

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

GEOVANA THAÍS COLOMBO

DINÂMICA TÉRMICA EM RIOS E RELAÇÕES COM VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS

CURITIBA

2019

GEOVANA THAÍS COLOMBO

DINÂMICA TÉRMICA EM RIOS E RELAÇÕES COM VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS

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

Orientador: Prof. Dr. Michael Mannich

CURITIBA

2019

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR  
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

---

- C718d Geovana Thaís Colombo  
Dinâmica térmica em rios e relações com variáveis meteorológicas [recurso eletrônico] / Geovana Thaís Colombo – Curitiba, 2019.  
Orientador: Prof. Dr. Michael Mannich
- Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Tecnologia, Programa de Pós-graduação em Engenharia Ambiental.  
Orientador: Prof. Dr. Michael Mannich
1. Rios - Temperatura da Água. 2. Dinâmica Térmica. 3. Regressões lineares.  
I. Universidade Federal do Paraná. II. Mannich, Michael. III. Dinâmica térmica em rios e relações com variáveis meteorológicas

CDD: 551.483

## TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em ENGENHARIA AMBIENTAL da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado de **GEOVANA THAIS COLOMBO**, intitulada: **DINÂMICA TÉRMICA EM RIOS E RELAÇÕES COM VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS**, após terem inquirido a aluna e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de Mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

Curitiba, 15 de Maio de 2019.



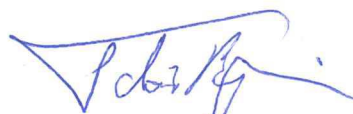
MICHAEL MANNICH

Presidente da Banca Examinadora



MAURÍCIO FELGA GOBBI

Avaliador Interno (UFPR)



TOBIAS BERNWARD BLENINGER

Avaliador Interno (UFPR)



FERNANDO MAINARDI FAN

Avaliador Externo (UFRGS)

# Agradecimentos

A realização desta dissertação de mestrado contou com importantes apoios e incentivos sem os quais não teria se tornado uma realidade e aos quais serei eternamente grata.

Início os agradecimentos pela minha família. Agradeço meu noivo, Gustavo, por todo apoio e motivação que tem me dado desde 2011, sempre me ajudando a ver a vida de forma positiva e me fazendo acreditar em tudo que sou capaz. Aos meus pais, Jo Roel e Rosa Maria, por serem fonte de inspiração e apoio; às minhas irmãs Débora, Larissa e Bruna, aos meus cunhados Lucio e Jefferson, e aos meus sobrinhos Duda, Arthur e Mirella, que nos momentos de minha ausência dedicados ao estudo, sempre fizeram entender que o futuro é feito a partir da constante dedicação.

Ao meu orientador, Michael, por sempre acreditar no meu potencial e me estimular a ir mais longe. Agradeço por todas as reuniões de orientação, incluindo não só o que é apresentado nesse documento, como todas as conversas, conselhos e reflexões sobre a vida.

Ao Laboratório de Estudos em Monitoramento e Modelagem Ambiental, por ser o meu local de trabalho durante o mestrado, e pela concessão dos dados do rio Verde. Agradeço aos meus colegas de laboratório Rodrigo, Lucas, André e Rafael, por me ajudarem com problemas de programação e LaTeX, pelos campos Nutella e experimentos feitos nesse período e pelo café sagrado às 15:00.

Às minhas amigas de graduação, em que algumas seguiram o caminho do mestrado comigo: Paola, Mayara e especialmente à Carla. Obrigada pela companhia, pelas conversas e cafés e por toda ajuda nos momentos difíceis. Agradeço também à Anna Carolina e Raissa, que mesmo de longe e nos vendo pouco sempre estiveram torcendo por mim.

Ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, aos funcionários e aos professores, que contribuíram para a minha formação como Mestre em Engenharia Ambiental e também como pessoa. Agradeço também a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES), pela concessão da bolsa de estudos.

Agradeço a todos que, de alguma forma, estiveram presentes e contribuíram para esse trabalho.

# RESUMO

O conhecimento da temperatura da água e como se dá a dinâmica térmica é importante para se obter um diagnóstico inicial da qualidade da água em rios, visto que a temperatura afeta propriedades físicas, químicas e biológicas. Apesar da importância desta variável, a mesma não é medida com frequência em rios no Brasil. Deste modo, o desenvolvimento de modelos para estimar a temperatura da água em rios utilizando dados meteorológicos é uma forma de suprir a ausência de medição desse parâmetro. Dentre os modelos utilizados, há modelos que são baseados na equação do balanço de calor e modelos que procuram correlacionar a temperatura da água com outras variáveis, como temperatura do ar e radiação solar. À vista disso, avalia-se a dinâmica térmica em três rios da região metropolitana de Curitiba – os rios Verde, Passaúna e São João – explorando-se formas de estimativa da temperatura da água a partir de dados meteorológicos.

O comportamento da temperatura da água foi avaliado em diferentes escalas temporais. Para a escala horária, a taxa de variação da temperatura é menor que  $0,5^{\circ}\text{C}/\text{h}$ , e as médias horárias variam cerca de  $1,0^{\circ}\text{C}$  em relação à média diária, e dessa forma a média diária não despreza variações significativas da escala horária. Para a escala diária, observou-se que a temperatura da água segue as variações da temperatura do ar, mesmo que em escala menor, havendo então correlação entre elas. Foram ajustadas regressões lineares e não lineares para estimar a temperatura da água, utilizando a temperatura do ar e a temperatura de equilíbrio – a temperatura que a água precisaria atingir para que a soma dos fluxos de calor seja igual a zero. Dentre essas duas temperaturas utilizadas, a que gerou o modelo com as melhores estimativas foi a temperatura do ar, sendo utilizada média móvel da mesma nas regressões com a temperatura da água, em que os valores dos coeficientes de Nash-Sutcliffe (NS) e Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM) (respectivamente) foram de 0,979 e  $0,388^{\circ}\text{C}$  para o rio Verde; 0,968 e  $0,474^{\circ}\text{C}$  para o rio Passaúna e 0,709 e  $1,460^{\circ}\text{C}$  para o rio São João, utilizando a regressão não linear.

Para a escala semanal, a regressão não linear utilizando a temperatura do ar foi a que obteve o melhor ajuste para os três rios, com valores de NS e REQM de 0,978 e  $0,383^{\circ}\text{C}$  para o rio Verde; 0,967 e  $0,427^{\circ}\text{C}$  para o rio Passaúna e 0,741 e  $1,283^{\circ}\text{C}$  para o rio São João. Dentre os três rios, o São João foi o que obteve os piores ajustes, e esse comportamento pode ser causado pela contribuição de outro fator para o regime térmico, como escoamento subterrâneo. Entre a regressão linear e a não linear, a não linear foi a que obteve os melhores ajustes para os três rios. Ao ser comparado com um modelo determinístico e com a equação utilizada pelo SWAT, o ajuste feito pela regressão não linear foi o que obteve os melhores resultados para NS e menores valores para REQM.

**Palavras-chaves:** Temperatura da água em rios. Regime térmico. Regressões.

# ABSTRACT

The knowledge of water temperature and how the thermal dynamic occurs is important to obtain an initial diagnosis of water quality in rivers and streams, since the temperature affects physical, chemical and biological properties. Despite the importance of this parameter, it is not frequently measured in streams in Brazil were found. Thus, the development of models for estimating water temperature in rivers using meteorological data is a way to overcome the absence of water temperature measurement. Among the models that are used, there are models that are based on the heat balance equation and models that seek to correlate water temperature with other variables, such as air temperature and solar radiation. Therefore, the thermal dynamics in three streams (Verde, Passaúna and São João) located in the metropolitan area of Curitiba are evaluated and there are explored ways of estimating the stream temperature from meteorological data.

The behavior of stream temperature was evaluated at different time scales. For the hourly scale, the rate of change of temperature is less than  $0,5^{\circ}\text{C}/\text{h}$ , and the hourly means varies by about  $1,0^{\circ}\text{C}$  with respect to the daily mean, and thus the daily average does not disregard significant variations of the hourly scale. For the daily scale, it was observed that the water temperature follows the variations of the air temperature, even in a smaller scale, and there is a correlation between them. Linear and nonlinear regressions were fitted to estimate the water temperature using the air temperature and the equilibrium temperature – the temperature that the water would reach in which the sum of the heat flows is equal to zero. Among these two temperatures, the one that generated the model with the best estimates was the air temperature, with the moving average of the model being used in the regressions with the water temperature, where the values of Nash-Sutcliffe coefficient and Root Mean Square Error (RMSE) (respectively) were 0.979 and  $0.388^{\circ}\text{C}$  for Verde river; 0.968 and  $0.474^{\circ}\text{C}$  for Passaúna river and 0.709 and  $1.460^{\circ}\text{C}$  for São João river, using nonlinear regression.

For the weekly scale, the nonlinear regression using air temperature was the one that obtained the best fit for the three rivers, with NS and RMSE values of 0,978 and  $0,383^{\circ}\text{C}$  Verde river; 0,967 and  $0,427^{\circ}\text{C}$  for Passaúna river and 0,741 and  $1.283^{\circ}\text{C}$  for São João river. Among the three rivers, São João was the one that obtained the worst adjustments, and this behavior can be caused by the contribution of another factor to the thermal dynamic, such as ground water. Between linear and nonlinear regression, nonlinear was the one with the best adjustments for the three streams. When compared to a deterministic model and the equation used by SWAT, the adjustment made by the nonlinear regression was the one that obtained the best results for NS and lower values for RMSE.

**Key-words:** Stream temperature. Thermal regime. Regressions.

# Lista de ilustrações

Figura 1 – Fontes e sumidouros de calor que podem influenciar a dinâmica térmica de um rio. . . . .	22
Figura 2 – Resposta da temperatura da água às variações na temperatura do ar. FONTE: Stefan e Preud’homme (1993). . . . .	24
Figura 3 – Exemplo de ajuste da função senoidal aos dados de temperatura da água em um ano em rio localizado no sul do Brasil. . . . .	25
Figura 4 – Parâmetros utilizados na equação de transporte. . . . .	30
Figura 5 – Relação entre as temperaturas do ar e da água. FONTE: Mohseni e Stefan (1999) . . . . .	33
Figura 6 – Relação entre as temperaturas do ar e da água. FONTE: Mohseni, Stefan e Erickson (1998). . . . .	36
Figura 7 – Imagens do ponto onde é realizada a medição da temperatura da água no rio Verde. . . . .	41
Figura 8 – Localização dos rios Verde e Passaúna. . . . .	42
Figura 9 – Imagens do ponto onde é realizada a medição da temperatura da água no rio Passaúna. . . . .	42
Figura 10 – Imagens do ponto onde é realizada a medição da temperatura da água no rio São João. . . . .	43
Figura 11 – Localização do Rio São João. . . . .	44
Figura 12 – Imagens de satélite dos rios Verde, Passaúna e São João. . . . .	44
Figura 13 – Sensor de temperatura da água e estação meteorológica do rio Verde. . . . .	46
Figura 14 – Sensor de temperatura da água e estação meteorológica do rio Passaúna. . . . .	46
Figura 15 – Sensor de temperatura da água e estação meteorológica do rio São João. . . . .	47
Figura 16 – Área transversal do rio Verde e posicionamento do sensor de temperatura junto com o linímetro. . . . .	48
Figura 17 – Área transversal do rio Passaúna e posicionamento do sensor de temperatura junto com o linímetro. . . . .	48
Figura 18 – Área transversal do rio São João e posicionamento do sensor de temperatura junto com o linímetro. . . . .	48
Figura 19 – Período de medição para cada um dos rios. . . . .	49
Figura 20 – Categorias às quais a relação entre $T_a$ e $T_s$ e $T_e$ e $T_s$ são analisadas. . . . .	52
Figura 21 – Variação da média horária da temperatura da água no rio Verde. . . . .	56
Figura 22 – Variação da média horária da temperatura da água no rio Passaúna. . . . .	56
Figura 23 – Variação da média horária da temperatura da água no rio São João. . . . .	57

Figura 24	– Taxa de variação temporal da temperatura da água no rio Verde durante o período de medição e sua distribuição de frequência. . . . .	57
Figura 25	– Taxa de variação temporal da temperatura da água no rio Passaúna durante o período de medição e sua distribuição de frequência. . . . .	58
Figura 26	– Taxa de variação temporal da temperatura da água no rio São João durante o período de medição e sua distribuição de frequência. . . . .	58
Figura 27	– Diferença entre as médias horárias e a média diária no rio Verde para a série completa de dados e discriminada por estação do ano. . . . .	59
Figura 28	– Diferença entre as médias horárias e a média diária no rio Passaúna para a série completa de dados e discriminada por estação do ano. . . .	60
Figura 29	– Diferença entre as médias horárias e a média diária no rio São João para a série completa de dados e discriminada por estação do ano. . . .	61
Figura 30	– Correlação entre as médias horárias da temperatura do ar e da água para os rios Verde, Passaúna e São João. . . . .	62
Figura 31	– Variação anual das médias diárias da temperatura do ar e da água no rio Verde. . . . .	63
Figura 32	– Variação anual das médias diárias da temperatura do ar e da água no rio Passaúna. . . . .	63
Figura 33	– Variação anual das médias diárias da temperatura do ar e da água no rio São João. . . . .	64
Figura 34	– Temperatura da água e a média móvel simples de 3 dias da temperatura do ar no rio Verde. . . . .	64
Figura 35	– Temperatura da água e a média móvel simples de 4 dias da temperatura do ar no rio Passaúna. . . . .	65
Figura 36	– Temperatura da água e a média móvel simples de 4 dias da temperatura do ar no rio São João. . . . .	65
Figura 37	– Médias móveis semanais da temperatura do ar e da água no rio Verde.	65
Figura 38	– Médias móveis semanais da temperatura do ar e da água no rio Passaúna.	66
Figura 39	– Médias móveis semanais da temperatura do ar e da água no rio São João.	66
Figura 40	– Regressões linear e não linear aplicadas às médias diárias de $T_s$ no rio Verde. . . . .	69
Figura 41	– Regressões linear e não linear aplicadas às médias diárias de $T_s$ no rio Passaúna. . . . .	70
Figura 42	– Regressões linear e não linear aplicadas às médias diárias de $T_s$ no rio São João. . . . .	71
Figura 43	– Regressões linear e não linear aplicadas às médias móveis semanais no rio Verde. . . . .	73
Figura 44	– Regressões linear e não linear aplicadas às médias móveis semanais no rio Passaúna. . . . .	74

Figura 45 – Regressões linear e não linear aplicadas às médias móveis semanais no rio São João. . . . .	74
Figura 46 – Relação entre os coeficientes angular e linear da regressão linear entre $T_a$ e $T_s$ . . . . .	75
Figura 47 – Separação dos dados por estação e regressões obtidas. . . . .	76
Figura 48 – Comparativo das regressões utilizando todos os dados e separando por estação no rio Verde. . . . .	78
Figura 49 – Comparativo das regressões utilizando todos os dados e separando por estação no rio Passaúna. . . . .	79
Figura 50 – Comparativo das regressões utilizando todos os dados e separando por estação no rio São João. . . . .	80
Figura 51 – Comparativo entre os modelos para o rio Verde na escala temporal diária utilizando o diagrama de Taylor. . . . .	82
Figura 52 – Comparativo entre os modelos para o rio Passaúna na escala temporal diária utilizando o diagrama de Taylor. . . . .	83
Figura 53 – Comparativo entre os modelos para o rio São João na escala temporal diária utilizando o diagrama de Taylor. . . . .	84
Figura 54 – Comparativo entre temperatura média diária observada no rio Verde e o resultado de modelos. . . . .	85
Figura 55 – Comparativo entre temperatura média diária observada no rio Passaúna e o resultado de modelos. . . . .	86
Figura 56 – Comparativo entre temperatura média diária observada no rio São João e o resultado de modelos. . . . .	86
Figura 57 – Comparativo entre os modelos desenvolvidos para cada rio aplicado no rio Verde. . . . .	87
Figura 58 – Comparativo entre os modelos desenvolvidos para cada rio aplicado no rio Passaúna. . . . .	87
Figura 59 – Comparativo entre os modelos desenvolvidos para cada rio aplicado no rio São João. . . . .	88
Figura 60 – Comparativo entre os modelos para o rio Verde na escala temporal semanal. . . . .	89
Figura 61 – Comparativo entre os modelos para o rio Passaúna na escala temporal semanal. . . . .	90
Figura 62 – Comparativo entre os modelos para o rio São João na escala temporal semanal. . . . .	90
Figura 63 – Variação anual dos valores obtidos para média diária do coeficiente de nebulosidade para o rio Verde. . . . .	105
Figura 64 – Variação anual dos valores obtidos para média diária do coeficiente de nebulosidade para o rio Passaúna. . . . .	105

Figura 65	– Variação anual dos valores obtidos para média diária do coeficiente de nebulosidade para o rio São João. . . . .	105
Figura 66	– Média diária da temperatura de equilíbrio para cada um dos cenários para o rio Verde. . . . .	106
Figura 67	– Média diária da temperatura de equilíbrio para cada um dos cenários para o rio Passaúna. . . . .	106
Figura 68	– Média diária da temperatura de equilíbrio para cada um dos cenários para o rio São João. . . . .	106
Figura 69	– Imagens de satélite mostrando a localização do sensor de temperatura do rio Passaúna e as estações meteorológicas do Verde e do Tecpar. . .	107
Figura 70	– Teste de correlação entre a temperatura da água no rio Passaúna e a temperatura do ar nas estações meteorológicas do Verde e do Tecpar. .	108
Figura 71	– Relação entre a temperatura da água (média diária) e a média móvel simples da temperatura do ar no rio Verde. . . . .	110
Figura 72	– Relação entre a temperatura da água (média diária) e a média móvel simples da temperatura do ar no rio Passaúna. . . . .	111
Figura 73	– Relação entre a temperatura da água (média diária) e a média móvel simples da temperatura do ar no rio São João. . . . .	112
Figura 74	– Temperatura da água (média diária) e média móvel simples da temperatura do ar no rio Verde. . . . .	113
Figura 75	– Temperatura da água (média diária) e média móvel simples da temperatura do ar no rio Passaúna. . . . .	114
Figura 76	– Temperatura da água (média diária) e média móvel simples da temperatura do ar no rio São João. . . . .	115
Figura 77	– Relação entre a temperatura da água (média diária) e dias anteriores da média da temperatura do ar no rio Verde. . . . .	117
Figura 78	– Relação entre a temperatura da água (média diária) e dias anteriores da média da temperatura do ar no rio Passaúna. . . . .	118
Figura 79	– Relação entre a temperatura da água (média diária) e dias anteriores da média da temperatura do ar no rio São João. . . . .	119
Figura 80	– Média diária (exceto precipitação acumulada) das variáveis meteorológicas medidas na Estação próxima ao rio Verde. . . . .	122
Figura 81	– Média diária (exceto precipitação acumulada) das variáveis meteorológicas medidas na Estação próxima ao rio Passaúna. . . . .	130
Figura 82	– Média diária (exceto precipitação acumulada) das variáveis meteorológicas medidas na Estação próxima ao rio São João. . . . .	138

Figura 83 – Razão $\epsilon$ para diferentes valores da temperatura da água e utilizando diferentes valores de erro da simulação. . . . .	148
Figura 84 – Razão $r$ para diferentes valores da temperatura da água e utilizando 2 °C como erro da simulação. . . . .	149
Figura 85 – Razão $r$ para diferentes valores da temperatura da água e utilizando 1 °C como erro da simulação. . . . .	150
Figura 86 – Razão $r$ para diferentes valores da temperatura da água e utilizando 0,5 °C como erro da simulação. . . . .	150

# Lista de tabelas

Tabela 1	– Síntese dos tipos de modelos de temperatura da água em rios. . . . .	29
Tabela 2	– Modelos em destaque. Escala temporal: horária (H), diária (D), semanal (S) e mensal (M). . . . .	40
Tabela 3	– Parâmetros hidrológicos das bacias dos rios Verde, Passaúna e São João.	45
Tabela 4	– Descrição do sensores da temperatura da água no Rio Verde e da estação meteorológica. . . . .	45
Tabela 5	– Descrição do sensores da temperatura da água no Rio São João e da estação meteorológica. . . . .	47
Tabela 6	– Profundidades média utilizadas no cálculo da temperatura da água através do modelo mecanicista. . . . .	49
Tabela 7	– Síntese das análises realizadas . . . . .	53
Tabela 8	– Frequência de variação da temperatura da água na escala horária. . . .	57
Tabela 9	– Frequência do valor da diferença entre as médias horária e diária para os rios Verde, Passaúna e São João. . . . .	59
Tabela 10	– Resultados da regressão linear aplicada às médias horárias das temperaturas. . . . .	61
Tabela 11	– Temperaturas máxima, mínima e média (e desvio padrão) do ar e da água para os três rios. . . . .	62
Tabela 12	– Valores do fator de sombreamento ( $M_{sh}$ ) obtidos através de calibração.	67
Tabela 13	– Resultados do ajuste dos dados medidos aos simulados. . . . .	72
Tabela 14	– Resultados do ajuste dos dados medidos aos simulados. . . . .	75
Tabela 15	– Diferenças dos parâmetros entre o uso da regressão linear com todos os dados e separando por estação. . . . .	81
Tabela 16	– Diferenças dos parâmetros entre o uso da regressão não linear com todos os dados e separando por estação. . . . .	81
Tabela 17	– Equações de outros autores utilizadas para comparação com as regressões desenvolvidas para a escala diária. . . . .	82
Tabela 18	– Valores do coeficiente de Nash-Sutcliffe para cada um dos modelos na escala diária. . . . .	84
Tabela 19	– Valores de $r^2$ , NS e REQM aplicando as queações com o melhor ajuste de cada rio para os rios Verde, Passaúna e São João. . . . .	88
Tabela 20	– Equações de outros autores utilizadas para comparação com as regressões desenvolvidas para a escala diária. . . . .	89
Tabela 21	– Valores do coeficiente de Nash-Sutcliffe para cada um dos modelos aplicados na escala semanal. . . . .	89

Tabela 22	–Valores de G médios para diferentes latitudes e estações. FONTE: Viswanadham (1981) . . . . .	104
Tabela 23	–Equação obtida pela regressão linear e verificação do ajuste da equação aos dados pelo $r^2$ e REQM. . . . .	107
Tabela 24	–Coeficiente de determinação ( $r^2$ ) obtido para cada um dos cálculos da MMS.	109
Tabela 25	–Coeficiente de determinação ( $r^2$ ) obtido para cada o cálculo com dias em atraso da resposta da temperatura da água. . . . .	116
Tabela 26	–Parâmetros e coeficiente de Nash-Sutcliffe para cada uma das configurações. . . . .	120
Tabela 27	–Resultados da razão $\varepsilon$ para cada uma das variações dos erros e para o uso da temperatura observada ( $0^\circ\text{C}$ ) . . . . .	147
Tabela 28	–Erros relativos da razão $\varepsilon$ para determinados valores da temperatura da água. . . . .	148

# Lista de símbolos

$\bar{T}$	Média anual da temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ )
$T_{am}$	Amplitude da função sinusoidal ( $^{\circ}\text{C}$ )
$\theta$	Mudança de fase
$t$	Tempo (d)
$\omega$	Frequência angular das variações da temperatura ( $\text{d}^{-1}$ )
$H$	Fluxo de calor entre a água e a atmosfera ( $\text{kJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ )
$H_{ns}$	Radiação solar líquida ( $\text{kJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ )
$R_s$	Radiação de ondas curtas ( $\text{kJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ )
$\alpha$	Albedo
$M_{sh}$	Fator de sombreamento
$H_{la}$	Radiação de ondas longas emitida pela atmosfera ( $\text{kJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ )
$\sigma$	Constante de Stefan-Boltzmann ( $\text{kJ m}^{-2} \text{d}^{-1} \text{K}^{-4}$ )
$T_a$	Temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ )
$R_l$	Coefficiente de reflexão da radiação de onda longa
$\varepsilon_a$	Emissividade da atmosfera
$C$	Coefficiente de nebulosidade
$e_a$	Pressão de vapor d'água (kPa)
$e_{sat}$	Pressão de saturação (kPa)
$H_{lw}$	Radiação de ondas longas emitida pela água ( $\text{kJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ )
$T_s$	Temperatura da água ( $^{\circ}\text{C}$ )
$\varepsilon_w$	Emissividade da água
$H_e$	Fluxo de calor por evaporação ( $\text{kJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ )
$D_e$	Coefficiente de difusão do fluxo de calor por evaporação ( $\text{kJ kPa}^{-1} \text{m}^{-3}$ )
$l_v$	Calor latente de vaporização ( $\text{kJ kg}^{-1}$ )

$P$	Pressão (kPa)
$\rho_a$	Massa específica do ar ( $\text{kg m}^{-3}$ )
$k$	Constante de von Karman
$U$	Velocidade do vento ( $\text{m d}^{-1}$ )
$z$	Altura da medição da velocidade do vento (m)
$z_0$	Rugosidade da superfície (m)
$e_s$	Pressão de vapor de saturação em relação à temperatura da água (kPa)
$e_d$	Pressão de vapor de saturação em relação à temperatura do ponto de orvalho (kPa)
$N_{sh}$	Coefficiente de atenuação da ação do vento
$H_c$	Fluxo de convectivo de calor ( $\text{kJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ )
$D_c$	Coefficiente do fluxo de calor por condução ( $\text{kJ } ^\circ\text{C}^{-1} \text{m}^{-3}$ )
$c_{pa}$	Calor específico do ar a pressão constante ( $\text{kJ kg}^{-1} ^\circ\text{C}^{-1}$ )
$H_p$	Fluxo de calor por precipitação ( $\text{kJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ )
$\rho_w$	Massa específica da água ( $\text{kg m}^{-3}$ )
$c_w$	Calor específico da água ( $\text{kJ kg}^{-1} ^\circ\text{C}^{-1}$ )
$I$	Intensidade da precipitação ( $\text{m d}^{-1}$ )
$T_d$	Temperatura do ponto de orvalho ( $^\circ\text{C}$ )
$x$	Distância longitudinal do rio (m)
$A$	Área da seção transversal ( $\text{m}^2$ )
$W$	Largura do rio (m)
$h$	Profundidade do rio (m)
$D_L$	Coefficiente de dispersão longitudinal ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ )
$\rho_w$	Massa específica da água ( $\text{kg m}^{-3}$ )
$p$	Perímetro molhado do rio (m)
$S$	Fontes ou sumidouros de calor ( $^\circ\text{C}$ )

$H_{sed}$	Fluxo de calor entre a água e o leito ( $\text{kJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ )
$k_s$	Condutividade térmica do sedimento ( $\text{kJ m}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ )
$T_l$	Temperatura do leito ( $^\circ\text{C}$ )
$T_e$	Temperatura de equilíbrio ( $^\circ\text{C}$ )
$A$	Coefficiente angular da regressão linear
$B$	Coefficiente linear da regressão linear ( $^\circ\text{C}$ )
$\mu$	Temperatura mínima estimada da água ( $^\circ\text{C}$ )
$\alpha$	Temperatura máxima estimada da água ( $^\circ\text{C}$ )
$\beta$	Temperatura do ar no ponto de inflexão ( $^\circ\text{C}$ )
$\gamma$	Fator dado em função da inclinação do ponto de inflexão $\beta$
$T_A$	Componente anual de longo prazo da temperatura ( $^\circ\text{C}$ )
$R_s$	Resíduo da temperatura de curto prazo ( $^\circ\text{C}$ )
$NS$	Coefficiente de Nash-Sutcliffe
$REQM$	Raiz do erro quadrático médio ( $^\circ\text{C}$ )
$r^2$	Coefficiente de correlação

# Sumário

<b>1</b>	<b>Introdução</b>	<b>19</b>
1.1	Objetivos	20
1.1.1	Objetivo Geral	20
1.1.2	Objetivos Específicos	20
<b>2</b>	<b>Revisão Bibliográfica</b>	<b>21</b>
2.1	Aspectos Gerais da Dinâmica Térmica em Rios	21
2.2	Processos de transferência de calor em rios	25
2.2.1	Radiação solar líquida - $H_{ns}$	25
2.2.2	Radiação de ondas longas emitidas pela atmosfera - $H_{la}$	26
2.2.3	Radiação de ondas longas emitidas pela água - $H_{lw}$	26
2.2.4	Fluxo de calor latente - $H_e$	27
2.2.5	Fluxo de calor sensível - $H_c$	27
2.2.6	Fluxo de calor por precipitação - $H_p$	28
2.3	Modelos de estimativa da temperatura da água do rio	28
2.3.1	Modelos Mecanicistas	28
2.3.1.1	Temperatura de equilíbrio	31
2.3.2	Modelos de Regressão	34
2.3.3	Modelos Estocásticos	37
2.4	Modelos em Destaque	37
<b>3</b>	<b>Métodos</b>	<b>41</b>
3.1	Áreas de Estudo	41
3.1.1	Rio Verde	41
3.1.2	Rio Passaúna	42
3.1.3	Rio São João	43
3.2	Monitoramento Térmico e Meteorológico	45
3.3	Implementação dos modelos de temperatura da água	49
3.3.1	Modelo Mecanicista	49
3.3.2	Temperatura de Equilíbrio	50
3.3.3	Regressão Linear	50
3.3.4	Regressão Não Linear	51
3.3.5	Síntese das análises realizadas	51
3.4	Análise do ajuste dos dados simulados aos medidos	53
<b>4</b>	<b>Resultados</b>	<b>55</b>

4.1	Características das variações horárias e sazonais da temperatura da água . . .	55
4.2	Características das variações diárias das temperaturas do ar e da água . . .	62
4.3	Implementação dos modelos . . . . .	67
4.3.1	Categorias (I) e (II) . . . . .	67
4.3.2	Categoria (III) . . . . .	73
4.3.3	Implementação dos modelos por estação . . . . .	76
4.4	Comparativo entre modelos . . . . .	82
<b>5</b>	<b>Conclusões . . . . .</b>	<b>91</b>
5.1	Considerações Finais . . . . .	91
5.2	Recomendações Futuras . . . . .	93
	<b>Referências . . . . .</b>	<b>94</b>
	<b>APÊNDICE A Coeficiente de Nebulosidade . . . . .</b>	<b>102</b>
A.1	Cálculo do coeficiente . . . . .	102
A.2	Análise comparativa . . . . .	104
	<b>APÊNDICE B Comparativo entre estações meteorológicas - rio Passaúna</b>	<b>107</b>
	<b>APÊNDICE C Relação entre a média móvel da temperatura do ar e a temperatura da água . . . . .</b>	<b>109</b>
	<b>APÊNDICE D Relação entre dias anteriores da temperatura do ar e a temperatura da água . . . . .</b>	<b>116</b>
	<b>APÊNDICE E Determinação parâmetros regressão não linear . . . . .</b>	<b>120</b>
	<b>APÊNDICE F Resultados - Rio Verde . . . . .</b>	<b>122</b>
	<b>APÊNDICE G Resultados - Rio Passaúna . . . . .</b>	<b>130</b>
	<b>APÊNDICE H Resultados - Rio São João . . . . .</b>	<b>138</b>
	<b>APÊNDICE I Aplicações da temperatura da água . . . . .</b>	<b>146</b>
I.1	Coeficiente de reaeração - $K_2$ . . . . .	146
I.2	Concentração de saturação do oxigênio dissolvido - $C_s$ . . . . .	147
I.3	Taxa de reaeração . . . . .	148

# 1 Introdução

*“Um bom conhecimento da temperatura da água é importante para qualquer estudo ambiental necessário para o trabalho de engenharia.”*

P. Marceau *et al.* (1986)

A temperatura da água em rios é um importante parâmetro de qualidade da água que influencia a saúde dos ecossistemas (MORRILL; BALES; CONKLIN, 2005), pois afeta aspectos físicos, como a massa específica e a concentração de saturação de oxigênio dissolvido na água, além de alterar reações químicas e influenciar a distribuição, atividade e taxas metabólicas de organismos (CHEN; FANG; FAN, 2016) (LASZEWSKI, 2013), bem como um importante fator para tratamento de água (DINGMAN, 1972). Dessa forma, entender o regime térmico dos rios é de extrema importância para auxiliar na gestão dos recursos hídricos (HEBERT *et al.*, 2015). Portanto, o conhecimento dos principais processos que controlam o regime térmico é essencial para compreender as variações espaciais e temporais da temperatura da água (LARNIER *et al.*, 2010).

A dinâmica térmica em um rio é influenciada pelas trocas de calor às quais tanto fatores meteorológicos (temperatura do ar, radiação solar, umidade relativa, velocidade do vento, entre outros) quanto características físicas do rio (velocidade e profundidade de fluxo, largura do rio, condutividade térmica dos sedimentos, etc.) são importantes (ERICKSON; STEFAN, 2000) (BENYAHYA *et al.*, 2007a). Além da análise do regime térmico através das características espaciais, a escala temporal analisada também deve ser considerada. A variabilidade diurna, sazonal e outras variações a curto prazo nos parâmetros meteorológicos, em oposição às características climáticas de longo prazo, também afetam fortemente as temperaturas do rio, porque os rios geralmente são corpos d'água rasos com baixa memória/inércia térmica (PILGRIM; FANG; STEFAN, 1998). Em contrapartida, a variação espaço-temporal natural do regime térmico pode ser perturbada por atividades antrópicas, como desmatamento da vegetação ripária, lançamento de efluentes e construções de barragens (WEBB; WALLING, 1993), além das mudanças climáticas causadas por diversas atividades.

As mudanças climáticas são observadas como mudanças nos padrões de precipitação e pelo aumento da temperatura do ar (BATES, 2009). O potencial aquecimento global causado pelo aumento de alguns gases atmosféricos, especialmente dióxido de carbono e metano, influencia o regime térmico dos ambientes aquáticos (MOHSENI; STEFAN; EATON, 2003), limitando o habitat de algumas espécies de peixes (MANTUA; TOHVER; HAMLET, 2010) e em alguns casos resultando em mortalidade de determinadas espécies (CAISSIE; EL-JABI; SATISH, 2001). Além disso, o aumento da temperatura pode

acarretar em uma alteração da qualidade da água (MORRILL; BALES; CONKLIN, 2005). Deste modo, o interesse em conhecer a temperatura e o regime térmico de corpos d'água vem se renovando devido a possíveis mudanças climáticas, sendo necessário um conhecimento detalhado das componentes do balanço de energia para que se preveja com precisão as possíveis mudanças futuras nos ecossistemas aquáticos (SINOKROT; STEFAN, 1993).

Para monitoramento e gestão da qualidade da água em rios, séries de medições contínuas de temperatura são importantes para um diagnóstico inicial. Entretanto, na maioria dos casos essas medições não são realizadas. Contudo, dados meteorológicos, como temperatura do ar e radiação solar, são medidos regularmente em muitos locais (JEPPESEN; IVERSEN, 1987). Em estudos biológicos e de qualidade da água de rios, é comum que a temperatura do ar seja utilizada no lugar da temperatura da água (STEFAN; PREUD'HOMME, 1993). Dessa forma, desenvolver modelos para a temperatura da água utilizando dados meteorológicos é uma forma de suprir a necessidade por dados de temperatura da água para estudos ecológicos.

## 1.1 Objetivos

### 1.1.1 Objetivo Geral

Caracterizar a dinâmica térmica em rios de cabeceira subtropicais e suas relações com variáveis meteorológicas.

### 1.1.2 Objetivos Específicos

1. Avaliação da dinâmica térmica em diferentes escalas temporais;
2. Verificação da correlação entre a temperatura da água e da temperatura do ar;
3. Explorar as relações entre as temperaturas do ar e da água através da análise com médias móveis semanais;
4. Comparar o desempenho das equações obtidas localmente com a de outros locais.

## 2 Revisão Bibliográfica

*“Variações espaciais e temporais na temperatura da água são importantes para os recursos hídricos.”*

R. Vannote *et al.* (1980)

*“Entender a relação entre a temperatura do ar e a temperatura da água é importante se as pessoas quiserem estimar como as temperaturas do rio provavelmente responderão aos aumentos esperados na temperatura do ar.”*

J. Morrill *et al.* (2005)

### 2.1 Aspectos Gerais da Dinâmica Térmica em Rios

Conceitualmente, a temperatura da água é uma medida da energia térmica em um rio (POOLE; BERMAN, 2001). Ou seja, a temperatura e as suas variações representam o estado de um corpo de água como resultado de entradas, perdas e trocas de calor (THOMANN; MUELLER, 1987). De modo geral, os fatores que alteram essa quantidade de energia térmica são condições atmosféricas, topografia, descarga no rio e o leito do rio, além de atividades antrópicas, como o desmatamento da cobertura vegetal ao redor dos rios (CAISSIE, 2006).

As trocas de calor entre a água e a atmosfera ocorrem devido à radiação solar de ondas curtas, à radiação de ondas longas, à evaporação (ou condensação), ao calor advectado pela precipitação (WEBB; ZHANG, 1997) e à transferência de calor por convecção através da superfície da água (BOGAN; MOHSENI; STEFAN, 2003). A radiação de ondas curtas é a energia dos raios solares recebida, e sua intensidade varia com a altitude solar, que varia com a latitude do local, dia do ano e horário do dia. Além disso, parte dessa radiação pode ser dispersada, refletida ou absorvida (CHAPRA, 2008); sombras também podem reduzir a intensidade dos raios solares (JOHNSON, 2003). A radiação de ondas longas ocorre devido a constituintes da atmosfera (gotículas de água e vapor) que absorvem a energia solar e a reemitem para a Terra. Sua intensidade está relacionada à quantidade de nuvens (EDINGER; BRADY; GEYER, 1974).

A radiação solar (onda curta) e a de onda longa emitidas pela atmosfera são dadas em função de condições meteorológicas conhecidas ou observáveis, e ambas são independentes da temperatura da água do rio. De forma oposta, os outros termos (exceto o termo advectivo) são dependentes da temperatura da água (THOMANN; MUELLER, 1987): a quantidade de calor perdida por evaporação depende do vento, da temperatura da água e da pressão de vapor do ar, e a quantidade de calor perdida por convecção da água para o ar depende da diferença de temperatura entre esses meios e também da velocidade do

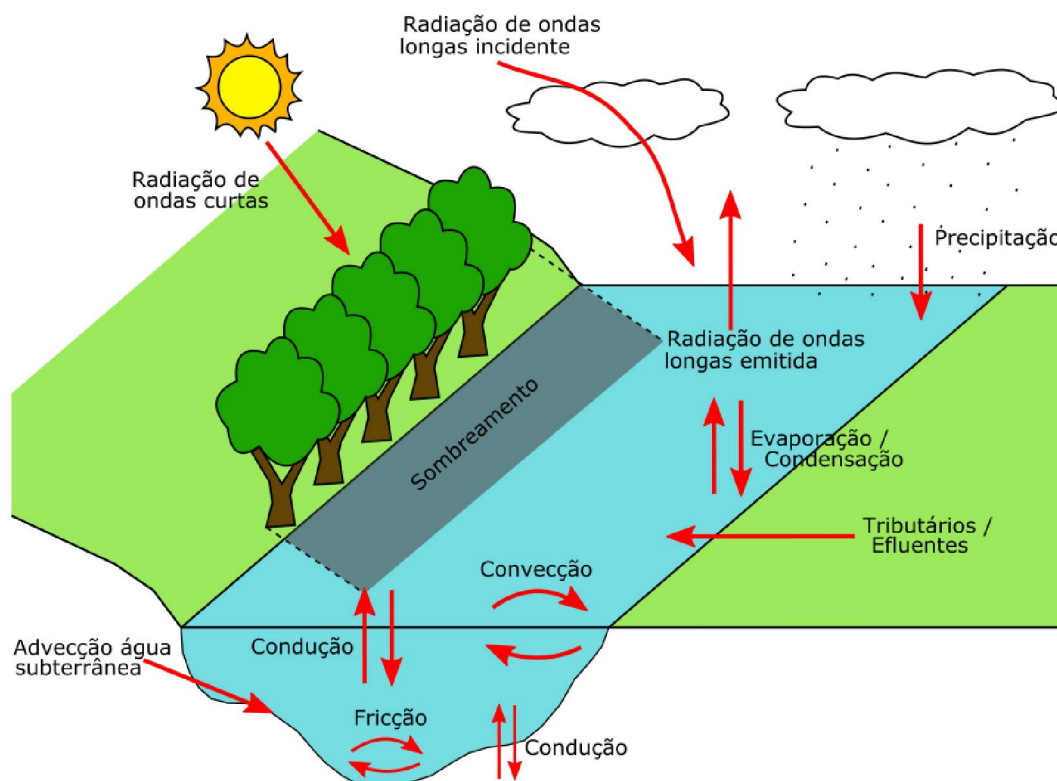


Figura 1 – Fontes e sumidouros de calor que podem influenciar a dinâmica térmica de um rio.

vento, além da radiação de ondas longas emitidas pela própria superfície da água (HORNE; GOLDMAN, 1994). A temperatura do ar afeta algumas das condições atmosféricas, e consequentemente influencia a temperatura da água, de forma a determinar a quantidade de radiação emitida pela atmosfera para a superfície da água (DEAS; LOWNEY, 2000). Em sua análise, Evans, McGregor e Petts (1998) verificaram que 72% da variação da temperatura da água foi explicada pela temperatura do ar e radiação de entrada de ondas curtas, sendo que a radiação solar incidente é comumente observada como o principal componente do balanço de calor dos sistemas fluviais (BASARIN et al., 2016).

Em oposição aos forçantes externos da dinâmica térmica do rio (condições atmosféricas), a estrutura física do canal (topografia, morfologia) exerce controle interno sobre a temperatura da água. Ou seja, enquanto os forçantes determinam o fornecimento de calor, a estrutura física do mesmo determina a resistência do canal ao aquecimento/resfriamento (POOLE; BERMAN, 2001). Como exemplo, observa-se que geralmente a média diária da temperatura da água aumenta a jusante do rio. Ou seja, a temperatura na nascente é próxima da temperatura da água subterrânea, e a mesma começa a aumentar com a distância do ponto do rio até a nascente, onde o canal recebe contribuições de calor das forçantes meteorológicas (O'DRISCOLL; DEWALLE, 2006).

A vegetação ripária também influencia a dinâmica térmica, pois limita a radiação solar incidente que atinge a superfície, bem como a velocidade do vento (MOORE; SPITTLEHOUSE; STORY, 2005). Johnson (2004) realizou um experimento para avaliar

a influência de sombreamento e do substrato do fundo na temperatura da água do rio, e observou (para substratos com base rochosa) uma redução drástica da temperatura máxima atingida no rio com a adição de sombra, e o balanço de energia calculado antes de sombrear o local mostra a predominância da energia solar como uma influência da temperatura do rio. O sombreamento reduz diretamente o fluxo de calor radiativo na água e indiretamente reduz a temperatura do ar acima da superfície da água (BOGAN; MOHSENI; STEFAN, 2003). A morfologia do rio pode influenciar a temperatura da água das seguintes formas:

- A largura do rio determina a superfície da água disponível para trocas de energia (POOLE; RISLEY; HICKS, 2001);
- A profundidade do curso d'água pode afetar a sua capacidade de absorção de calor: nas mesmas condições climáticas, um rio mais profundo não absorverá a mesma quantidade de calor que um rio mais raso (POOLE; BERMAN, 2001);
- A declividade do rio determina a quantidade de energia térmica produzida pelo processo de atrito/fricção: quanto maior a declividade, mais calor é produzido (WEBB; ZHANG, 1997).

Dentro da estrutura física do canal, há também as trocas de calor entre o leito do rio e a água. O fluxo leito-água é função do aquecimento geotérmico através da condução e da transferência de calor advectivo através da contribuição da água subterrânea e da troca entre lençol freático e rio (LAPHAM, 1989). Entre os fluxos ar-água e leito-água, Evans, McGregor e Petts (1998) encontraram que 82% da troca de energia ocorre na parte superior, enquanto 15% é trocado no leito-água e os outros 3% decorrem de outros processos. Além da própria descarga do lençol freático que pode ocorrer no canal, a confluência em tributários também afeta o regime térmico (CAISSIE, 2006), além de lançamentos de efluentes, precipitação e escoamento superficial (LASZEWSKI, 2013). Dentro do lançamento de efluentes, águas residuais e de resfriamento e liberação de água do reservatório têm efeitos antropogênicos sobre a temperatura da água (BOGAN; MOHSENI; STEFAN, 2003).

Com relação à variação temporal, a temperatura da água em rios segue dois ciclos principais: um diário e outro anual (SINOKROT; STEFAN, 1993), sendo também possível avaliar o regime térmico interanual, de forma a analisar se há diferença de anos quentes/secos ou frios/úmidos (POOLE; RISLEY; HICKS, 2001). De acordo com Hebert et al. (2011), a radiação solar é a maior contribuinte para o ganho de calor da superfície da água durante o dia, e que a maior contribuição para a perda de energia durante o dia é a evaporação, enquanto a radiação de ondas longas é a segunda maior contribuinte para o ganho de energia. Contudo, durante a noite a radiação de ondas longas é a maior sumidouro de calor. Os picos de temperatura geralmente são atingidos no final da tarde,

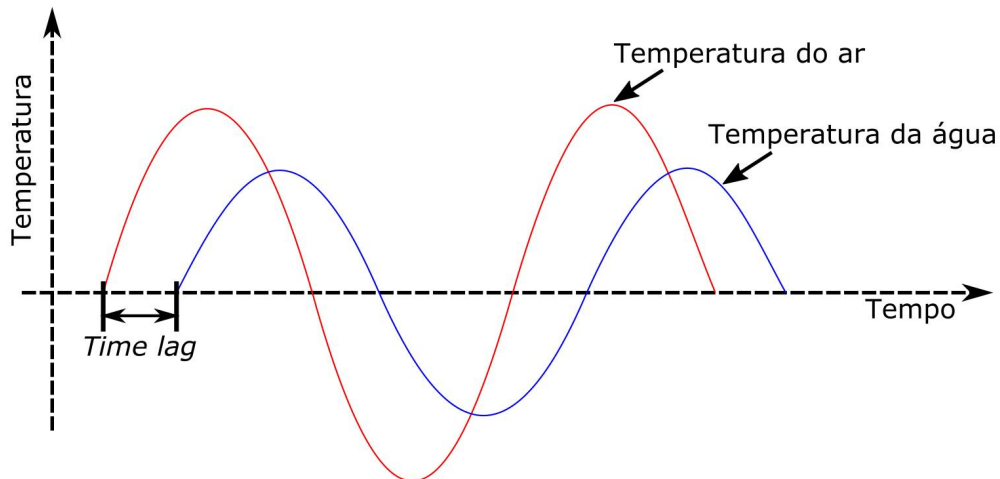


Figura 2 – Resposta da temperatura da água às variações na temperatura do ar. FONTE: Stefan e Preud’homme (1993).

e os valores mínimos próximos do amanhecer (BESCHTA et al., 1987). Dentro do ciclo diário, a amplitude diária da temperatura da água depende da intensidade da radiação solar, bem como da duração do dia, de modo que essas amplitudes mudam com o ciclo anual (MALCOLM et al., 2004). Além da influência do ciclo anual, as amplitudes podem variar entre dias de sol e dias com cobertura de nuvens (WEBB; ZHANG, 1997).

