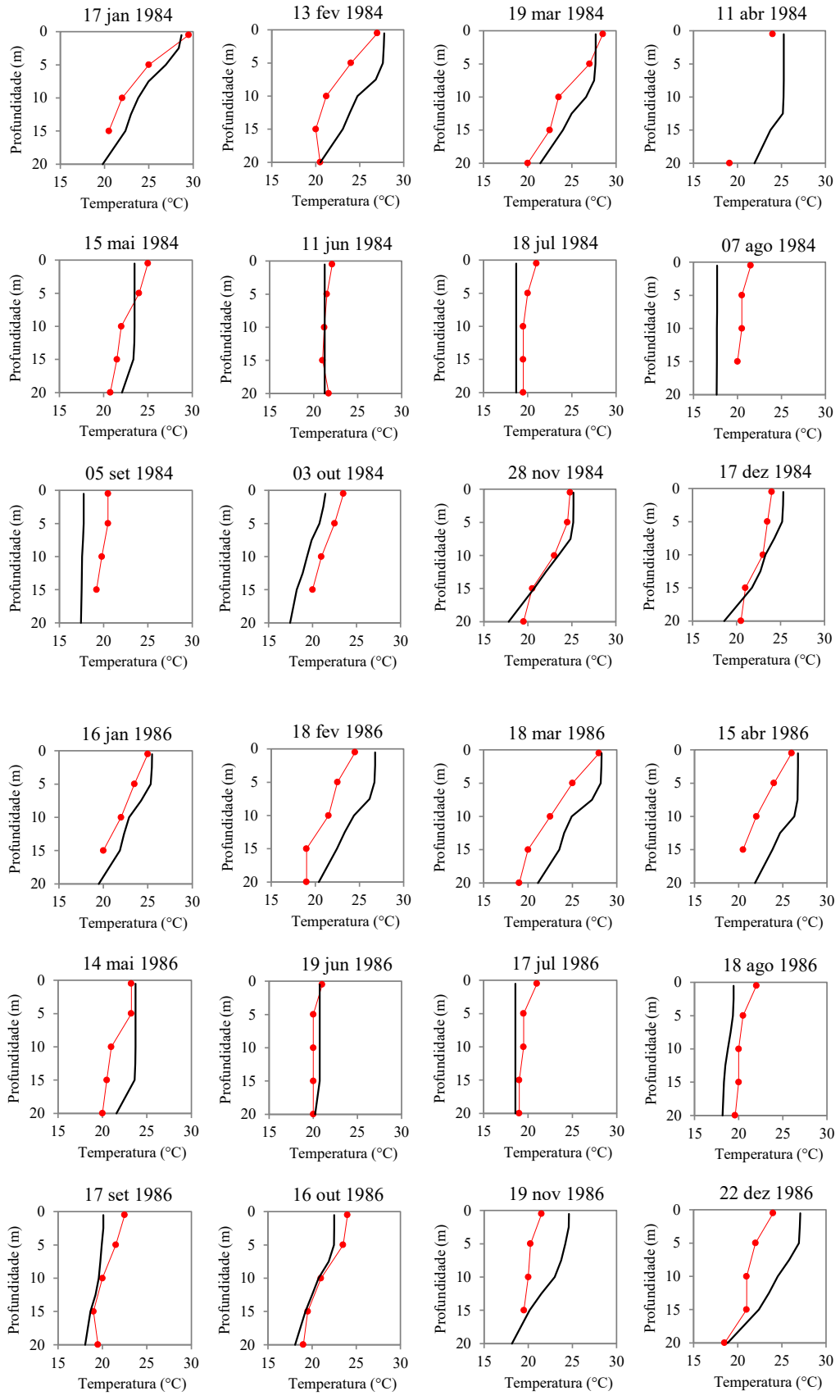


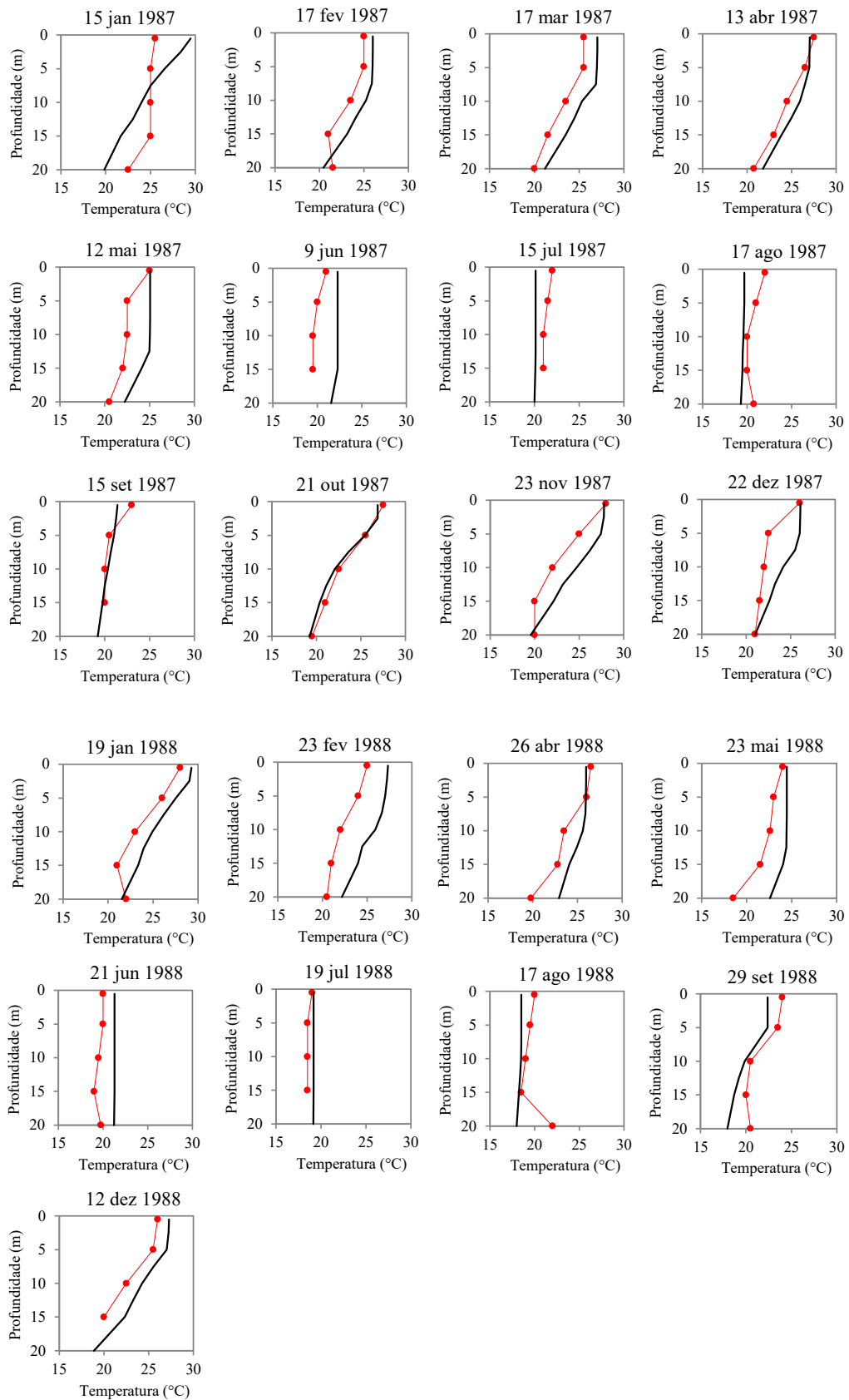


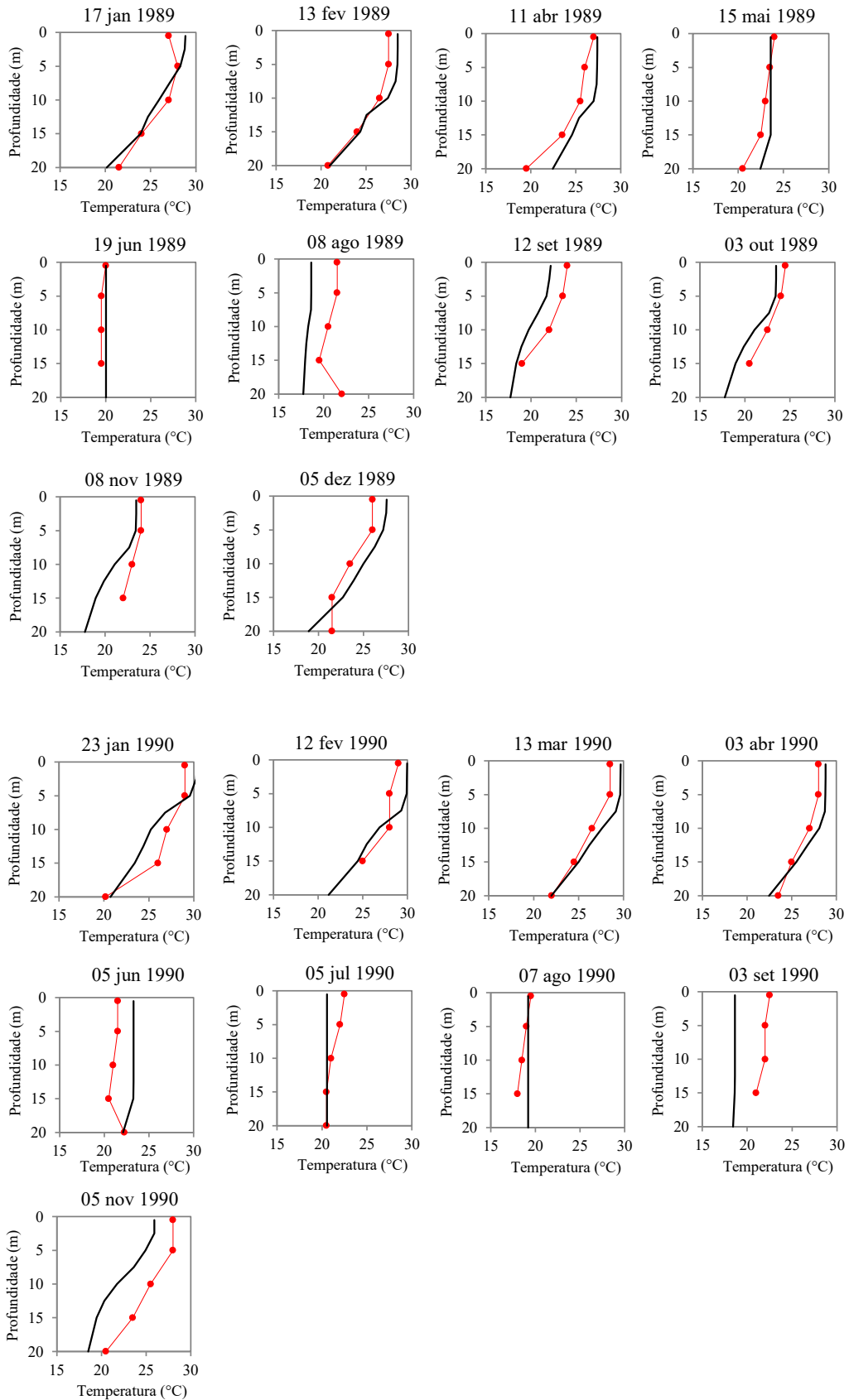