Durante um dia, a temperatura da água segue o comportamento da temperatura do ar, com uma diferença de período entre elas (*time lag* - Figura 2), que pode ser de horas (KANNO; VOKOUN; LETCHER, 2014) ou dias, dependendo das características do rio (STEFAN; PREUD’HOMME, 1993). Esse *time lag* é o período de atraso da resposta da temperatura da água devido à mudanças na temperatura do ar, por efeito da inércia térmica da água (ERICKSON; STEFAN, 2000). Em seu estudo, Stefan e Preud’homme (1993) encontraram que a maioria dos rios analisados tinha um *time lag* abaixo de 2 ou 3 dias, e que rios mais largos e profundos tiveram um número maior de dias, e que para a escala de tempo semanal ou acima dessa esse efeito não é observado.

Com relação ao ciclo anual, há muito tempo se reconhece que a temperatura medida todos os dias no mesmo horário distribui-se sobre uma curva senoidal anual de boa estabilidade interanual (CLUIS, 1972). A temperatura dos rios é afetada pela sazonalidade, e esse ciclo pode então ser representado por essa função senoidal (CAISSIE, 2006), dada pela equação:

$$T(t) = \bar{T} + T_{am} \sin(\omega t - \theta), \quad (2.1)$$

onde  $\bar{T}$  é a média anual da temperatura (em °C),  $T_{am}$  é a amplitude (em °C) da função sinusoidal;  $t$  é o dia do ano (1 de Janeiro é igual a 1 e 31 de Dezembro é 365 ou 366 para ano bissexto);  $\theta$  é a mudança de fase e  $\omega$  é a frequência angular das variações da temperatura ( $\text{dia}^{-1}$ ), que é fixada como  $2\pi/365$ , assumindo que a temperatura repete sua variação de ano em ano (CHEN; FANG; FAN, 2016). A Figura 3 apresenta um exemplo de ajuste

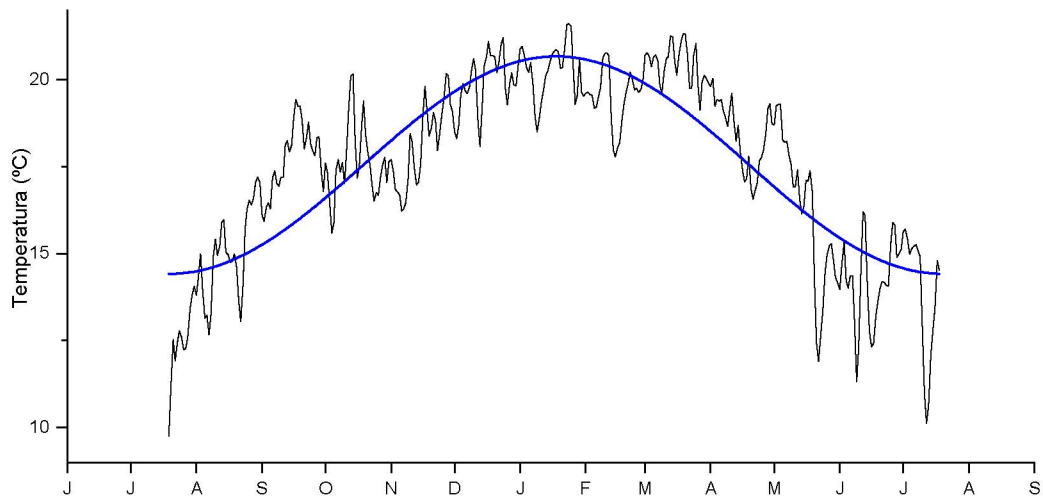


Figura 3 – Exemplo de ajuste da função senoidal aos dados de temperatura da água em um ano em rio localizado no sul do Brasil.

dessa função para dados de temperatura da água no rio Verde (descrito posteriormente na seção 3.1.1).

A mudança de fase indica o dia do ano em que a temperatura máxima ocorre, e a distância acima das abcissas é comumente determinada pela altitude (para locais com climas equatoriais ou temperados) ou pela latitude (para locais de clima temperado). No entanto, pequenas correntes de clima temperado bem sombreadas podem apresentar menores faixas anuais do que as correntes de clima equatorial expostas (WARD, 1985).

## 2.2 Processos de transferência de calor em rios

As mudanças na temperatura da água são causadas por trocas de energia térmica entre a superfície da água e a atmosfera e a troca entre o leito do rio e a água (Figura 1) (CAISSIE, 2006). As técnicas de implementação do balanço de energia utilizadas em previsões de temperatura buscam avaliar a mudança líquida no nível de energia do rio (BROWN, 1969). Os fluxos de calor entre a superfície da água e a atmosfera são dadas por:

$$H = H_{ns} + H_{la} - H_{lw} - H_e + H_c + H_p, \quad (2.2)$$

onde  $H_{ns}$  é a radiação solar líquida,  $H_{la}$  é a radiação atmosférica de onda longa,  $H_{lw}$  é a radiação de onda longa emitida pela água,  $H_e$  é o fluxo de calor por evaporação,  $H_c$  é o fluxo convectivo de calor e  $H_p$  é o fluxo de calor por precipitação.

### 2.2.1 Radiação solar líquida - $H_{ns}$

O primeiro termo da Equação 2.2, a radiação solar líquida ( $H_{ns}$ ), é dado por

$$H_{ns} = R_s(1 - \alpha)(1 - M_{sh}), \quad (2.3)$$

onde  $R_s$  é a radiação de ondas curtas, que é o fluxo de radiação proveniente diretamente da radiação solar;  $\alpha$  é o albedo, que é a razão entre o fluxo radiativo de ondas curtas refletido e o fluxo da radiação incidente correspondente, e para o caso da superfície da água tem um valor próximo a 0,06 (BRUTSAERT, 1991); e, por fim,  $M_{sh}$  é um fator que representa a fração de sombreamento do rio exercida pela vegetação e pelo relevo, podendo assumir valores entre 0 e 1 (SINOKROT; STEFAN, 1993) (BOGAN; MOHSENI; STEFAN, 2003) (CAISSIE; SATISH; EL-JABI, 2005), em que 0 significa que não há sombreamento e 1 que o sombreamento é total e a superfície não recebe nenhuma radiação.

### 2.2.2 Radiação de ondas longas emitidas pela atmosfera - $H_{la}$

A radiação de ondas longas é o fluxo de radiação resultante da emissão dos gases atmosféricos e das superfícies terrestres e aquáticas da Terra. É adequado considerar-se separadamente dois componentes da radiação de ondas longas: o componente da radiação descendente da atmosfera ( $H_{la}$ ) e a radiação ascendente da superfície da água ( $H_{lw}$ ) (BRUTSAERT, 1991). A radiação de onda longa emitida pela atmosfera é obtida por

$$H_{la} = \varepsilon_a \sigma (T_a + 273,15)^4 (1 - R_l), \quad (2.4)$$

onde  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann, que é igual a  $4,899 \cdot 10^{-6} \text{ kJ m}^{-2} \text{ d}^{-1} \text{ K}^{-4}$ ,  $T_a$  é a temperatura do ar (em °C),  $R_l$  é coeficiente que representa a reflexão da radiação de onda longa, que geralmente tem o valor de 3% da radiação incidente (THOMANN; MUELLER, 1987).  $\varepsilon_a$  é a emissividade da atmosfera, dada por (HENDERSON-SELLERS, 1986)

$$\varepsilon_a = 0,84 - (1 - C)(0,1 - 9,973 \cdot 10^{-6} e_a) + 3,491 \cdot 10^{-5} e_a \text{ para } C \leq 0,6 \quad (2.5)$$

$$\varepsilon_a = 0,87 - (1 - C)(0,175 - 29,92 \cdot 10^{-6} e_a) + 2,693 \cdot 10^{-5} e_a \text{ para } C > 0,6 \quad (2.6)$$

onde  $C$  é o coeficiente de nebulosidade, obtido pelas equações dadas no Apêndice A, e  $e_a$  é a pressão de vapor d'água, dada pelo produto entre a pressão de saturação da água e a umidade relativa. A pressão de saturação é dada pela seguinte equação (MURRAY, 1967):

$$e_{sat} = 0,61078 \cdot \exp\left(\frac{17,27T_a}{237,3 + T_a}\right). \quad (2.7)$$

### 2.2.3 Radiação de ondas longas emitidas pela água - $H_{lw}$

A radiação de onda longa emitida pela superfície da água é similar à equação da radiação emitida pela atmosfera, sendo dada por (HENDERSON-SELLERS, 1986):

$$H_{lw} = \varepsilon_w \sigma (T_s + 273,15)^4, \quad (2.8)$$

e, assim como a radiação emitida pela atmosfera é função da emissividade da atmosfera ( $\varepsilon_a$ ), a radiação emitida pela água é dependente da emissividade da água ( $\varepsilon_w$ ), que geralmente

pode ser considerada igual a 0,97 (BRUTSAERT, 1991) (KIM; CHAPRA, 1997).  $T_s$  é o valor da temperatura da superfície da água (em °C). É utilizado o subscrito  $s$  nessa variável para seguir a notação dada na literatura, sendo *stream* o termo em inglês para rio.

#### 2.2.4 Fluxo de calor latente - $H_e$

Conhecido também por fluxo de calor por evaporação ( $H_e$ ), o fluxo de calor latente é dado por (BOGAN; MOHSENI; STEFAN, 2003)

$$H_e = D_e U (e_s - e_d) (1 - N_{sh}), \quad (2.9)$$

onde  $D_e$  é o coeficiente de difusão do fluxo de calor por evaporação, que é obtido por (BRUTSAERT, 1991)

$$D_e = 0,622 \frac{l_v}{P} \frac{\rho_a k^2}{[\ln(z/z_0)]^2}, \quad (2.10)$$

em que  $l_v$  é o calor latente de vaporização (em kJ kg<sup>-1</sup>),  $P$  é a pressão (em kPa),  $\rho_a$  é a massa específica do ar (em kg m<sup>-3</sup>);  $k$  é a constante de von Karman (igual a 0,4),  $z$  é a altura da medição da velocidade do vento e  $z_0$  é a rugosidade da superfície. O calor latente ( $l_v$ ) é dado em função de  $T_a$  (em °C):

$$l_v = 2,501 \cdot 10^3 - 2,361 T_a. \quad (2.11)$$

Voltando à Equação 2.9,  $U$  é a velocidade do vento medida a 2 metros (em m d<sup>-1</sup>),  $e_s$  e  $e_d$  são as pressões de vapor de saturação (em kPa) em relação à temperatura da água e da temperatura do ponto de orvalho, respectivamente. Por fim,  $N_{sh}$  é um coeficiente que representa o efeito da cobertura e do relevo sobre a ação local do vento, que assim como  $M_{sh}$ , varia entre 0 e 1, em que zero representa nenhum efeito de bloqueio e 1 significa que a ação do vento é completamente anulada (BOGAN; MOHSENI; STEFAN, 2003).

#### 2.2.5 Fluxo de calor sensível - $H_c$

O fluxo de calor sensível  $H_c$ , também chamado de fluxo convectivo de calor, é dado por uma equação similar à 2.9 (BOGAN; MOHSENI; STEFAN, 2003):

$$H_c = D_c U (T_a - T_s) (1 - N_{sh}), \quad (2.12)$$

onde  $D_c$  é o coeficiente do fluxo de calor por condução, que é obtido por (BRUTSAERT, 1991)

$$D_c = \left( \frac{100}{P} \right)^{0,285} \frac{\rho_a c_{pa} k^2}{[\ln(z/z_0)]^2}, \quad (2.13)$$

em que, diferentemente da fórmula de  $D_e$ ,  $c_{pa}$  é o calor específico do ar a pressão constante (em kJ kg<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>).

### 2.2.6 Fluxo de calor por precipitação - $H_p$

Por fim, o fluxo de calor por precipitação é dado por (KIM; CHAPRA, 1997)

$$H_p = \rho_w c_w I (T_d - T_s), \quad (2.14)$$

onde  $\rho_w$  é a massa específica da água em ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $c_w$  é a capacidade de calor da água (em  $\text{kJ kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ ),  $T_d$  é a temperatura do ponto de orvalho ( $^\circ\text{C}$ ) e  $I$  é a intensidade da precipitação (em  $\text{m d}^{-1}$ ).

## 2.3 Modelos de estimativa da temperatura da água do rio

A modelagem da temperatura da água de um rio pode ser utilizada como o primeiro passo para prever o efeito das atividades antrópicas no ecossistema da bacia hidrográfica do rio (SINOKROT; STEFAN, 1993). Para a estimativa dessa temperatura, existem modelos de diferentes graus de complexidade e que requerem diferentes dados de entrada (MOHSENI; STEFAN; ERICKSON, 1998). De forma geral, os modelos de temperatura incluem abordagens empíricas (a partir de base de dados) e/ou mecanicistas (baseados em processos físicos).

Os modelos mecanicistas são baseados nas equações do transporte advectivo-difusivo de calor e do balanço de energia entre a água e a atmosfera/leito, enquanto os modelos de abordagem empírica são baseados na afirmação de que como a temperatura da água é impulsionada pelo clima, existe uma boa relação entre a temperatura do ar e a temperatura da água em rios (BUENDIA et al., 2015). De acordo com Caissie (2006), os modelos de temperatura da água em rios são geralmente classificados em três grupos: modelos mecanicistas, estocásticos e de regressão. A Tabela 1 sintetiza as vantagens e desvantagens desses diferentes grupos de modelos, que são apresentados com mais detalhes nas próximas subseções.

Os modelos de regressão e estocásticos são também muitas vezes classificados como modelos estatísticos paramétricos (BENYAHYA et al., 2007a). Existem também modelos estatísticos não paramétricos para estimativa da temperatura da água no rio, os quais não serão abordados nesse estudo. Esses modelos podem ser desenvolvidos através de redes neurais artificiais e/ou método algoritmo do vizinho mais próximo (BENYAHYA et al., 2008). Esse tipo de modelo necessita de longas séries temporais de dados, e os mesmos não fornecem uma função matemática convencional ou uma interpretação física (BENYAHYA et al., 2007a).

### 2.3.1 Modelos Mecanicistas

Os modelos mecanicistas são desenvolvidos com base na equação de transporte advectivo-difusivo de calor, e utilizam séries temporais de forçantes meteorológicos relevantes,

Tabela 1 – Síntese dos tipos de modelos de temperatura da água em rios.

Tipo de modelo	Vantagens	Desvantagens
Mecanicista	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Quantifica o fluxo total de energia;</li> <li>- Pode ser utilizado em diferentes escalas espaciais (1D, 2D, 3D);</li> <li>- Pode simular diferentes cenários</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Requer muitos parâmetros de entrada;</li> <li>- Exige calibração extensiva e alto custo computacional.</li> </ul>
Regressão	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Necessidade de poucos dados de entrada;</li> <li>- Fácil aplicação</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Por ser empírico, a aplicabilidade do modelo é local;</li> <li>- Não recomendado para escalas de tempo menores que a diária</li> </ul>
Estocástico	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Adequado para escala temporal diária;</li> <li>- Abordagem de modelagem dos resíduos</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Requer longas séries de observações;</li> <li>- Adequado quando os resíduos são estacionários;</li> <li>- A aplicabilidade do modelo é local</li> </ul>

utilizados em equações de balanço de calor para calcular a troca térmica entre a água do rio e o meio (atmosfera e leito) (AHMADI-NEDUSHAN et al., 2007) (BENYAHYA et al., 2007a). Existem modelos que realizam simplificações na equação de transporte e consideração de fluxos de calor entre a superfície ar-água (BROWN, 1969) e outros que adicionam também o fluxo de calor entre a água e o leito (SINOKROT; STEFAN, 1993). Esse tipo de modelo pode ser utilizado em diferentes escalas espaciais (1D, 2D, 3D), contudo é comum fazer a modelagem unidimensional, ao longo do eixo principal do rio, pois a temperatura nos rios é relativamente uniforme com a profundidade e pequenas mudanças são observadas na direção transversal (CAISSIE, 2006). O modelo geral unidimensional para rios verticalmente bem misturados, ao aplicar o princípio da conservação da energia térmica, é expresso da seguinte forma (LARNIER et al., 2010):

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} + u \frac{\partial T_s}{\partial x} - \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left( A D_L \frac{\partial T_s}{\partial x} \right) = \frac{W}{c_w \rho_w A} H + \frac{p}{c_w \rho_w A} H_{sed} \pm S, \quad (2.15)$$

onde  $T_s$  é a temperatura da água do rio estimada ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $t$  é o tempo (dia),  $x$  é a distância a jusante (m),  $A$  é a área da seção transversal ( $\text{m}^2$ ),  $W$  é a largura do rio (m),  $D_L$  é o coeficiente de dispersão na direção do escoamento da água ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ),  $c_w$  é o calor específico da água ( $4.19 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ ),  $\rho_w$  é a densidade da água ( $\approx 1000 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $p$  é o perímetro molhado do rio (m),  $H$  representa o fluxo de calor total através da superfície da água ( $\text{kJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ),  $H_{sed}$  representa o fluxo total de calor do sedimento/leito ( $\text{kJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) e  $S$  representa outras possíveis fontes ou sumidouros, como entrada de tributários, captação e lançamento de efluentes. Para esse caso, as condições de contorno seriam na superfície, pelo fluxo de calor entre a atmosfera e a água, e no fundo, sendo o fluxo de calor entre a

água e o leito, calculado por (SINOKROT; STEFAN, 1994)

$$H_{sed} = -k_s \frac{\partial T_l}{\partial z}, \quad (2.16)$$

em que  $k_s$  é a condutividade térmica do leito e  $T_l$  é a temperatura do leito, sendo que a mesma pode ser obtida resolvendo a equação instável da condução de calor (SINOKROT; STEFAN, 1993).

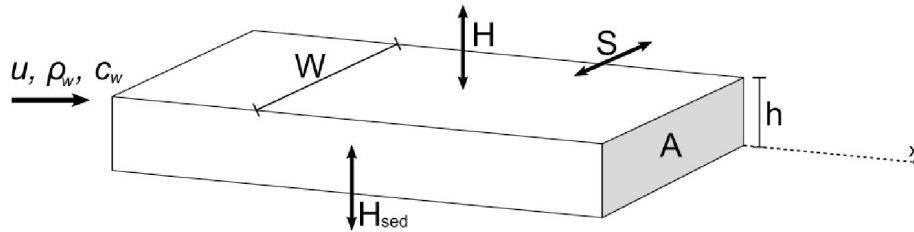


Figura 4 – Parâmetros utilizados na equação de transporte.

A Equação 2.15 pode ser simplificada por um conjunto de hipóteses. De acordo com Hondzo e Stefan (1994) e Younus, Hondzo e Engel (2000), o aumento da temperatura causado pela transferência de calor entre a água e o leito é insignificante em uma escala temporal maior que a diária, e Torgersen et al. (2001), utilizando um método de sensoriamento remoto para medir padrões espaciais de temperatura do rio encontrou um aumento da temperatura de menos de  $0,09 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$  no rio McKenzie (EUA), sendo possível então concluir que para rios com a temperatura da água bastante uniforme, as mudanças na temperatura ao longo do rio são geralmente pequenas em comparação com as mudanças temporais. Então, a equação de transporte de calor simplificada é dada por (CAISSIE; SATISH; EL-JABI, 2007):

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{W}{c_w \rho_w A} H. \quad (2.17)$$

A Equação 2.17 é utilizada para estimar a temperatura da água em um ponto específico no rio (MARCOTTE; DUONG, 1973), além de ser também utilizada como condição de contorno a montante para aplicação na simulação utilizando a Equação 2.15 (SINOKROT; STEFAN, 1993) (YOUNUS; HONDZO; ENGEL, 2000). Para o caso do modelo simplificado, os autores consideram os fluxos de calor atmosfera-água e água-leito não como condições de contorno, mas como fontes ou sumidouros (MARCEAU; CLUIS; MORIN, 1986) (SINOKROT; STEFAN, 1993) (GU; MONTGOMERY; AUSTIN, 1998) (CAISSIE; SATISH; EL-JABI, 2007) (HAAG; LUCE, 2008), resultado obtido através da integração das equações nas outras direções.

Em comparação aos outros modelos, o mecanicista considera os processos físicos que atuam na dinâmica térmica do rio, enquanto os modelos de regressão e estocásticos, que embora consigam reproduzir a temperatura da água com certa precisão, têm a temperatura

da água interpretada como uma variável aleatória (HEBERT et al., 2011). Diferente dos modelos estatísticos, que fazem as estimativas da temperatura para somente um ponto do rio, os modelos mecanicistas podem ser aplicados em diversos pontos, e são uma ferramenta eficiente para simulação de diferentes cenários, alterando algumas das componentes do balanço de energia (ST-HILAIRE et al., 2000) (GOOSEFF; STRZEPEK; CHAPRA, 2005). Conseqüentemente, os modelos são muito úteis para analisar e comparar diferentes cenários de impacto devido a fontes antropogênicas, como presença de reservatórios, poluição térmica e desmatamento (BENYAHYA et al., 2007b).

Em contrapartida, os modelos mecanicistas requerem um grande número de dados de entrada (incluindo geometria do corpo d'água, cobertura vegetal, uso do solo e parâmetros meteorológicos) (TOFFOLON; PICCOLROAZ, 2015), e por necessitarem de muitos parâmetros medidos e frequência de medição dos mesmos, a acurácia desse tipo de modelo possui um custo alto, além da implementação ser mais complexa do que dos outros tipos de modelo, por exigir uma calibração extensiva (ERICKSON; STEFAN, 2000) (BENYAHYA et al., 2007a).

### 2.3.1.1 Temperatura de equilíbrio

Como o uso de modelos mecanicistas pode ser bastante complexo, por considerar as trocas de calor entre ar-água e água-leito e necessitar de dados que muitas vezes estão indisponíveis, a busca por um modelo mais simples, mas que ainda consiga inserir os processos físicos da dinâmica térmica, é atrativa. A partir da simplificação da Equação 2.17, pode ser observado que a taxa de variação da temperatura no tempo é dada em função de uma constante  $\alpha$  que multiplica o balanço de energia na interface ar-água:

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \alpha H, \quad \alpha = \frac{W}{c_w \rho_w A}. \quad (2.18)$$

Alguns termos do balanço de energia variam com o valor da temperatura da água, e a partir dessa colocação é possível aplicar a série de Taylor na função do balanço de energia em torno do ponto  $T_0$ :

$$H(T_s) = H(T_0) + \frac{\partial H(T_0)}{\partial t} \frac{(T_s - T_0)^1}{1!}. \quad (2.19)$$

Ao considerar essa temperatura  $T_0$  de forma que o somatório de todos os fluxos de energia é igual a zero ( $H(T_0) = 0$ ) e que a primeira derivada no termo da expansão de Taylor é uma constante  $k$ , obtém-se que

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \alpha \frac{\partial H(T_0)}{\partial t} (T_s - T_0) = k(T_s - T_0). \quad (2.20)$$

A temperatura a qual o somatório dos fluxos de energia é igual a zero é denominada temperatura de equilíbrio ( $T_0 = T_e$ ). Edinger, Duttweiler e Geyer (1968) utilizaram a Equação 2.2 em função da temperatura da água e depois substituíram esse valor pela

temperatura de equilíbrio e obtiveram uma nova equação para o balanço de energia na mesma forma apresentada. Contudo, o sinal das variáveis  $T_s$  e  $T_e$  está invertido, e esse mesmo formato é apresentado por outros autores (GU; MONTGOMERY; AUSTIN, 1998) (CAISSIE; SATISH; EL-JABI, 2005) (LARNIER et al., 2010), e considera-se que essa troca de sinal é vinculada a uma nova constante  $K$ :

$$H = K(T_e - T_s), \quad (2.21)$$

sendo  $K$  o coeficiente de troca de calor. Portanto, o modelo baseado na temperatura de equilíbrio é uma abordagem em que o fluxo de calor líquido na superfície da água é expresso como uma forma mais simples do que nos modelos mecanicistas tradicionais (LARNIER et al., 2010).

A temperatura de equilíbrio é a temperatura que a água precisaria atingir de forma que o balanço de fluxos de energia se torne igual a zero, ou seja, que não existam trocas e esteja em equilíbrio (EDINGER; BRADY; GEYER, 1974) (MOHSENI; STEFAN, 1999) (BOGAN; MOHSENI; STEFAN, 2003). Um corpo d'água poderia alcançar a temperatura de equilíbrio se todas as condições meteorológicas fossem constantes no tempo (THOMANN; MUELLER, 1987). Contudo, pelo fato de as condições não serem constantes no tempo e no espaço, a temperatura de equilíbrio não é alcançada pois a parcela da água não consegue se ajustar instantaneamente ao ambiente térmico (MOORE; SPITTLEHOUSE; STORY, 2005). Se as trocas de energia entre a água e a atmosfera ocorressem somente entre a condução e a convecção, a temperatura de equilíbrio seria igual à temperatura do ar próxima a superfície da água. Contudo, outros processos de troca que dependem de fatores meteorológicos além da temperatura (principalmente radiação solar e pressão de vapor do ar) são sempre significativos e em geral a temperatura de equilíbrio é diferente da temperatura do ar (DINGMAN, 1972).

A obtenção da temperatura de equilíbrio é feita por meio da equação do balanço de energia, ao isolar a temperatura de equilíbrio dentro dos termos da radiação de ondas longas emitida pela água, do fluxo de calor por evaporação, do fluxo convectivo de calor e do fluxo de calor por precipitação. Mohseni e Stefan (1999), Caissie, Satish e El-Jabi (2005) e Buendia et al. (2015) realizaram simplificações em alguns dos termos do balanço e conseguiram isolar a temperatura de equilíbrio, sendo a mesma dada em função da temperatura do ar, radiação solar e temperatura do ponto de orvalho.

Para rios no Canadá, Caissie, Satish e El-Jabi (2005) encontraram uma forte associação linear entre as temperaturas do ar e do ponto de orvalho, e presumiram que regiões que tiverem essa associação linear também encontrariam uma relação linear entre a temperatura do ar e a temperatura de equilíbrio. Mohseni e Stefan (1999) também encontraram essa associação entre as temperaturas do ponto de orvalho e do ar, e utilizaram um balanço de calor de toda a camada atmosférica para que a temperatura de equilíbrio não dependesse também da radiação solar, levando a uma relação linear entre a temperatura do ar e a

temperatura de equilíbrio mais precisa. Apesar disso, eles recomendam que a relação entre as temperaturas do ar e de equilíbrio devem ser examinadas para diferentes intervalos de temperatura do ar, devido à relação entre a temperatura do ar e a pressão de vapor saturado ter uma relação não linear. A Figura 5 mostra a relação entre a temperatura de equilíbrio e a temperatura do ar para diferentes intervalos e as temperaturas naturais a montante (águas subterrâneas, degelo e ponto de orvalho) nos rios.

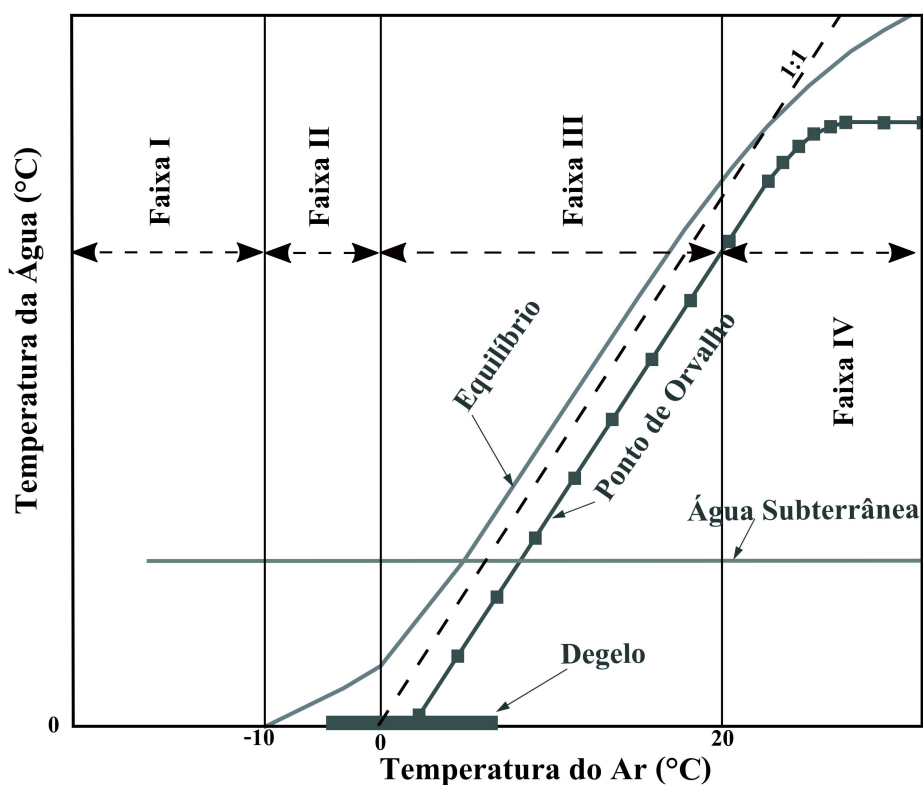


Figura 5 – Relação entre as temperaturas do ar e da água. FONTE: Mohseni e Stefan (1999)

A partir do esquema mostrado na Figura 5, pode-se notar que na Faixa II ( $-10^{\circ}\text{C} \lesssim T_a \lesssim 0^{\circ}\text{C}$ ) a inclinação na reta que relaciona a temperatura do ar e da água é menor do que na faixa seguinte, o que pode ser explicado pelo fato de que a água do rio é mais dependente da água subterrânea do que da temperatura do ar. Na Faixa III ( $0^{\circ}\text{C} \lesssim T_a \lesssim 20^{\circ}\text{C}$ ), tanto a temperatura de equilíbrio quanto a temperatura do ponto de orvalho variam linearmente com a temperatura do ar, assim como as temperaturas da água tendem a variar linearmente para essa faixa, com uma inclinação próxima a da reta 1:1. De acordo com Buendia et al. (2015), o coeficiente angular da relação linear entre a temperatura da água e a temperatura de equilíbrio pode ser utilizada como um indicador da dependência do comportamento térmico do rio a condições meteorológicas, com inclinações mais acentuadas indicando uma alta dependência desses fatores ou com declives mais baixos indicando uma alteração térmica causada por um fator externo.

A Faixa IV, para  $T_a \gtrsim 20^{\circ}\text{C}$ , mostra que a taxa de variação da temperatura do ponto de orvalho muda rapidamente e seu valor se aproxima de zero, conseqüentemente afetando

a curva da temperatura de equilíbrio. Mohseni e Stefan (1999) encontraram uma relação não linear entre a temperatura do ponto de orvalho e do ar para  $T_a \gtrsim 25^\circ\text{C}$ , e a explicação para esse comportamento se dá por a temperatura do ponto de orvalho estar próxima da temperatura da superfície como resultado da evaporação contínua do corpo d'água, e esta temperatura de ponto de orvalho controlar qualquer evaporação adicional. Assim, como nessa faixa ocorre o resfriamento evaporativo, o gradiente da pressão de vapor (que é a força motriz para o transporte de vapor da superfície para a atmosfera) é pequeno. Os mesmos também concluíram que a relação entre a temperatura do rio e do ar é muito semelhante à relação temperatura de equilíbrio e do ar, de forma que a taxa de variação da temperatura de equilíbrio em relação a temperatura do ar (declive da função) é aproximadamente zero para temperaturas baixas, tem um declive perto da reta 1:1 para temperaturas moderadas e um declive moderado com tendência a nivelar a altas temperaturas, que em geral se assemelha a uma função em forma de S.

### 2.3.2 Modelos de Regressão

De forma geral, utilizar uma regressão entre duas variáveis é buscar uma equação para se estimar o valor de uma variável, dado os valores da outra. Ao desenvolver uma forma de estimar a temperatura da água, a temperatura do ar é utilizada como variável independente, assumindo-se implicitamente que a mesma ( $T_a$ ) é o fator mais importante na dinâmica térmica do rio (MORRILL; BALES; CONKLIN, 2005). Por meio da análise do balanço de energia, Mohseni e Stefan (1999) demonstraram que a temperatura do ar pode ser um bom indicador da temperatura do rio, especialmente em escalas de tempo semanais e mensais.

Dentro desse tipo de modelo, a regressão linear busca prever a temperatura da água usando somente a temperatura do ar. Modelos de regressão linear entre a temperatura do ar e a temperatura da água são utilizados para projetar as temperaturas da água em um cenário de mudanças climáticas (EATON; SCHELLER, 1996). A equação linear que relaciona a temperatura da água e do ar é dada por

$$T_s(t) = AT_a + B, \quad (2.22)$$

onde  $T_s$  e  $T_a$  representam as médias das temperaturas da água (estimada) e do ar em determinada escala temporal, e as constantes  $A$  (adimensional) e  $B$  ( $^\circ\text{C}$ ) são obtidas através do método dos mínimos quadrados. De acordo com Kelleher et al. (2012), o coeficiente angular ( $A$ ) indica o quanto uma determinada corrente é sensível a mudanças na temperatura da água devido a mudanças na temperatura do ar. Esse coeficiente é chamado de sensibilidade térmica, e a magnitude deste é uma função do comportamento da temperatura do rio em temperaturas baixas e altas do ar, que é quantificada por controles locais e não locais. Essa análise do coeficiente angular é também realizada por Krider et al. (2013), que observam que regressões com valores altos para o coeficiente angulares

e pequenos para o linear são mais controlados por variáveis meteorológicas, enquanto valores de  $A$  menores e de  $B$  maiores foram encontrados para rios com maior controle da temperatura por escoamento subterrâneo. Esses resultados foram observados também por Erickson e Stefan (2000) e O’Driscoll e DeWalle (2006).

Esse tipo de regressão é utilizada no modelo SWAT (Soil and Water Assessment Tool), em que a média diária da temperatura da água, requerida para modelagem envolvendo parâmetros biológicos e processos relacionados à qualidade da água, é calculada por meio da equação desenvolvida por Stefan e Preud’homme (1993), considerando o rio bem misturado (NEITSCH et al., 2011):

$$T_s(t) = 0,75T_a + 5,0. \quad (2.23)$$

A regressão linear pode ser feita com diferentes escalas temporais (horária, diária, semanal, mensal), e é importante considerar que diferentes escalas de tempo darão diferentes correlações entre as variáveis (STEFAN; PREUD’HOMME, 1993) (CAISSIE, 2006). Em seu estudo relacionando as temperaturas do rio e da água em diversos locais em Minnesota (EUA), Pilgrim, Fang e Stefan (1998) encontraram que o coeficiente angular da regressão linear aumenta conforme a escala temporal aumenta. Esse mesmo resultado foi também observado por Erickson e Stefan (2000) para o mesmo local, em que mostraram que os dois coeficientes da equação linear são uma função da escala temporal. Contudo, apesar de encontrar uma boa relação linear entre as temperaturas em Minnesota, as análises feitas em Oklahoma mostraram a existência de uma relação não linear quando a temperatura do ar ultrapassava o valor de 25°C.

De forma geral, os modelos de regressão linear simulam com sucesso as temperaturas do rio para temperaturas do ar acima de 0°C. Contudo, para temperaturas do ar abaixo de 0°C e acima de 20°C, a relação entre a temperatura da água e da temperatura do ar não costuma parecer linear (MOHSENI; STEFAN; ERICKSON, 1998), e essa mudança tem sido atribuída principalmente às entradas de água subterrânea, à liberação de calor latente com formação de gelo, o que impede que a temperatura da água caia muito abaixo de 0°C (WEBB; CLACK; WALLING, 2003). Para temperaturas do ar mais altas, o déficit de pressão de vapor acima de uma superfície de água aumenta drasticamente, causando forte resfriamento evaporativo em temperaturas elevadas do ar (KANNO; VOKOUN; LETCHER, 2014) e, além disso, a emissão de radiação de ondas longas pelas águas também é afetada (MOHSENI; ERICKSON; STEFAN, 2002). Neste caso, o modelo de regressão não linear se mostra mais adequado para a estimativa da temperatura da água. Também conhecida como regressão logística, a função que fornece uma curva em formato de S é dada por

$$T_s = \mu + \frac{\alpha - \mu}{1 + e^{\gamma(\beta - T_a)}}, \quad (2.24)$$

onde  $T_s$  é a temperatura da água estimada,  $T_a$  é a temperatura do ar medida/média no período de interesse; e existem 4 parâmetros:  $\mu$  é a temperatura mínima estimada da

água,  $\alpha$  é a temperatura máxima estimada,  $\beta$  é o valor da temperatura do ar no ponto de inflexão e  $\gamma$  é em função da inclinação do ponto de inflexão (MOHSENI; ERICKSON; STEFAN, 1999), dado por (Figura 6) (MOHSENI; STEFAN; ERICKSON, 1998)

$$\gamma = \frac{4 \tan \theta}{\alpha - \mu} \quad (2.25)$$

Os modelos não lineares são geralmente utilizados em uma escala temporal semanal ou mensal. Em comparação à regressão linear, os resultados obtidos pela regressão não linear se adequaram melhor aos dados (MOHSENI; STEFAN; ERICKSON, 1998) (MORRILL; BALES; CONKLIN, 2005). Ao aplicar a Equação 2.24 em 584 pontos nos Estados Unidos, Mohseni, Stefan e Erickson (1998) obtiveram 84% de sucesso na representação da relação entre a temperatura da água e do ar (coeficiente de Nash-Sutcliffe > 0.9), inclusive para valores extremos.

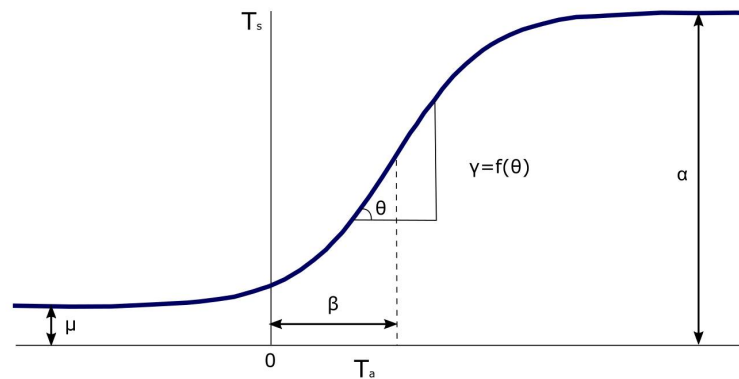


Figura 6 – Relação entre as temperaturas do ar e da água. FONTE: Mohseni, Stefan e Erickson (1998).

As regressões linear e não linear comumente especificam que a temperatura do ar é a única variável independente, contudo parâmetros meteorológicos e aspectos físicos do rio também podem afetar a temperatura do rio (PILGRIM; FANG; STEFAN, 1998). Em um contexto em que outro fator pode ter forte influência na temperatura da água, a utilização da regressão múltipla pode ser mais apropriada. Os modelos de regressão múltipla podem utilizar tanto a abordagem linear quanto a não linear, utilizando outras variáveis explicativas da temperatura da água, além da temperatura do ar, como exemplo vazão (CRISP; HOWSON, 1982) (WEBB; CLACK; WALLING, 2003), precipitação (CRISP; HOWSON, 1982); radiação solar (JEPPESEN; IVERSEN, 1987), profundidade do corpo d'água (JEPPESEN; IVERSEN, 1987), umidade relativa e precipitação (PEDERSEN; SAND-JENSEN, 2007), entre outros. Apesar disso, estudos comparativos entre regressões múltiplas e outras formas de regressão (linear e não linear) mostraram que adicionar outra variável independente provocou uma insignificante melhora (CRISP; HOWSON, 1982) (WEBB; CLACK; WALLING, 2003) (PEDERSEN; SAND-JENSEN, 2007).

### 2.3.3 Modelos Estocásticos

Assim como os modelos de regressão, os modelos estocásticos precisam de poucos dados de entrada e são mais simples em comparação aos modelos mecanicistas. Em contrapartida, diferente dos modelos de regressão, nas modelagens estocásticas o tempo é um fator importante (CAISSIE, 2006). Considerando que as temperaturas possuem um ciclo anual, as variações diárias em torno desse ciclo representam o efeito de eventos estocásticos, como precipitação, as passagens de massas de ar de diferentes características e a mudança na cobertura de nuvens (CLUIS, 1972). Dessa forma, o primeiro passo na modelagem estocástica é estabelecer o componente anual de longo prazo nas temperaturas da água do rio (CAISSIE; EL-JABI; ST-HILAIRE, 1998). De forma geral, a temperatura da água em um rio pode ser representada por (AHMADI-NEDUSHAN et al., 2007):

$$T_s(t) = T_A(t) + R_s(t), \quad (2.26)$$

onde  $T_s$  é a temperatura da água,  $t$  representa o dia do ano,  $T_A$  é o componente anual de longo prazo, que pode ser estimado através de uma série de Fourier (LARNIER et al., 2010) ou uma função seno (Equação 2.1); e  $R_s$  é o resíduo da temperatura de curto prazo. A componente de curto prazo é geralmente modelada usando uma variedade de abordagens, como, por exemplo, uma análise utilizando regressão múltipla (CAISSIE; EL-JABI; ST-HILAIRE, 1998), a cadeia de Markov de segunda ordem (CLUIS, 1972) (LARNIER et al., 2010) e a utilização da metodologia de Box-Jenkins (MARCEAU; CLUIS; MORIN, 1986).

Ao avaliar as temperaturas do ar e da água em uma escala temporal diária, Caissie, El-Jabi e Satish (2001) encontraram uma maior acurácia para o modelo estocástico, em comparação ao modelo de regressão não linear. Por essa razão, é comum esse tipo de modelo ser utilizado em uma escala temporal diária. Embora esse tipo de modelagem tenha uma boa acurácia, um modelo estocástico desenvolvido para um determinado rio não pode ser facilmente aplicado para outro, e o mesmo não é tão útil em estudos de impacto sem uma série temporal de dados incluindo temperaturas antes e depois do intervalo que será analisado (CAISSIE; EL-JABI; ST-HILAIRE, 1998), pois essa abordagem de modelo exige séries temporais longas de temperatura da água para um rio específico (BENYAHYA et al., 2007b).

## 2.4 Modelos em Destaque

A Tabela 2 mostra estudos de simulação da temperatura da água com modelos estatísticos paramétricos (regressão linear, regressão não linear, regressão múltipla e estocástico) e modelos mecanicistas (balanço de energia e equação de transporte de calor e simplificação com a utilização da temperatura de equilíbrio). A partir desta, pode-se observar que os modelos de regressão são muito utilizados, especialmente a regressão linear, o

que pode ser justificado pela simplicidade do método e eficiência, visto que muitos dos locais não possuem medições de outras variáveis meteorológicas para aplicação de modelos mecanicistas.

Quanto à escala temporal utilizada nos modelos, a maioria é simulada utilizando médias diárias ou semanais. De forma geral, para os modelos de regressão, as correlações são tipicamente mais fracas para escalas de tempo menores (por exemplo, escala horária), enquanto que uma escala de tempo maior (por exemplo, mensalmente) pode levar à compressão da variabilidade e, assim, uma perda de informação potencialmente relevante (ARISMENDI et al., 2014). A escala semanal, para modelos de regressão, possui uma boa adequação dos dados simulados e medidos, e grande parte dos modelos são considerados para essa a escala temporal devido a média semanal da temperatura ser um bom indicativo para habitat de peixes (EATON; SCHELLER, 1996), sendo essa escala utilizada em modelos para avaliar a sobrevivência de peixes baseados no regime térmico do rio (MOHSENI; ERICKSON; STEFAN, 1999).

As escalas menores que a diária costumam ser utilizadas em modelos estocásticos e mecanicistas, uma vez que os modelos de regressão não representam com a mesma qualidade as variações em escalas temporais menores. Apesar de representar a relação entre a temperatura do ar e da água para casos da temperatura do ar extremos, a regressão não linear ainda não é tão utilizada quanto a regressão linear, e uma das razões para a não utilização é o uso de mais parâmetros na regressão, tornando-a mais complexa que a regressão linear. Não foram encontrados estudos onde a regressão não linear foi aplicada a dados mensais, e uma das possíveis razões é que o resfriamento evaporativo nessa escala de tempo está oculto dentro da média das temperaturas e, portanto, nessa escala temporal a regressão linear é mais adequada (CAISSIE, 2006). Entre os modelos mecanicistas, a simplificação do mesmo pela utilização da temperatura de equilíbrio ainda é pouco encontrada para modelos de temperatura da água em rios. De modo geral, os modelos mecanicistas possuem maior nível de complexidade, uma vez que os mesmos envolvem uma grande quantidade de variáveis que precisam ser mensuradas.

Com relação à distribuição espacial dos estudos envolvendo a estimativa da temperatura da água, grande parte se concentra nos Estados Unidos e Canadá. Os Estados Unidos possuem uma base de dados do Programa Global de Aprendizado e Observações para Beneficiar o Meio Ambiente (*Global Learning and Observations to Benefit the Environment - GLOBE*) (MORRILL; BALES; CONKLIN, 2005), e possuem muitos anos de dados medidos tanto da temperatura do ar quanto da água. Além dessa concentração de estudos na América do Norte, a Inglaterra também possui alguns, assim como outros países da Europa.

Com base no levantamento bibliográfico de modelos de temperatura em rios, constatou-se a ausência de estudos nessa temática em países do hemisfério Sul, como o Brasil. Por países do hemisfério Sul possuem regimes climáticos diferentes de países do hemisfério

Norte, a aplicação de modelos que foram desenvolvidos para rios nos Estados Unidos, por exemplo, não terão a mesma precisão se aplicados para rios de países como o Brasil. Por essa razão é importante o desenvolvimento de estudos locais, contribuindo para o desenvolvimento científico da área e auxiliando na gestão dos recursos hídricos.

Tabela 2 – Modelos em destaque. Escala temporal: horária (H), diária (D), semanal (S) e mensal (M).

Autor(es)	Tipo Modelo	Local de Estudo	Escala Temporal			
			H	D	S	M
Morrill, Bales e Conklin (2005)	Regr. Linear	Estados Unidos			X	
Erickson e Stefan (2000)	Regr. Linear	Estados Unidos		X	X	X
O’Driscoll e DeWalle (2006)	Regr. Linear	Estados Unidos			X	
Pilgrim, Fang e Stefan (1998)	Regr. Linear	Estados Unidos		X	X	X
Kelleher et al. (2012)	Regr. Linear	Estados Unidos		X	X	
Smith (1981)	Regr. Linear	Inglaterra				X
Mackey e Berrie (1991)	Regr. Linear	Inglaterra				X
Webb e Nobilis (1997)	Regr. Linear	Austria				X
Stefan e Preud’homme (1993)	Regr. Linear	Estados Unidos		X	X	
Pedersen e Sand-Jensen (2007)	Regr. Linear	Dinamarca		X		
Arismendi et al. (2014)	Regr. Linear	Estados Unidos			X	
Krider et al. (2013)	Regr. Linear	Estados Unidos			X	
Morrill, Bales e Conklin (2005)	Regr. Não Linear	Estados Unidos			X	
Mohseni, Stefan e Erickson (1998)	Regr. Não Linear	Estados Unidos			X	
Caissie, El-Jabi e Satish (2001)	Regr. Não Linear	Canadá		X	X	
Kelleher et al. (2012)	Regr. Não Linear	Estados Unidos		X	X	
Mohseni, Stefan e Eaton (2003)	Regr. Não Linear	Estados Unidos			X	
Mantua, Tohver e Hamlet (2010)	Regr. Não Linear	Estados Unidos		X	X	
Pedersen e Sand-Jensen (2007)	Regr. Não Linear	Dinamarca		X		
Arismendi et al. (2014)	Regr. Não Linear	Estados Unidos			X	
Kanno, Vokoun e Letcher (2014)	Regr. Não Linear	Estados Unidos	X			
Mohseni, Erickson e Stefan (1999)	Regr. Não Linear	Estados Unidos			X	
Webb, Clack e Walling (2003)	Regr. Múltipla	Inglaterra	X	X	X	
Crisp e Howson (1982)	Regr. Múltipla	Inglaterra			X	
Jeppesen e Iversen (1987)	Regr. Múltipla	Dinamarca	X	X		
Pedersen e Sand-Jensen (2007)	Regr. Múltipla	Dinamarca		X		
Chen, Fang e Fan (2016)	Estocástico	Estados Unidos	X	X		
Toffolon e Piccolroaz (2015)	Estocástico	Suíça		X		
Caissie, El-Jabi e Satish (2001)	Estocástico	Canadá		X	X	
Cluis (1972)	Estocástico	Canadá		X		
Marceau, Cluis e Morin (1986)	Estocástico	Canadá		X		
Caissie, El-Jabi e St-Hilaire (1998)	Estocástico	Canadá		X		
Larnier et al. (2010)	Estocástico	França		X		
Ahmadi-Nedushan et al. (2007)	Estocástico	Canadá		X		
St-Hilaire et al. (2000)	Mecanicista	Canadá		X		X
Marceau, Cluis e Morin (1986)	Mecanicista	Canadá		X		
Brown (1969)	Mecanicista	Estados Unidos	X			
Gooseff, Strzepek e Chapra (2005)	Mecanicista	Estados Unidos	X	X		
Sinokrot e Stefan (1993)	Mecanicista	Estados Unidos		X		
Younus, Hondzo e Engel (2000)	Mecanicista	Estados Unidos		X		
Marcotte e Duong (1973)	Mecanicista	Canadá	X			
Kim e Chapra (1997)	Mecanicista	Estados Unidos	X			
Caissie, Satish e El-Jabi (2007)	Mecanicista	Canadá		X		
Bogan, Mohseni e Stefan (2003)	T Equilíbrio	Estados Unidos		X	X	X
Caissie, Satish e El-Jabi (2005)	T Equilíbrio	Canadá		X		
Larnier et al. (2010)	T Equilíbrio	França		X		
Hebert et al. (2015)	T Equilíbrio	Canadá	X			
Buendia et al. (2015)	T Equilíbrio	Espanha	X			
Herb e Stefan (2011)	T Equilíbrio	Estados Unidos	X			

## 3 Métodos

*“Como os dados meteorológicos necessários para modelos determinísticos muitas vezes não estão disponíveis, é útil ter uma relação aproximada e simples entre as temperaturas do ar e da água”*

H. G. Stefan & E. B. Preud’homme (1993)

### 3.1 Áreas de Estudo

#### 3.1.1 Rio Verde

A bacia hidrográfica do rio Verde situa-se no estado do Paraná, nos municípios de Campo Magro, Campo Largo e Araucária, na Região Metropolitana de Curitiba (RMC). A bacia está localizada na Área de Proteção Ambiental (APA) Estadual do Rio Verde, e a mesma integra a bacia do Alto Iguaçu (ANDREOLI et al., 2011). A bacia possui área total de 257 km<sup>2</sup>, e na região central se encontra o reservatório do Rio Verde (GOBBI; NOCKO, 2011).

Nessa região de estudo, o clima é classificado como temperado úmido e do tipo Cfb, que é um clima subtropical com verões frescos, sempre úmidos, e invernos brandos, sendo comum a formação de geadas (ANDREOLI et al., 2011). A Figura 8 mostra a localização do ponto em que os dados meteorológicos e a temperatura da água do rio são medidos, sendo a estação meteorológica bem próxima ao rio. O ponto do rio medido é a montante do reservatório.



Figura 7 – Imagens do ponto onde é realizada a medição da temperatura da água no rio Verde.

### 3.1.2 Rio Passaúna

A bacia hidrográfica do rio Passaúna situa-se no estado do Paraná, fazendo parte dos territórios do municípios de Almirante Tamandaré, Campo Magro, Campo Largo, Curitiba e Araucária. A bacia está localizada na APA do Rio Passaúna, e esta constitui um dos mananciais de água para abastecimento público da RMC (SUDERHSA, 2002). A bacia

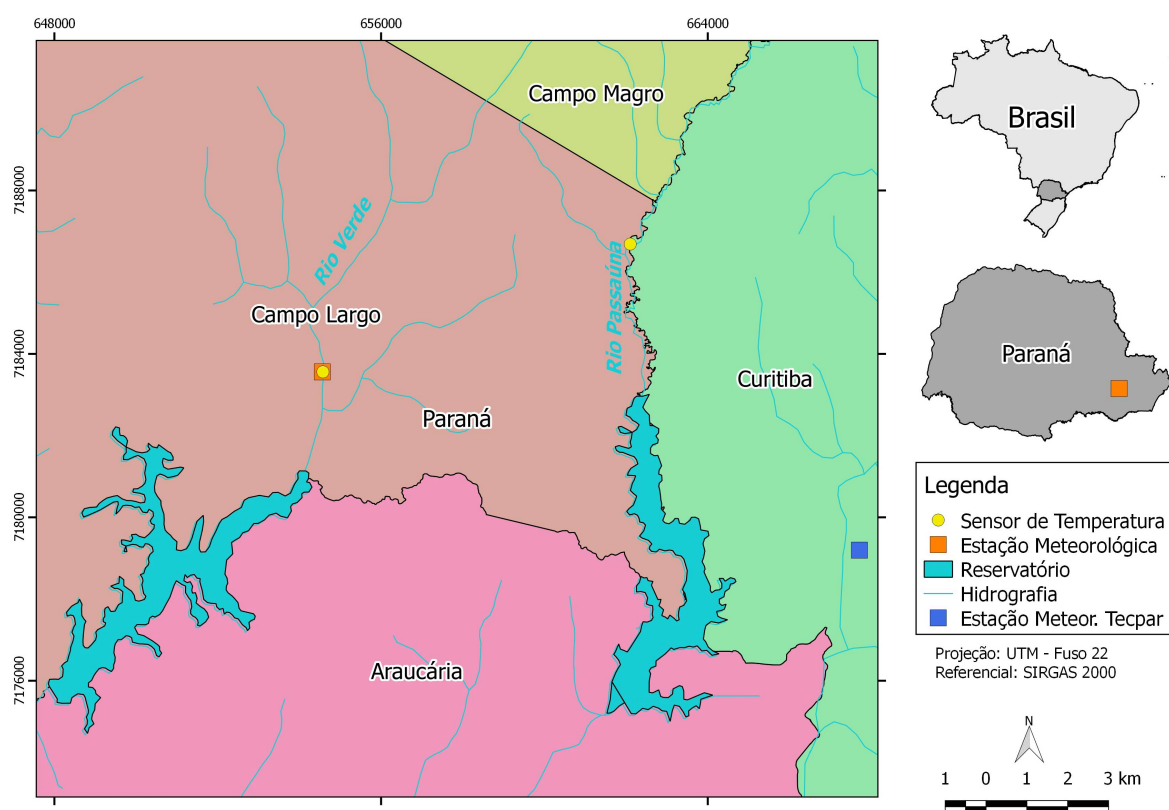


Figura 8 – Localização dos rios Verde e Passaúna.



Figura 9 – Imagens do ponto onde é realizada a medição da temperatura da água no rio Passaúna.

hidrográfica abrange uma extensão territorial de cerca de 214 km<sup>2</sup>, e o clima da região é quente e úmido (DIAS, 1997). A bacia do rio Passaúna é próxima a bacia do rio Verde (Figura 8), assim integrando também a bacia do Alto Iguaçu.

### 3.1.3 Rio São João

O rio São João pertence a unidade hidrográfica litorânea do Paraná, tendo suas nascentes na Serra do Mar no município de Tijucas do Sul (Paraná) e desemboca no Oceano Atlântico, na cidade de Guaratuba. Esse rio é um dos principais formadores do reservatório Vossoroca, e a maior parte do reservatório encontra-se dentro dos limites da Área de Proteção Ambiental Estadual de Guaratuba (BLUM et al., 2005).



Figura 10 – Imagens do ponto onde é realizada a medição da temperatura da água no rio São João.

Com relação ao clima, predomina o tipo Subtropical Úmido Mesotérmico (Cfb), o qual ocorrem verões frescos e geadas frequentes, sem estação seca, cujas temperaturas nos meses mais quentes não ultrapassam 22 °C (COPEL, 1999). A Figura 11 mostra a localização dos pontos de monitoramento da temperatura e das variáveis meteorológicas. A distância entre a estação que mede a temperatura do rio São João e a estação meteorológica, que está às margens do reservatório, é de aproximadamente 3 km.

Com relação a vegetação ripária dos rios, a Figura 12 traz imagens de satélite com a localização dos pontos onde a temperatura da água é medida. A partir dessas imagens, é possível visualizar que nas margens do rio Verde a cobertura vegetal é pequena, sendo a mesma constituída de arbustos e vegetação rasteira. Em comparação ao Verde, o rio Passaúna possui uma vegetação com mais árvores próxima ao rio, mas possui também áreas abertas e é em um local mais urbanizado. Diferente dos dois rios já mencionados, o rio São João é cercado de árvores de grande porte, sendo o ponto em que o sensor de temperatura está instalado é a única região sem cobertura vegetal próxima ao rio, e essa região não possui cobertura pois na mesma há passagem de um oleoduto.

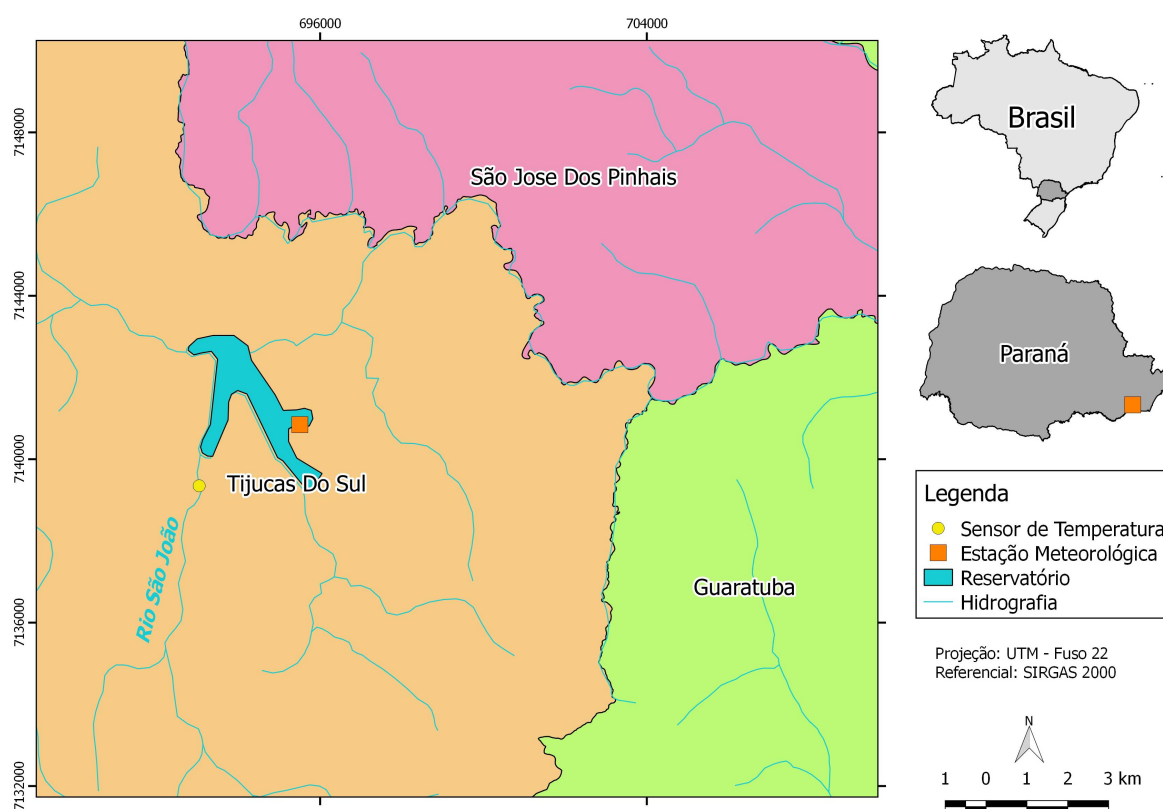


Figura 11 – Localização do Rio São João.

Ainda sobre as características dos 3 rios, a Tabela 3 mostra alguns parâmetros hidrológicos para cada uma das bacias. Os mesmos foram obtidos através do software Regionaliza 2014, em que a localização da exutória é informada e o programa retorna o contorno da bacia à montante e resultados relacionados à vazão, hidrograma de cheias, entre outros (SABOIA; LOPARDO, 2015). A partir desses dados, pode-se observar que o rio com a



Figura 12 – Imagens de satélite dos rios Verde, Passaúna e São João.

maior área de drenagem da bacia é o rio Passaúna, e que o São João é o com a maior altitude média e vazão específica. Em relação ao ponto de medição desses rios, estes são comumente chamados de rios de cabeceira. Não existe uma definição universal para essa classificação de rios, contudo, de acordo com Fritz, Johnson e Walters (2008), rios de cabeceira possuem pequenas áreas de drenagem e maiores elevações topográficas.

Tabela 3 – Parâmetros hidrológicos das bacias dos rios Verde, Passaúna e São João.

	Verde	Passaúna	São João
Coordenadas da exutória	25,46°S 49,46°O	25,43°S 49,39°O	28,85°S 49,07°O
Área de drenagem da bacia (km <sup>2</sup> )	73,16	83,59	75,44
Altitude média da bacia (m)	960,49	978,47	987,51
Vazão específica média (l s <sup>-1</sup> km <sup>-2</sup> )	11,67	15,70	16,73

## 3.2 Monitoramento Térmico e Meteorológico

Para o rio Verde, os dados de temperatura do ar e da água e os demais parâmetros meteorológicos foram coletados a cada 10 minutos, enquanto para o rio São João os mesmos foram coletados a cada 5 minutos. As Tabelas 4 e 5 descrevem os sensores utilizados no monitoramento das variáveis. As medições no rio Verde são realizadas pelo Laboratório de Estudos em Monitoramento e Modelagem Ambiental da Universidade Federal do Paraná (LEMMA - UFPR); no rio Passaúna as medições de temperatura da água são feitas pelo Instituto das Águas do Paraná e os dados do rio São João são de monitoramento próprio.

Tabela 4 – Descrição do sensores da temperatura da água no Rio Verde e da estação meteorológica.

Variável	Equipamento	Marca	Precisão - Resolução
Temperatura da Água	LimniDB-CAP	dualBASE	± 0,05 °C - 0,01 °C
Temperatura do Ar	HMP60	Campbell Scientific	± 0,5 °C - 0,01 °C
Radiação Solar	SP Lite2 Pyranometer	Kipp & Zonen	<10 W m <sup>-2</sup> - 0,001 W m <sup>-2</sup>
Umidade Relativa (UR)	HMP60	Campbell Scientific	± 5% UR - 0,001 % UR
Velocidade do Vento	Wind Monitor	Young	± 0,3 m s <sup>-1</sup> - 0,001 m s <sup>-1</sup>
Precipitação	Tipping Brucket Rain Gage - 5600-0525	Sutron	± 2% - 0,1 mm

Para o rio Passaúna, a temperatura da água foi coletada a cada 15 minutos. Para este rio, as estações meteorológicas mais próximas para obtenção de dados da temperatura do ar são a do rio Verde e a estação meteorológica do Tecpar (Figura 8). As duas estações estão a uma distância de aproximadamente 9 km do ponto em que a temperatura da água no rio é medida, sendo que a estação do rio Verde está situada num local mais aberto e isolado, enquanto a estação do Tecpar se encontra em uma área mais urbanizada. Analisando a melhor correlação entre a temperatura do ar e da água para cada estação (Apêndice B), a estação do rio Verde teve melhor correlação com a temperatura da água do rio Passaúna, sendo essa estação selecionada para as análises relacionadas à dinâmica térmica.



Figura 13 – Sensor de temperatura da água e estação meteorológica do rio Verde.



Figura 14 – Sensor de temperatura da água e estação meteorológica do rio Passaúna.

Com relação à morfologia dos rios, foram realizadas campanhas pontuais para medição da profundidade, largura, e com esse a obtenção da área transversal, além da medição da velocidade do fluido, e com esse a obtenção da vazão. As medições foram feitas com um medidor de vazão ADV (*Acoustic Doppler Velocimeter*) SONTEK FlowTracker, e as medidas de largura, profundidade e área transversal dos dois rios são mostradas nas Figuras

Tabela 5 – Descrição do sensores da temperatura da água no Rio São João e da estação meteorológica.

Variável	Equipamento	Marca	Precisão - Resolução
Temperatura da Água	LM 35	Fabricação Própria	$\pm 0,5$ °C - 0,01 °C
Temperatura do Ar	Thermistor Temperature Probe - H 377	Water Log	$\pm 0,2$ °C - 0,1 °C
Radiação Solar	CMP3-L Pyranometer	Campbell Scientific	$\pm 5\%$ - 1 W m <sup>-2</sup>
Umidade Relativa (UR)	HygroClip S3	Rotronic	$\pm 1\%$ UR - 0,02% UR
Velocidade do Vento	Wind Monitor	Young	$\pm 0,3$ m s <sup>-1</sup> - 0,1 m s <sup>-1</sup>
Pressão	Barometric Pressure Transducer - Model 278	Setra	$\pm 0,1$ hPa - 0,001 hPa
Precipitação	Tipping Bucket Rain Gauge - H 340	Water Log	$\pm 0,2$ mm - 0,001 mm



Figura 15 – Sensor de temperatura da água e estação meteorológica do rio São João.

16 e 18. As vazões medidas nessas campanhas foram de  $0,66 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  para o rio Verde e  $1,28 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  para o São João. O rio Passaúna (Figura 17), por sua vez, foi medido com um medidor de vazão ADCP (*Acoustic Doppler Current Profile*) SONTEK RiverSurveyor, e a vazão medida nesta campanha foi de cerca de  $4,95 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . A partir dessas campanhas de medição de vazão, é possível verificar as diferenças de tamanho e vazões entre cada um dos rios estudados, sendo o menor rio em dimensões e vazão o Verde e o maior sendo o rio Passaúna. É importante salientar que essas campanhas de medição de vazão foram realizadas em diferentes meses, sendo que a medição do rio Verde foi feita em agosto, no São João em maio e no Passaúna em fevereiro, existindo regimes de chuvas diferentes para esses meses.

Com relação aos períodos de medição de cada rio, foram utilizados dados de junho de 2017 a setembro de 2018 para o rio Verde. Para o rio Passaúna, foram utilizados dados de dezembro de 2016 a setembro de 2018 e para o rio São João dados de agosto de 2015 a

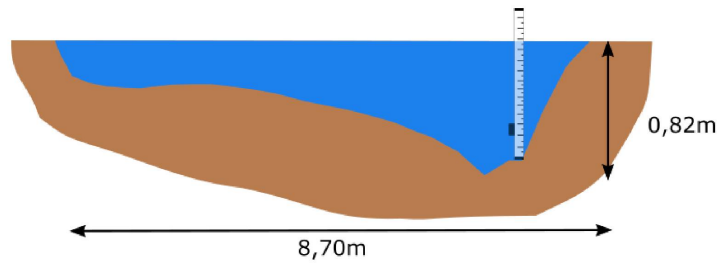


Figura 16 – Área transversal do rio Verde e posicionamento do sensor de temperatura junto com o linímetro.

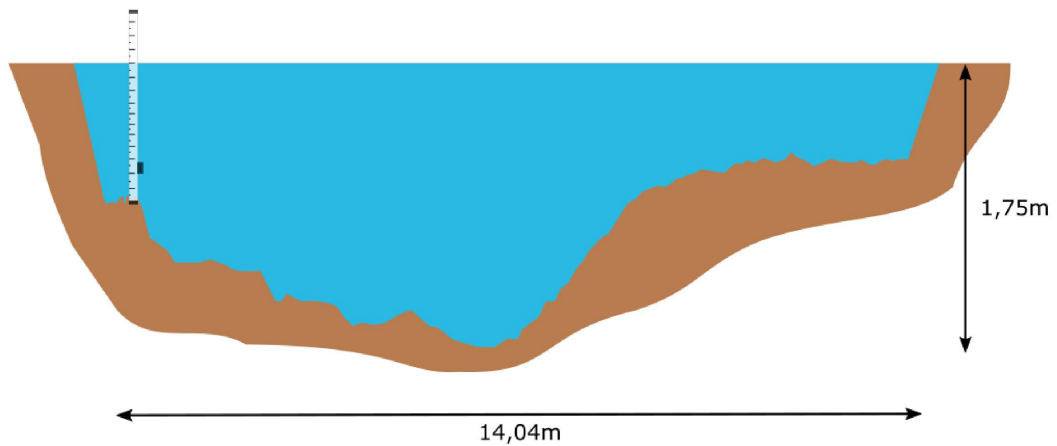


Figura 17 – Área transversal do rio Passaúna e posicionamento do sensor de temperatura junto com o linímetro.

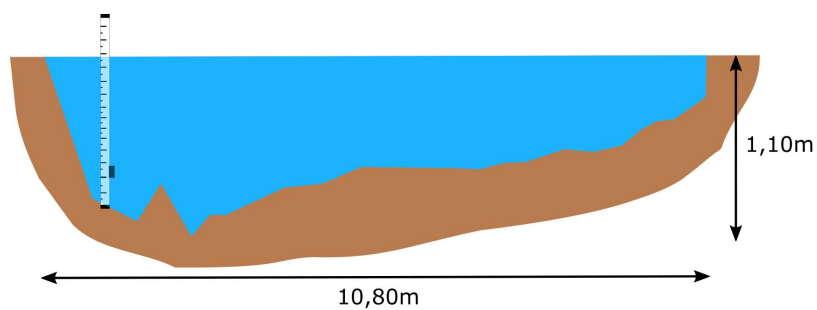


Figura 18 – Área transversal do rio São João e posicionamento do sensor de temperatura junto com o linímetro.

setembro de 2017. Os últimos dois rios citados possuem descontinuidades em suas séries temporais, devido a problemas nos sensores de temperatura e no armazenamento dos dados. Os dados de cada rio são apresentados a partir da obtenção das médias horárias e das médias diárias.

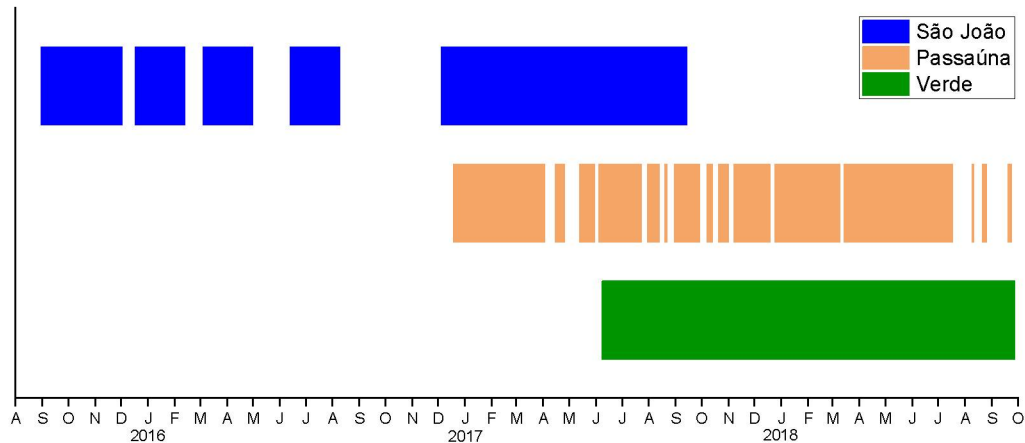


Figura 19 – Período de medição para cada um dos rios.

### 3.3 Implementação dos modelos de temperatura da água

#### 3.3.1 Modelo Mecanicista

A Equação 2.17 pode ser aplicada como a taxa de variação da temperatura ( $dT_s/dt$ ) (GU; LI, 2002) (HAAG; LUCE, 2008):

$$\frac{dT_s}{dt} = \frac{H}{c_w \rho_w h}, \quad (3.1)$$

em que  $h$  ( $= A/W$ ) é a profundidade do rio. Então a Equação 3.1 é resolvida pelo método das diferenças finitas progressivo:

$$\begin{aligned} \frac{T_s^{n+1} - T_s^n}{\Delta t} &= \frac{H^n}{c_w \rho_w h} \\ T_s^{n+1} &= T_s^n + \frac{H^n}{c_w \rho_w h} \Delta t, \end{aligned} \quad (3.2)$$

onde a temperatura da água no tempo  $n + 1$  é calculada a partir da temperatura no tempo  $n$  somado com o balanço de energia entre a água e a atmosfera no tempo  $n$ . Os valores de  $c_w$ ,  $\rho_w$  e  $h$  são definidos como constantes. A profundidade utilizada para cada rio (Tabela 6) é o valor da profundidade média, obtido nas campanhas de medição de vazão já citadas. O modelo determinístico foi aplicado para a escala temporal diária, portanto o  $\Delta t$  é igual a 1 dia.

Tabela 6 – Profundidades média utilizadas no cálculo da temperatura da água através do modelo mecanicista.

	Verde	Passaúna	São João
Profundidade média $h$ (m)	0,395	1,124	0,695

### 3.3.2 Temperatura de Equilíbrio

Uma abordagem para calcular a temperatura de equilíbrio é usar os componentes da transferência de calor da superfície (radiação, convecção, evaporação) como uma função dos parâmetros meteorológicos (temperatura do ar, umidade, radiação solar, velocidade do vento, cobertura de nuvens) e então encontrar a temperatura da água que faz com que a transferência de calor da superfície total seja zero (HERB; STEFAN, 2011) conforme

$$H = H_{ns} + H_{la} - H_{lw} - H_e + H_c + H_p = 0. \quad (3.3)$$

Os termos  $H_{ns}$ ,  $H_{la}$ ,  $H_{lw}$ ,  $H_e$ ,  $H_c$  e  $H_p$  são definidos nas Equações 2.3, 2.4, 2.8, 2.9, 2.12 e 2.14, respectivamente. Substituindo  $T_s$  por  $T_e$  nos termos dependentes da temperatura da água, temos a seguinte equação para o balanço:

$$R_s(1 - \alpha)(1 - M_{sh}) + \varepsilon_a \sigma (T_a + 273)^4 (1 - R_l) - \varepsilon_w \sigma (T_e + 273)^4 - D_e U (e_e - e_d)(1 - N_{sh}) + D_c U (T_a - T_e)(1 - N_{sh}) + \rho_w c_w I (T_d - T_e) = 0. \quad (3.4)$$

Portanto, essa função é dependente do valor da temperatura de equilíbrio ( $f(T_e)$ ), e como alguns dos termos do balanço de calor são uma função não linear (radiação de ondas longas), o processo para calcular a temperatura de equilíbrio requer uma solução iterativa (HERB; STEFAN, 2011). Para tanto, a  $T_e$  é obtida através do método numérico de Newton-Raphson. Esse método iterativo é baseado no uso da derivada da função para definir um caminho para a próxima estimativa de raiz (CHAPRA, 2008). A derivada da função dada na Equação 3.4 é

$$f'(T_e) = \frac{df(T_e)}{dT_e} = -4\varepsilon_w \sigma (T_e + 273)^3 - D_e U e_e \frac{17.27 \cdot 237.3}{(237.3 + T_e)^2} (1 - N_{sh}) + D_c U (1 - N_{sh}) + \rho_w c_w. \quad (3.5)$$

O procedimento para solução pelo Método de Newton-Raphson é expressado pela seguinte fórmula iterativa:

$$T_{e_{i+1}} = T_{e_i} - \frac{f(T_{e_i})}{f'(T_{e_i})}. \quad (3.6)$$

Essa fórmula é repetida até que a diferença entre o valor da iteração atual e da anterior atinja um valor/critério especificado (CHAPRA, 2008).

### 3.3.3 Regressão Linear

Os valores dos coeficientes angular  $A$  (adimensional) e linear  $B$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), da Equação 2.22, são obtidos através do método dos mínimos quadrados (MOOD; GRAYBILL; BOES, 1974) conforme

$$A = \frac{\sum_{i=1}^n (T_{a_i} - \bar{T}_a)(T_{s_i} - \bar{T}_s)}{\sum_{i=1}^n (T_{a_i} - \bar{T}_a)^2}, \quad (3.7)$$

$$B = \bar{T}_s - A\bar{T}_a. \quad (3.8)$$

### 3.3.4 Regressão Não Linear

Da Equação 2.24, a temperatura máxima  $\alpha$  é estimada por (ERICKSON; MOHSENI; STEFAN, 1998):

$$\alpha = \bar{T}_{smax} + K_E S_{max}, \quad (3.9)$$

onde  $\bar{T}_{smax}$  e  $S_{max}$  são a média e desvio padrão de uma série temporal de temperatura máxima da água do rio (MORRILL; BALES; CONKLIN, 2005). O parâmetro  $K_E$ , um desvio padrão envolvente derivado de um grande número de séries de temperaturas máximas, foi determinado por Mohseni, Erickson e Stefan (2002) como 4,88 em uma análise de 141 rios de cinco estados norte-americanos em localizações geográficas diversificadas.

De acordo com Arismendi et al. (2014), no caso de rios que não congelam, o limite inferior  $\mu$  pode ser atribuído como zero, para garantir um valor positivo para as temperaturas da água no rio. Então, após  $\alpha$  e  $\mu$  serem determinados, os parâmetros  $\gamma$  e  $\beta$  são calculados através do método dos mínimos quadrados, assumindo que a variabilidade dos valores em torno da função logística segue uma distribuição gaussiana (MOHSENI; STEFAN; ERICKSON, 1998). O critério foi minimizar a soma  $\lambda$  dos erros quadráticos  $\varepsilon$  entre as temperaturas da água real e simulada conforme

$$\lambda = \sum_{i=1}^n \varepsilon^2 = \sum_{i=1}^n \left( T_{obs,i} - \mu - \frac{\alpha - \mu}{1 + e^{\gamma(\beta - T_a)}} \right)^2. \quad (3.10)$$

Para a determinação dos parâmetros da regressão não linear, foram testadas as formas de estimar feitas por outros autores, como citado anteriormente, e também foram determinados todos os parâmetros juntos de forma a minimizar a soma dos erros quadráticos entre o valor observado e simulado. A avaliação da melhor forma de estimar esses parâmetros é apresentada no Apêndice E.

### 3.3.5 Síntese das análises realizadas

Para aplicação dos modelos de regressão linear e não linear, serão avaliadas diferentes configurações para verificar a correlação entre as variáveis. As relações entre  $T_a$  e  $T_s$ , e entre  $T_e$  e  $T_s$ , serão avaliadas para intervalos de  $n$  dias consecutivos, ou seja, através do cálculo da média móvel simples com diferentes intervalos de dias. A média móvel simples é chamada móvel pois ao entrar um novo valor para o cálculo, o primeiro valor da série anterior é retirado da soma. O resultado gráfico da média móvel é uma ferramenta útil porque suaviza as oscilações dos dados, podendo tornar a interpretação dos dados mais simples e auxiliando também na identificação da tendência dos dados.

As análises de associação entre as temperaturas podem ser separadas em diferentes categorias: a categoria (I) (Figura 20) trata da correlação entre as médias móveis de  $n$  dias de  $T_a$  com a média móvel de 1 dia de  $T_s$ , que é igual a média diária. Como o objetivo é explorar relações entre as temperaturas do ar e da água para prever um valor a partir do

outro, será realizado o comparativo da relação entre  $T_e$  e  $T_s$  somente para  $n=1$ . Seguindo a proposta de explorar as relações entre  $T_a$  e  $T_s$ , a categoria (II) procura inserir o efeito do *time lag*, que é o período de atraso da resposta da temperatura da água devido a mudanças na temperatura do ar (ERICKSON; STEFAN, 2000). Dessa forma, a correlação entre  $T_a$  e  $T_s$  é avaliada considerando dias anteriores de  $T_a$ , para verificar se a temperatura de  $n$  dias atrás do ar influencia a temperatura da água. A categoria (III) se refere à verificação da relação entre as médias móveis de  $n$  dias de todas as variáveis, sendo relacionado o mesmo número de intervalo de dias para  $T_a$ ,  $T_e$  e  $T_s$ . As categorias possuem uma análise em comum: a média diária das temperaturas (média móvel simples de 1 dia). Apesar de se encaixar em todas as categorias, a mesma será agrupada e discutida junto com as demais análises da categoria (I).

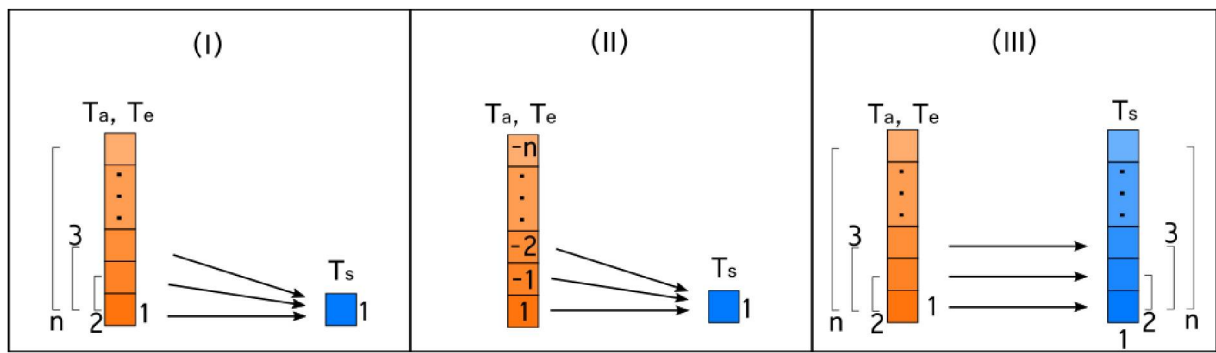


Figura 20 – Categorias às quais a relação entre  $T_a$  e  $T_s$  e  $T_e$  e  $T_s$  são analisadas.

Na apresentação dos resultados, as análises serão identificadas pela categoria a qual pertencem, além de uma sigla que define quais foram as variáveis utilizadas e o tipo de regressão:

- As letras A e E representam as temperaturas do ar ( $T_a$ ) e de equilíbrio ( $T_e$ ), respectivamente;
- O número após a primeira letra representa o intervalo de dias utilizados para calcular a média móvel. Quando o número da sigla é 1, isso significa que a média móvel avaliada utiliza o intervalo de 1 dia, ou seja, a mesma é igual à média diária;
- No caso da categoria (II), o número após a primeira letra representa o número de dias anterior ao valor referencial da temperatura da água. Por ser utilizado valores de dias anteriores, é utilizado o sinal negativo antes do número para realçar essa diferença.
- A letra L representa a regressão linear e a letra N representa a regressão não linear.

Para a categoria (I), em caso de  $n \neq 1$ , o intervalo de dias consecutivos avaliados na média móvel foi selecionado através da avaliação de diferentes valores para a verificação

da melhor correlação linear entre as variáveis analisadas, selecionada pelo valor do  $r^2$ . Os resultados dessa avaliação podem ser consultados no Apêndice C. Do mesmo modo, para a categoria (II) são avaliados diferentes valores de  $n$  e o melhor valor também será selecionado através do valor do  $r^2$  (Apêndice D). No caso da categoria (III), o intervalo de dias consecutivos selecionado foi de uma semana ( $n = 7$ ), pois o mesmo é muito utilizado na literatura tanto para regressões lineares quanto não lineares (Tabela 2).

Tabela 7 – Síntese das análises realizadas

Categoria	Variável 1	Variável 2	Tipo de regressão aplicada	Sigla adotada
I	$T_a$	$T_s$	Regressão Linear	A1L
I	$T_a$	$T_s$	Regressão Não Linear	A1N
I	$T_{a_{MMS}}$	$T_s$	Regressão Linear	A3L
I	$T_{a_{MMS}}$	$T_s$	Regressão Não Linear	A3N
I	$T_e$	$T_s$	Regressão Linear	E1L
I	$T_e$	$T_s$	Regressão Não Linear	E1N
II	$T_a$	$T_s$	Regressão Linear	A-1L
II	$T_a$	$T_s$	Regressão Não Linear	A-1N
III	$T_{a_{MMS}}$	$T_{s_{MMS}}$	Regressão Linear	A7L
III	$T_{a_{MMS}}$	$T_{s_{MMS}}$	Regressão Não Linear	A7N
III	$T_{e_{MMS}}$	$T_{s_{MMS}}$	Regressão Linear	E7L
III	$T_{e_{MMS}}$	$T_{s_{MMS}}$	Regressão Não Linear	E7N

### 3.4 Análise do ajuste dos dados simulados aos medidos

A acurácia dos resultados simulados de temperatura da água em relação aos dados medidos é avaliada por meio de análises estatísticas. O coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS) (NASH; SUTCLIFFE, 1970) é uma forma de avaliar a eficiência da adequação dos dados simulados aos medidos, e é dado por

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (T_{sim,i} - T_{obs,i})^2}{\sum_{i=1}^n (T_{obs,i} - \bar{T}_{obs})^2}, \quad (3.11)$$

onde  $n$  é o número total de dados,  $T_{sim,i}$  e  $T_{obs,i}$  são as temperaturas simuladas e observadas, respectivamente, no instante  $i$  e  $\bar{T}_{obs}$  é o valor médio das temperaturas observadas. Esse coeficiente possui como valor máximo 1 e não possui valor mínimo (MORRILL; BALES; CONKLIN, 2005). Ou seja, quanto mais próximo o NS for de 1, melhor é o ajuste do modelo (AHMADI-NEDUSHAN et al., 2007).

Para avaliar a qualidade do ajuste do modelo, a raiz do erro quadrático médio (REQM) é utilizado (MOHSENI; STEFAN; ERICKSON, 1998). A REQM representa o desvio padrão das temperaturas do rio previstas em relação aos valores observados e o mesmo é dado na escala dos dados ( $^{\circ}\text{C}$ ) (ARISMENDI et al., 2014). Ele pode ser estimado por

(AHMADI-NEDUSHAN et al., 2007):

$$REQM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (T_{sim,i} - T_{obs,i})^2}{n - k}}, \quad (3.12)$$

onde  $k$  é o número de parâmetros utilizados no modelo. De acordo com Morrill, Bales e Conklin (2005), para estudos com regressão não linear, o número de parâmetros é 4, e para outros estudos, especialmente para regressões lineares, o denominador no cálculo da REQM utilizado foi  $n - 1$  ou  $n$ , o que pode resultar em erros ligeiramente inferiores, mas semelhantes. Para utilizar a mesma fórmula da REQM para os diferentes modelos utilizados, foi utilizado no denominador somente  $n$ .

Além dos cálculos de NS e REQM, o coeficiente de correlação ou coeficiente de determinação  $r^2$  também é empregado. Para o caso de regressão linear, o  $r^2$  assume a mesma fórmula que o coeficiente de Nash-Sutcliffe, contudo essa fórmula não pode ser estendida para a regressão não linear (TING; SHIQIANG, 2011). Em seu estudo, Ting e Shiqiang (2011) propõem uma forma de calcular o coeficiente de correlação  $r$  que descreve a relação tanto utilizando a regressão linear quanto não linear, utilizando a mesma equação utilizada por (MORRILL; BALES; CONKLIN, 2005) conforme

$$r^2 = \left( \frac{\sum_{i=1}^n (T_{obs,i} - \bar{T}_{obs})(T_{sim,i} - \bar{T}_{sim})}{\left[ \sum_{i=1}^n (T_{obs,i} - \bar{T}_{obs})^2 \right]^{0,5} \left[ \sum_{i=1}^n (T_{sim,i} - \bar{T}_{sim})^2 \right]^{0,5}} \right)^2. \quad (3.13)$$

## 4 Resultados

*“Para o gerenciamento de recursos hídricos, os modelos de temperatura da água que reproduzem com precisão as características estatísticas essenciais dos dados históricos podem ser muito úteis.”*

L. Benyahya *et al.* (2007)

As análises apresentadas neste capítulo seguem uma estrutura que busca a comparação entre os locais de estudo. Os Apêndices F, G e H apresentam os resultados organizados por área de estudo (para cada rio), para facilitar outras visualizações.

### 4.1 Características das variações horárias e sazonais da temperatura da água

As Figuras 21, 22 e 23 mostram a variação das médias horárias para os rios. Para os rios Verde e Passaúna, observa-se que a amplitude das temperaturas é de aproximadamente 12 °C, enquanto para o São João a amplitude é de aproximadamente 14 °C. Ainda nessas Figuras, os *boxplots* do segundo e terceiro quadro são referentes às derivadas numéricas da temperatura (variações de 1 hora). As derivadas foram calculadas numericamente utilizando diferenças centradas, e as mesmas auxiliam na avaliação do horário em que ocorrem as temperaturas máximas e mínimas durante o dia. A partir dos resultados, é possível observar para o rio Verde que às 07:00 a média da primeira derivada é próxima de zero, e a segunda derivada é positiva, indicando então que este é um ponto de mínimo, e às 15:00 o valor da média da primeira derivada é próxima de zero, assim como a segunda derivada possui valores negativos, sendo então este um ponto de máximo. Portanto, a temperatura mínima ocorre aproximadamente às 07:00 e a máxima às 15:00.

Dentre os três rios, o Passaúna é o que tem as menores variações da temperatura na escala horária, sendo que o valor da primeira derivada varia entre  $\pm 0,5$  °C/h. Analisando o valor das derivadas da mesma forma feita para o Verde, é possível observar que a temperatura mínima ocorre às 10:00 e a máxima entre 21:00 e 22:00. E, de forma semelhante ao Verde, a temperatura mínima no São João ocorre às 08:00 e a máxima ocorre às 16:00.

Ao analisar a variação da temperatura do rio na escala horária (primeira derivada da temperatura em relação ao tempo - Figuras 24, 25 e 26) na forma da série temporal, é possível observar, de forma geral, que nessa escala não há evidência de sazonalidade nas variações, e que essas variações são pequenas. São de  $\pm 0,3$  °C/h para o rio Passaúna e  $\pm$

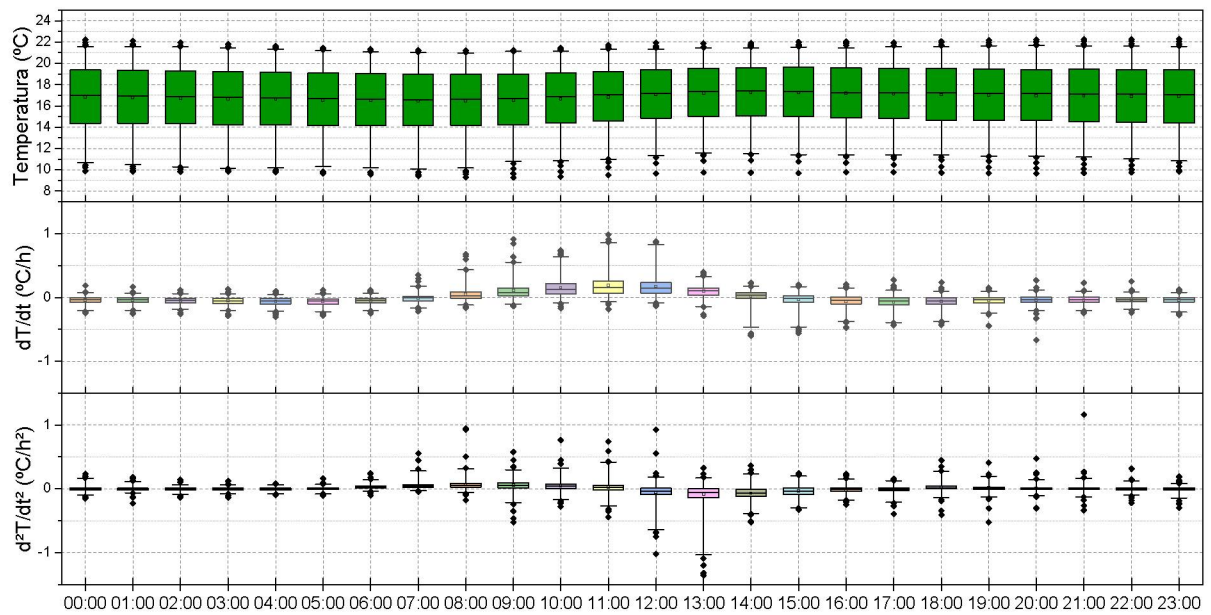


Figura 21 – Variação da média horária da temperatura da água no rio Verde. Os limites superior e inferior do *box plot* representam os percentis 75% e 25%, respectivamente. As faixas (*whiskers*) representam os percentis de 1% e 99%.

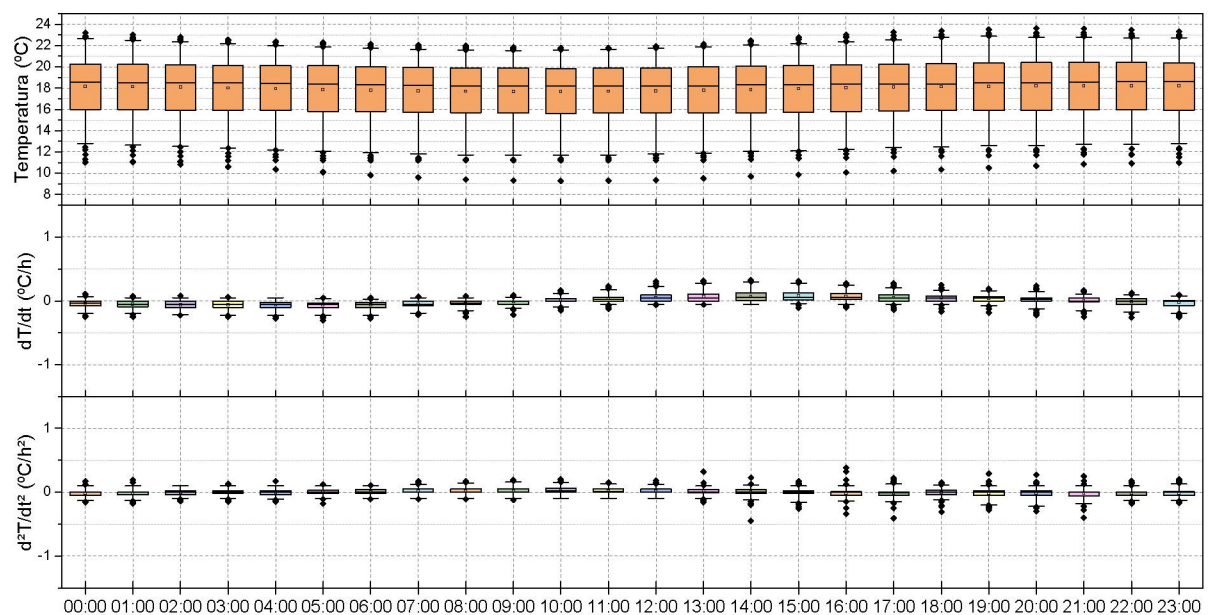


Figura 22 – Variação da média horária da temperatura da água no rio Passaúna. Os limites superior e inferior do *box plot* representam os percentis 75% e 25%, respectivamente. As faixas (*whiskers*) representam os percentis de 1% e 99%..