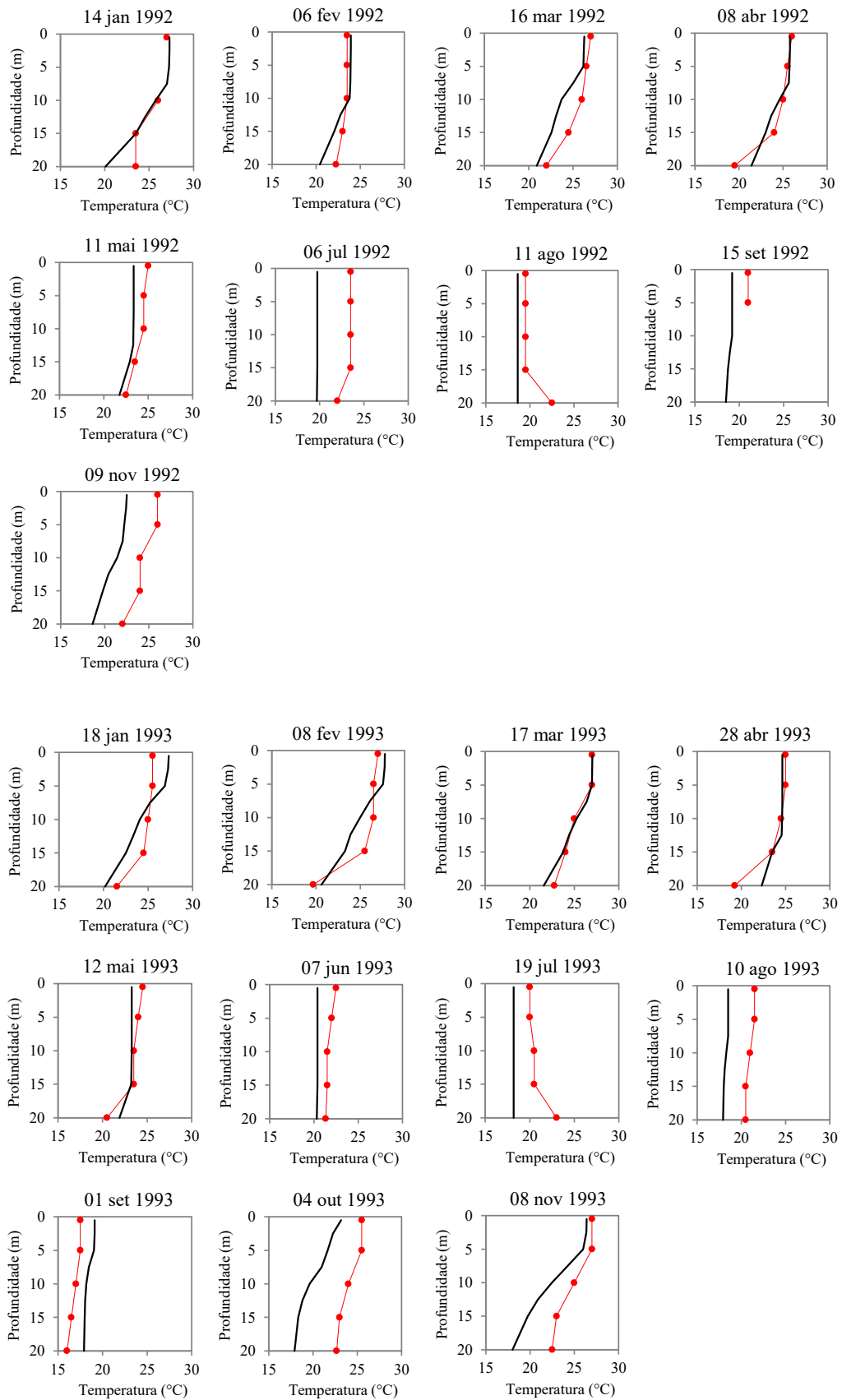
APÊNDICE B

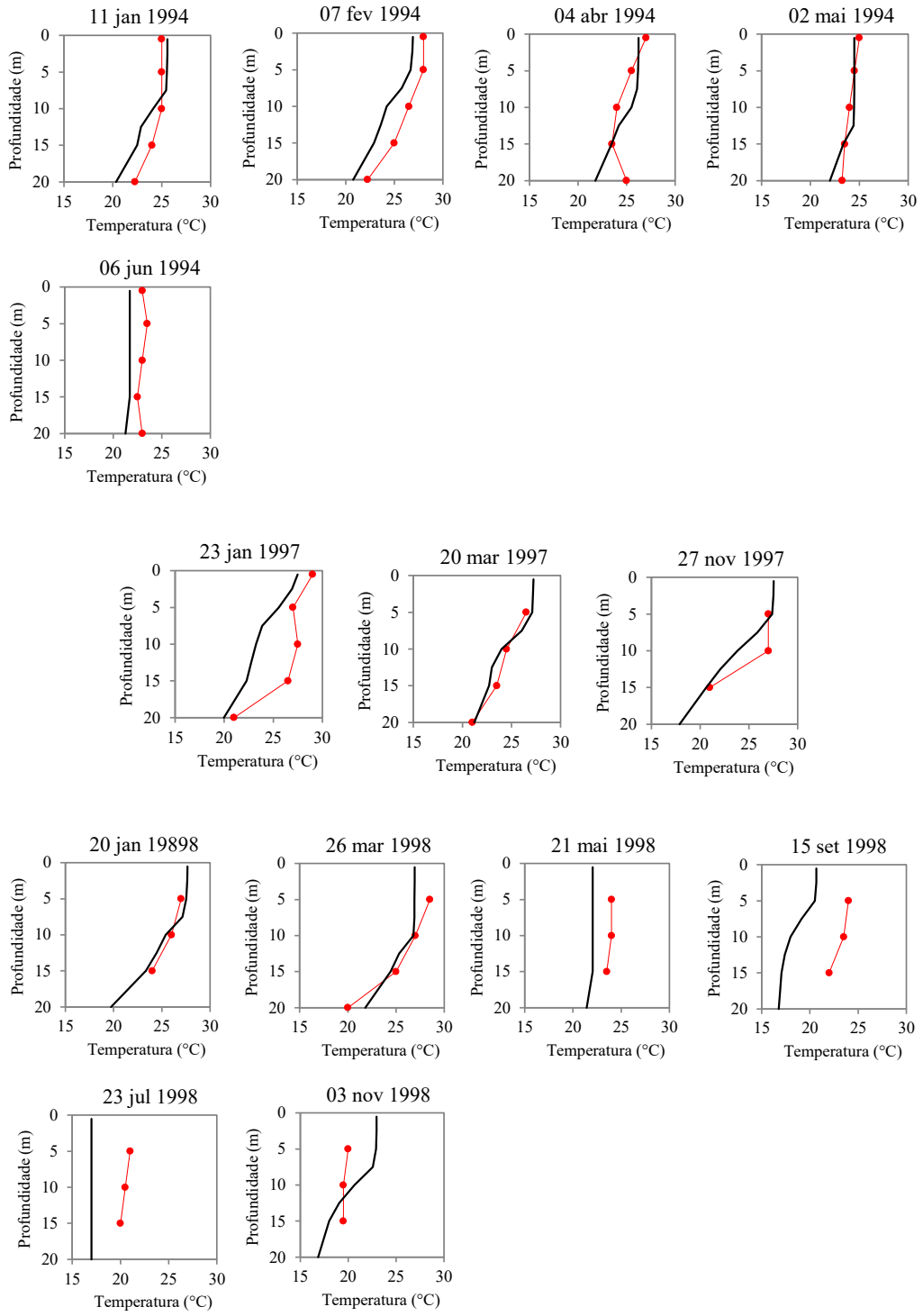


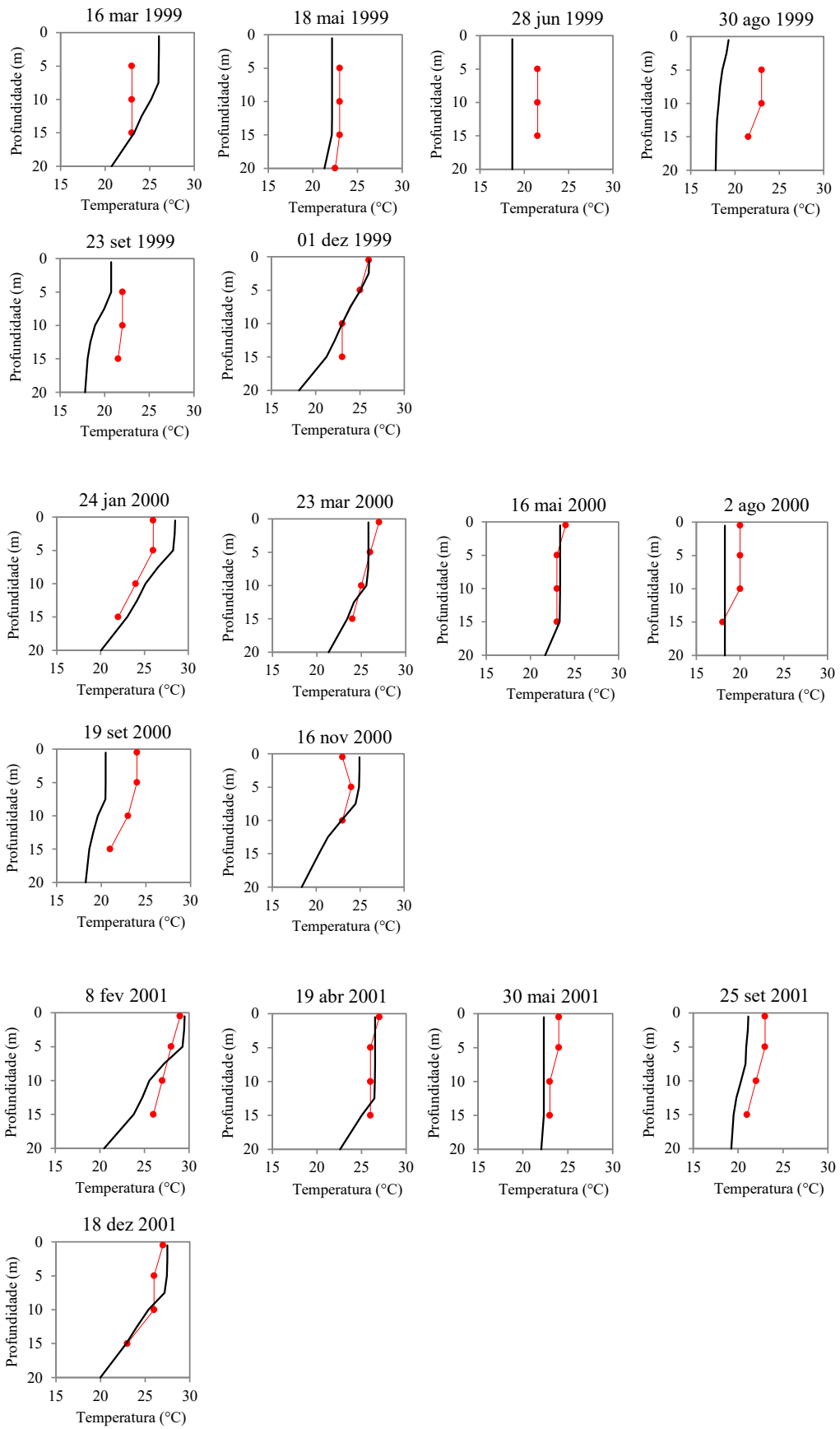












ANEXO A

Valores típicos do coeficiente de rugosidade z_0 (HASSAN, 1990 *apud* CASTRO, 2003).

Tipo de terreno	z_0 (m) min.	z_0 (m) Max.
Lama / gelo	10^{-5}	$3 \cdot 10^{-5}$
Mar calmo	$2 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$
Areia	$2 \cdot 10^{-4}$	10^{-3}
Neve	10^{-3}	$6 \cdot 10^{-3}$
Campo de cereais	10^{-3}	10^{-2}
Relva baixa / estepes	10^{-2}	$4 \cdot 10^{-2}$
Descampados	$2 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$
Relva alta	$4 \cdot 10^{-2}$	10^{-1}
Terreno com árvores	10^{-1}	$3 \cdot 10^{-1}$
Floresta	10^{-1}	1
Povoação dos subúrbios	1	2
Centro da cidade	1	4