1 °C/h para os rios Verde e São João, tendo somente alguns pontos do rio São João fora deste intervalo. O gráfico de frequência mostra que a maioria dos valores das derivadas se concentra entre  $\pm 0,3$  °C/h, e a Tabela 8 mostra que mais de 96% dos valores calculados estão entre  $\pm 0,3$  °C/h e que mais de 99% das variações estão entre  $\pm 0,5$  °C/h.

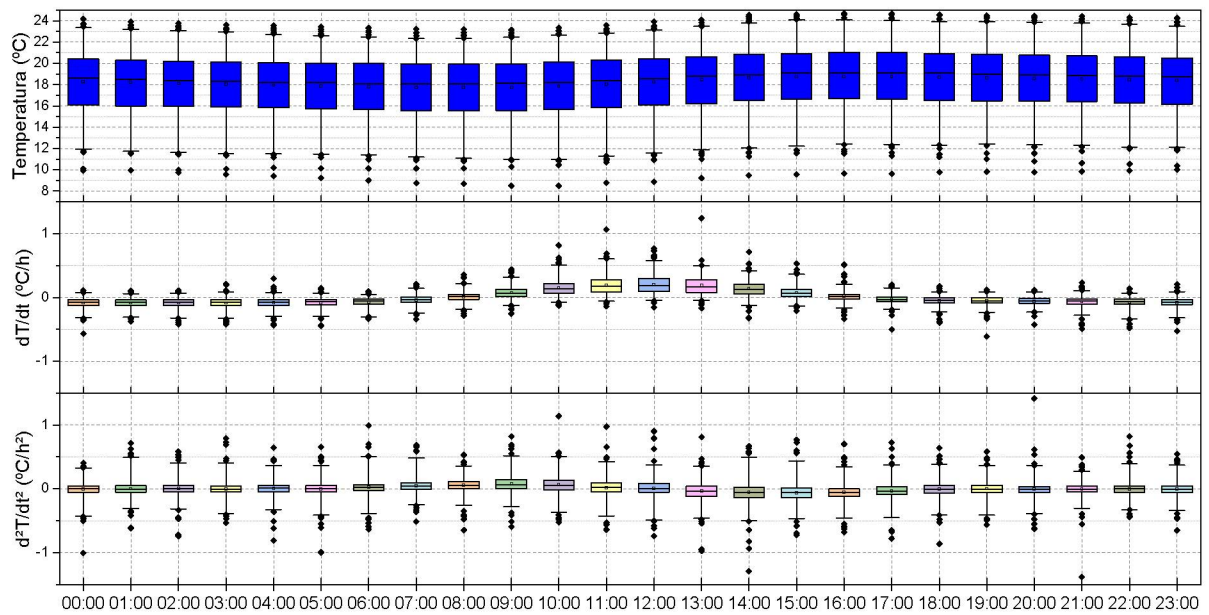


Figura 23 – Variação da média horária da temperatura da água no rio São João. Os limites superior e inferior do *box plot* representam os percentis 75% e 25%, respectivamente. As faixas (*whiskers*) representam os percentis de 1% e 99%..

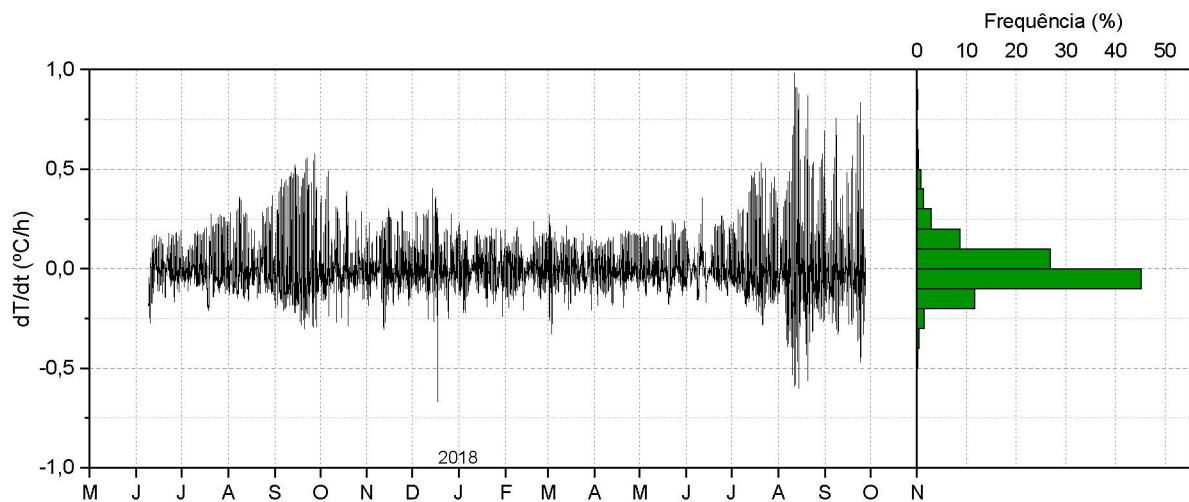


Figura 24 – Taxa de variação temporal da temperatura da água no rio Verde durante o período de medição e sua distribuição de frequência.

dT/dt (°C/h)	Frequência (%)		
	Verde	Passaúna	São João
± 0,3	97,73	99,91	96,82
± 0,5	99,48	99,95	99,60

Tabela 8 – Frequência de variação da temperatura da água na escala horária.

As Figuras 27, 28, e 29 mostram uma outra forma de visualizar a evolução da temperatura da água durante o dia, como a diferença entre as médias horária de um dia e a

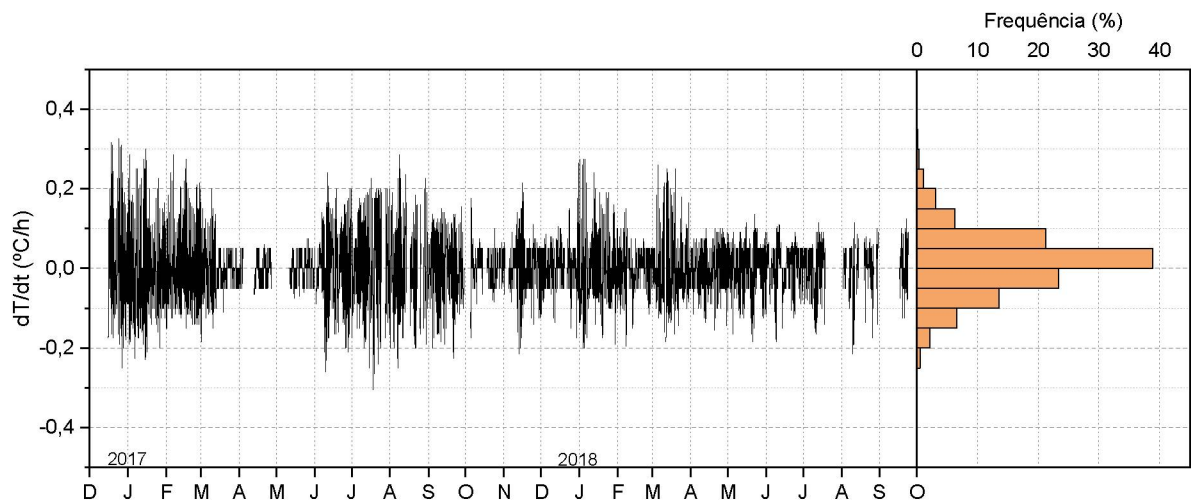


Figura 25 – Taxa de variação temporal da temperatura da água no rio Passaúna durante o período de medição e sua distribuição de frequência.

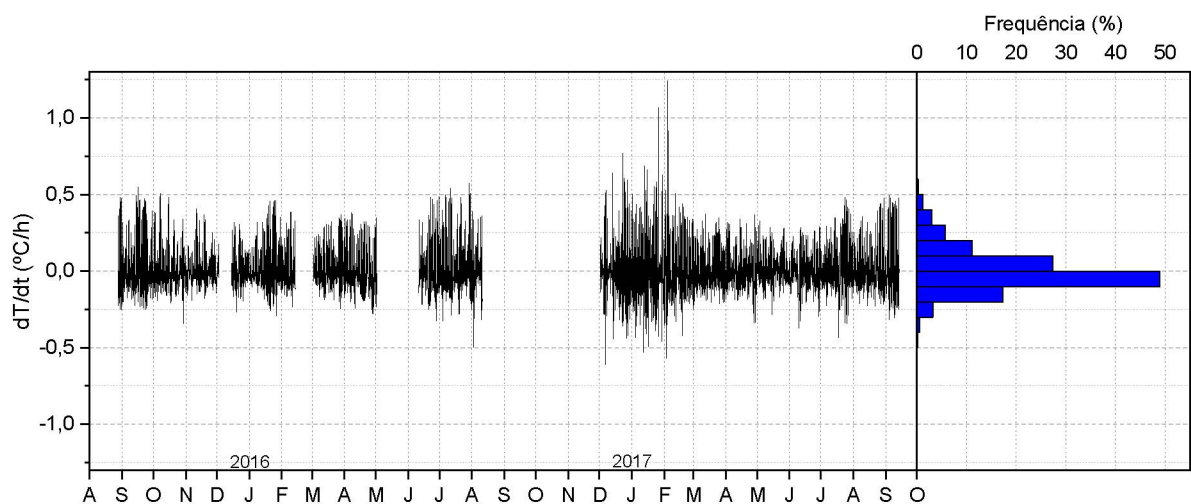


Figura 26 – Taxa de variação temporal da temperatura da água no rio São João durante o período de medição e sua distribuição de frequência.

média diária, com a série temporal de cada rio completa e em seguida a separação dessa por estação do ano. Por exemplo, no rio Verde, durante o outono, a média horária da temperatura varia entre  $\pm 1^{\circ}\text{C}$  em relação à média diária.

Para os três rios, de forma geral, é possível observar que durante um dia as médias das temperaturas horárias oscilam entre  $\pm 2^{\circ}\text{C}$  do valor da média diária, sendo que na madrugada e durante a manhã (00:00-11:00) as diferenças entre as temperaturas são negativas e durante a tarde e início da noite (12:00-23:00) as diferenças são positivas.

Ao analisar as variações durante um dia entre estações, nota-se que para o rio Verde o verão tem as menores variações em relação à média da temperatura no dia, e que o inverno possui variações maiores, especialmente entre 12:00 e 16:00. No caso do rio Passaúna,

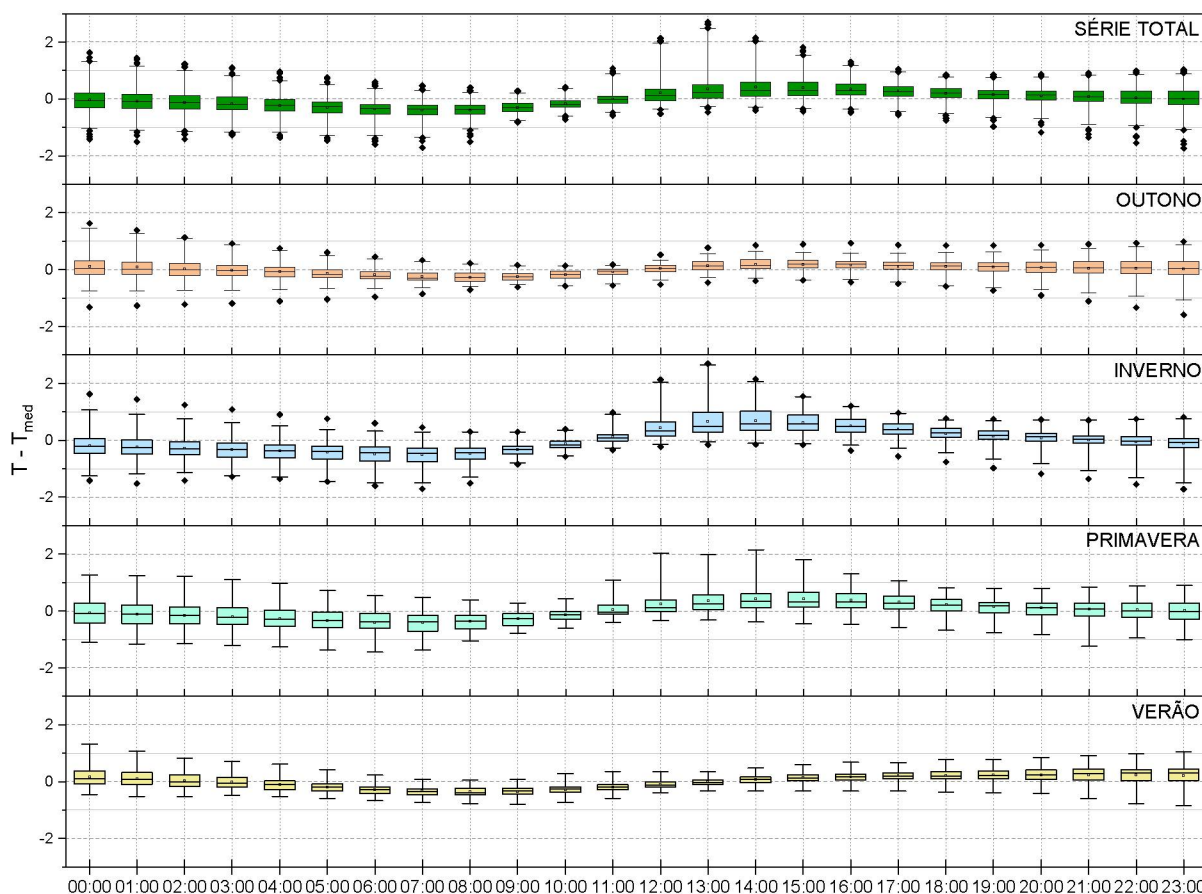


Figura 27 – Diferença entre as médias horárias e a média diária no rio Verde para a série completa de dados e discriminada por estação do ano.

embora a primavera pareça ter as menores variações, existem alguns *outliers* com valores acima de 2°C em relação à média diária. O verão e o outono também não possuem muitas variações em torno da média, sendo o inverno a estação com maiores variações. Dentre os três rios, o São João é o que possui mais oscilações em relação ao valor da média diária, sendo a primavera uma das estações com maiores variações. A Tabela 9 que, de todas as médias horárias para todo o período avaliado, mais de 75% dos valores das médias horárias estão entre ±0,5°C em relação ao valor da média diária e mais de 95% estão entre ±1,0°C.

Tabela 9 – Frequência do valor da diferença entre as médias horária e diária para os rios Verde, Passaúna e São João.

$T - T_{med}$ (°C)	Frequência (%)		
	Verde	Passaúna	São João
± 0,5	85,8	93,3	77,6
± 1,0	98,0	99,7	96,8

A visualização da variação da temperatura em um dia através da diferença entre as médias de determinado horário e da média diária possibilitam a investigação sobre a existência de um único horário no dia que possa representar a média diária, para que essa

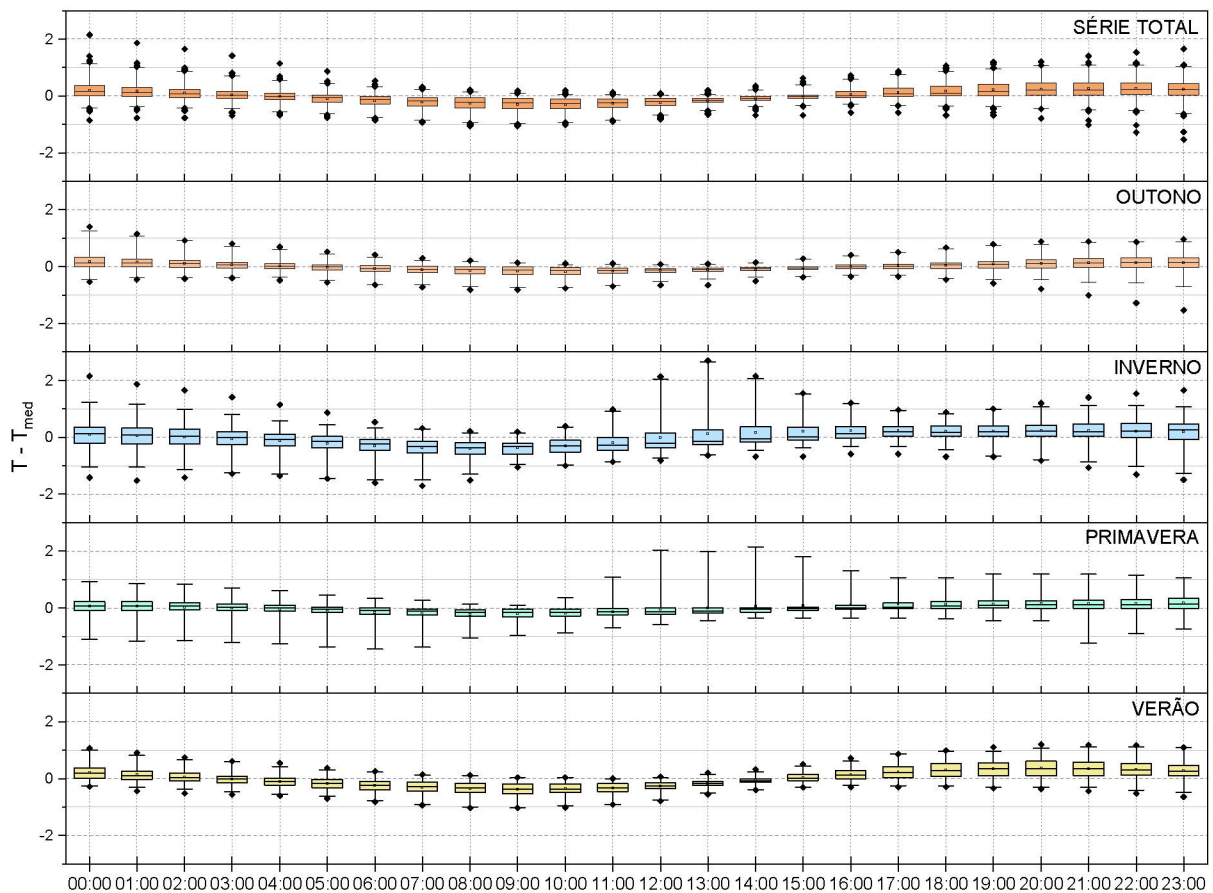


Figura 28 – Diferença entre as médias horárias e a média diária no rio Passaúna para a série completa de dados e discriminada por estação do ano.

variável possa ser medida somente uma vez no dia. Analisando-se qualitativamente através das figuras, tanto para todos os dados juntos quanto separando por estações, os horários com as médias e medianas mais próximas de zero (quando a temperatura é igual a média diária) e os *boxplots* de menor tamanho (dados com menor variação) são 11:00 para o Rio Verde, 15:00 para o rio Passaúna e 12:00 para o Rio São João. Portanto, pode-se concluir que não há um único horário para medir em todos os rios para estimar a média diária dos mesmos. Por exemplo, considerando que a temperatura da água fosse medida junto ao nível da água pelos observadores em campanhas de medição coordenadas pela Agência Nacional de Águas (ANA), as medições seriam feitas duas vezes no dia, às 07:00 e 17:00 (ANA, 2014), horários os quais são próximos aos valores máximos e mínimos para os rios Verde e São João, e para o rio Passaúna a medição às 17:00 seria próxima do horário com valores similares aos da média diária.

Ao se apresentar a correlação entre as temperaturas do ar e da água para a escala horária (Figura 30), é possível verificar que para essa escala temporal o comportamento das temperaturas é muito diferente, e a Tabela 10 mostra que para essa escala temporal os valores de  $r^2$  e do coeficiente de Nash-Sutcliffe estão distantes de 1, além da raiz do

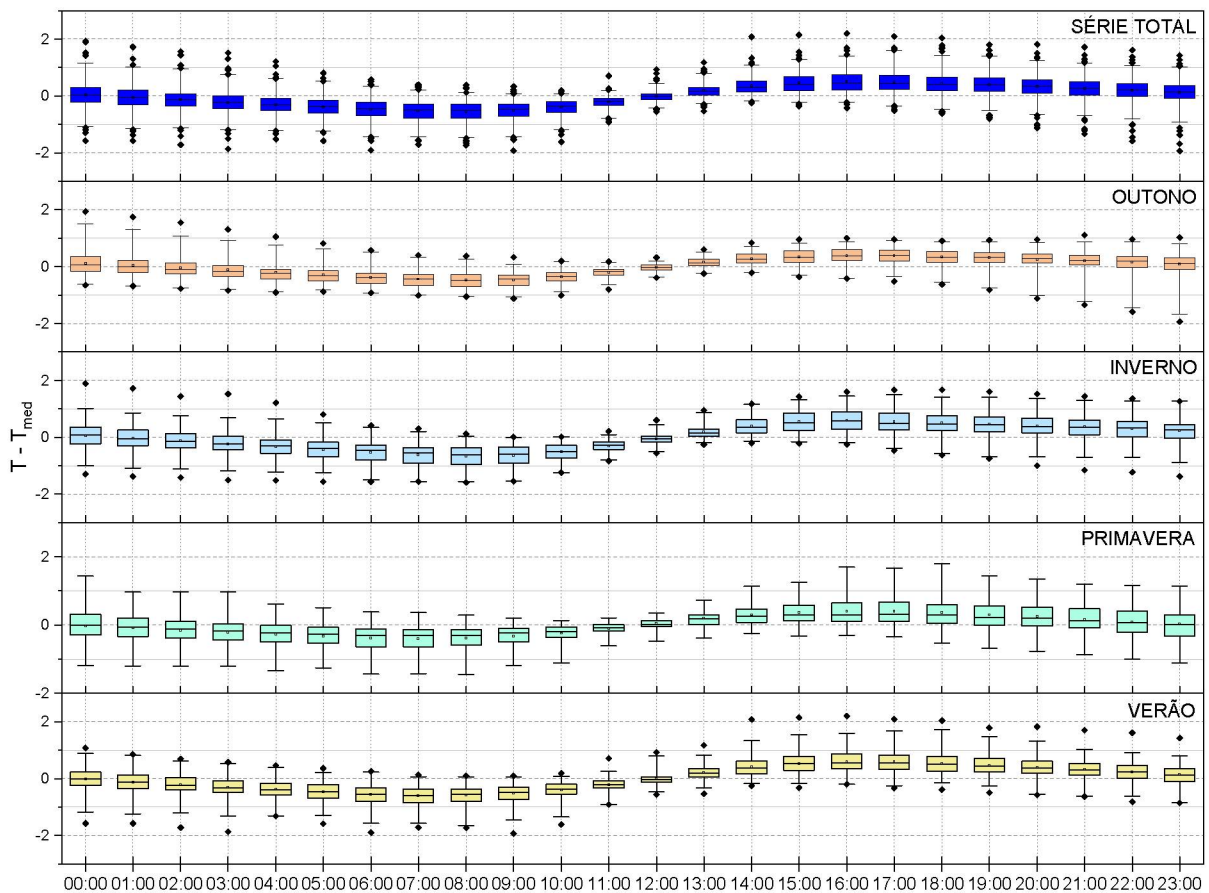


Figura 29 – Diferença entre as médias horárias e a média diária no rio São João para a série completa de dados e discriminada por estação do ano.

erro quadrático médio ser maior que  $2\text{ }^{\circ}\text{C}$  para todos os rios. Dessa forma, a utilização de correlação entre elas produz resultados insatisfatórios e não indicados para estimar a temperatura nessa escala horária, em comparação às correlações desenvolvidas entre as temperaturas na escala diária, apresentada na Seção 4.3. As figuras 27, 28, e 29 mostram que a média da temperatura horária varia em torno de  $2\text{ }^{\circ}\text{C}$  em relação à media diária, portanto é razoável utilizar a média diária para avaliar a relação entre  $T_a$  e  $T_s$ , visto que o uso da média diária não despreza variações significativas da média horária. Além disso, a escala temporal horária ainda carrega a informação do *lag* de tempo da resposta da água às variações na temperatura do ar, e de acordo com Stefan e Preud'homme (1993), esse *lag* de tempo pode ser ignorado quando a escala de tempo é de 1 dia.

Tabela 10 – Resultados da regressão linear aplicada às médias horárias das temperaturas.

	Equação	$r^2$	NS	REQM ( $^{\circ}\text{C}$ )
Verde	$T_s = 0,32 T_a + 11,57$	0,43	0,43	2,06
Passaúna	$T_s = 0,28 T_a + 12,90$	0,35	0,35	2,12
São João	$T_s = 0,33 T_a + 11,95$	0,42	0,42	2,08

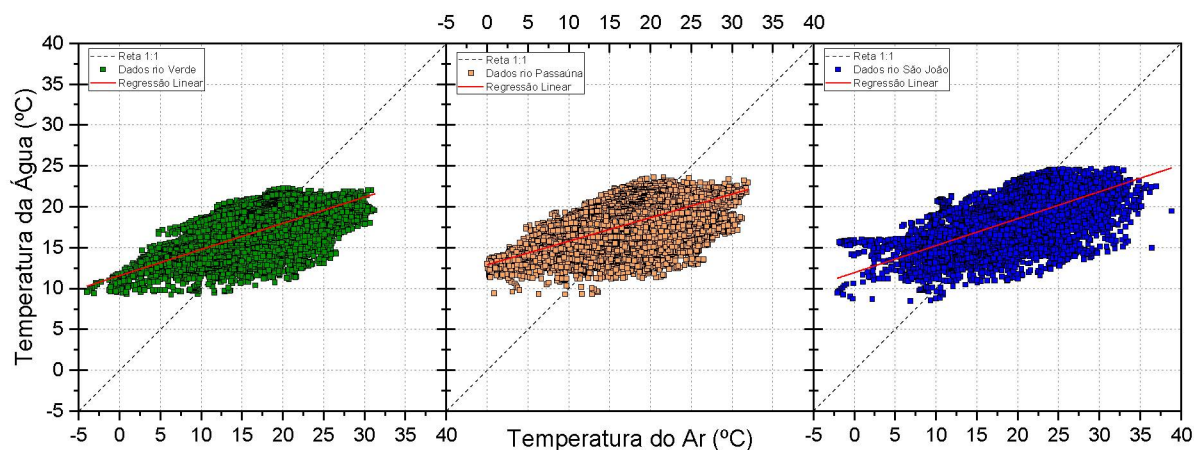


Figura 30 – Correlação entre as médias horárias da temperatura do ar e da água para os rios Verde, Passaúna e São João.

## 4.2 Características das variações diárias das temperaturas do ar e da água

As Figuras 31, 32 e 33 mostram a evolução temporal das médias diárias das temperaturas do ar e da água, enquanto a Tabela 11 traz informações das temperaturas máxima, média e mínima de todo o período de medição. A partir desta, observa-se que o rio São João tem os valores das temperaturas máximas e mínimas mais extremos, que os valores de desvio padrão para a temperatura da água são bem similares entre os rios e que, numa escala de tempo maior que 1 ano, as médias das temperaturas do ar e da água são bem similares, sendo a maior diferença de 0,9 °C para o rio São João.

Tabela 11 – Temperaturas máxima, mínima e média (e desvio padrão) do ar e da água para os três rios.

	Verde		Passaúna		São João	
	$T_a$	$T_s$	$T_a$	$T_s$	$T_a$	$T_s$
$T_{max}$ (°C)	22,83	21,61	25,01	22,44	28,48	23,81
$T_{min}$ (°C)	4,01	9,76	4,01	10,16	3,86	9,41
$T$ (°C)	16,49	16,86	17,54	17,96	19,13	18,26
Desvio Padrão (°C)	3,65	2,71	3,73	2,62	4,43	2,70

Analisando a questão de sazonalidade, é possível visualizar o ciclo anual das temperaturas, que atinge os menores valores durante o inverno e os maiores no verão. Além disso, observa-se que, para os três rios, a temperatura do ar sofre maiores variações do que a da água, contudo a temperatura da água acompanha essas variações, se comportando como um indicador da tendência da temperatura do ar. A partir dessa observação, foi realizado um comparativo entre a média móvel simples da temperatura do ar com a temperatura da água, em que foram testados diferentes intervalos de dias para o cálculo da média

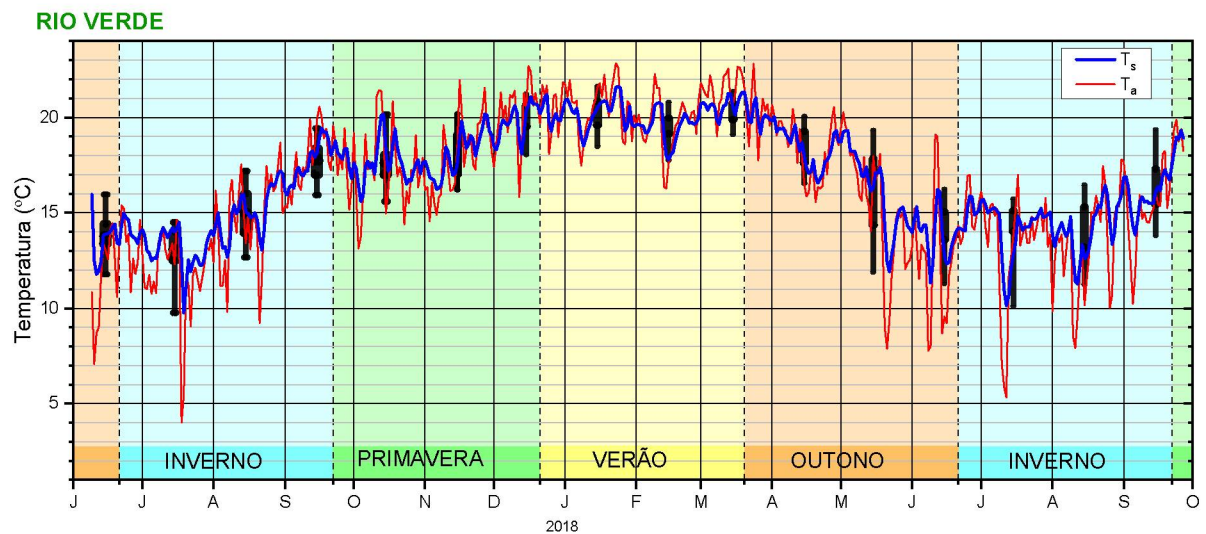


Figura 31 – Variação anual das médias diárias da temperatura do ar (linha sólida vermelha) e da água no rio Verde (linha sólida azul). Os *boxplots* em cor preta ao fundo são relacionados aos dados mensais da temperatura da água. As cores ao fundo indicam as estações do ano.

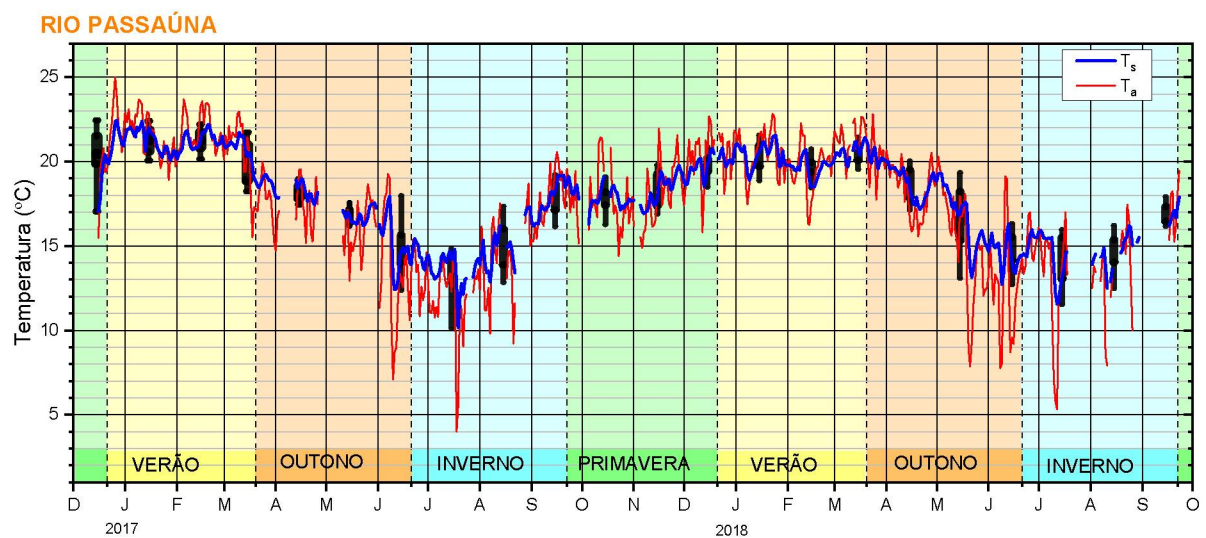


Figura 32 – Variação anual das médias diárias da temperatura do ar (linha sólida vermelha) e da água no rio Passaúna (linha sólida azul). Os *boxplots* em cor preta ao fundo são relacionados aos dados mensais da temperatura da água. As cores ao fundo indicam as estações do ano.

móvel (Apêndice C). O intervalo para calcular a média móvel que melhor se ajustou foi a utilização de 3 dias para o rio Verde e 4 dias para os rios Passaúna e São João.

Ao utilizar a média móvel semanal das temperaturas do ar e da água, as variações diárias são suavizadas. Todavia, ainda é possível observar o ciclo anual nos dados causado pela sazonalidade. Para essa escala de tempo, as duas temperaturas possuem variações similares nos rios Verde e Passaúna, sendo que alguns períodos do São João as temperaturas se diferenciam mais, especialmente nos meses mais quentes. É interessante observar que

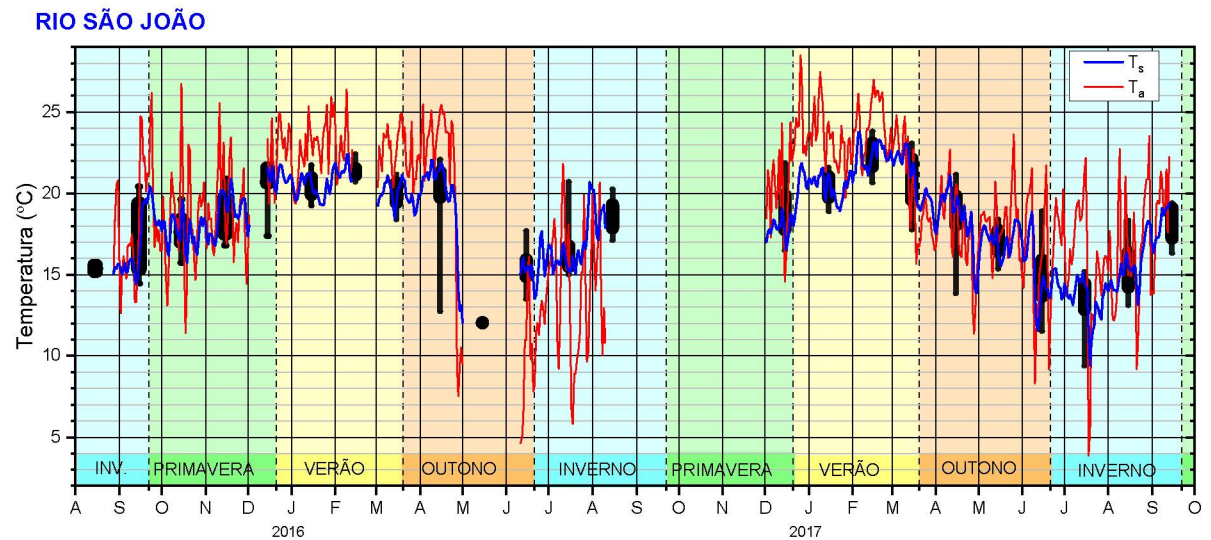


Figura 33 – Variação anual das médias diárias da temperatura do ar (linha sólida vermelha) e da água no rio São João (linha sólida azul). Os *boxplots* em cor preta ao fundo são relacionados aos dados mensais da temperatura da água. As cores ao fundo indicam as estações do ano.

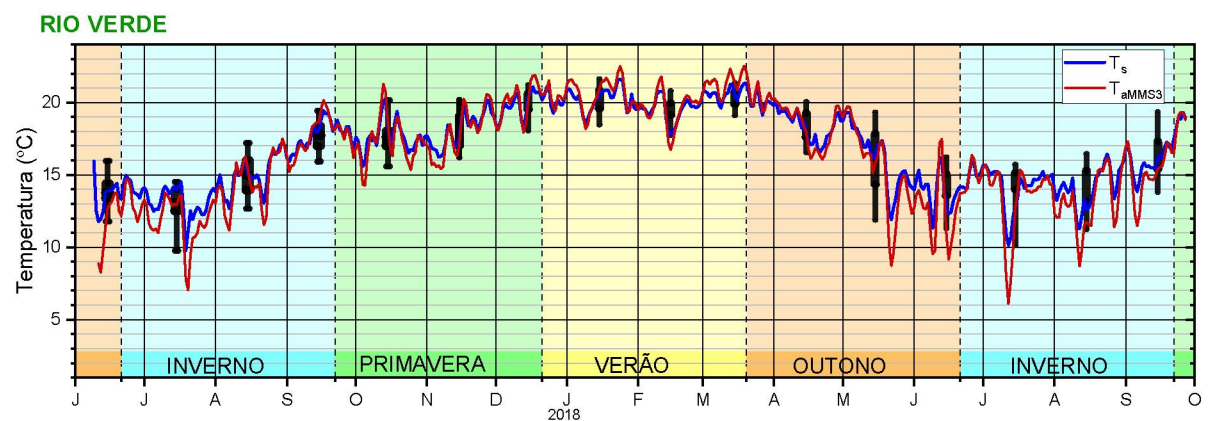


Figura 34 – Temperatura da água (linha sólida azul) e a média móvel simples de 3 dias da temperatura do ar (linha sólida vermelha) no rio Verde. Os *boxplots* em cor preta ao fundo são relacionados aos dados mensais da temperatura da água. As cores ao fundo indicam as estações do ano.

para os três rios é possível perceber períodos, especialmente nas estações mais frias, em que a média móvel simples da temperatura possui um valor maior que da média móvel do ar. Esse comportamento também é observado por O’Driscoll e DeWalle (2006) em dois rios na Pensilvânia, e essa ocorrência pode ser potencialmente explicada pela análise da capacidade térmica do leito. O efeito da inércia térmica causado pelo leito é implementado em modelos mecanicistas (SINOKROT; STEFAN, 1994) (HAAG; LUCE, 2008).

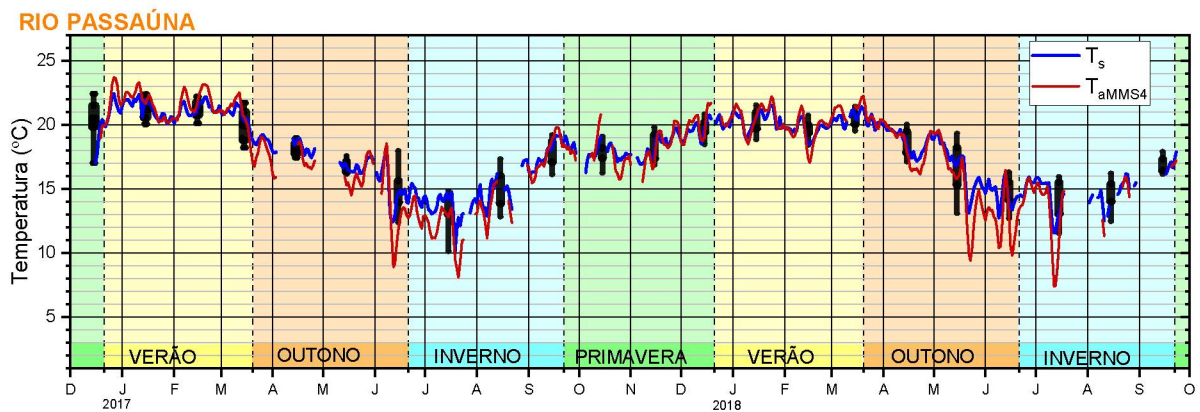


Figura 35 – Temperatura da água (linha sólida azul) e a média móvel simples de 4 dias da temperatura do ar (linha sólida vermelha) no rio Passaúna. Os *boxplots* em cor preta ao fundo são relacionados aos dados mensais da temperatura da água. As cores ao fundo indicam as estações do ano.

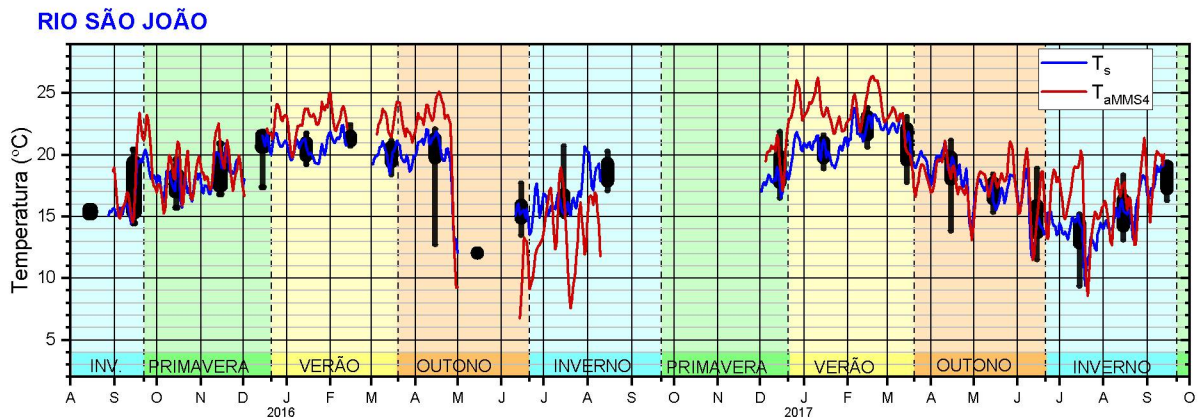


Figura 36 – Temperatura da água (linha sólida azul) e a média móvel simples de 4 dias da temperatura do ar (linha sólida vermelha) no rio São João. Os *boxplots* em cor preta ao fundo são relacionados aos dados mensais da temperatura da água. As cores ao fundo indicam as estações do ano.

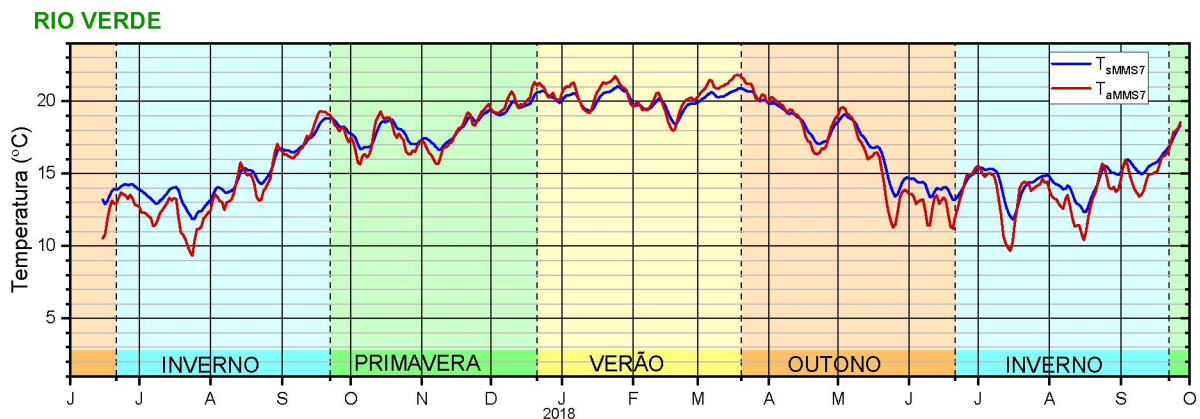


Figura 37 – Médias móveis semanais da temperatura do ar (linha sólida vermelha) e da água (linha sólida azul) no rio Verde. As cores ao fundo indicam as estações do ano.

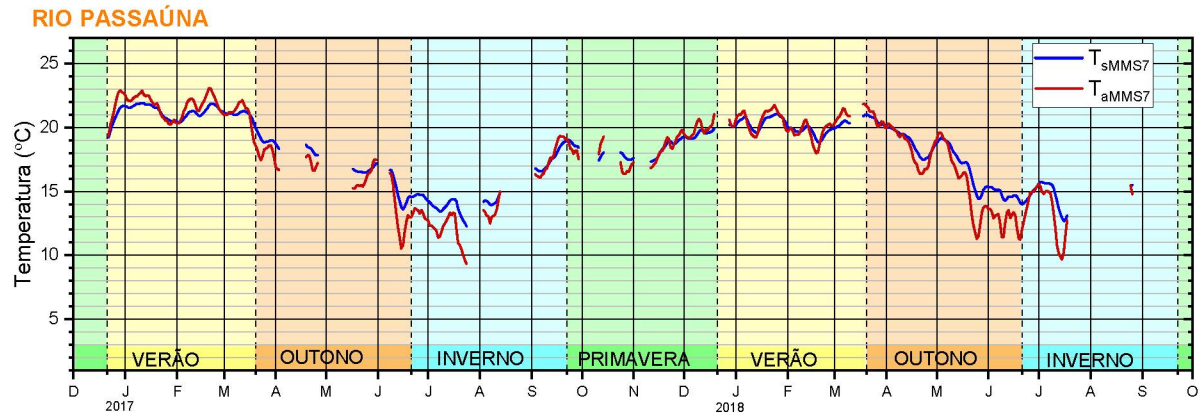


Figura 38 – Médias móveis semanais da temperatura do ar (linha sólida vermelha) e da água (linha sólida azul) no rio Passaúna. As cores ao fundo indicam as estações do ano.

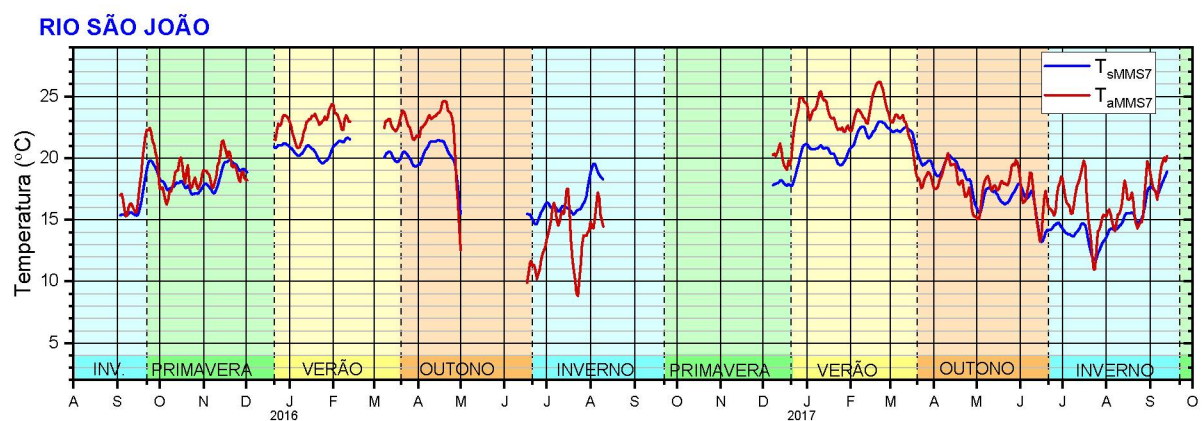


Figura 39 – Médias móveis semanais da temperatura do ar (linha sólida vermelha) e da água (linha sólida azul) no rio São João. As cores ao fundo indicam as estações do ano.

### 4.3 Implementação dos modelos

Tanto os parâmetros dos modelos de regressão linear quanto os modelos de regressão não linear foram obtidos por calibração com o propósito de minimizar os erros entre os valores medidos e estimados pelas regressões. Para a regressão não linear, foram testadas diferentes formas de estimar os parâmetros  $\mu$ ,  $\alpha$ ,  $\beta$  e  $\gamma$ , que são apresentadas no Apêndice E.

Para a obtenção da temperatura de equilíbrio e cálculo da estimativa da temperatura da água utilizando o modelo mecanicista, no cálculo do fluxo de calor causado pela radiação solar, os fatores de sombreamento  $M_{sh}$  e de atenuação do vento  $N_{sh}$  foram calculados por meio de uma calibração utilizando toda a série de dados, mesma metodologia utilizada por Herb e Stefan (2011). Essa calibração consistiu em considerar que os dois fatores são iguais ( $N_{sh} = M_{sh}$ ) e encontrar um valor que minimizasse a diferença entre as temperaturas da água do rio e a temperatura de equilíbrio. Os resultados obtidos são mostrados na Tabela 12, mostrando a média da temperatura de equilíbrio antes e após calibrar o fator de sombreamento. O coeficiente de Nash-Sutcliffe e a raiz do erro quadrático médio mostram que há uma melhora no ajuste (aumento de NS e diminuição da REQM) das regressões tanto linear quanto não linear considerando o  $M_{sh}$  e o  $N_{sh}$ . Os rios Verde e Passaúna possuem valores similares devido à proximidade entre estes, e o rio São João é o que obteve o maior valor de fator de sombreamento, o que já era um resultado esperado devido a esse rio ser o com maior vegetação ripária dos três, o que pode ser visualizado nas imagens de satélite na Figura 12.

Tabela 12 – Valores do fator de sombreamento ( $M_{sh}$ ) obtidos através de calibração.

	Escala Temporal	$T_e$ (°C)	$NS_L$	$REQM_L$ (°C)	$NS_N$	$REQM_N$ (°C)	$M_{sh}$
Verde	Diária, sem calibração	18,974	0,600	1,714	0,629	1,650	0,0
	Diária, com calibração	16,575	0,688	1,514	0,708	1,464	0,34
Passaúna	Diária, sem calibração	20,038	0,612	1,633	0,633	1,589	0,0
	Diária, com calibração	17,582	0,686	1,479	0,698	1,445	0,35
São João	Diária, sem calibração	26,014	0,343	2,187	0,362	2,155	0,0
	Diária, com calibração	16,915	0,489	1,928	0,509	1,891	0,53

#### 4.3.1 Categorias (I) e (II)

Os resultados dos ajustes dos modelos aos dados nas categorias (I) e (II) (ver Tabela 7) para escala temporal diária são apresentados nas Figuras 40, 41 e 42, e também na Tabela 13. De forma geral, ao comparar os dois tipos de regressão é possível verificar que independente do tipo da análise e da relação ser entre A ou E a regressão com o melhor ajuste é a não linear, com valores de  $r^2$  e NS mais altos do que para a regressão linear e com uma REQM mais baixa que os valores calculados com a regressão linear.

Pode ser observado também que a análise utilizando a temperatura do ar (A1L e A1N - Figura 40(a)) obteve melhores resultados para NS e REQM do que ao utilizar a temperatura de equilíbrio (E1L e E1N - Figura 40(b)). De acordo com Bogan, Mohseni e Stefan (2003), utilizar a temperatura do ar para estimar a temperatura da água é insuficiente para quantificar todos os processos de troca de calor na superfície da água, e que o uso da temperatura de equilíbrio na correlação incluiria esses outros fenômenos. Para o caso dos rios estudados, a utilização da temperatura de equilíbrio não melhorou a qualidade do ajuste das regressões aos dados observados. É interessante também verificar que as análises utilizando outras configurações para as temperaturas do ar (utilizar a média do dia anterior e a média móvel simples) tiveram melhores ajustes do que o comparativo entre as médias da temperatura do ar e da água do mesmo dia, o que mostra que há um atraso na resposta da temperatura da água, pois estas análises utilizam valores anteriores de  $T_a$ .

Para os três rios, a análise que obteve o melhor ajuste dos dados foi utilizando a média móvel da temperatura do ar, utilizando o intervalo de 3 dias para o rio Verde e 4 dias para os rios Passaúna e São João. Em seu estudo, Morrill, Bales e Conklin (2005) aplicam as regressões linear e não linear para 43 rios em diferentes países, e os mesmos também utilizam a relação entre a média móvel da temperatura do ar e a média diária da temperatura da água. Os mesmos testam um intervalo de 3 dias e de 7 dias pra calcular a média móvel e, ao contrário dos resultados obtidos para os rios Verde, Passaúna e São João, encontram que o melhor ajuste é utilizando o intervalo de 7 dias. Assim como observado nesse estudo, os autores também observaram que o modelo não linear produz um ajuste melhor que o modelo linear.

Das melhores regressões ajustadas, a raiz do erro quadrático médio (Tabela 13) para cada um dos ajustes foi de 0,388 °C, 0,474 °C e 1,460 °C para os rios Verde (A3N), Passaúna (A4N) e São João (A4N), respectivamente. Ao comparar esses valores com as incertezas das medições (Tabelas 4 e 5), é possível observar que a REQM do rio Verde, apesar do menor valor entre os rios é de uma ordem de grandeza maior do que a incerteza de medição do equipamento, de 0,05 °C. Não foram obtidos valores de incerteza de medição para o rio Passaúna, e para o rio São João a REQM também é de uma ordem de grandeza diferente da incerteza da medição, de 0,5 °C. Ainda sobre o REQM dos melhores ajustes, o Apêndice I traz um estudo de como o erro de simulação da temperatura pode afetar a aplicação desta em modelos de oxigênio dissolvido. Para a taxa de reaeração, erros da ordem de 0,5 °C afetam em cerca de 8% do valor dessa taxa, que seriam o caso das regressões utilizadas para os rios Verde e Passaúna. Para o rio São João o REQM maior que 1,0 °C pode afetar em mais de 20% da taxa de reaeração, para o caso da temperatura da água a 20 °C e concentração de oxigênio dissolvido de 8 mg L<sup>-1</sup>.

Ao considerar os coeficientes obtidos entre os rios, observa-se que para as análises A1L, A3L/A4L e E1L os rios Verde e Passaúna tem valores bem similares para os coeficientes

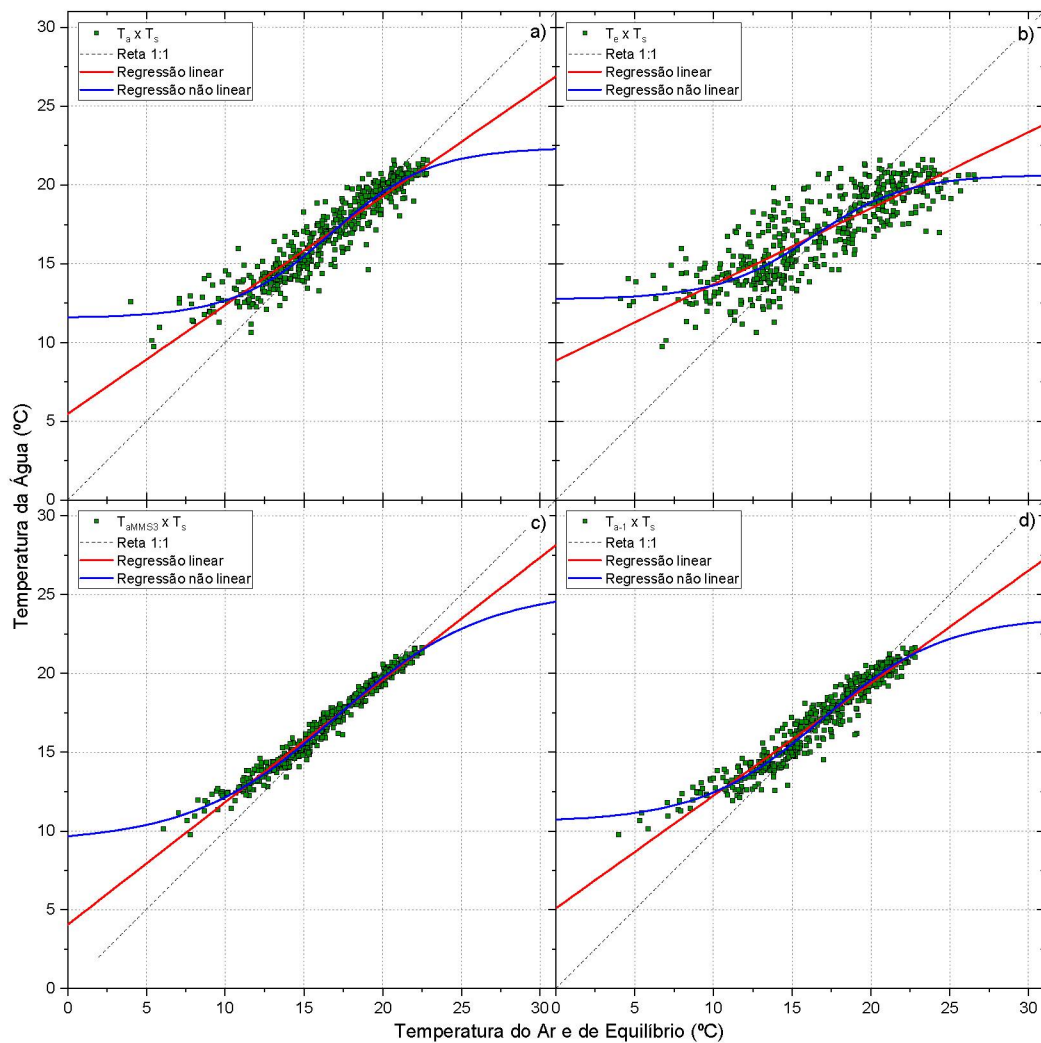


Figura 40 – Regressões linear e não linear aplicadas às médias diárias de  $T_s$  no rio Verde, utilizando a média diária de  $T_a$  (a),  $T_e$  (b), a média móvel de  $T_a$  (c) e a média diária de  $T_a$  no dia anterior ao de  $T_s$  (d).

angular e linear, enquanto o rio São João é o rio com os menores valores para o coeficiente angular e os maiores valores para o coeficiente linear. De acordo com Erickson e Stefan (2000), o coeficiente angular da relação pode ter seu valor reduzido devido ao escoamento subterrâneo, ao sombreamento e à atenuação a ação do vento, que podem limitar a influência da temperatura do ar. Além disso, Kelleher et al. (2012), que define o coeficiente angular como um determinante da sensibilidade térmica da água, define que uma sensibilidade térmica próxima de zero é característica de locais em que a temperatura do ar não consegue explicar a variação da temperatura da água, sendo essa então uma forma de avaliar como a temperatura do rio responde às mudanças climáticas.

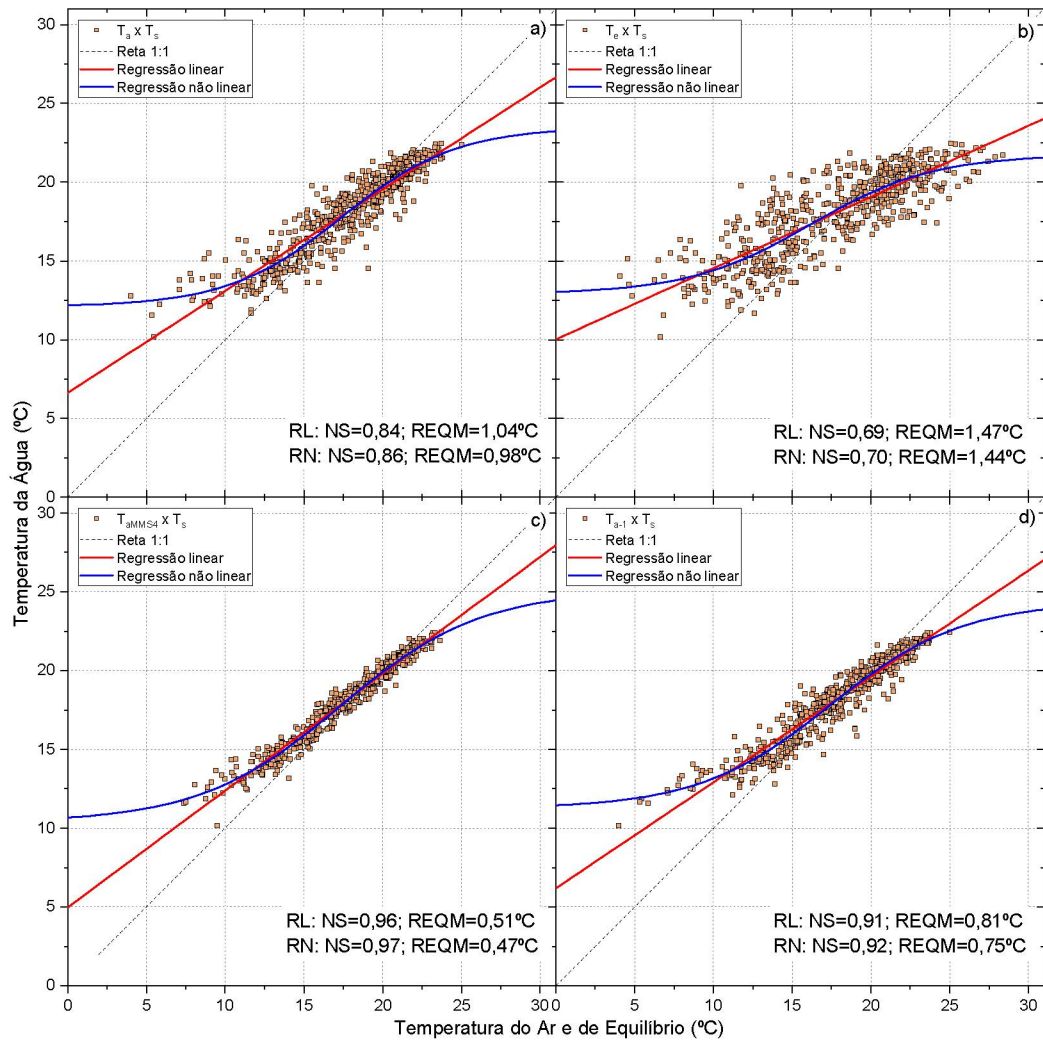


Figura 41 – Regressões linear e não linear aplicadas às médias diárias de  $T_s$  no rio Passaúna, utilizando a média diária de  $T_a$  (a),  $T_e$  (b), a média móvel de  $T_a$  (c) e a média diária de  $T_a$  no dia anterior ao de  $T_s$  (d).

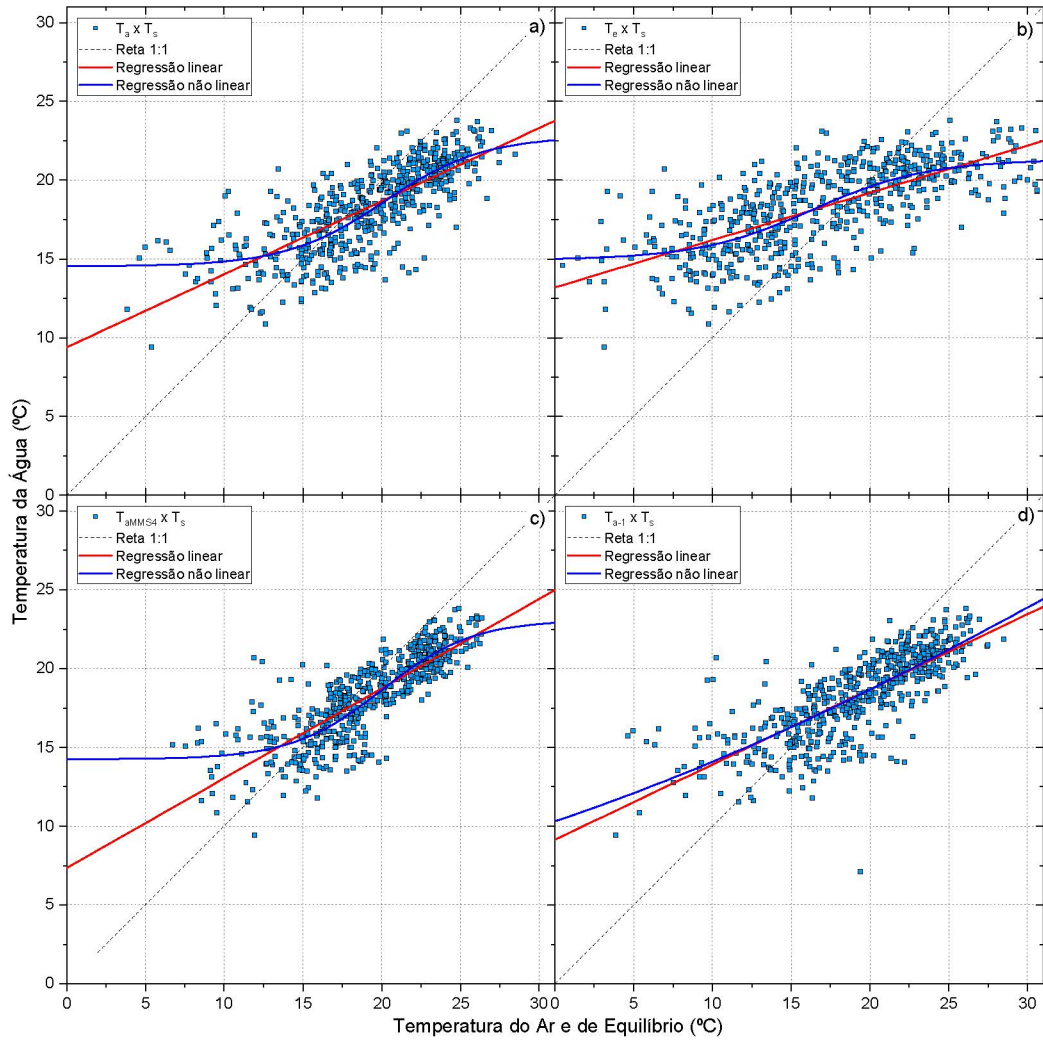


Figura 42 – Regressões linear e não linear aplicadas às médias diárias de  $T_s$  no rio São João, utilizando a média diária de  $T_a$  (a),  $T_e$  (b), a média móvel de  $T_a$  (c) e a média diária de  $T_a$  no dia anterior ao de  $T_s$  (d).

Tabela 13 – Resultados do ajuste dos dados medidos aos simulados.

Rio	Análise	Equação	$r^2$	NS	REQM
Verde	A1L	$T_s = 0,691T_a + 5,468$	0,866	0,866	0,991
	A1N	$T_s = 11,552 + \frac{22,382-12,552}{1+\exp(0,320(16,760-T_a))}$	0,888	0,888	0,909
	A3L	$T_s = 0,777T_a + 4,047$	0,974	0,974	0,436
	A3N	$T_s = 9,275 + \frac{25,309-9,275}{1+\exp(0,215(17,096-T_a))}$	0,979	0,979	0,388
	E1L	$T_s = 0,483T_e + 8,856$	0,688	0,688	1,514
	E1N	$T_s = 12,745 + \frac{20,657-12,745}{1+\exp(0,332(16,266-T_e))}$	0,708	0,708	1,464
	A-1L	$T_s = 0,714T_a + 5,096$	0,924	0,924	0,746
	A-1N	$T_s = 10,558 + \frac{23,615-10,558}{1+\exp(0,258(16,889-T_a))}$	0,938	0,938	0,676
Passaúna	A1L	$T_s = 0,646T_a + 6,632$	0,842	0,842	1,042
	A1N	$T_s = 12,088 + \frac{23,503-12,088}{1+\exp(0,275(17,424-T_a))}$	0,859	0,859	0,984
	A4L	$T_s = 0,742T_a + 4,964$	0,963	0,963	0,506
	A4N	$T_s = 10,369 + \frac{25,112-10,369}{1+\exp(0,224(17,298-T_a))}$	0,968	0,968	0,474
	E1L	$T_s = 0,452T_e + 10,020$	0,686	0,686	1,470
	E1N	$T_s = 12,906 + \frac{21,750-12,906}{1+\exp(0,257(16,191-T_e))}$	0,698	0,698	1,442
	A-1L	$T_s = 0,672T_a + 6,187$	0,905	0,905	0,808
	A-1N	$T_s = 11,247 + \frac{24,371-11,247}{1+\exp(0,239(17,419-T_a))}$	0,917	0,917	0,754
São João	A1L	$T_s = 0,464T_a + 9,390$	0,580	0,580	1,747
	A1N	$T_s = 14,529 + \frac{22,783-14,529}{1+\exp(0,319(20,177-T_a))}$	0,614	0,614	1,677
	A4L	$T_s = 0,569T_a + 7,351$	0,676	0,676	1,540
	A4N	$T_s = 14,242 + \frac{23,090-14,242}{1+\exp(0,350(20,038-T_a))}$	0,709	0,709	1,460
	E1L	$T_s = 0,300T_e + 13,194$	0,489	0,489	1,928
	E1N	$T_s = 14,936 + \frac{21,310-14,936}{1+\exp(0,273(16,352-T_e))}$	0,509	0,509	1,891
	A-1L	$T_s = 0,477T_a + 9,138$	0,608	0,608	1,722
	A-1N	$T_s = 0,001 + \frac{55,119-0,001}{1+\exp(0,040(36,730-T_a))}$	0,617	0,618	1,702

### 4.3.2 Categoria (III)

Para esta categoria, as Figuras 43, 44 e 45 (ver Tabela 7) mostram o gráfico de dispersão entre a média móvel semanal da temperatura da água e as médias móveis semanais das temperaturas do ar e de equilíbrio para os rios Verde, Passaúna e São João, respectivamente. A Tabela 14 mostra a equação dos modelos de regressão ajustados aos dados e o valores de  $r^2$ , NS e REQM de cada ajuste, para avaliar o melhor. Em comparativo a escala temporal diária, ao comparar os coeficientes da regressão linear, é possível avaliar que os coeficientes angulares aumentam e os lineares diminuem comparando os casos A1L e A7L, como exemplo. Esse mesmo resultado foi observado também por Pilgrim, Fang e Stefan (1998) e Erickson e Stefan (2000), e esses últimos autores citados também afirmam que a média reduz a variação nos dados e reduz o efeito do intervalo de tempo da resposta da temperatura da água à mudanças na temperatura do ar.

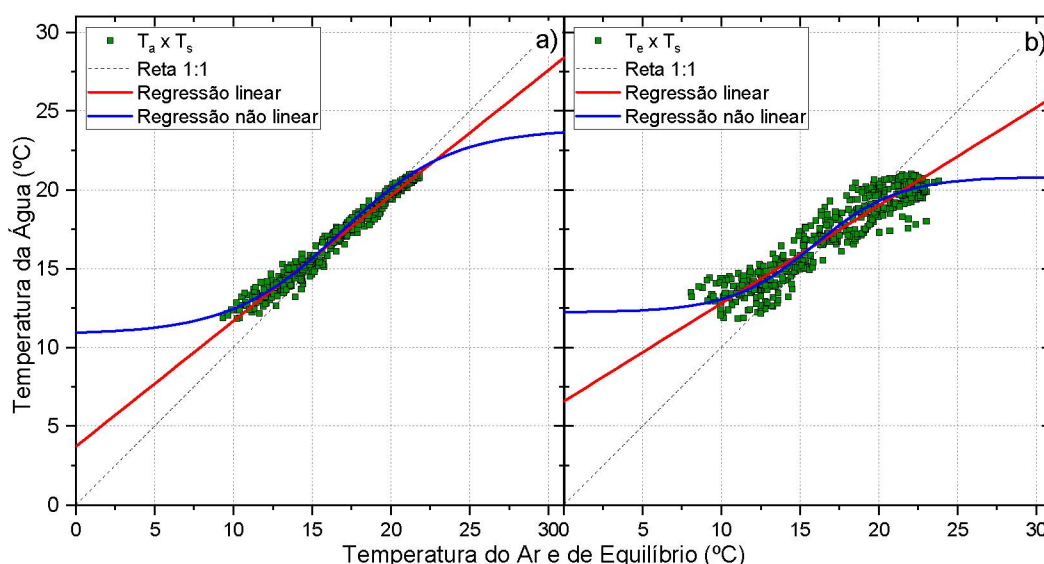


Figura 43 – Regressões linear e não linear aplicadas às médias móveis semanais no rio Verde.

Assim como utilizando a média diária da temperatura da água, os melhores ajustes para a média móvel da temperatura da água para todos os rios são os que utilizam a relação com a média móvel semanal da temperatura do ar ao invés da temperatura de equilíbrio. Ao avaliar o tipo de regressão utilizado, as duas regressões possuem valores de  $r^2$ , NS e REQM muito similares, sendo que os valores de  $r^2$  e NS da regressão não linear um pouco maiores e da REQM um pouco menores. Para os três rios, o melhor ajuste foi da análise A7N.

Ao observar as regressões lineares utilizando a temperatura do ar, os coeficiente angulares e linear das regressões para os rios Verde e Passaúna são bem similares, enquanto para o rio São João coeficiente angular é menor e o coeficiente linear é maior, assim como acontece para essa regressão para as outras categorias. O'Driscoll e DeWalle (2006) afirmam que o coeficiente linear é maior em casos de rios com entrada de águas subterrâneas, e

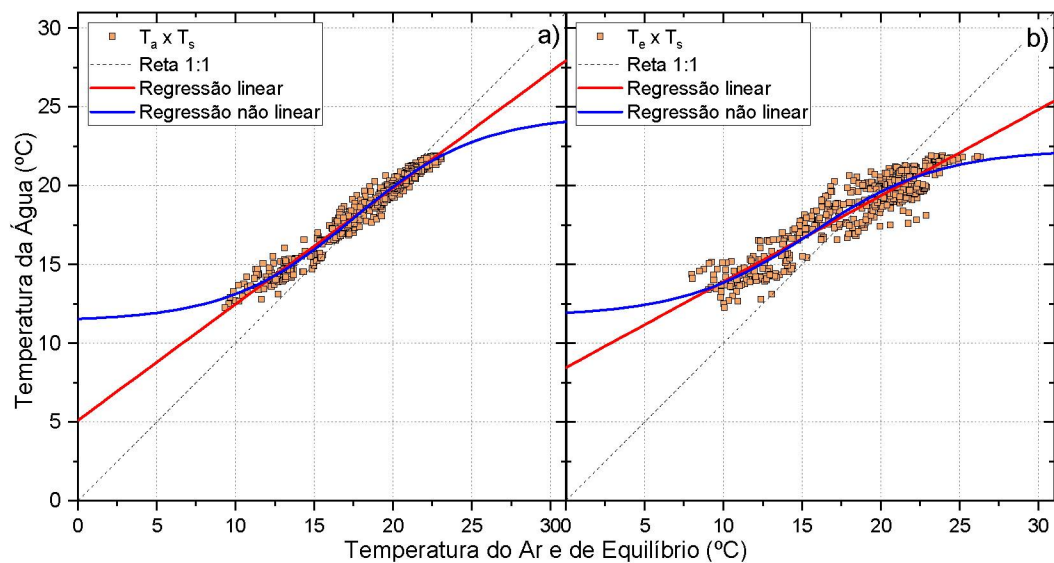


Figura 44 – Regressões linear e não linear aplicadas às médias móveis semanais no rio Passatuna.

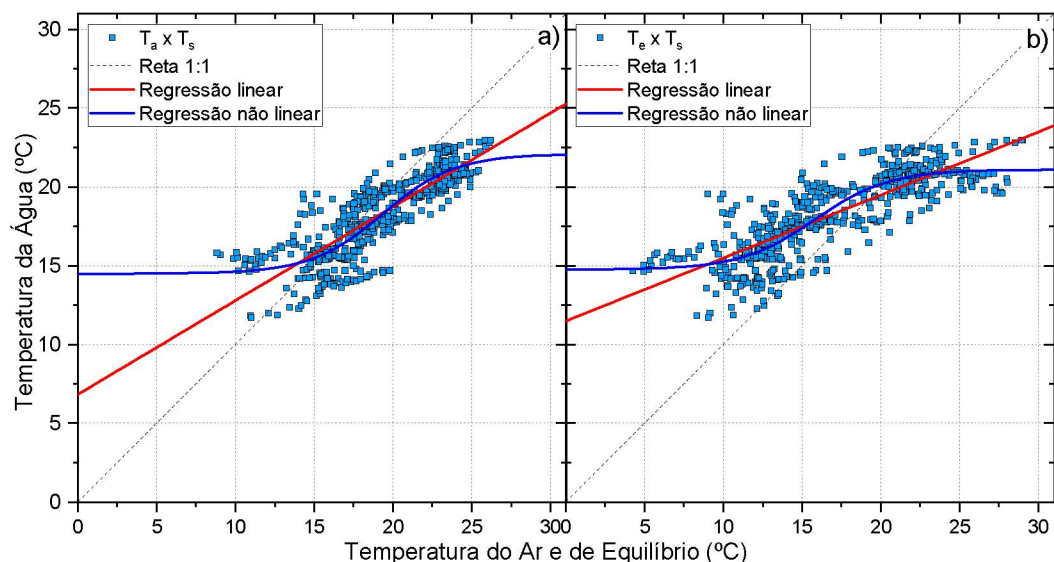


Figura 45 – Regressões linear e não linear aplicadas às médias móveis semanais no rio São João.

além disso, esses autores fizeram um comparativo entre os coeficientes da regressão linear de rios pertencentes a uma mesma bacia e em diferentes pontos na escala semanal para avaliar se a temperatura da água é controlada por escoamentos subterrâneos, mostrado na Figura 46. Ao colocar os valores dos coeficientes angular e linear dos três rios para os casos que utilizam a média móvel semanal junto aos pontos avaliados pelos autores, observa-se que a temperatura do rio São João está mais propensa a ser controlada pela água subterrânea, enquanto o rio Verde é o mais afetado pelas condições meteorológicas.

Tabela 14 – Resultados do ajuste dos dados medidos aos simulados.

Rio	Análise	Equação	r <sup>2</sup>	NS	REQM
Verde	A7L	$T_s = 0,796T_a + 3,717$	0,974	0,974	0,417
	A7N	$T_s = 10,828 + \frac{23,380-10,828}{1+\exp(0,285(16,862-T_a))}$	0,978	0,978	0,383
	E7L	$T_s = 0,622T_e + 6,576$	0,865	0,865	0,989
	E7N	$T_s = 12,219 + \frac{20,829-12,219}{1+\exp(0,376(15,919-T_e))}$	0,877	0,877	0,945
Passaúna	A7L	$T_s = 0,737T_a + 5,102$	0,963	0,963	0,447
	A7N	$T_s = 11,380 + \frac{24,486-11,380}{1+\exp(0,251(17,499-T_a))}$	0,967	0,967	0,427
	E7L	$T_s = 0,546T_e + 8,441$	0,871	0,871	0,840
	E7N	$T_s = 11,699 + \frac{22,289-11,699}{1+\exp(0,245(15,596-T_e))}$	0,877	0,877	0,818
São João	A7L	$T_s = 0,595T_a + 6,838$	0,711	0,711	1,356
	A7N	$T_s = 14,497 + \frac{22,095-14,497}{1+\exp(0,436(19,356-T_a))}$	0,741	0,741	1,283
	E7L	$T_s = 0,400T_e + 11,488$	0,656	0,656	1,477
	E7N	$T_s = 14,756 + \frac{21,100-14,756}{1+\exp(0,425(15,810-T_e))}$	0,700	0,700	1,380

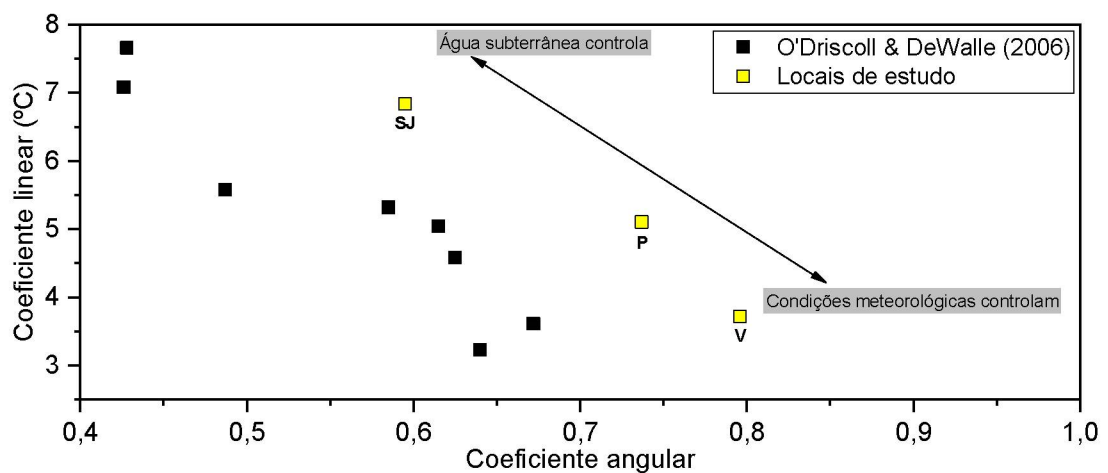


Figura 46 – Relação entre os coeficientes angular e linear da regressão linear entre  $T_a$  e  $T_s$

### 4.3.3 Implementação dos modelos por estação

Com o objetivo de prever da melhor forma a média diária da temperatura da água, questiona-se se é melhor realizar os ajustes das regressões utilizando todos os dados juntos ou separando-os por estação. Esse teste é realizado pela análise que teve o melhor ajuste, a média móvel de 3 dias para o rio Verde e de 4 dias para os rios Passaúna e São João. A Figura 47 mostra a correlação entre as temperaturas, com os dados de cada estação apresentados separadamente. A partir dessa imagem, pode-se notar que para os três rios há dados de estações que são mais concentrados, como o caso da primavera e do verão, e que há dados mais dispersos, como é o caso do outono e do inverno.

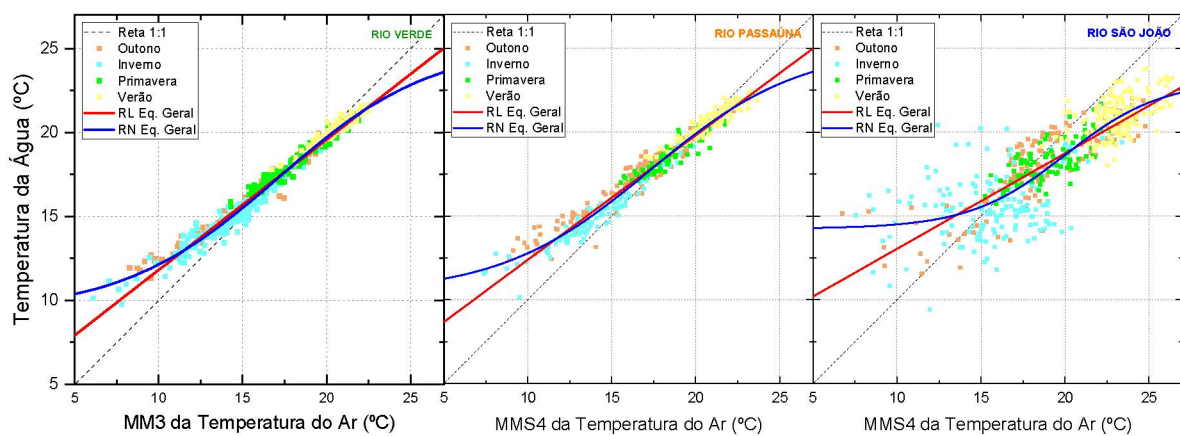


Figura 47 – Separação dos dados por estação e regressões obtidas.

A relação entre os dados por estação pode ser melhor visualizada nas Figuras 48, 49 e 50, que mostram os dados por estação, e as linhas tracejadas mostram as regressões linear e não linear obtidas utilizando todos os dados. As Tabelas 15 e 16 mostram os valores dos parâmetros obtidos em cada regressão, e a diferença entre os coeficientes de Nash-Sutcliffe, de determinação e a raiz do erro quadrático médio, calculado a partir do valor obtido em cada estação menos o valor obtido utilizando a equação geral aplicada para os dados das estações separadamente. De forma geral, o coeficiente de determinação tem variações pequenas, próximas de zero, e isso ocorre pelo fato de que mudanças nos coeficientes angulares e lineares não alteram o valor de  $r^2$ , pois a alteração desses coeficientes muda a inclinação e a posição da reta, mas não a correlação entre os dados. O NS já varia mais o seu valor com essas diferenças, pois esse coeficiente tem como objetivo analisar quão bem os dados se ajustam em relação à reta 1:1 (MORIASI et al., 2007).

Para o rio Verde, observa-se que as equações obtidas para o outono são bem similares às regressões obtidas para todo o período, com uma redução da REQM de até 0,04 °C. Como os dados da primavera e do verão possuem amplitudes de variações menores, a regressão não linear para esses casos forneceu uma boa diferença entre os termos  $\mu$  e  $\alpha$  da equação

utilizando todos os dados. Ao utilizar a regressão ajustada aos dados da estação a melhora da REQM foi de até 0,09 °C para a primavera e o verão. Para o inverno, a regressão não linear para esse período é a que mais se diferencia da equação que utiliza todos os dados, tendo um valor de  $\alpha$  maior. Apesar dessa diferença, esse ajuste melhorou o valor de REQM em 0,02 °C. No rio Passaúna é possível observar um comportamento muito similar ao do rio Verde, só se diferenciando pelo fato de no rio Passaúna os dados referentes ao período do inverno gerarem regressões mais similares às que utilizam os dados das estações de forma conjunta. De forma geral, para o Passaúna a redução da REQM foi de até 0,16 °C.

Dentre os três rios, o São João é o que possui a maior amplitude de variação entre os dados, especialmente no inverno, em que nenhuma das regressões conseguiu representar a relação entre as temperaturas nessa estação. Dentre as quatro estações, a do outono é a que possui as regressões mais similares às equações que utilizam todos os dados. Assim como ocorreu para os outros rios, para o verão também há a redução da diferença entre  $\mu$  e  $\alpha$ . A primavera é a estação que tem os parâmetros mais diferentes em relação à equação geral, e esse ajuste melhorou o valor de REQM em 0,14 °C. O inverno também possui um ajuste da regressão linear diferente da equação com todos os dados. Para essa estação, o valor coeficiente angular da regressão linear é o mais próximo de zero entre as estações, e até quase 20 °C a regressão não linear tem um comportamento próximo ao de uma reta. Analisando NS para todas as estações e para os três rios, a maioria dos casos a diferença de NS entre as regressões é de até 0,1, com exceção das estações do inverno, primavera e verão para o rio São João, que tiveram uma melhora do NS de até 0,35 em relação ao uso da regressão com todos os dados. Ao analisar a REQM, a redução desse valor é de até 0,17 °C para os rios Verde e Passaúna, e para o rio São João a redução foi de até 0,34 °C.

A partir dessa análise, é possível avaliar se é preferível fazer as regressões por estação ou utilizar todos os dados juntos. Para os rios Verde e Passaúna, a utilização das regressões por estação não teve uma melhora tão impactante em relação à equação utilizando todos os dados. Contudo, para o rio São João, houve melhoria no valor de NS significativa para algumas estações, sendo mais indicado para este utilizar as equações por estação. Nos estudos de regressão linear e não linear avaliados na revisão (Tabela 2), os autores mostram as regressões utilizando todo o período de dados, sem separação por estação. Buendia et al. (2015), que buscam a correlação entre a temperatura da água e a temperatura de equilíbrio, fazem a separação por estações e avaliam o valor do coeficiente angular para cada caso. Os resultados obtidos foram de que não há diferença significativa separando entre estações e que o outono tem os maiores valores de coeficiente angular, o que também foi observado nos resultados dos rios Verde, Passaúna e São João.

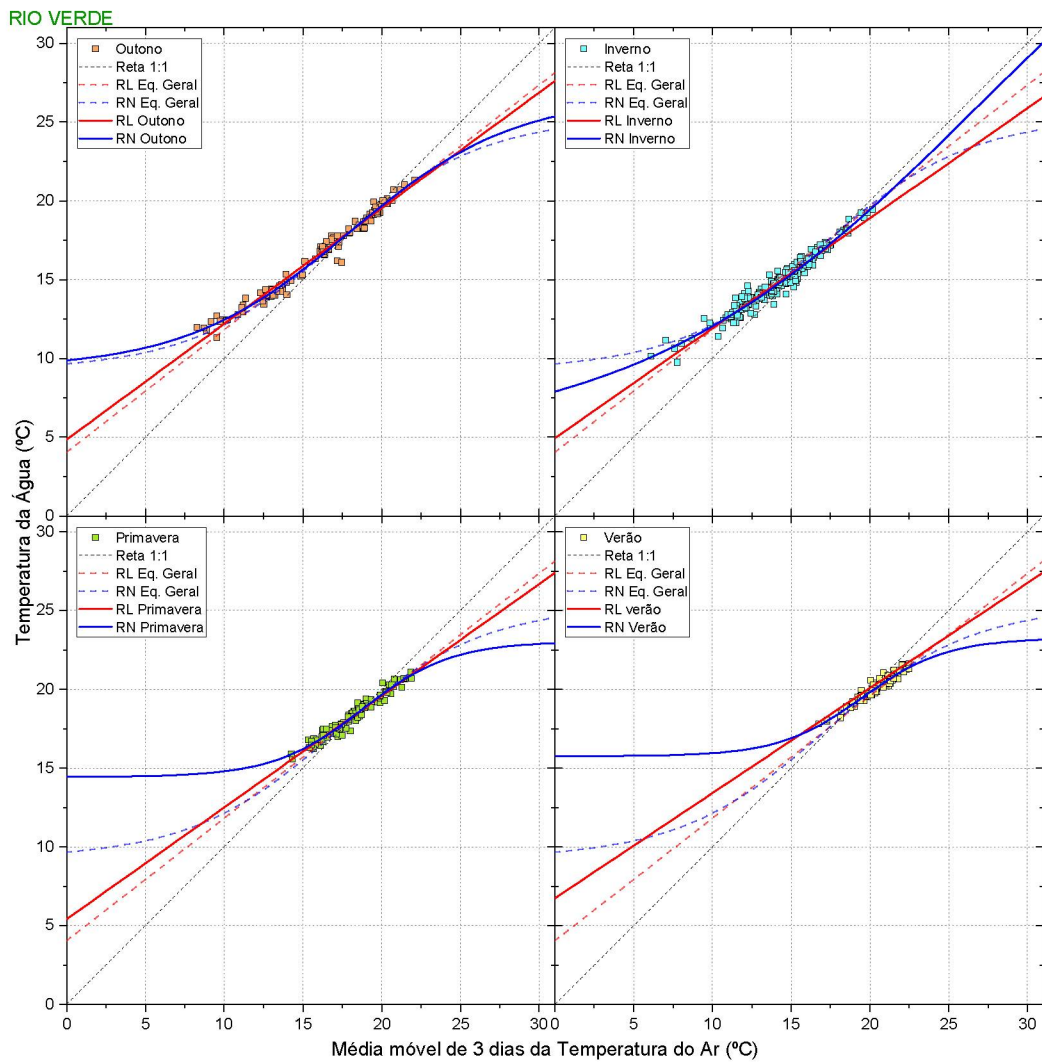


Figura 48 – Comparativo das regressões utilizando todos os dados e separando por estação no rio Verde. As linhas contínuas representam as regressões ajustadas usando somente os dados de cada estação, enquanto as linhas tracejadas representam as regressões considerando todo o conjunto de dados.

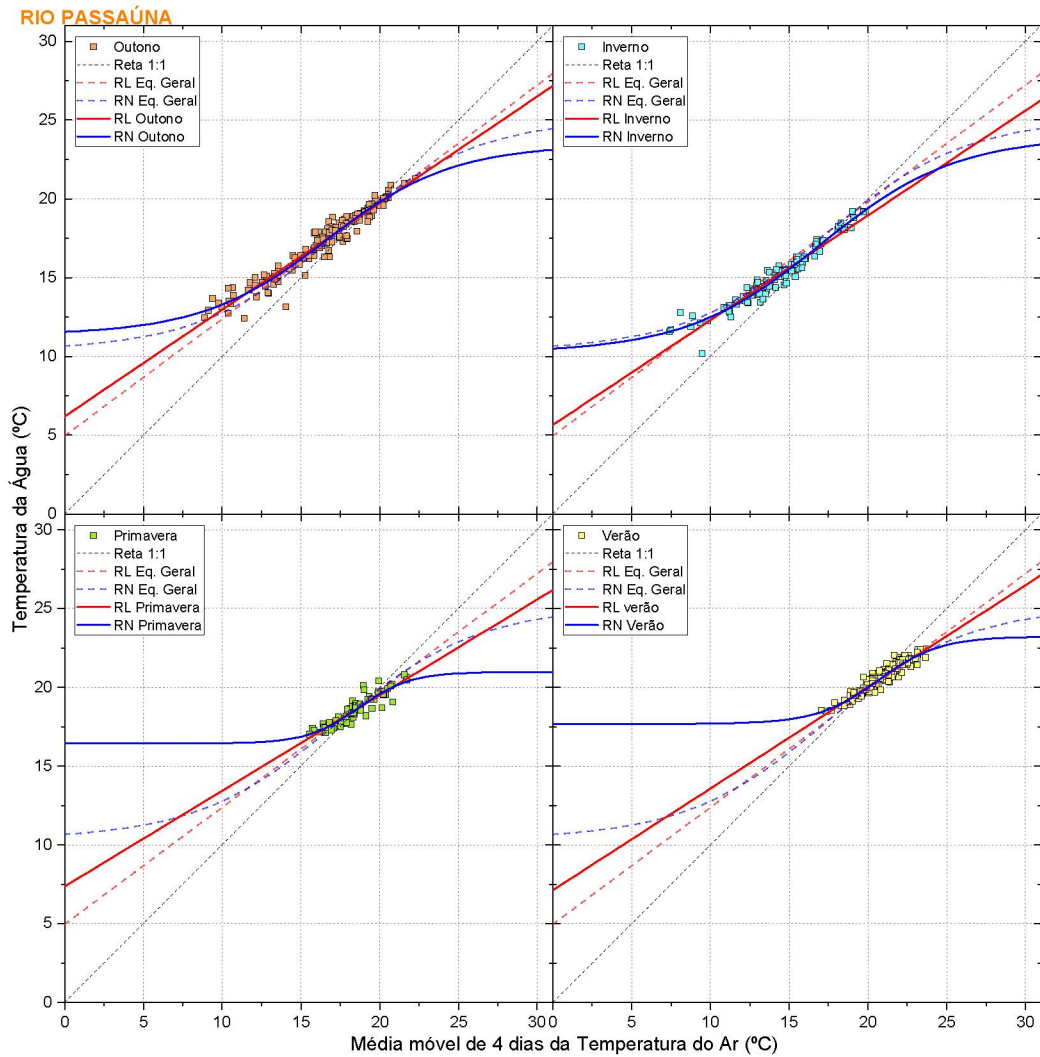


Figura 49 – Comparativo das regressões utilizando todos os dados e separando por estação no rio Passaúna. As linhas contínuas representam as regressões ajustadas usando somente os dados de cada estação, enquanto as linhas tracejadas representam as regressões considerando todo o conjunto de dados.

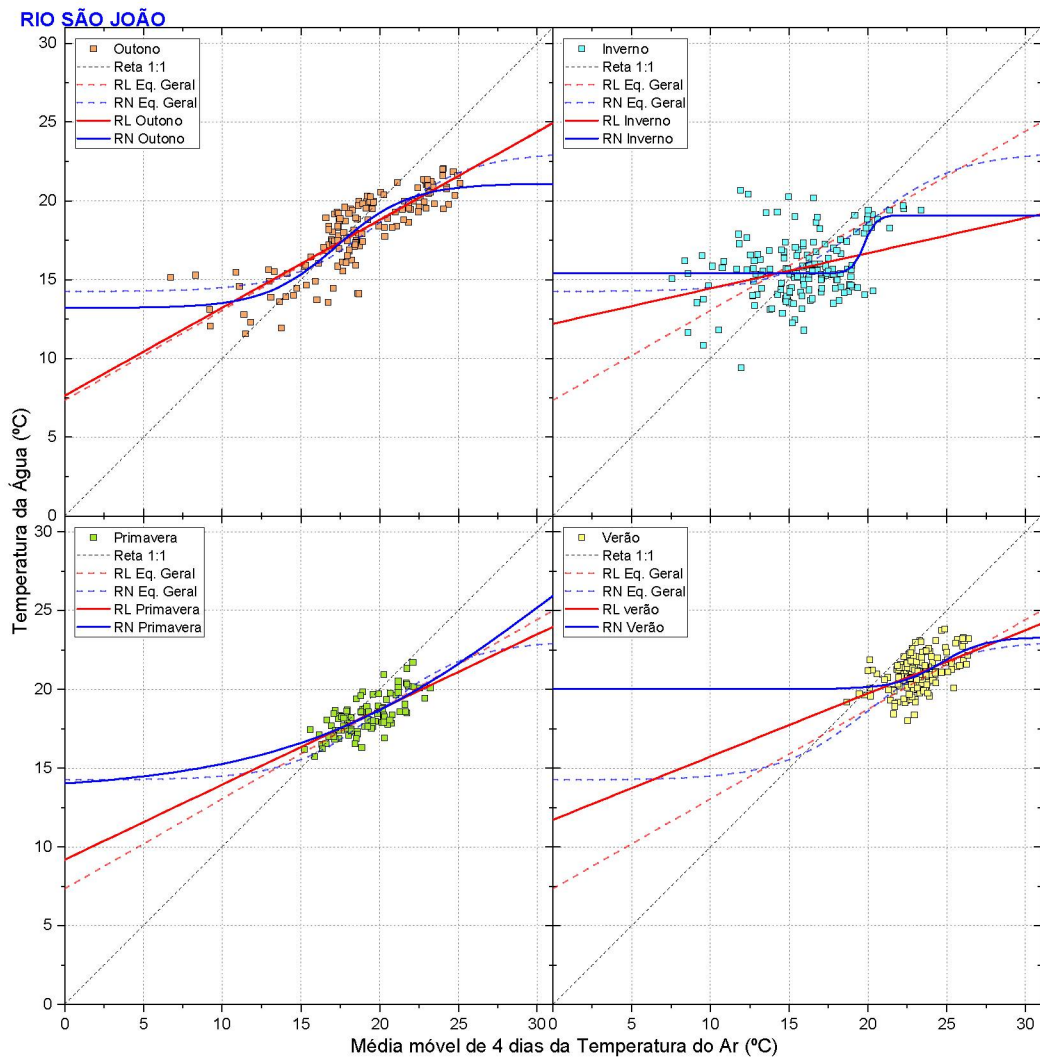


Figura 50 – Comparativo das regressões utilizando todos os dados e separando por estação no rio São João. As linhas contínuas representam as regressões ajustadas usando somente os dados de cada estação, enquanto as linhas tracejadas representam as regressões considerando todo o conjunto de dados.

Tabela 15 – Diferenças dos parâmetros entre o uso da regressão linear com todos os dados e separando por estação.

		A	B	dif. NS	dif. $r^2$	dif. REQM (°C)
Verde	<b>Eq. geral</b>	<b>0,777</b>	<b>4,047</b>	-	-	-
	Outono	0,734	4,856	0,005	0,000	-0,042
	Inverno	0,698	4,944	0,027	0,000	-0,088
	Primavera	0,709	5,411	0,019	0,000	-0,050
	Verão	0,667	6,473	0,072	$<10^{-10}$	-0,087
Passaúna	<b>Eq. geral</b>	<b>0,742</b>	<b>4,964</b>	-	-	-
	Outono	0,677	6,194	0,015	0,000	-0,060
	Inverno	0,665	5,655	0,057	$<10^{-10}$	-0,166
	Primavera	0,607	7,362	0,052	$<10^{-10}$	-0,059
	Verão	0,645	7,129	0,047	0,000	-0,053
São João	<b>Eq. geral</b>	<b>0,569</b>	<b>7,351</b>	-	-	-
	Outono	0,558	7,638	0,001	$<10^{-10}$	-0,003
	Inverno	0,224	12,204	0,350	$<10^{-10}$	-0,343
	Primavera	0,477	9,182	0,022	0,000	-0,019
	Verão	0,401	11,721	0,215	0,000	-0,131

Tabela 16 – Diferenças dos parâmetros entre o uso da regressão não linear com todos os dados e separando por estação.

		$\mu$	$\alpha$	$\beta$	$\gamma$	dif. NS	dif. $r^2$	dif. REQM (°C)
Verde	<b>Eq Geral</b>	<b>9,275</b>	<b>25,309</b>	<b>17,096</b>	<b>0,215</b>	-	-	-
	Outono	9,317	26,710	17,962	0,190	0,003	$1,78 \cdot 10^{-4}$	-0,030
	Inverno	4,628	47,054	26,688	0,093	0,012	$2,48 \cdot 10^{-3}$	-0,024
	Primavera	14,436	23,025	18,775	0,357	0,038	$3,59 \cdot 10^{-3}$	-0,092
	Verão	15,750	23,240	19,539	0,377	0,037	$1,75 \cdot 10^{-3}$	-0,049
Passaúna	<b>Eq Geral</b>	<b>10,369</b>	<b>25,112</b>	<b>17,298</b>	<b>0,224</b>	-	-	-
	Outono	11,382	23,437	16,640	0,251	0,017	$2,86 \cdot 10^{-4}$	-0,069
	Inverno	10,247	23,955	16,991	0,233	0,036	$2,39 \cdot 10^{-5}$	-0,123
	Primavera	16,432	20,978	18,670	0,613	0,095	$4,66 \cdot 10^{-3}$	-0,105
	Verão	17,683	23,225	20,661	0,513	0,028	$8,17 \cdot 10^{-3}$	-0,034
São João	<b>Eq Geral</b>	<b>14,242</b>	<b>23,090</b>	<b>20,038</b>	<b>0,350</b>	-	-	-
	Outono	13,201	21,103	17,287	0,435	0,048	$4,52 \cdot 10^{-2}$	-0,109
	Inverno	15,408	19,084	19,758	2,733	0,202	$5,00 \cdot 10^{-2}$	-0,214
	Primavera	13,469	37,629	30,478	0,123	0,180	$4,45 \cdot 10^{-2}$	-0,144
	Verão	20,023	23,313	24,617	0,697	0,150	$4,83 \cdot 10^{-2}$	-0,094

### 4.4 Comparativo entre modelos

A partir do desenvolvimento de modelos de regressão utilizando os próprios dados, esses modelos são comparados com equações de outros autores, dadas na Tabela 17. As Figuras 51, 52 e 53 mostram o comparativo entre os modelos, na escala temporal diária, através de regressões mostrando a correlação entre os valores observados e modelados na forma do diagrama de Taylor (TAYLOR, 2001). Este reúne três resultados estatísticos que indica o desempenho relativo de cada modelo/alternativa. O uso desse diagrama objetiva visualizar quão “próxima” a simulação de um modelo está dos valores observados. O diagrama é apresentado como um gráfico com coordenadas polares, em que a distância radial é relacionada ao desvio padrão, e a posição azimutal dá o valor do coeficiente de correlação ( $r$ ) entre os valores observados e estimados. As isolinhas dadas a partir do ponto de referência representam a raiz do erro quadrático médio (REQM).

Tabela 17 – Equações de outros autores utilizadas para comparação com as regressões desenvolvidas para a escala diária.

Autor	Sigla	Equação
Erickson, Mohseni e Stefan (1998)	Eri	$T_s = 0,64T_a + 4,72$
O’Driscoll e DeWalle (2006)	ODr	$T_s = 0,43T_a + 7,08$
Pilgrim, Fang e Stefan (1998)	Pil	$T_s = 0,81T_a + 4,40$
Stefan e Preud’homme (1993)	Ste/SWAT	$T_s = 0,75T_a + 5,00$
Morrill, Bales e Conklin (2005)	Mor	$T_s = 0,30 + \frac{22,90 - 0,30}{1 + \exp(0,21(12,00 - T_a))}$
Bogan, Mohseni e Stefan (2003)	Bog	$T_s = 0,67T_e + 5,71$

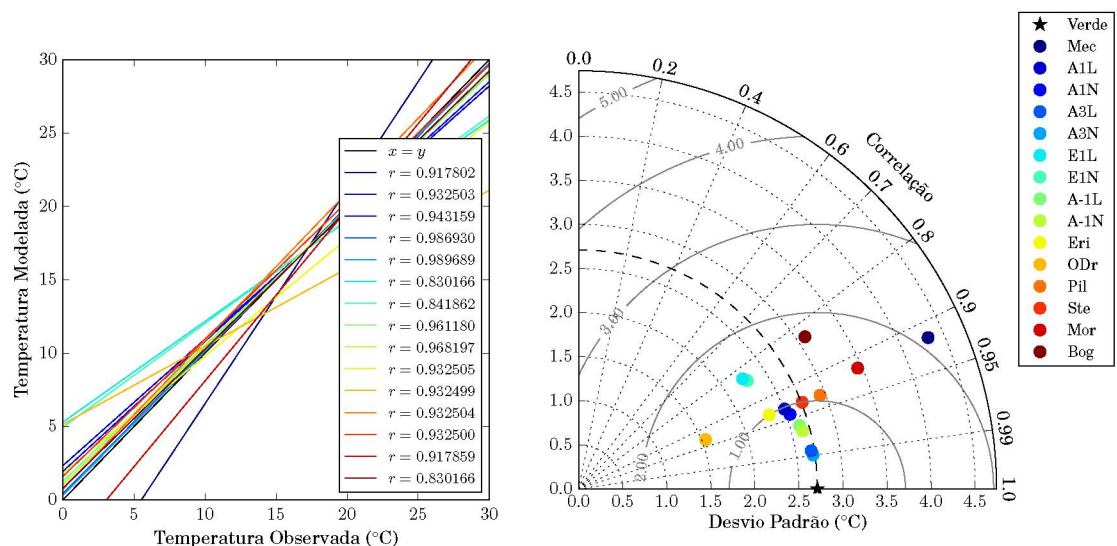


Figura 51 – Comparativo entre os modelos para o rio Verde na escala temporal diária. O diagrama de Taylor em coordenadas polares apresenta o desvio padrão na coordenada radial, o coeficiente de correlação ( $r$ ) na posição azimutal e o erro quadrático médio (REQM) como as isolinhas radiais com origem no desvio padrão amostral.

De forma geral, com exceção da equação utilizada no SWAT (Ste), que é utilizada para diferentes rios em diferentes locais, todas as equações dos outros autores foram obtidas localmente, para determinado rio. Portanto, a diferenciação desses modelos com relação aos obtidos para os rios em estudo é esperada, por se tratarem de locais diferentes, e a proximidade entre esses modelos pode ser utilizada para verificar se há similaridade entre as características dos rios utilizados em cada modelo. Para os rios Verde e Passaúna, os modelos com o desvio padrão similar aos dados observados ( $\star$ ), alto valor do coeficiente de correlação e o menor REQM foram os obtidos pelas análises A3L/A4L E A3N/A4N, seguidos dos modelos A-1L e A-1N, o que pode ser percebido também ao analisar o valor do coeficiente de Nash-Sutcliffe, dado na Tabela 18. Ainda para esses rios, os modelos com os menores valores do coeficiente de correlação são os modelos E1L, E1N e Bog, que utilizam a temperatura de equilíbrio, ressaltando o fato de que utilizar a temperatura do ar gerou ajustes de melhor qualidade do que ao utilizar a temperatura de equilíbrio. Dentre os três rios, o único o qual o modelo mecanicista teve um REQM abaixo de  $2^{\circ}\text{C}$  foi para o rio Passaúna.

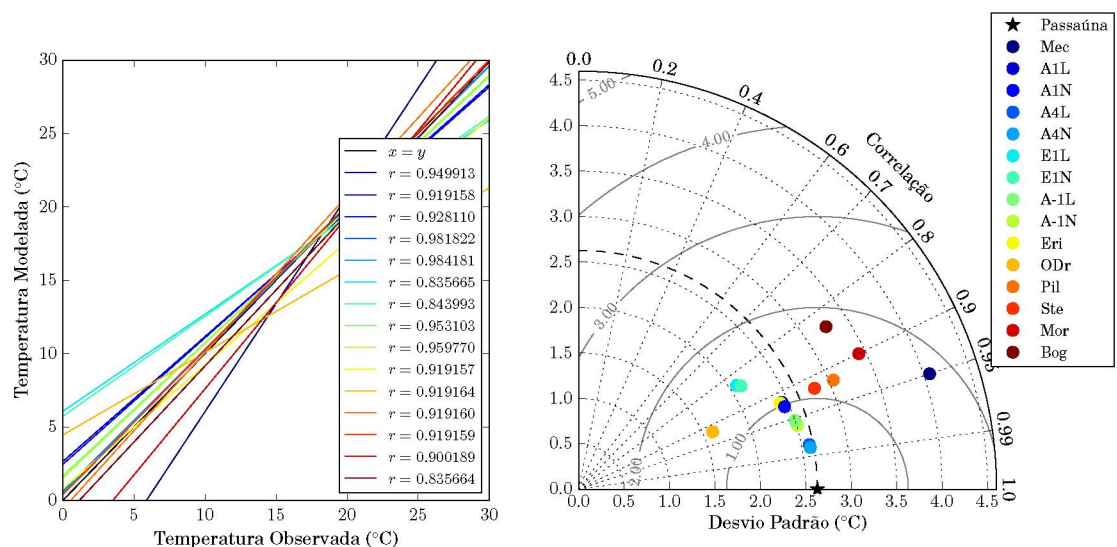


Figura 52 – Comparativo entre os modelos para o rio Passaúna na escala temporal diária. O diagrama de Taylor em coordenadas polares apresenta o desvio padrão na coordenada radial, o coeficiente de correlação ( $r$ ) na posição azimutal e o erro quadrático médio (REQM) como as isolinhas radiais com origem no desvio padrão amostral.

Para o rio Verde, os modelos do SWAT, Eri e ODr tem valores similares do coeficiente de correlação e REQM de aproximadamente  $1^{\circ}\text{C}$ . A equação utilizada pelo modelo SWAT (Ste) gera um desvio padrão similar ao dos dados observados e tem um valor do coeficiente de correlação alto, contudo tem um valor de REQM mais alto e de NS mais baixo em comparação com os modelos de regressão utilizando a média móvel simples. Em seu estudo, (ZEIGER et al., 2016) também encontraram que o seu modelo de regressão não linear teve uma performance melhor que a utilização da equação do SWAT. Para o rio Passaúna,

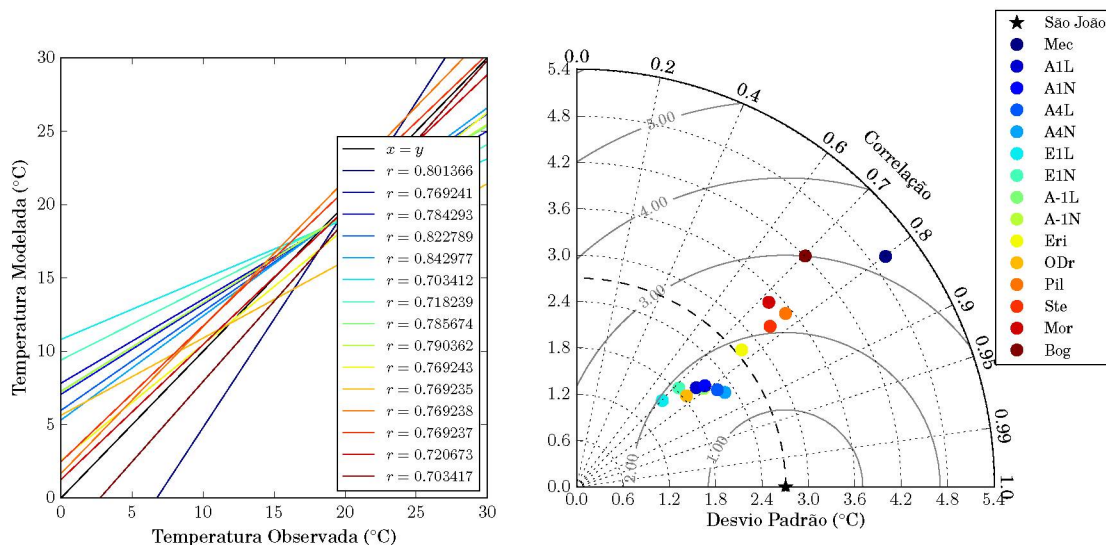


Figura 53 – Comparativo entre os modelos para o rio São João na escala temporal diária. O diagrama de Taylor em coordenadas polares apresenta o desvio padrão na coordenada radial, o coeficiente de correlação ( $r$ ) na posição azimutal e o erro quadrático médio (REQM) como as isolinhas radiais com origem no desvio padrão amostral.

os modelos Eri e do SWAT ficaram com valores próximos aos do modelo mecanicista, e para o Rio São João o modelo de outro autor que mais se assemelhou aos dados foi o ODr. Para este rio, todos os modelos têm um REQM maior que 1°C, e o modelo de outro autor que mais se assemelhou foi o ODr, que se trata de um rio com escoamento subterrâneo, o que pode indicar que nesse rio a temperatura também é mais propensa a ser controlada pela água subterrânea.

Tabela 18 – Valores do coeficiente de Nash-Sutcliffe para cada um dos modelos na escala diária.

Modelo	NS		
	Verde	Passaúna	São João
A1L	0,869	0,844	0,591
A1N	0,889	0,861	0,615
A3L/A4L	0,974	0,964	0,677
<b>A3N/A4N</b>	<b>0,979</b>	<b>0,968</b>	<b>0,711</b>
E1L	0,689	0,695	0,480
E1N	0,708	0,710	0,514
A-1L	0,923	0,908	0,616
A-1N	0,937	0,921	0,623
Mec	0,375	0,543	-0,654
Eri	0,524	0,220	0,303
Odr	-0,295	-1,036	-0,667
Pil	0,733	0,731	-0,072
Ste	0,827	0,817	0,231
Mor	0,642	0,505	0,205
Bog	0,591	0,490	-0,455

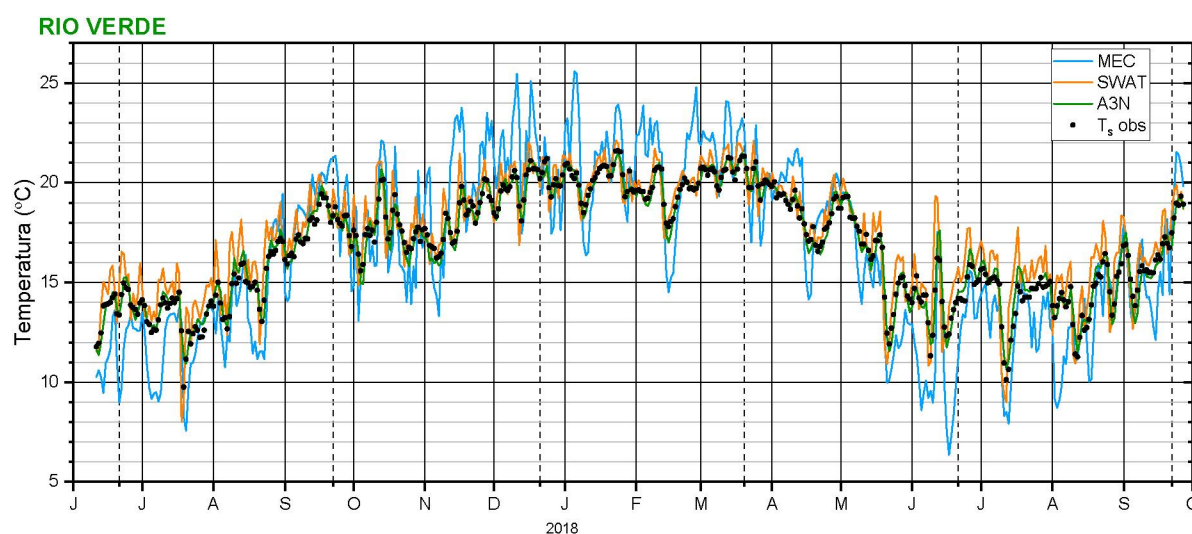


Figura 54 – Comparativo entre temperatura média diária observada no rio Verde e o resultado do modelo mecanicista (MEC), a equação utilizada pelo SWAT e o modelo de melhor desempenho (A3N).

As Figuras 54, 55 e 56 mostram a variação temporal da temperatura observada e simulada pelo modelo mecanicista, pela equação utilizada pelo SWAT e o melhor ajuste entre as regressões para cada rio. As equações de outros autores foram excluídas devido aos modelos de regressão serem aplicados localmente. A partir desses gráficos é possível verificar que o modelo mecanicista é o que possui as maiores flutuações, especialmente nos momentos de máxima e mínima no ciclo anual. Essas variações parecem ser mais frequentes para o rio Verde, que é o rio com a menor profundidade. Este aspecto sugere a ausência de um termo no balanço que traduza uma certa inércia térmica como a troca de energia com o leito, conforme o modelo mais geral apresentado por Haag e Luce (2008).

A regressão linear utilizada pelo SWAT também tem alguns pontos com variações maiores que a dos dados observados, especialmente no inverno. Para os três rios, a regressão não linear utilizando a média móvel é a que melhor acompanha as variações dos dados observados. Para o rio São João, no período do inverno de 2017 nenhum dos modelos consegue reproduzir os dados observados, e ao voltar na equação da regressão não linear separada por estações nota-se que o valor de  $\gamma$  para a regressão não linear no inverno é diferente da equação geral, e nesse caso utilizar as equações por estações poderia ajudar a melhorar a estimativa da temperatura. Ademais, esse rio possui um indicativo de que o escoamento subterrâneo controla o regime térmico, e portanto modelos que utilizam fatores atmosféricos para prever a temperatura não se ajustarão tão bem aos dados observados.

Além da comparação entre as regressões desenvolvidas para cada rio com as equações apresentadas outros autores, as equações com os melhores desempenhos para os rios Verde (VA3N), Passaúna (PA4N) e São João (SA4N) são testadas entre eles. Os resultados são apresentados nas Figuras 57, 58 e 59 e na Tabela 19. Assim como ocorrido no caso da separação dos dados por estação, ao aplicar os modelos VA3N, PA4N e SA4N o valor

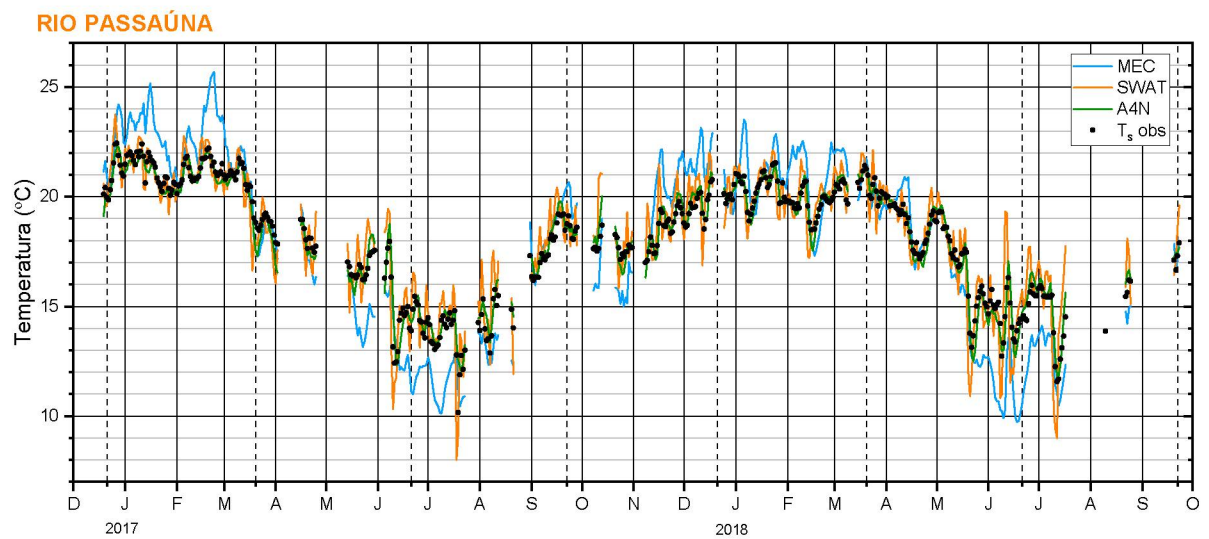


Figura 55 – Comparativo entre temperatura média diária observada no rio Passaúna e o resultado do modelo mecanicista (MEC), a equação utilizada pelo SWAT e o modelo de melhor desempenho (A4N).

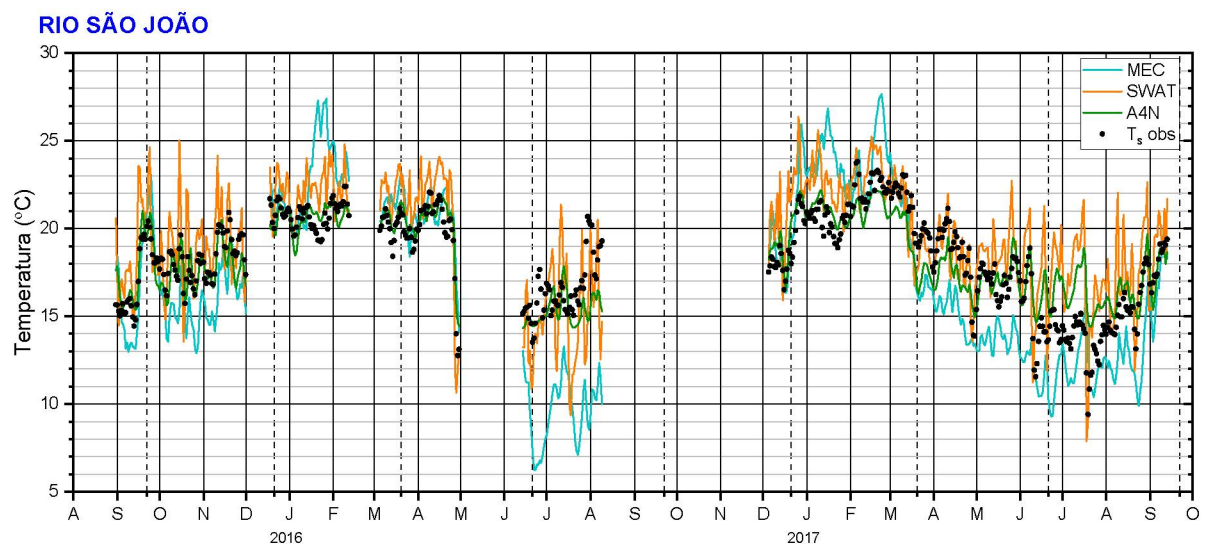


Figura 56 – Comparativo entre temperatura média diária observada no rio São João e o resultado do modelo mecanicista (MEC), a equação utilizada pelo SWAT e o modelo de melhor desempenho (A4N).

de  $r^2$  teve menor variação que o valor de NS. Ao avaliar os rios Verde e Passaúna, os resultados ao aplicar os modelos VA3N e PA4N são semelhantes, e dessa forma os dois possuem valores de  $r^2$  e NS muito similares. Essa similaridade pode ser justificada por as bacias hidrográficas desses rios serem vizinhas, e por essa razão possuem as mesmas características locais.

O modelo SA4N foi o que teve o pior ajuste para os rios Verde e Passaúna. Como esse modelo foi desenvolvido com os dados do rio São João, este foi o que teve os melhores resultados para  $r^2$ , NS e REQM para o rio São João, havendo uma variação de cerca de

0,17 no valor do NS utilizando o modelo PA4N. Ao avaliar a raiz do erro quadrático médio para os três rios, observa-se que os menores valores de REQM são dados pelos modelos que são desenvolvidos para cada rio, ressaltando a importância desse modelo ser desenvolvido com dados do local.

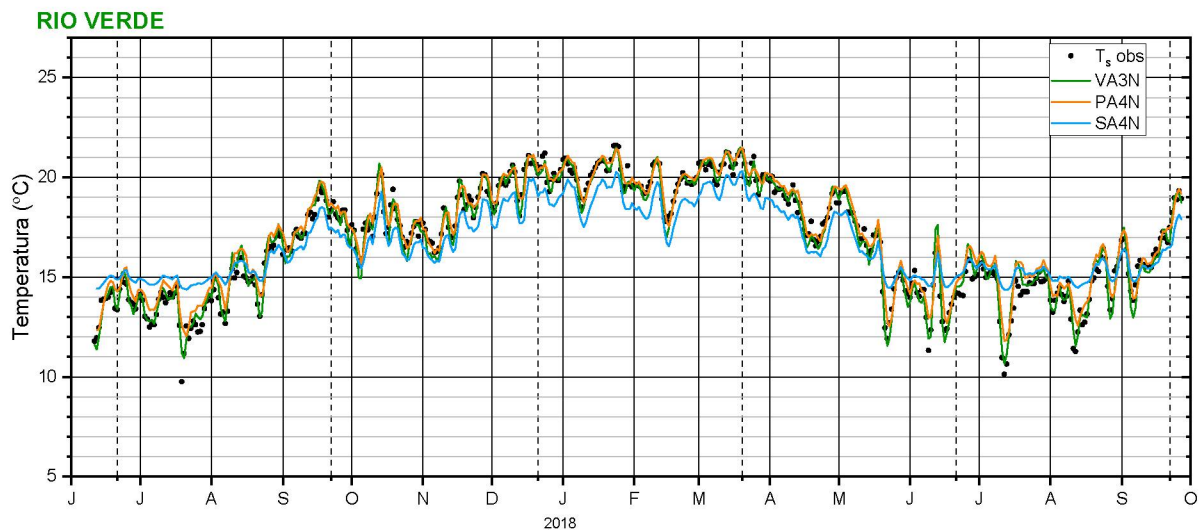


Figura 57 – Comparativo entre os modelos com o melhor ajuste para cada rio (VA3N, PA4N e SA4N) aplicados no rio Verde.

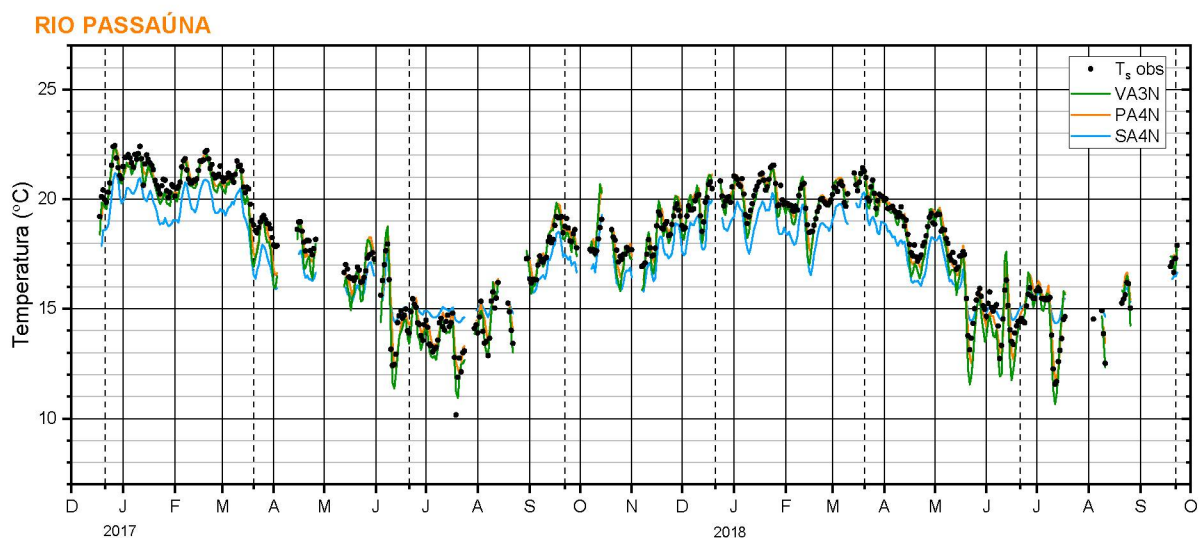


Figura 58 – Comparativo entre os modelos com o melhor ajuste para cada rio (VA3N, PA4N e SA4N) aplicados no rio Passaúna.

Para a escala semanal, outros modelos realizados nessa escala temporal por outros autores (Tabela 20) são comparados às regressões desenvolvidas para cada rio. As Figuras 60, 61 e 62 mostram os coeficientes de correlação, o desvio padrão dos dados observados e dos dados estimados e a raiz do erro quadrático médio para cada modelo avaliado. Em

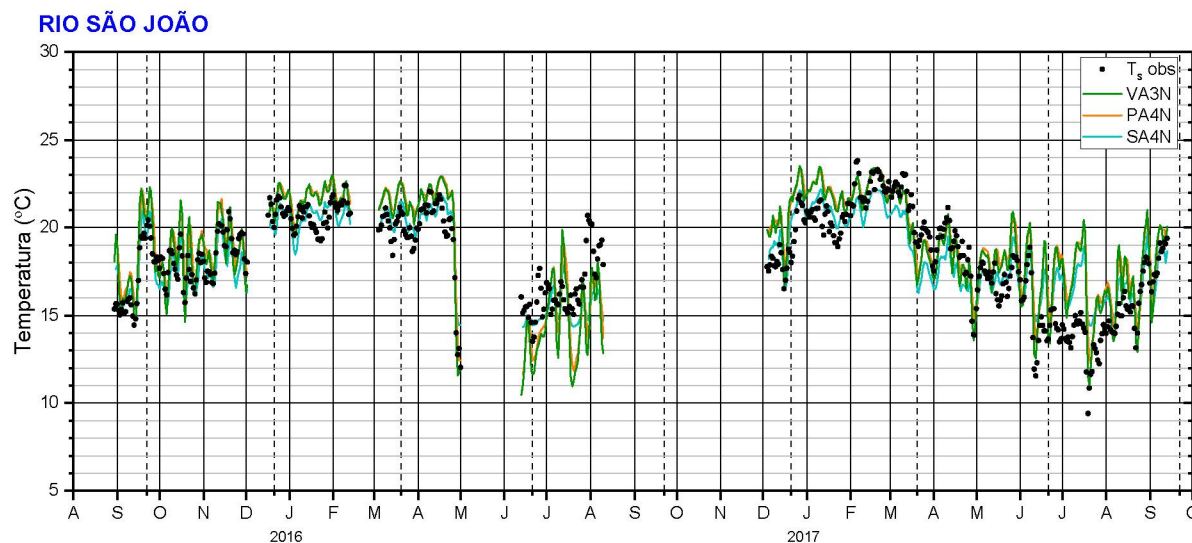


Figura 59 – Comparativo entre os modelos com o melhor ajuste para cada rio (VA3N, PA4N e SA4N) aplicados no rio São João.

Tabela 19 – Valores de  $r^2$ , NS e REQM aplicando as queações com o melhor ajuste de cada rio para os rios Verde, Passaúna e São João.

Rio	Modelo	$r^2$	NS	REQM (°C)
Verde	VA3N	0,979	0,979	0,388
	PA4N	0,968	0,952	0,590
	SA4N	0,922	0,809	1,180
Passaúna	VA3N	0,962	0,947	0,614
	PA4N	0,968	0,968	0,474
	SA4N	0,926	0,794	1,195
São João	VA3N	0,619	0,575	1,844
	PA4N	0,681	0,542	1,833
	SA4N	0,709	0,709	1,460

comparação à escala diária, para a escala semanal os modelos possuem valores menores de REQM e maiores do coeficiente de correlação. A distribuição dos pontos no diagrama de Taylor é bem similar para os rios Verde e Passaúna, sendo que os melhores modelos são as regressões que utilizam a média móvel da temperatura do ar, e os valores mais afastados são referentes aos modelos que utilizam a temperatura de equilíbrio. Para o rio São João, o coeficiente de correlação para todos os modelos é menor que 0,9, e os valores de REQM são maiores que 1°C, e o melhor ajuste para este rio foi da análise A7N e o uso do modelo Bog foi o pior, devido ao elevado REQM e baixo coeficiente de correlação. A Tabela 21 traz os valores de NS para cada modelo, sendo que a análise A7N é a melhor para os três rios, e para os rios Verde e Passaúna a equação de Stefan e Preud'homme (1993) tem valores de NS similares aos obtidos pelas regressões utilizando a média móvel semanal da temperatura do ar.

Tabela 20 – Equações de outros autores utilizadas para comparação com as regressões desenvolvidas para a escala diária.

Autor	Sigla	Equação
Pilgrim, Fang e Stefan (1998)	Pil	$T_s = 0,97T_a + 1,90$
Stefan e Preud'homme (1993)	Ste/SWAT	$T_s = 0,86T_a + 2,90$
Krider et al. (2013)	Kri	$T_s = 0,38T_a + 6,62$
Mohseni, Stefan e Erickson (1998)	Moh	$T_s = 5,10 + \frac{30,20-5,10}{1+\exp(0,19(11,80-T_a))}$
Pedersen e Sand-Jensen (2007)	Ped	$T_s = 1,13 + \frac{22,55-1,13}{1+\exp(0,25(9,82-T_a))}$
Bogan, Mohseni e Stefan (2003)	Bog	$T_s = 0,69T_e + 5,35$

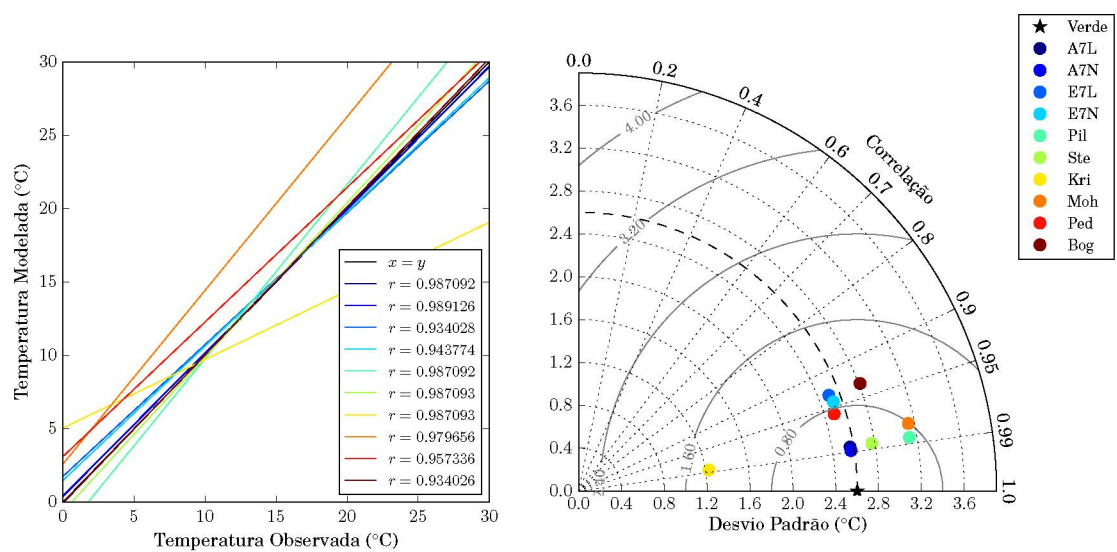


Figura 60 – Comparativo entre os modelos para o rio Verde na escala temporal semanal. O diagrama de Taylor em coordenadas polares apresenta o desvio padrão na coordenada radial, o coeficiente de correlação ( $r$ ) na posição azimutal e o erro quadrático médio (REQM) como as isolinhas radiais com origem no desvio padrão amostral.

Tabela 21 – Valores do coeficiente de Nash-Sutcliffe para cada um dos modelos aplicados na escala semanal.

Modelo	NS		
	Verde	Passaúna	São João
A7L	0,974	0,963	0,711
<b>A7N</b>	<b>0,978</b>	<b>0,967</b>	<b>0,741</b>
E7L	0,872	0,869	0,648
E7N	0,889	0,876	0,693
Pil	0,763	0,727	-0,360
Ste	0,959	0,936	0,362
Kri	-1,586	-2,781	-2,176
Moh	-3,886	-3,697	-5,794
Ped	0,486	0,693	0,038
Bog	0,849	0,784	0,120

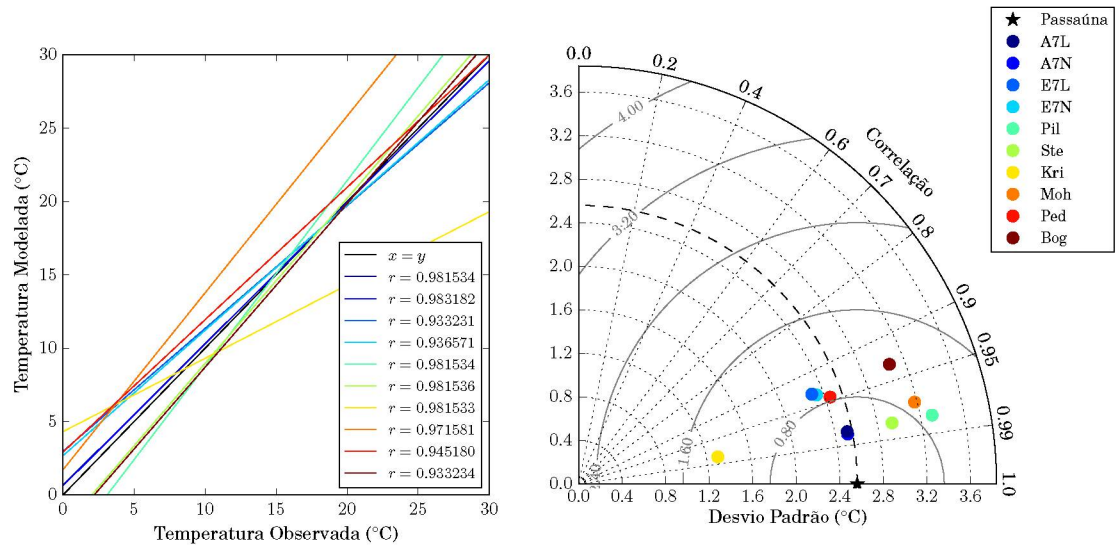


Figura 61 – Comparativo entre os modelos para o rio Passaúna na escala temporal semanal. O diagrama de Taylor em coordenadas polares apresenta o desvio padrão na coordenada radial, o coeficiente de correlação ( $r$ ) na posição azimutal e o erro quadrático médio (REQM) como as isolinhas radiais com origem no desvio padrão amostral.

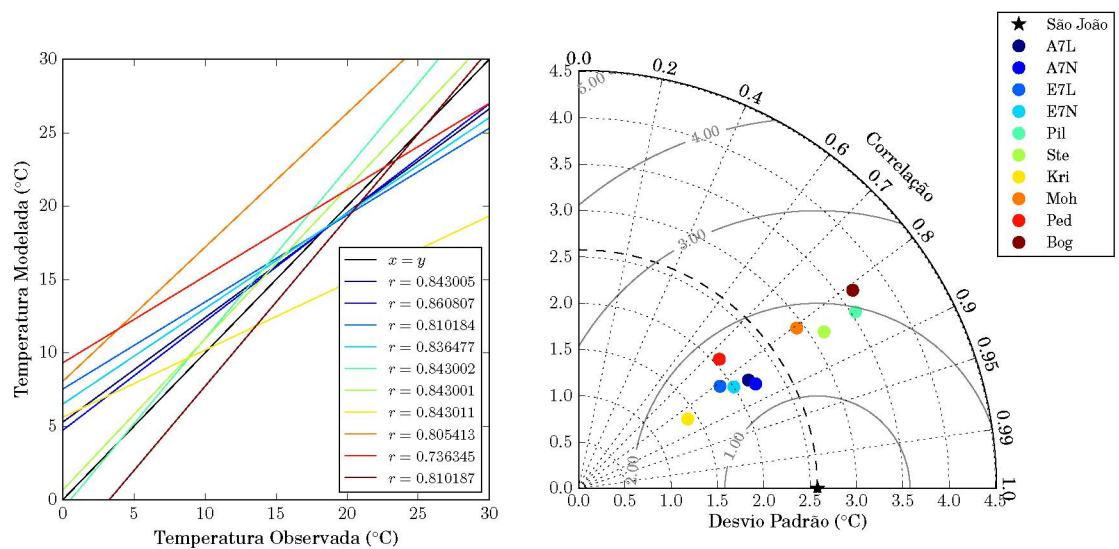


Figura 62 – Comparativo entre os modelos para o rio São João na escala temporal semanal. O diagrama de Taylor em coordenadas polares apresenta o desvio padrão na coordenada radial, o coeficiente de correlação ( $r$ ) na posição azimutal e o erro quadrático médio (REQM) como as isolinhas radiais com origem no desvio padrão amostral.

## 5 Conclusões

*“Sem medição, não há controle;  
sem controle, não há avaliação;  
sem avaliação, não há melhorias.”*

J. M. Juran

### 5.1 Considerações Finais

De acordo com (BLAKEY, 1966), a temperatura provavelmente é o parâmetro mais importante para determinar a qualidade da água, mas é o menos discutido. Todavia, a temperatura da água em rios geralmente não é medida no Brasil, considerando que não foram encontrados estudos sobre dados ou aplicações. Neste contexto, foram exploradas as características da dinâmica térmica em rios e estratégias para sua estimativa a partir de dados meteorológicos em rios subtropicais no Brasil.

Nesta pesquisa foram avaliados 3 rios na região metropolitana de Curitiba: os rios Verde, Passaúna e São João, localizados à montante dos reservatórios do Verde, Passaúna e Vossoroca, respectivamente. Foram utilizados dados da temperatura da água medida nesses rios e a temperatura do ar, para investigar a relação entre essas temperaturas, e também foram utilizados outros parâmetros meteorológicos, como radiação solar, umidade relativa, velocidade do vento, para se estimar a temperatura da água através do modelo determinístico e obter a temperatura de equilíbrio para avaliar a relação desta com a temperatura da água.

O comportamento da temperatura da água em rios foi avaliado em diferentes escalas de tempo. Na escala horária, foi possível verificar os horários em que as temperaturas máximas e mínimas ocorrem em cada rio, sendo que as mínimas ocorrem às 07:00 para o Verde, às 10:00 para o rio Passaúna e às 08:00 para o São João; e as temperaturas máximas ocorrem às 15:00 e 16:00 para os rios Verde e São João, respectivamente, e entre 21:00 e 22:00 para o rio Passaúna. Além disso, a taxa de variação da temperatura para essa escala temporal é menor que  $0,5^{\circ}\text{C}/\text{h}$ . Em comparativo da média horária com a média diária, é possível observar que durante um dia o valor da temperatura varia entre  $\pm 1,0^{\circ}\text{C}$  do valor da média diária. Dessa forma, a utilização da média diária não despreza variações significativas da escala horária. Foi observado que existem horários no dia mais próximos ao valor da média diária, contudo diferentes horários para cada rio, sendo que para os rios Verde e São João os valores mais próximos da média diária são obtidos entre 11:00 e 12:00 e 23:00 e 00:00, e para o rio Passaúna os horários são entre 03:00 e 04:00 e 15:00 e 16:00. Desta forma não há um horário padrão ou típico que fosse representativo da média diária, implicando na necessidade de medições contínuas.

Para a escala diária, foi possível descrever o ciclo anual das temperaturas do ar e da água. Verificou-se que, apesar de a temperatura do ar ter maiores variações que a temperatura da água, a temperatura da água segue essas variações em escala menor, e a partir dessa observação foram calculados os valores da média móvel simples da temperatura do ar para comparação com a temperatura da água. Os intervalos de dias utilizados no cálculo da média móvel foram de 3 dias para o rio Verde e 4 dias para os rios Passaúna e São João. Ao se aplicar as regressões linear e não linear utilizando (a) a média diária da temperatura do ar, (b) a temperatura de equilíbrio, (c) a média móvel da temperatura do ar e (d) a média da temperatura do ar do dia anterior, os melhores ajustes foram obtidos com o uso da média móvel da temperatura do ar para os três rios, com valores de NS e REQM (respectivamente) de 0,979 e 0,388°C para o rio Verde; 0,968 e 0,474°C para o rio Passaúna e 0,709 e 1,460°C para o rio São João. Para a escala semanal, os melhores ajustes foram obtidos com o uso da temperatura do ar. Entre a regressão linear e a não linear, a que gerou os melhores ajustes foi a regressão não linear, resultado também observado para escala diária. O uso da média móvel semanal aumentou os valores do coeficiente de Nash-Sutcliffe e reduziu o valor da raiz do erro quadrático médio, com valores de NS e REQM (respectivamente) de 0,978 e 0,383°C para o rio Verde; 0,967 e 0,427°C para o rio Passaúna e 0,741 e 1,283°C para o rio São João. A melhora dos resultados é causada por o uso de médias com intervalos maiores reduzirem a variação nos dados.

De maneira geral, o uso da temperatura de equilíbrio, que é uma forma de quantificar todos os processos de troca de calor na superfície da água, não produziu melhores ajustes do que os casos utilizando a temperatura do ar. Dentre os três rios, o São João foi o que originou os coeficientes das regressões mais diferentes, sendo que esse comportamento pode ser potencialmente explicado pela presença e contribuição de temperatura de um escoamento subterrâneo. Para os três rios, os melhores ajustes foram obtidos para a regressão não linear. Apesar de a regressão linear obter resultados para NS e REQM similares ao caso não linear, em um caso de temperaturas do ar mais extremas, a regressão linear pode subestimar a temperatura da água para temperaturas do ar baixas e superestimar para temperaturas do ar altas, de forma que é possível perceber que a relação entre a temperatura do ar e da água é melhor representada pela regressão não linear para essas ocorrências.

Ao comparar as regressões obtidas para cada rio com outros modelos, objetivou-se verificar se o modelo de regressão é melhor que um modelo determinístico, que é uma abordagem que envolve todos os processos de troca de calor que ocorrem na superfície, e se é melhor que uma equação proposta em um modelo já consagrado. Para os três rios, a regressão não linear utilizando a média móvel da temperatura do ar obteve melhores resultados para o coeficiente de Nash-Sutcliffe e menores valores da raiz do erro quadrático médio que o modelo determinístico simplificado e a regressão linear utilizada pelo SWAT. Portanto, os modelos de regressão, tanto linear quanto não linear, apesar de aplicados

localmente, são maneiras simples de estimar a temperatura da água através da temperatura do ar, que é um parâmetro amplamente medido. Ao comparar as equações obtidas com os dados dos três rios com as equações de outros autores, é possível avaliar que o desenvolvimento dessas regressões deve ser feito com dados locais, recomendando-se assim que sejam feitas medições locais para desenvolvimento das regressões.

## 5.2 Recomendações Futuras

Para enriquecer os estudos da análise da dinâmica térmica em rios, especificamente com relação à definição de um horário padrão para medição da temperatura da água que seja equivalente à média diária, é necessário investigar de forma quantitativa, explorando essa hipótese por meio do teste de hipótese paramétrico de *t* de Student, e o teste de Wilcoxon, para casos não paramétricos.

Em relação ao lag de tempo, recomenda-se explorar as séries de dados das temperaturas do ar e da água a fim de descobrir a diferença de fase entre os valores máximos de temperatura para estimar esse tempo de resposta da água. Nesta pesquisa, foram exploradas diferentes combinações considerando as médias diárias de temperatura. No entanto, pode-se proceder investigando em escala menor como a horária, definindo a fase de forma mais precisa.

Para pesquisas futuras, é importante avaliar a variação espacial da temperatura da água e a correlação desta com as condições atmosféricas, com a utilização de sensores de temperatura em diferentes pontos da bacia e/ou utilização de sensoriamento remoto, como utilizado por Torgersen et al. (2001). A medição de mais de um ponto em uma bacia auxilia na verificação da influência de tributários e de algum tipo de lançamento de efluente. Também é interessante a utilização de sensores de temperatura à montante e à jusante de reservatórios, para verificar de que forma essa configuração afeta o regime térmico.

A análise de 3 rios em regiões geograficamente próximas apresentou distinções evidentes. Associado à investigação espacial da temperatura em rios, recomenda-se explorar suas diferenças com intuito de verificar potenciais contribuições de escoamentos subterrâneos, que alteram a dinâmica térmica e podem ser evidenciados por exemplo nos coeficientes da regressão linear.

## Referências

- AHMADI-NEDUSHAN, B. et al. Predicting river water temperatures using stochastic models: case study of the moisie river (québec, canada). *Hydrological Processes*, Wiley Online Library, v. 21, n. 1, p. 21–34, 2007.
- ANA. *Medição de descarga líquida em grandes rios: manual técnico*. Agência Nacional das Águas (ANA). Brasília, 2014.
- ANDREOLI, C. V. et al. Caracterização geral da bacia. In: CUNHA, C. L. N. et al. (Ed.). *Eutrofização em Reservatórios: Gestão Preventiva. Estudo Interdisciplinar na Bacia do Rio Verde, PR*. [S.l.]: Editora UFPR, 2011. p. 39–58.
- ARISMENDI, I. et al. Can air temperature be used to project influences of climate change on stream temperature? *Environmental Research Letters*, IOP Publishing, v. 9, n. 8, p. 084015, 2014.
- BASARIN, B. et al. Trends and multi-annual variability of water temperatures in the river danube, serbia. *Hydrological Processes*, Wiley Online Library, v. 30, n. 18, p. 3315–3329, 2016.
- BATES, B. *Climate Change and Water: IPCC technical paper VI*. [S.l.]: World Health Organization, 2009.
- BENYAHYA, L. et al. A review of statistical water temperature models. *Canadian Water Resources Journal*, Taylor & Francis, v. 32, n. 3, p. 179–192, 2007a.
- BENYAHYA, L. et al. Comparison of non-parametric and parametric water temperature models on the nivelle river, france. *Hydrological sciences journal*, Taylor & Francis, v. 53, n. 3, p. 640–655, 2008.
- BENYAHYA, L. et al. Modeling of water temperatures based on stochastic approaches: case study of the deschutes river. *Journal of Environmental Engineering and Science*, NRC Research Press, v. 6, n. 4, p. 437–448, 2007b.
- BESCHTA, R. L. et al. Chapter six stream temperature and aquatic habitat: Fisheries and forestry interactions. Citeseer, 1987.
- BLAKEY, J. F. *Temperature of surface waters in the conterminous United States*. [S.l.]: US Geological Survey, 1966.
- BLUM, C. T. et al. Espécies vegetais invasoras em comunidades florestais nativas nas margens da represa do vossoroca, apa de guaratuba, paraná, brasil. In: *I Simpósio Brasileiro sobre Espécies Exóticas Invasoras*. [S.l.: s.n.], 2005.
- BOGAN, T.; MOHSENI, O.; STEFAN, H. G. Stream temperature-equilibrium temperature relationship. *Water Resources Research*, Wiley Online Library, v. 39, n. 9, 2003.
- BROWN, G. W. Predicting temperatures of small streams. *Water resources research*, Wiley Online Library, v. 5, n. 1, p. 68–75, 1969.

- BRUTSAERT, W. *Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications*. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 1991.
- BUENDIA, C. et al. Using equilibrium temperature to assess thermal disturbances in rivers. *Hydrological Processes*, Wiley Online Library, v. 29, n. 19, p. 4350–4360, 2015.
- CAISSIE, D. The thermal regime of rivers: a review. *Freshwater biology*, Wiley Online Library, v. 51, n. 8, p. 1389–1406, 2006.
- CAISSIE, D.; EL-JABI, N.; SATISH, M. G. Modelling of maximum daily water temperatures in a small stream using air temperatures. *Journal of Hydrology*, Elsevier, v. 251, n. 1-2, p. 14–28, 2001.
- CAISSIE, D.; EL-JABI, N.; ST-HILAIRE, A. Stochastic modelling of water temperatures in a small stream using air to water relations. *Canadian Journal of Civil Engineering*, NRC Research Press, v. 25, n. 2, p. 250–260, 1998.
- CAISSIE, D.; SATISH, M. G.; EL-JABI, N. Predicting river water temperatures using the equilibrium temperature concept with application on miramichi river catchments (new brunswick, canada). *Hydrological Processes*, Wiley Online Library, v. 19, n. 11, p. 2137–2159, 2005.
- CAISSIE, D.; SATISH, M. G.; EL-JABI, N. Predicting water temperatures using a deterministic model: Application on miramichi river catchments (new brunswick, canada). *Journal of Hydrology*, Elsevier, v. 336, n. 3-4, p. 303–315, 2007.
- CHAPRA, S. C. *Surface water-quality modeling*. [S.l.]: Waveland press, 2008.
- CHEN, G.; FANG, X.; FAN, H. Estimating hourly water temperatures in rivers using modified sine and sinusoidal wave functions. *Journal of Hydrologic Engineering*, American Society of Civil Engineers, v. 21, n. 10, p. 05016023, 2016.
- CLUIS, D. A. Relationship between stream water temperature and ambient air temperature: A simple autoregressive model for mean daily stream water temperature fluctuations. *Hydrology Research*, IWA Publishing, v. 3, n. 2, p. 65–71, 1972.
- COPEL. *Relatório Ambiental COPEL - GERAÇÃO: Usina Hidrelétrica Chaminé*. [S.l.], 1999.
- CRAWFORD, T. M.; DUCHON, C. E. An improved parameterization for estimating effective atmospheric emissivity for use in calculating daytime downwelling longwave radiation. *Journal of Applied Meteorology*, v. 38, n. 4, p. 474–480, 1999.
- CRISP, D.; HOWSON, G. Effect of air temperature upon mean water temperature in streams in the north pennines and english lake district. *Freshwater Biology*, Wiley Online Library, v. 12, n. 4, p. 359–367, 1982.
- DEAS, M. L.; LOWNEY, C. L. Water temperature modeling review. In: CALIFORNIA WATER MODELING FORUM. Central Valley, California, 2000.
- DIAS, L. N. A limnological study of the passauna river basin (aruacaria, parana state, brazil): macroscale and mesoscale patterns. *Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie: Verhandlungen*, Taylor & Francis, v. 26, n. 2, p. 865–868, 1997.

- DINGMAN, S. L. Equilibrium temperatures of water surfaces as related to air temperature and solar radiation. *Water Resources Research*, Wiley Online Library, v. 8, n. 1, p. 42–49, 1972.
- DUARTE, H. F.; DIAS, N. L.; MAGGIOTTO, S. R. Assessing daytime downward longwave radiation estimates for clear and cloudy skies in southern brazil. *Agricultural and forest meteorology*, Elsevier, v. 139, n. 3-4, p. 171–181, 2006.
- DUCHON, C. E.; O'MALLEY, M. S. Estimating cloud type from pyranometer observations. *Journal of Applied Meteorology*, v. 38, n. 1, p. 132–141, 1999.
- EATON, J. G.; SCHELLER, R. M. Effects of climate warming on fish thermal habitat in streams of the united states. *Limnology and oceanography*, Wiley Online Library, v. 41, n. 5, p. 1109–1115, 1996.
- EDINGER, J. E.; BRADY, D. K.; GEYER, J. C. *Heat Exchange and Transport in the Environment*. [S.l.], 1974.
- EDINGER, J. E.; DUTTWEILER, D. W.; GEYER, J. C. The response of water temperatures to meteorological conditions. *Water Resources Research*, Wiley Online Library, v. 4, n. 5, p. 1137–1143, 1968.
- ERICKSON, T. R.; MOHSENI, O.; STEFAN, H. G. Estimation of an upper bound for weekly stream temperatures. St. Anthony Falls Laboratory, 1998.
- ERICKSON, T. R.; STEFAN, H. G. Linear air/water temperature correlations for streams during open water periods. *Journal of Hydrologic Engineering*, American Society of Civil Engineers, v. 5, n. 3, p. 317–321, 2000.
- EVANS, E.; MCGREGOR, G. R.; PETTS, G. E. River energy budgets with special reference to river bed processes. *Hydrological processes*, Wiley Online Library, v. 12, n. 4, p. 575–595, 1998.
- FRITZ, K. M.; JOHNSON, B. R.; WALTERS, D. M. Physical indicators of hydrologic permanence in forested headwater streams. *Journal of the North American Benthological Society*, v. 27, n. 3, p. 690–704, 2008.
- GOBBI, M. F.; NOCKO, H. Capacidade de abastecimento do reservatório rio verde. In: CUNHA, C. L. N. et al. (Ed.). *Eutrofização em Reservatórios: Gestão Preventiva. Estudo Interdisciplinar na Bacia do Rio Verde, PR*. [S.l.]: Editora UFPR, 2011. p. 145–168.
- GOOSEFF, M. N.; STRZEPEK, K.; CHAPRA, S. C. Modeling the potential effects of climate change on water temperature downstream of a shallow reservoir, lower madison river, mt. *Climatic Change*, Springer, v. 68, n. 3, p. 331–353, 2005.
- GU, R.; MONTGOMERY, S.; AUSTIN, T. A. Quantifying the effects of stream discharge on summer river temperature. *Hydrological Sciences Journal*, Taylor & Francis, v. 43, n. 6, p. 885–904, 1998.
- GU, R. R.; LI, Y. River temperature sensitivity to hydraulic and meteorological parameters. *Journal of Environmental Management*, Elsevier, v. 66, n. 1, p. 43–56, 2002.

- HAAG, I.; LUCE, A. The integrated water balance and water temperature model larsim-wt. *Hydrological Processes: An International Journal*, Wiley Online Library, v. 22, n. 7, p. 1046–1056, 2008.
- HEBERT, C. et al. Study of stream temperature dynamics and corresponding heat fluxes within miramichi river catchments (new brunswick, canada). *Hydrological Processes*, Wiley Online Library, v. 25, n. 15, p. 2439–2455, 2011.
- HEBERT, C. et al. Predicting hourly stream temperatures using the equilibrium temperature model. *Journal of Water Resource and Protection*, Scientific Research Publishing, v. 7, n. 04, p. 322, 2015.
- HENDERSON-SELLERS, B. Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling: A review. *Reviews of Geophysics*, v. 24, n. 3, p. 625–649, August 1986.
- HERB, W. R.; STEFAN, H. G. Modified equilibrium temperature models for cold-water streams. *Water Resources Research*, Wiley Online Library, v. 47, n. 6, 2011.
- HONDZO, M.; STEFAN, H. G. Riverbed heat conduction prediction. *Water Resources Research*, Wiley Online Library, v. 30, n. 5, p. 1503–1513, 1994.
- HORNE, A. J.; GOLDMAN, C. R. *Limnology*. [S.l.]: McGraw-Hill New York, 1994.
- IQBAL, M. *An introduction to solar radiation*. Canada: Academic Press, 1983.
- JEPPESEN, E.; IVERSEN, T. M. Two simple models for estimating daily mean water temperatures and diel variations in a danish low gradient stream. *Oikos*, JSTOR, p. 149–155, 1987.
- JOHNSON, S. L. Stream temperature: scaling of observations and issues for modelling. *Hydrological Processes*, Wiley Online Library, v. 17, n. 2, p. 497–499, 2003.
- JOHNSON, S. L. Factors influencing stream temperatures in small streams: substrate effects and a shading experiment. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, NRC Research Press, v. 61, n. 6, p. 913–923, 2004.
- KANNO, Y.; VOKOUN, J.; LETCHER, B. Paired stream–air temperature measurements reveal fine-scale thermal heterogeneity within headwater brook trout stream networks. *River research and applications*, Wiley Online Library, v. 30, n. 6, p. 745–755, 2014.
- KELLEHER, C. et al. Investigating controls on the thermal sensitivity of pennsylvania streams. *Hydrological Processes*, Wiley Online Library, v. 26, n. 5, p. 771–785, 2012.
- KIM, K. S.; CHAPRA, S. C. Temperature model for highly transient shallow streams. *Journal of Hydraulic Engineering*, American Society of Civil Engineers, v. 123, n. 1, p. 30–40, 1997.
- KRIDER, L. A. et al. Air-water temperature relationships in the trout streams of southeastern minnesota’s carbonate-sandstone landscape. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, Wiley Online Library, v. 49, n. 4, p. 896–907, 2013.
- LAPHAM, W. W. *Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity*. [S.l.], 1989.

- LARNIER, K. et al. Water temperature modeling in the garonne river (france). *Knowledge and Management of Aquatic Ecosystems*, EDP Sciences, n. 398, p. 04, 2010.
- LASZEWSKI, M. Stream water temperature: a short review with special reference to diurnal dynamics. *Miscellanea Geographica-Regional Studies on Development*, Versita, v. 17, n. 1, p. 34–41, 2013.
- MACKEY, A.; BERRIE, A. The prediction of water temperatures in chalk streams from air temperatures. *Hydrobiologia*, Springer, v. 210, n. 3, p. 183–189, 1991.
- MALCOLM, I. A. et al. The influence of riparian woodland on the spatial and temporal variability of stream water temperatures in an upland salmon stream. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, v. 8, n. 3, p. 449–459, 2004.
- MANTUA, N.; TOHVER, I.; HAMLET, A. Climate change impacts on streamflow extremes and summertime stream temperature and their possible consequences for freshwater salmon habitat in washington state. *Climatic Change*, Springer, v. 102, n. 1-2, p. 187–223, 2010.
- MARCEAU, P.; CLUIS, D.; MORIN, G. Comparaison des performances relatives à un modèle déterministe et à un modèle stochastique de température de l'eau en rivière. *Canadian Journal of Civil Engineering*, NRC Research Press, v. 13, n. 3, p. 352–364, 1986.
- MARCOTTE, N.; DUONG, V.-L. Le calcul de la température de l'eau des rivières. *Journal of Hydrology*, Elsevier, v. 18, n. 3-4, p. 273–287, 1973.
- MOHSENI, O.; ERICKSON, T. R.; STEFAN, H. G. Sensitivity of stream temperatures in the united states to air temperatures projected under a global warming scenario. *Water Resources Research*, Wiley Online Library, v. 35, n. 12, p. 3723–3733, 1999.
- MOHSENI, O.; ERICKSON, T. R.; STEFAN, H. G. Upper bounds for stream temperatures in the contiguous united states. *Journal of Environmental Engineering*, American Society of Civil Engineers, v. 128, n. 1, p. 4–11, 2002.
- MOHSENI, O.; STEFAN, H. Stream temperature/air temperature relationship: a physical interpretation. *Journal of hydrology*, Elsevier, v. 218, n. 3-4, p. 128–141, 1999.
- MOHSENI, O.; STEFAN, H. G.; EATON, J. G. Global warming and potential changes in fish habitat in us streams. *Climatic change*, Springer, v. 59, n. 3, p. 389–409, 2003.
- MOHSENI, O.; STEFAN, H. G.; ERICKSON, T. R. A nonlinear regression model for weekly stream temperatures. *Water Resources Research*, Wiley Online Library, v. 34, n. 10, p. 2685–2692, 1998.
- MOOD, A. M.; GRAYBILL, F. A.; BOES, D. C. *Introduction to the Theory of Statistics 1974*. [S.l.]: McGraw-Hill Kogakusha, 1974.
- MOORE, R. D.; SPITTLEHOUSE, D.; STORY, A. Riparian microclimate and stream temperature response to forest harvesting: A review 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, Wiley Online Library, v. 41, n. 4, p. 813–834, 2005.
- MORIASI, D. N. et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, American society of agricultural and biological engineers, v. 50, n. 3, p. 885–900, 2007.

- MORRILL, J. C.; BALES, R. C.; CONKLIN, M. H. Estimating stream temperature from air temperature: implications for future water quality. *Journal of Environmental Engineering*, American Society of Civil Engineers, v. 131, n. 1, p. 139–146, 2005.
- MURRAY, F. W. On the computation of saturation vapor pressure. *Journal of Applied Meteorology*, v. 6, n. 1, p. 203–204, 1967.
- NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models part i—a discussion of principles. *Journal of hydrology*, Elsevier, v. 10, n. 3, p. 282–290, 1970.
- NEITSCH, S. L. et al. *Soil and water assessment tool theoretical documentation version 2009*. [S.l.], 2011.
- O'DRISCOLL, M. A.; DEWALLE, D. R. Stream–air temperature relations to classify stream–ground water interactions in a karst setting, central pennsylvania, usa. *Journal of Hydrology*, Elsevier, v. 329, n. 1-2, p. 140–153, 2006.
- PEDERSEN, N. L.; SAND-JENSEN, K. Temperature in lowland danish streams: contemporary patterns, empirical models and future scenarios. *Hydrological Processes: An International Journal*, Wiley Online Library, v. 21, n. 3, p. 348–358, 2007.
- PILGRIM, J. M.; FANG, X.; STEFAN, H. G. Stream temperature correlations with air temperatures in minnesota: Implications for climate warming. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, Wiley Online Library, v. 34, n. 5, p. 1109–1121, 1998.
- POOLE, G.; RISLEY, J.; HICKS, M. Issue paper 3 spatial and temporal patterns of stream temperature (revised). *Environmental Protection*, 2001.
- POOLE, G. C.; BERMAN, C. H. An ecological perspective on in-stream temperature: natural heat dynamics and mechanisms of human-caused thermal degradation. *Environmental management*, Springer, v. 27, n. 6, p. 787–802, 2001.
- PÖPEL, H. Aeration and gas transfer. delft. *Delft University of Technology*, 1979.
- SABOIA, J. P. J.; LOPARDO, N. Software para cálculo de regionalização de parâmetros hidrológicos em bacia do estado do paraná. In: *XXI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. Brasília: [s.n.], 2015.
- SANDERSON, M. G. *Emission of isoprene, monoterpenes, ethene and propene by vegetation*. [S.l.], 2002.
- SINOKROT, B. A.; STEFAN, H. G. Stream temperature dynamics: measurements and modeling. *Water resources research*, Wiley Online Library, v. 29, n. 7, p. 2299–2312, 1993.
- SINOKROT, B. A.; STEFAN, H. G. Stream water-temperature sensitivity to weather and bed parameters. *Journal of Hydraulic Engineering*, American Society of Civil Engineers, v. 120, n. 6, p. 722–736, 1994.
- SMITH, K. The prediction of river water temperatures/prédiction des températures des eaux de rivière. *Hydrological Sciences Journal*, Taylor & Francis, v. 26, n. 1, p. 19–32, 1981.

- SPERLING, M. V. *Introdução à qualidade das águas e ao tratamento de esgotos*. [S.l.]: Editora UFMG, 1996. v. 1.
- ST-HILAIRE, A. et al. Water temperature modelling in a small forested stream: implication of forest canopy and soil temperature. *Canadian Journal of Civil Engineering*, NRC Research Press, v. 27, n. 6, p. 1095–1108, 2000.
- STEFAN, H. G.; PREUD'HOMME, E. B. Stream temperature estimation from air temperature 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, Wiley Online Library, v. 29, n. 1, p. 27–45, 1993.
- STULL, R. *Meteorology for scientists and engineers*. [S.l.]: Brooks/Cole, 2000.
- SUDERHSA. *Plano Diretor de Drenagem para a bacia do rio Iguaçu na região metropolitana de Curitiba - Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental (SUDERHSA)*. [S.l.]: Curitiba, 2002.
- TAYLOR, K. E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Wiley Online Library, v. 106, n. D7, p. 7183–7192, 2001.
- THOMANN, R. V.; MUELLER, J. A. *Principles of surface water quality modeling and control*. [S.l.]: Harper & Row New York, 1987. v. 12.
- TING, W.; SHIQIANG, Z. Study on linear correlation coefficient and nonlinear correlation coefficient in mathematical statistics. *Studies in Mathematical Sciences*, v. 3, n. 1, p. 58–63, 2011.
- TOFFOLON, M.; PICCOLROAZ, S. A hybrid model for river water temperature as a function of air temperature and discharge. *Environmental Research Letters*, IOP Publishing, v. 10, n. 11, p. 114011, 2015.
- TORGERSEN, C. E. et al. Airborne thermal remote sensing for water temperature assessment in rivers and streams. *Remote Sensing of Environment*, Elsevier, v. 76, n. 3, p. 386–398, 2001.
- VISWANADHAM, Y. The relationship between total precipitable water and surface dew point. *Journal of Applied Meteorology*, v. 20, n. 1, p. 3–8, 1981.
- WARD, J. Thermal characteristics of running waters. In: *Perspectives in Southern Hemisphere Limnology*. [S.l.]: Springer, 1985. p. 31–46.
- WEBB, B.; CLACK, P.; WALLING, D. Water–air temperature relationships in a devon river system and the role of flow. *Hydrological processes*, Wiley Online Library, v. 17, n. 15, p. 3069–3084, 2003.
- WEBB, B.; NOBILIS, F. Long-term perspective on the nature of the air–water temperature relationship: a case study. *Hydrological Processes*, Wiley Online Library, v. 11, n. 2, p. 137–147, 1997.
- WEBB, B.; WALLING, D. Temporal variability in the impact of river regulation on thermal regime and some biological implications. *Freshwater Biology*, Wiley Online Library, v. 29, n. 1, p. 167–182, 1993.

WEBB, B.; ZHANG, Y. Spatial and seasonal variability in the components of the river heat budget. *Hydrological processes*, Wiley Online Library, v. 11, n. 1, p. 79–101, 1997.

YOUNUS, M.; HONDZO, M.; ENGEL, B. Stream temperature dynamics in upland agricultural watersheds. *Journal of Environmental Engineering*, American Society of Civil Engineers, v. 126, n. 6, p. 518–526, 2000.

ZEIGER, S. et al. Quantifying and modelling urban stream temperature: a central us watershed study. *Hydrological Processes*, Wiley Online Library, v. 30, n. 4, p. 503–514, 2016.

# APÊNDICE A – Coeficiente de Nebulosidade

## A.1 Cálculo do coeficiente

O coeficiente de nebulosidade ( $C$ ) é uma forma de representar a cobertura de nuvens, que aumenta a quantidade de radiação de ondas longas que atinge a superfície (DUARTE; DIAS; MAGGIOTTO, 2006). Esse coeficiente é estimado por (CRAWFORD; DUCHON, 1999):

$$C = 1 - \frac{R_s}{R_{scc}} , \quad (\text{A.1})$$

onde  $R_s$  é a radiação solar incidente medida e  $R_{scc}$  é a radiação solar incidente de céu claro. Em seu trabalho, Crawford e Duchon (1999) apresentam uma metodologia para calcular a radiação solar incidente a céu claro como uma função de coordenadas geográficas e temperatura e umidade do ar da superfície, sendo dada por

$$R_{scc} = \frac{R_{S0}}{\eta^2} \cos \theta_z T_R T_{pg} T_W T_{aer} , \quad (\text{A.2})$$

em que os  $T$ 's são coeficientes de transmissão para o espalhamento de Rayleigh  $T_R$ , absorção de gases permanentes  $T_{pg}$ , vapor de água  $T_W$  e absorção, e espalhamento por aerossóis  $T_{aer}$ ;  $R_{S0}$  é a constante solar, cujo valor é  $1368 \text{ W m}^{-2}$ ;  $\eta$  é a distância Terra-Sol e  $\theta$  é o ângulo zenital. A distância Terra-Sol é dada por (STULL, 2000)

$$\eta = \frac{1 - e^2}{1 + e \cos \left( 2\pi \frac{d - d_p}{d_a} \right)} , \quad (\text{A.3})$$

com  $e = 0,0167$ , este representando a excentricidade da Terra;  $d$  é o dia do ano (dia juliano),  $d_p$  é o dia correspondente ao perihélio, sendo 3 de janeiro no hemisfério sul, e  $d_a$  é o número de dias do ano, podendo ser igual a 365 ou 366 se o ano for bissexto.

O cosseno do ângulo zenital é dado por (SANDERSON, 2002)

$$\cos \theta_z = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos h , \quad (\text{A.4})$$

onde  $\phi$  é a latitude do local, assumindo valores negativos para o hemisfério sul e positivos para o hemisfério norte;  $\delta$  é a inclinação solar e  $h$  é o ângulo horário do sol. Os ângulos  $\delta$  e  $h$  são dados por

$$\delta = 0,409 \cos \left( 2\pi \frac{d - d_s}{d_a} \right) \quad (\text{A.5})$$

$$h = \frac{2\pi}{24} (H_{SV} - 12) \quad (\text{A.6})$$

em que  $d$  é o dia do ano (dia juliano),  $d_s$  é o dia do ano correspondente ao solstício de inverno, sendo 22 de junho no hemisfério sul, e  $d_a$  é o número de dias do ano, podendo ser igual a 365 ou 366 para ano bissexto. Dentro da equação para  $h$ ,  $H_{SV}$  é a hora solar verdadeira, dada por

$$H_{SV} = H_0 + \frac{\lambda_r - \lambda_0}{15} + E_t, \quad (\text{A.7})$$

onde  $H_0$  é a hora oficial do local (sem considerar horário de verão),  $\lambda_r$  é a longitude real do local e  $\lambda_0$  é a longitude do meridiano que engloba o local, ambos em graus. Assim como no caso das latitudes, longitudes a oeste de Greenwich devem ser consideradas negativas, enquanto a oeste de Greenwich devem ser consideradas positivas. A equação do tempo ( $E_t$ ), é dada por (IQBAL, 1983):

$$E_t = \frac{1}{60} [229,18(0,000075 + 0,001868 \cos \Gamma - 0,032077 \sin \Gamma - 0,014615 \cos 2\Gamma - 0,04089 \sin \Gamma)] \quad (\text{A.8})$$

$$\Gamma = \frac{2\pi}{365}(d - 1) \quad (\text{A.9})$$

em que  $\Gamma$  é o ângulo diário, obtido pelo dia do ano  $d$ .

Voltando à Equação A.2, os coeficientes de transmissão para o espalhamento de Rayleigh e absorção de gases permanentes são estimados de forma conjunta, pela equação (DUCHON; O'MALLEY, 1999)

$$T_R T_{pg} = 1,021 - 0,084 [m_o(9,49 \cdot 10^{-3} p_{atm} + 0,051)]^{1/2}, \quad (\text{A.10})$$

onde  $m_o$  é a massa de ar óptica e  $p_{atm}$  é a pressão atmosférica. A massa de ar óptica é obtida a partir de (DUCHON; O'MALLEY, 1999)

$$m_o = \frac{35}{\sqrt{1224 \cos^2 \theta_z + 1}}, \quad (\text{A.11})$$

enquanto a pressão atmosférica é dada por

$$p_{atm} = p_0 \exp\left(\frac{-c_a z_{alt}}{T_a}\right), \quad (\text{A.12})$$

em que  $p_0$  é a pressão atmosférica no nível do mar (101,3 kPa),  $c_a$  é uma constante igual a 0,0342 K m<sup>-1</sup> e  $z_{alt}$  é a altitude do local em metros.

O coeficiente de transmissão por vapor d'água ( $T_w$ ) é dado em função da massa de ar óptica (CRAWFORD; DUCHON, 1999):

$$T_w = 1 - 0,077(w_{prec} m_o)^{0,3}, \quad (\text{A.13})$$

onde  $w_{prec}$  é definido como a quantidade de água precipitável, obtida por (VISWANADHAM, 1981)

$$w_{prec} = \exp[0,1133 - \ln(G + 1) + 0,0393T_d], \quad (\text{A.14})$$

Tabela 22 – Valores de G médios para diferentes latitudes e estações. FONTE: Viswanadham (1981)

Latitude (°S)	Verão	Outono	Inverno	Primavera	Média Anual
10	3,59	3,52	3,79	3,79	3,67
15	3,67	3,82	4,03	3,97	3,87
20	4,52	4,57	4,47	4,50	4,51
25	3,83	3,94	4,03	3,95	3,94
30	3,98	4,13	4,10	4,12	4,08

onde G é um parâmetro obtido empiricamente, que varia sazonalmente e com a latitude. A Tabela A.1 mostra o valor de G para algumas latitudes e em diferentes estações.

Voltando à equação A.14,  $T_d$  é a temperatura do ponto de orvalho, em °C. A mesma pode ser obtida por (STULL, 2000):

$$T_d = \frac{237,3var}{17,2694 - var} \quad (\text{A.15})$$

$$var = \frac{17,2694T_a}{T_a + 237,3} + \ln(UR) \quad (\text{A.16})$$

onde  $UR$  é a umidade relativa.

Por fim, o coeficiente de transmissão para o espalhamento por aerossóis  $T_{aer}$  é dado por (DUCHON; O'MALLEY, 1999):

$$T_{aer} = 0,935^{m_o} \quad (\text{A.17})$$

## A.2 Análise comparativa

Os resultados apresentados a seguir são dos cálculos da temperatura de equilíbrio para os rios Verde, Passaúna e São João em 2 diferentes cenários: sem nebulosidade ( $C = 0$ ) e utilizando a média diária e semanal da nebulosidade calculada ( $Cvar$ ).

As Figuras 63, 64 e 65 mostram a média diária dos valores calculados para o coeficiente de nebulosidade. A partir dessas, é possível observar a variação do coeficiente de nebulosidade, que varia entre 0,5 e 1,0 nos rios Verde e Passaúna e entre 0,45 e 0,95 no rio São João. Não é possível observar variações relacionadas à sazonalidade para nenhum dos rios estudados. A média do coeficiente de nebulosidade é de 0,76 para os rios Verde e Passaúna e 0,69 para o rio São João.

A contribuição do coeficiente de nebulosidade no cálculo da temperatura de equilíbrio pode ser visualizada nas Figuras 66, 67 e 68, em que as médias diárias das temperaturas de equilíbrio utilizando o coeficiente de nebulosidade (linha azul) e não utilizando este ( $C = 0$ , linha laranja) são mostradas. Os gráficos mostram que, para os três rios, a não utilização deste coeficiente resulta em menores valores para a temperatura de equilíbrio. A diferença média entre a temperatura de equilíbrio utilizando  $C$  e não utilizando é de cerca de 3°C para os rios Verde e Passaúna e 5°C para o rio São João.

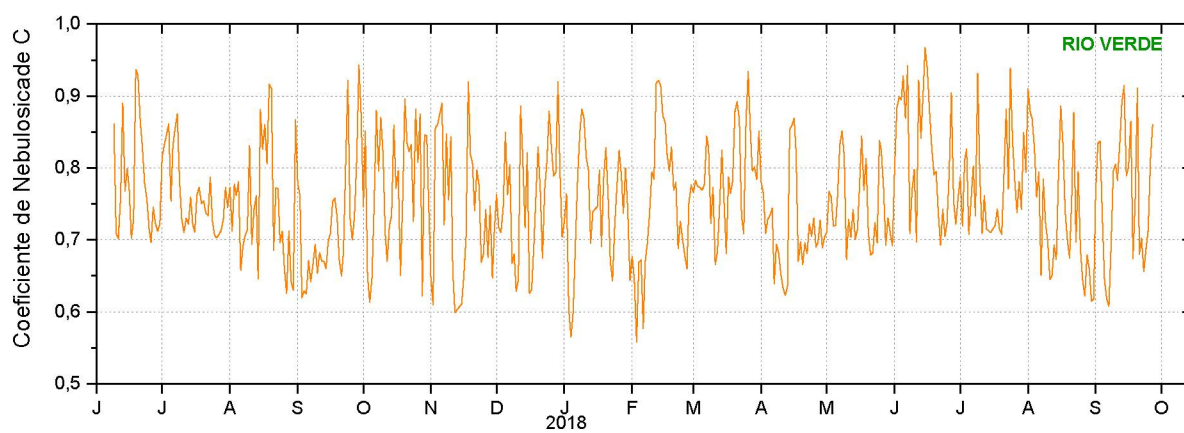


Figura 63 – Variação anual dos valores obtidos para média diária do coeficiente de nebulosidade para o rio Verde.

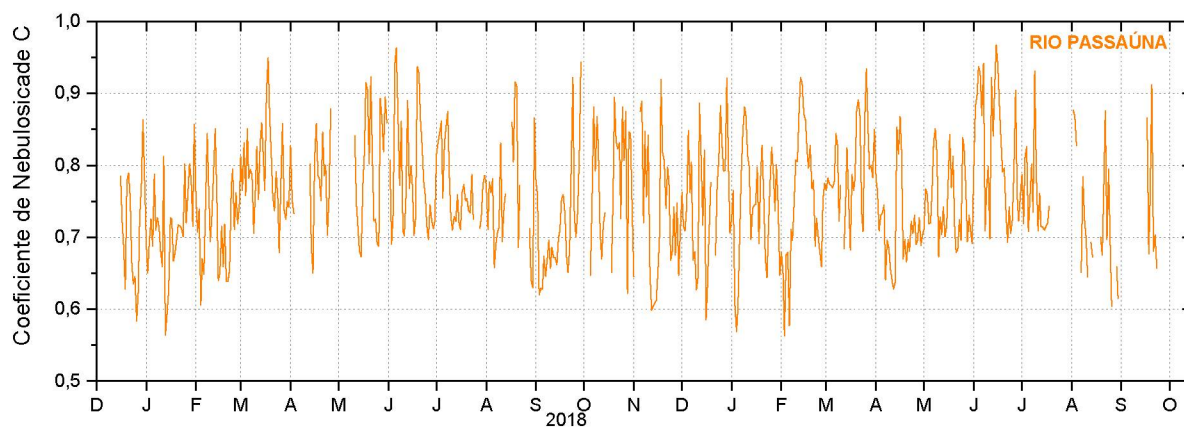


Figura 64 – Variação anual dos valores obtidos para média diária do coeficiente de nebulosidade para o rio Passaúna.

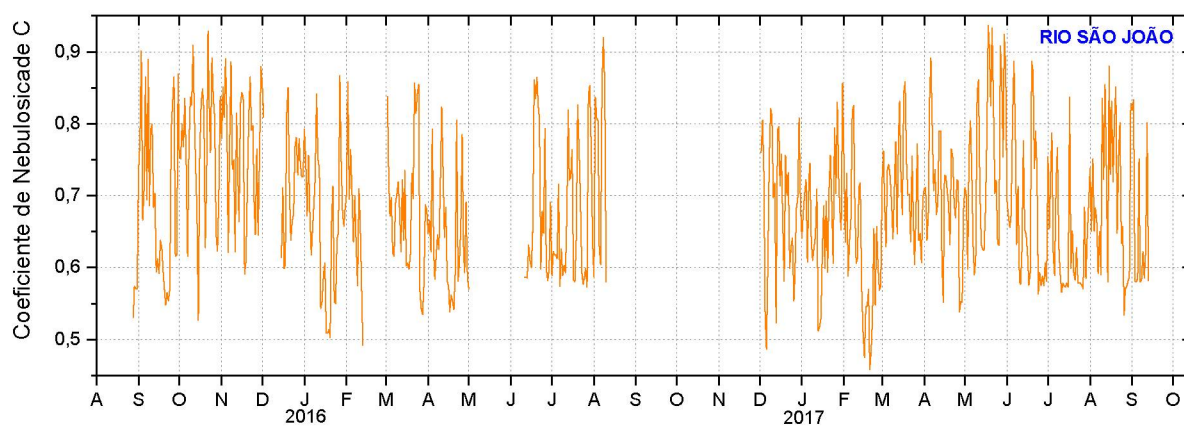


Figura 65 – Variação anual dos valores obtidos para média diária do coeficiente de nebulosidade para o rio São João.

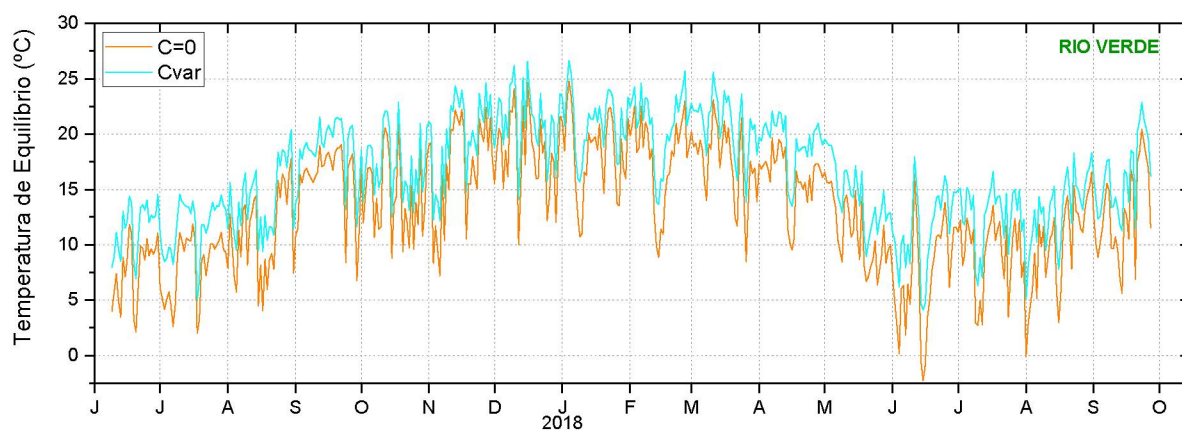


Figura 66 – Média diária da temperatura de equilíbrio para cada um dos cenários para o rio Verde.

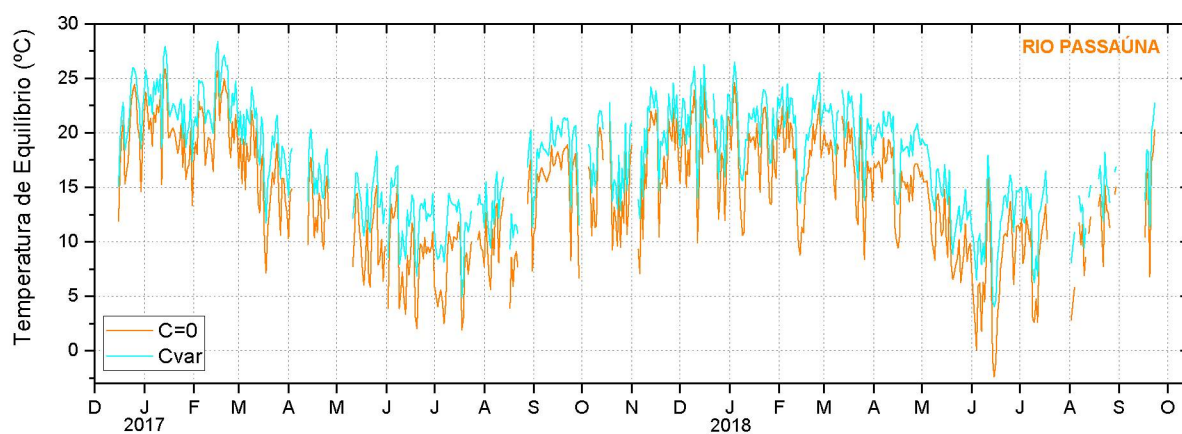


Figura 67 – Média diária da temperatura de equilíbrio para cada um dos cenários para o rio Passaúna.

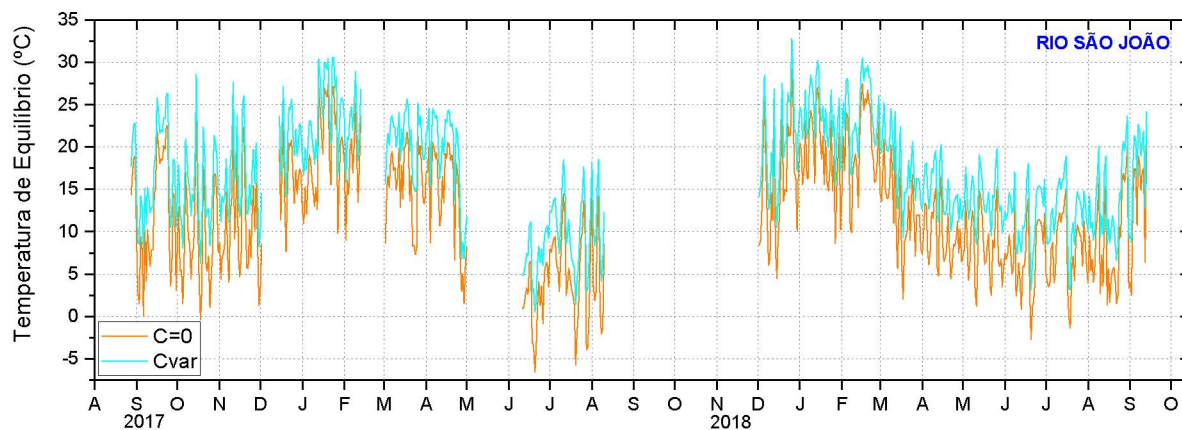


Figura 68 – Média diária da temperatura de equilíbrio para cada um dos cenários para o rio São João.

## APÊNDICE B – Comparativo entre estações meteorológicas - rio Passaúna

Para análise da dinâmica térmica do rio Passaúna, é necessário, além da temperatura da água no rio, dados de variáveis meteorológicas, como temperatura do ar, radiação solar, umidade relativa, entre outros. As estações meteorológicas mais próximas, que ficam em torno de 9 km do ponto em que a temperatura do rio é medida, são as estações do Verde (próxima ao rio Verde) e do Tecpar. As duas estações estão instaladas em locais com características bem diferentes, como pode ser observado na imagem de satélite, sendo que a estação do Verde se encontra num local mais isolado e a do Tecpar em um local mais urbanizado.

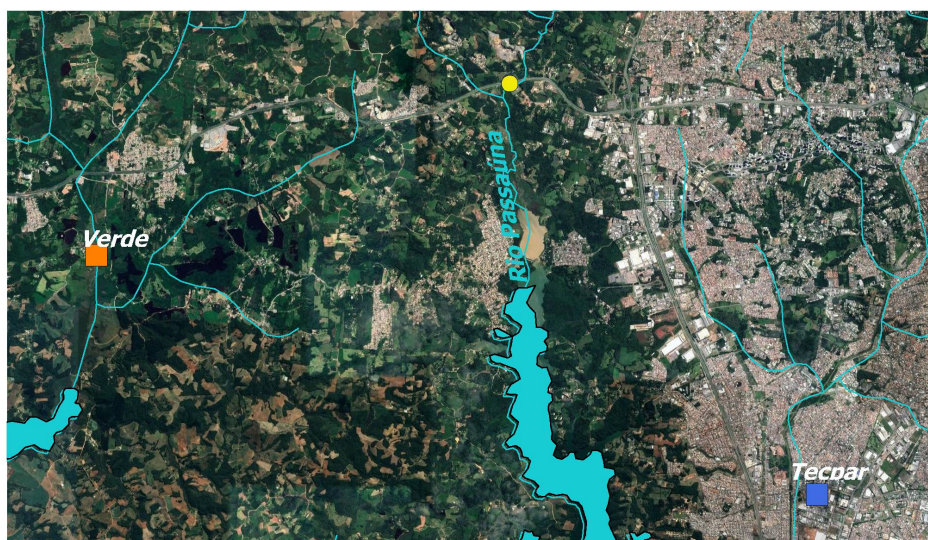


Figura 69 – Imagens de satélite mostrando a localização do sensor de temperatura do rio Passaúna e as estações meteorológicas do Verde e do Tecpar.

A partir dessas observações, e considerando que existe correlação entre as temperaturas do ar e da água no rio, a seleção da estação meteorológica para análise da dinâmica térmica foi feita com base na melhor correlação entre essas duas variáveis.

Tabela 23 – Equação obtida pela regressão linear e verificação do ajuste da equação aos dados pelo  $r^2$  e REQM.

Estação Meteorológica	Equação	$r^2$	REQM (°C)
Verde	$T_s = 0,64T_a + 6,63$	0,84	1,04
Tecpar	$T_s = 0,61T_a + 6,40$	0,74	1,37

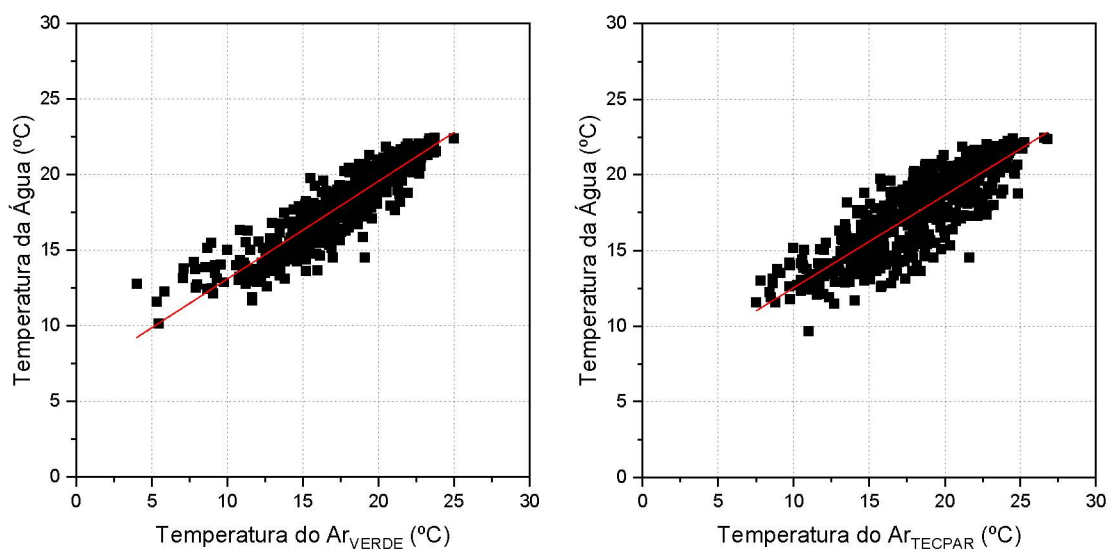


Figura 70 – Teste de correlação entre a temperatura da água no rio Passaúna e a temperatura do ar nas estações meteorológicas do Verde e do Tecpar.

A partir dos gráficos na Figura 70, observa-se que utilizando a temperatura do ar da estação do Tecpar os dados estão mais dispersos. A Tabela 23 mostra as equações obtidas pela regressão linear e os valores de  $r^2$  e da raiz do erro quadrático médio. Apesar dos coeficientes angulares e lineares das equações ficarem muito similares, para o caso da estação do Verde o  $r^2$  é maior e a REQM é menor. Por esta razão, a estação do Verde foi escolhida para avaliação da dinâmica térmica do rio Passaúna.

## APÊNDICE C – Relação entre a média móvel da temperatura do ar e a temperatura da água

A partir da observação de que, na escala temporal diária, a temperatura da água aparenta ser um indicador da tendência de variação da temperatura do ar, a média móvel da temperatura do ar foi calculada com diferentes intervalos de dias, buscando a melhor faixa de dias para calcular a relação linear entre a média móvel simples da temperatura do ar e da água.

As faixas de dias utilizadas nos cálculos da média móvel simples (MMS) foram 2, 3, 4, 5, 6, 7, 10 e 15 dias. Essa análise é incluída na categoria (I), mencionada na metodologia. As Figuras 71, 72 e 73 mostram os gráficos de dispersão entre a média diária da temperaturas da água e a média móvel da temperatura do ar, para os rios Verde, Passaúna e São João, respectivamente. As Figuras 74, 75 e 76 mostram a evolução temporal da água e a média móvel simples em cada um dos casos calculados.

A partir dos gráficos de dispersão entre as variáveis, foi ajustada uma linha de tendência linear, e os valores de  $r^2$  são dados na Tabela 24. A partir desse coeficiente de determinação foi possível verificar que a média móvel de 3 dias foi a que melhor se ajustou aos dados da temperatura média diária da água no rio Verde, enquanto o valor de 4 dias foi o que melhor se ajustou para os rios Passaúna e São João, sendo o rio São João o que obteve os menores valores de  $r^2$ .

Tabela 24 – Coeficiente de determinação ( $r^2$ ) obtido para cada um dos cálculos da MMS.

Média Móvel Utilizada	$r^2$		
	Verde	Passaúna	São João
MMS2	0,95	0,92	0,64
MMS3	0,97	0,96	0,67
MMS4	0,96	0,96	0,68
MMS5	0,95	0,96	0,67
MMS6	0,94	0,95	0,66
MMS7	0,93	0,95	0,66
MMS10	0,90	0,94	0,64
MMS15	0,87	0,93	0,58

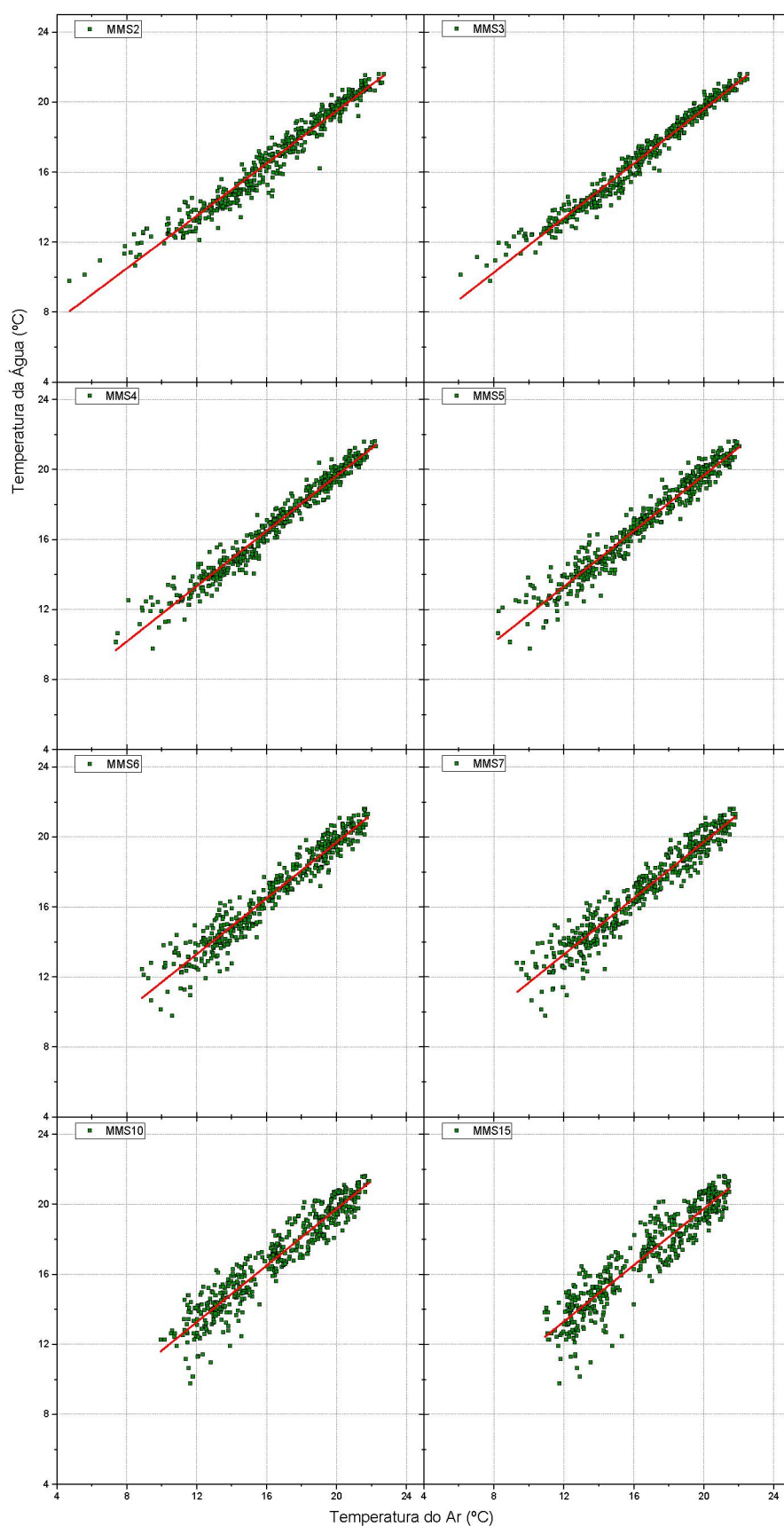


Figura 71 – Relação entre a temperatura da água (média diária) e a média móvel simples da temperatura do ar calculada com 2, 3, 4, 5, 6, 7, 10 e 15 dias no rio Verde.

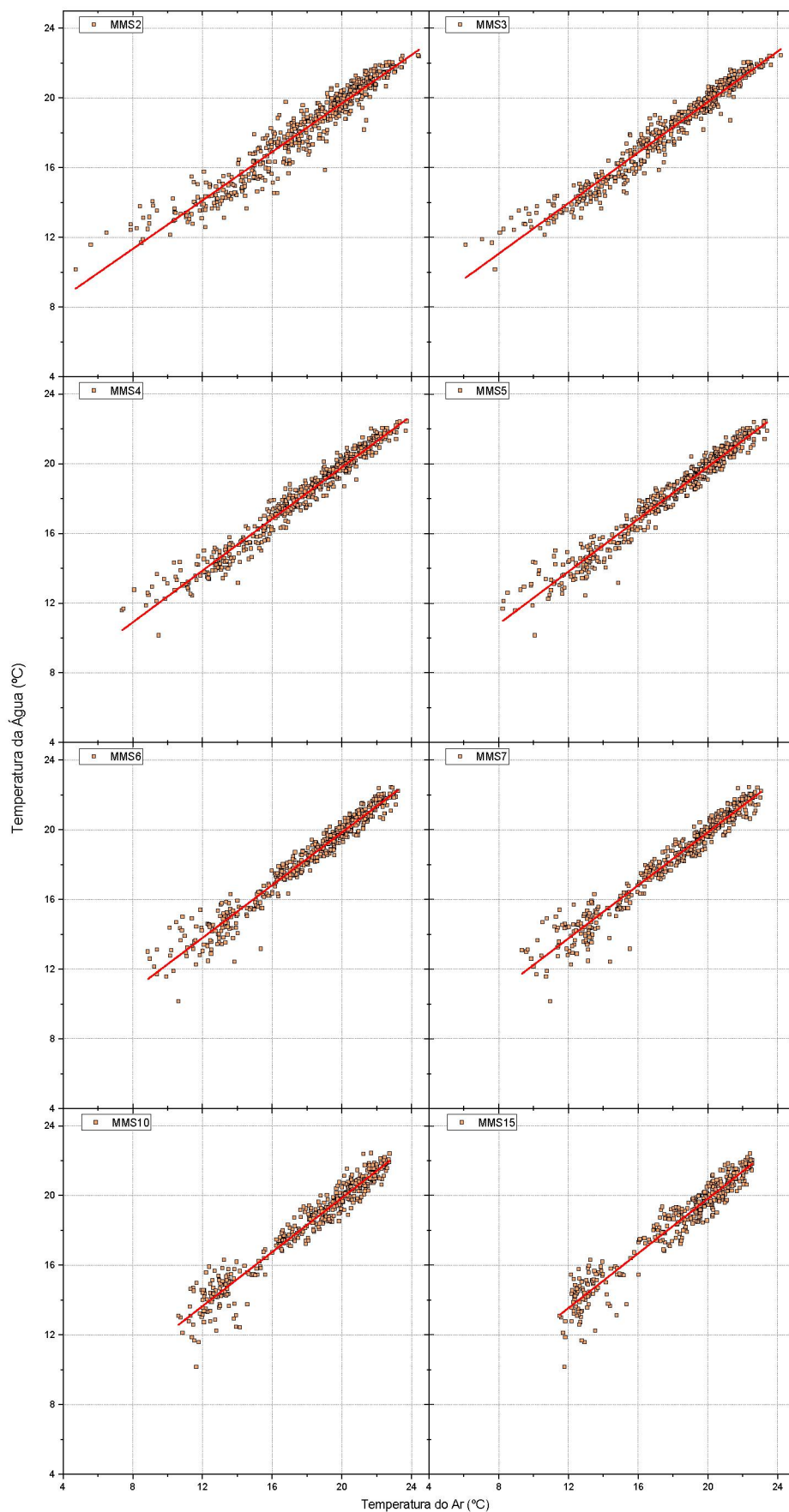


Figura 72 – Relação entre a temperatura da água (média diária) e a média móvel simples da temperatura do ar calculada com 2, 3, 4, 5, 6, 7, 10 e 15 dias no rio Passaúna.

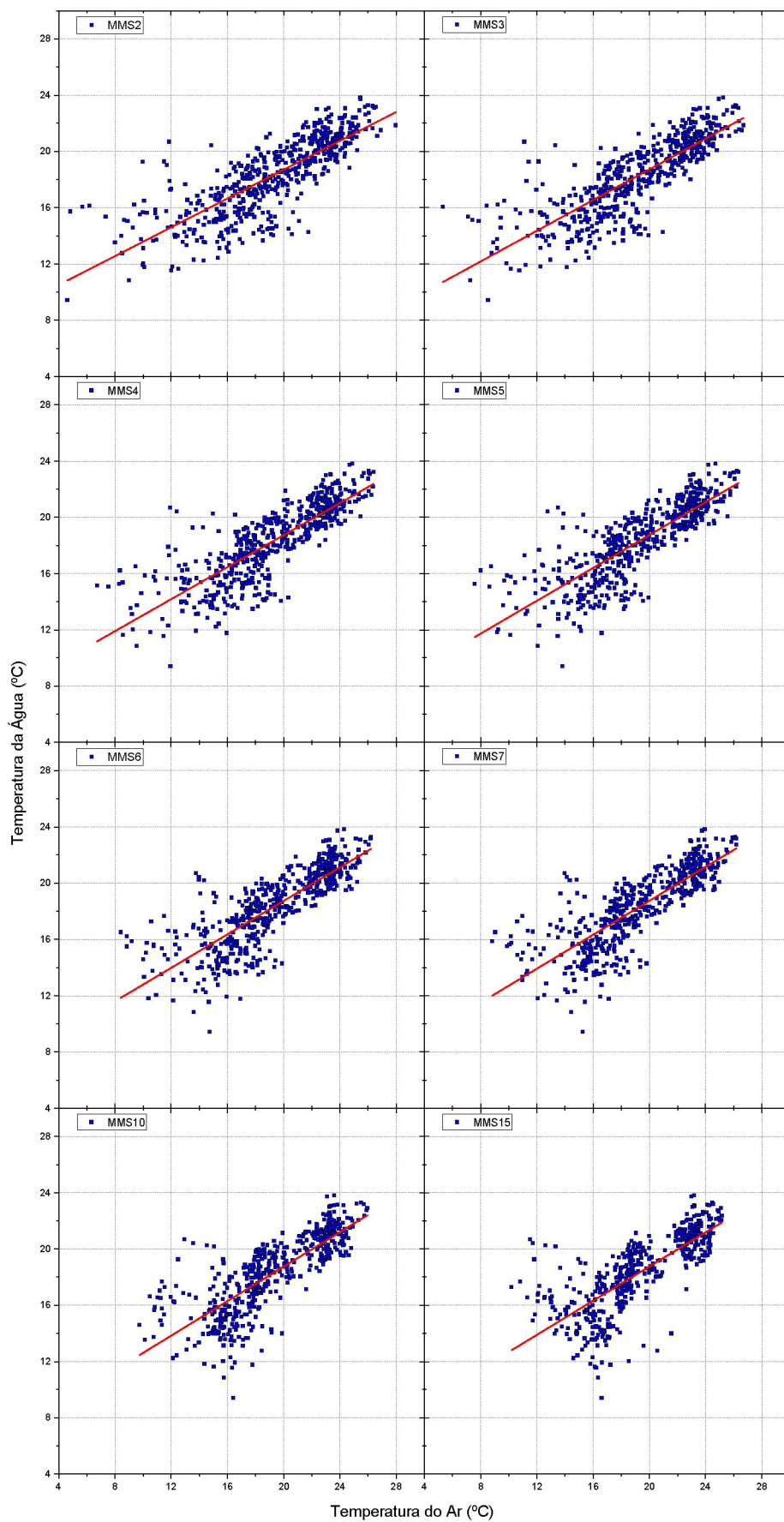


Figura 73 – Relação entre a temperatura da água (média diária) e a média móvel simples da temperatura do ar calculada com 2, 3, 4, 5, 6, 7, 10 e 15 dias no rio São João.

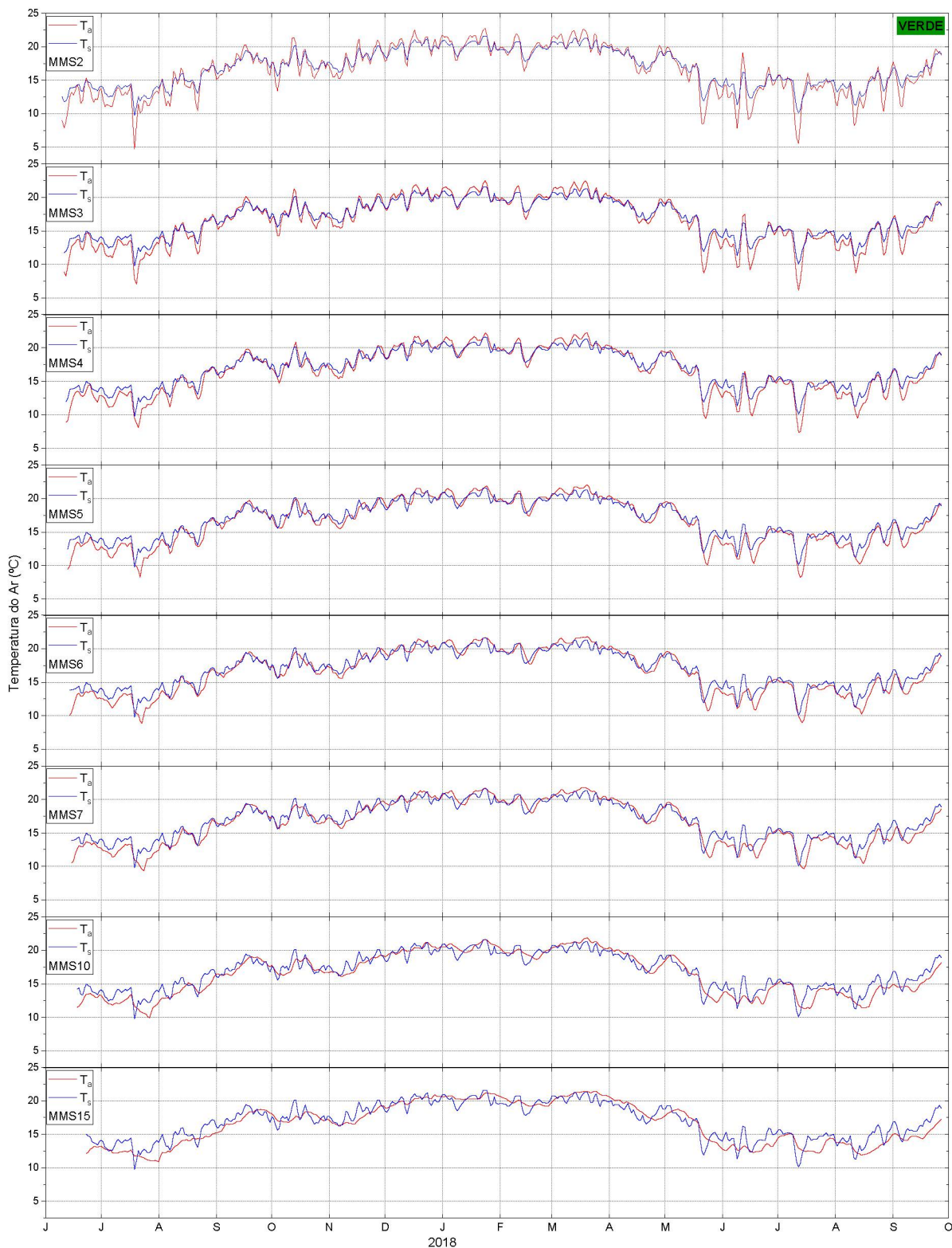


Figura 74 – Temperatura da água (média diária) e média móvel simples da temperatura do ar calculada com 2, 3, 4, 5, 6, 7, 10 e 15 dias no rio Verde.

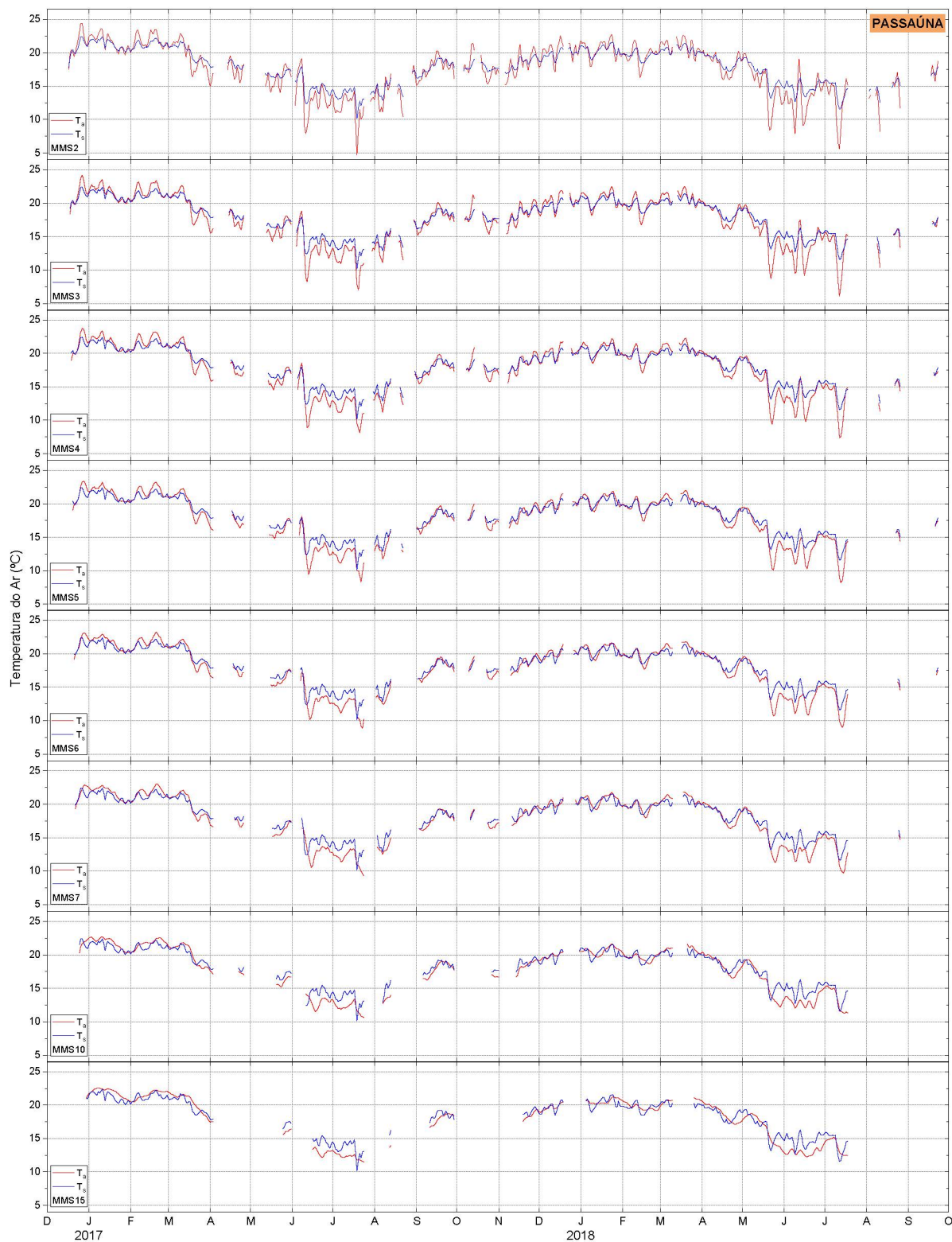


Figura 75 – Temperatura da água (média diária) e média móvel simples da temperatura do ar calculada com 2, 3, 4, 5, 6, 7, 10 e 15 dias no rio Passaúna.

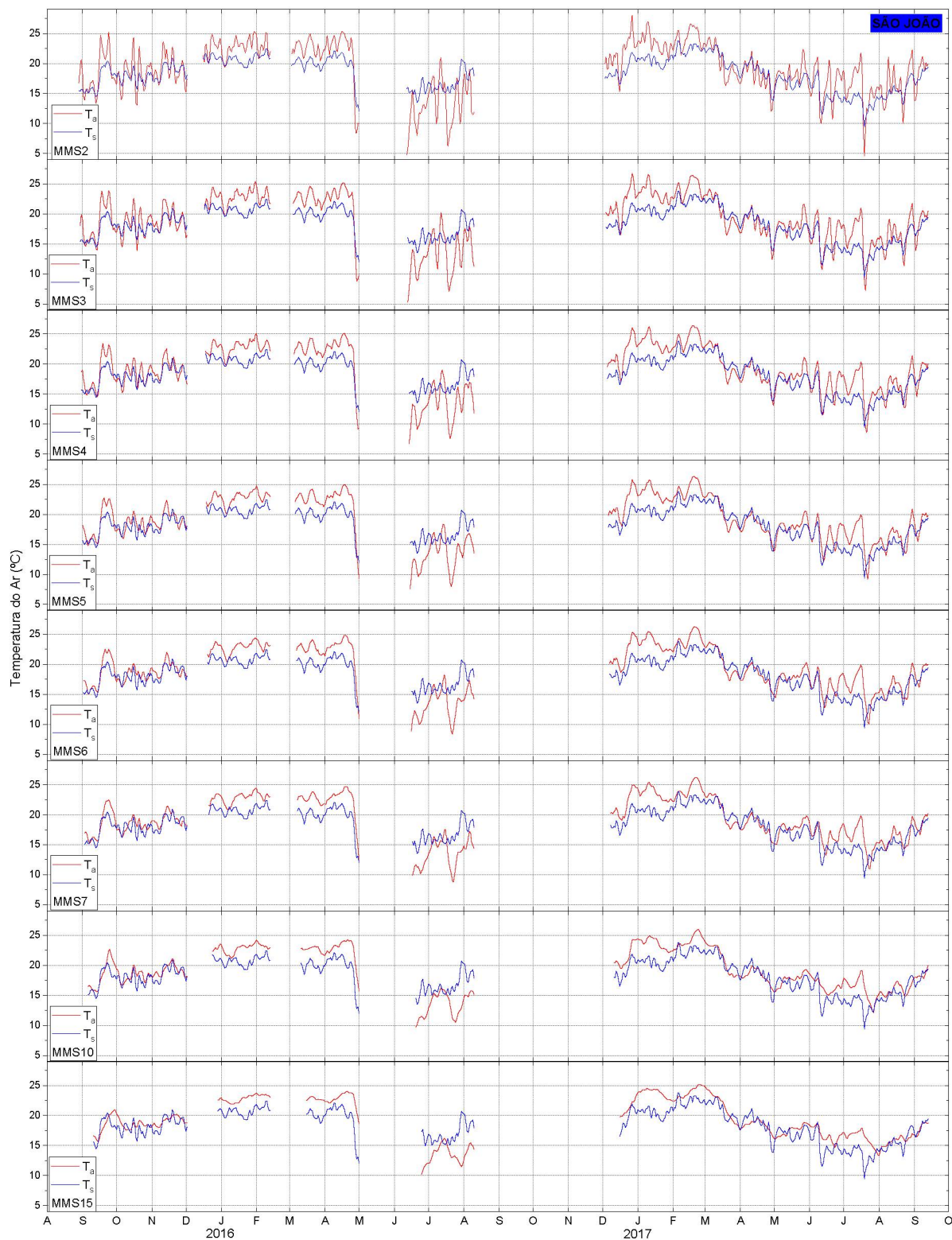


Figura 76 – Temperatura da água (média diária) e média móvel simples da temperatura do ar calculada com 2, 3, 4, 5, 6, 7, 10 e 15 dias no rio São João.

## APÊNDICE D – Relação entre dias anteriores da temperatura do ar e a temperatura da água

A relação entre a média diária da temperatura do ar e da água utilizando valores de dias anteriores da temperatura do ar procura investigar o tempo de resposta da temperatura da água devido à mudanças na temperatura do ar. Para verificar esse atraso no período de resposta de  $T_s$ , foram avaliadas correlações entre a  $T_a$  e  $T_s$  utilizando o mesmo dia, o dia anterior da temperatura do ar (A-1), 2 dias anteriores de  $T_a$  (A-2) até 7 dias (A-7). A categoria (II) mencionada na metodologia é avaliada nesse Apêndice.

As Figuras 77, 78 e 79 mostram os gráficos de dispersão entre a média diária da temperaturas da água e a média móvel da temperatura do ar, utilizando dados de dias anteriores à  $T_s$ , para os rios Verde, Passaúna e São João, respectivamente. A partir dos gráficos de dispersão entre as variáveis, foi ajustada uma linha de tendência linear, e os valores de  $r^2$  são dados na Tabela 24. A partir desse coeficiente de determinação foi possível verificar que a utilização dos dados de temperatura do ar do dia anterior (A-1) foi a que melhor se ajustou aos dados da temperatura média diária da água para os três rios, sendo o rio São João o que obteve os menores valores de  $r^2$ .

Tabela 25 – Coeficiente de determinação ( $r^2$ ) obtido para cada o cálculo com dias em atraso da resposta da temperatura da água.

Intervalo de dias anteriores utilizado	$r^2$		
	Verde	Passaúna	São João
Mesmo dia	0,86	0,84	0,58
A-1	0,92	0,91	0,61
A-2	0,81	0,84	0,52
A-3	0,70	0,77	0,44
A-4	0,64	0,71	0,39
A-5	0,62	0,68	0,36
A-6	0,61	0,67	0,36
A-7	0,60	0,67	0,35

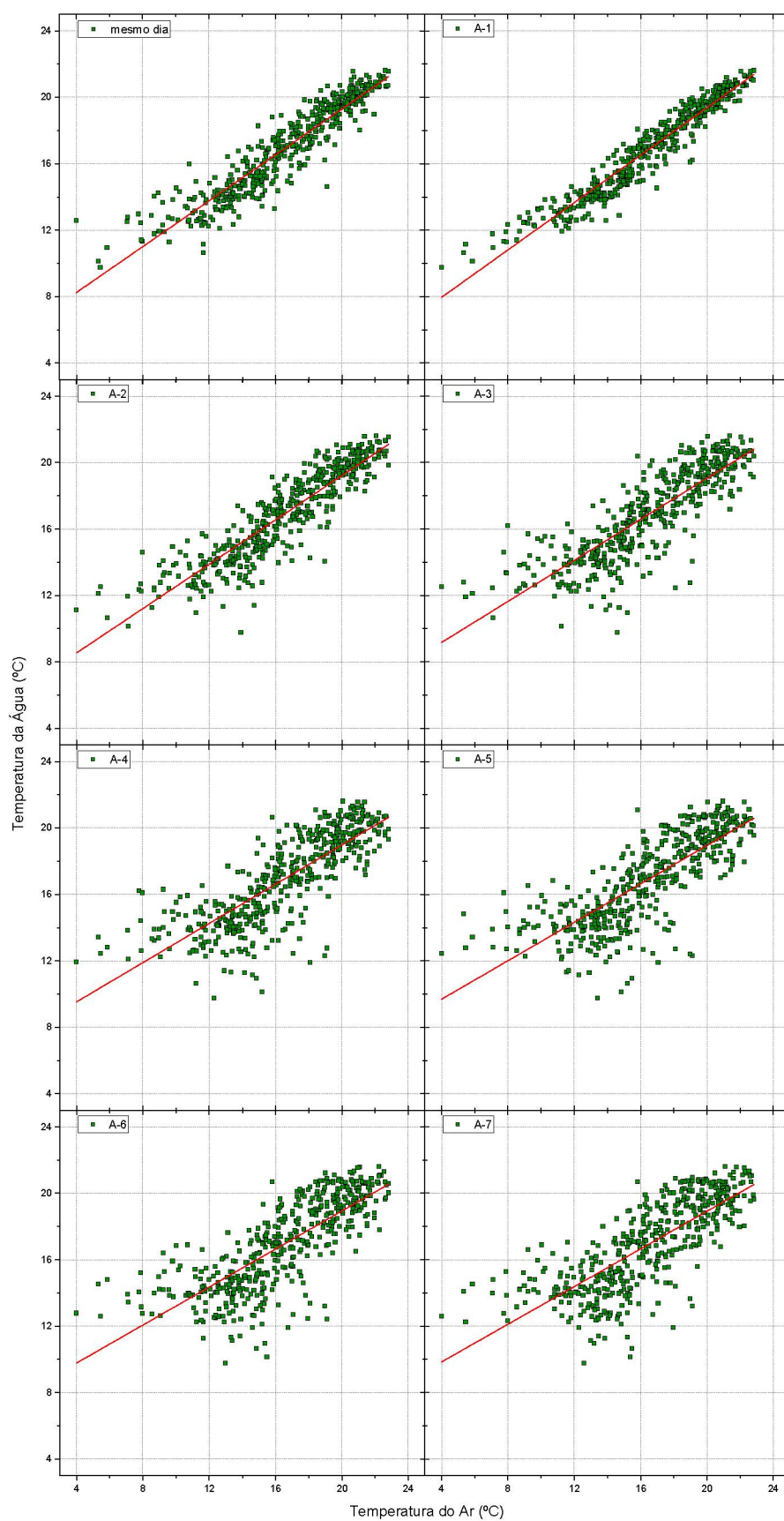


Figura 77 – Relação entre a temperatura da água (média diária) e dias anteriores da média da temperatura do ar no rio Verde.

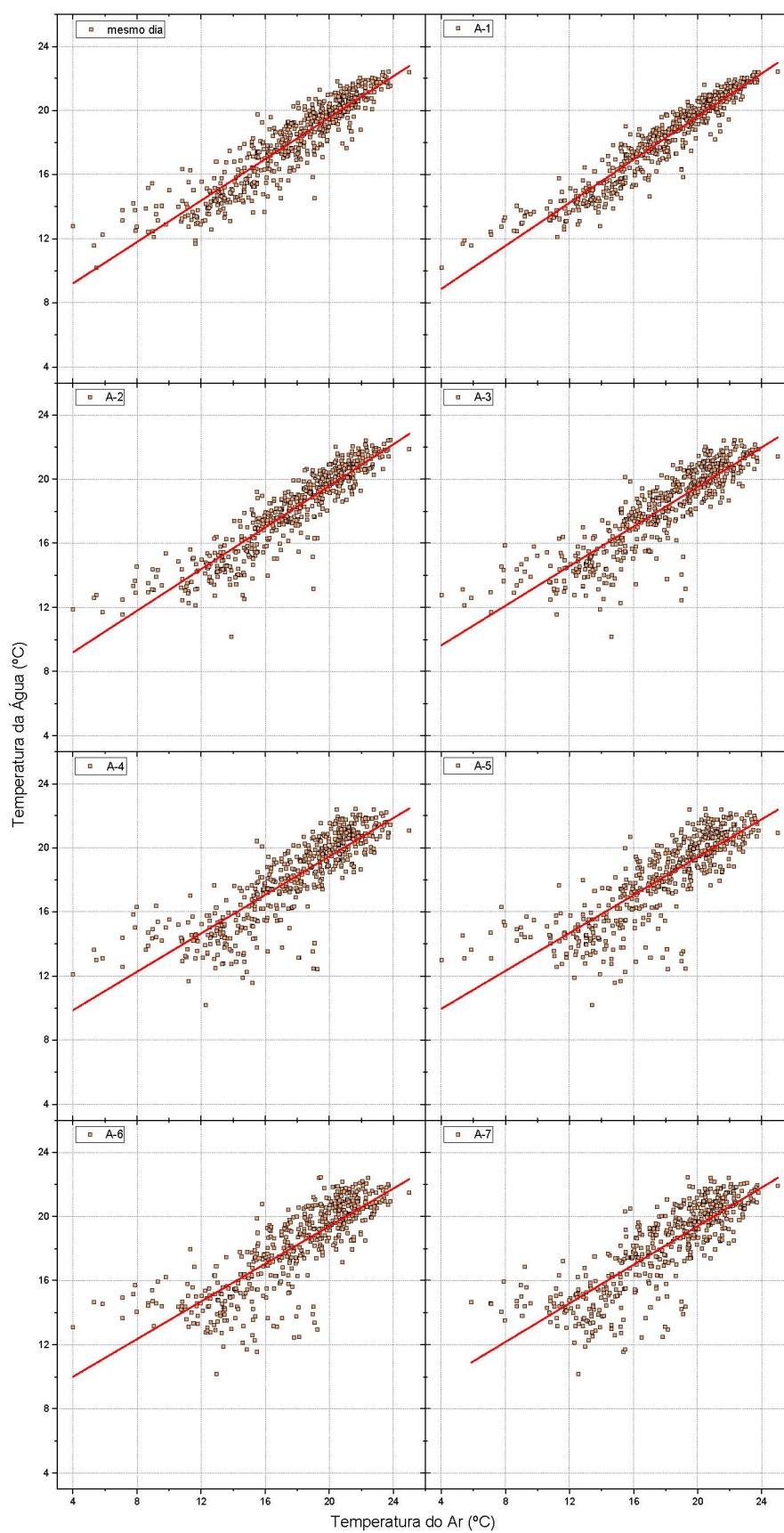


Figura 78 – Relação entre a temperatura da água (média diária) e dias anteriores da média da temperatura do ar no rio Passaúna.

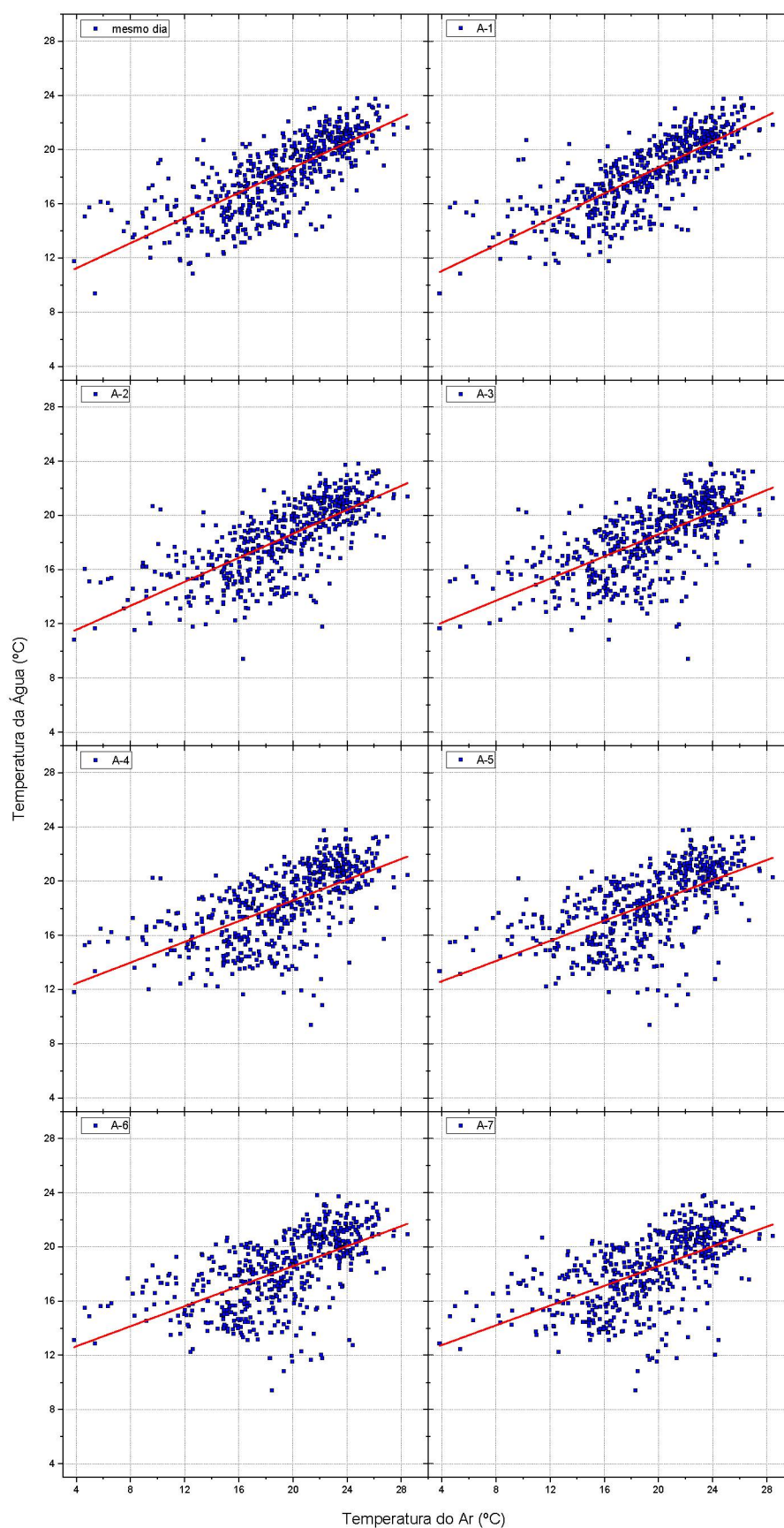


Figura 79 – Relação entre a temperatura da água (média diária) e dias anteriores da média da temperatura do ar no rio São João.

## APÊNDICE E – Determinação parâmetros regressão não linear

Para determinar os parâmetros da regressão linear, foi realizada uma calibração buscando diminuir o erro entre a temperatura da água medida e a estimada, e esse processo foi realizado para diferentes configurações:

1. Estimativa de  $\alpha$  pelo método de Mohseni, Erickson e Stefan (2002), e os outros parâmetros ( $\mu$ ,  $\beta$  e  $\gamma$ ) são calibrados;
2. Estimativa de  $\alpha$  pelo método de Mohseni, Erickson e Stefan (2002), considerar  $\mu$  igual a zero, pela hipótese de Arismendi et al. (2014) e calibrar os outros dois parâmetros;
3. Utilizar valores extremos para  $\alpha$  e  $\mu$  e calibrar os parâmetros restantes;
4. Utilizar os valores máximos e mínimos da série de dados para  $\alpha$  e  $\mu$ , e o restante é calibrado;
5. Calibrar todos os parâmetros pela minimização do erro.

Tabela 26 – Parâmetros e coeficiente de Nash-Sutcliffe para cada uma das configurações.

Configuração	Verde		Passaúna		São João	
	Parâmetros	NS	Parâmetros	NS	Parâmetros	NS
1	$\mu$	9,001	$\mu$	9,565	$\mu$	12,897
	$\alpha$	30,522	$\alpha$	31,168	$\alpha$	31,389
	$\beta$	20,405	$\beta$	21,042	$\beta$	25,981
	$\gamma$	0,152	$\gamma$	0,139	$\gamma$	0,143
2	$\mu$	0,000	$\mu$	0,000	$\mu$	0,000
	$\alpha$	30,522	$\alpha$	31,168	$\alpha$	31,389
	$\beta$	14,211	$\beta$	13,904	$\beta$	13,645
	$\gamma$	0,094	$\gamma$	0,086	$\gamma$	0,061
3	$\mu$	0,000	$\mu$	0,000	$\mu$	0,000
	$\alpha$	35,000	$\alpha$	35,000	$\alpha$	35,000
	$\beta$	17,430	$\beta$	16,853	$\beta$	17,518
	$\gamma$	0,081	$\gamma$	0,076	$\gamma$	0,054
4	$\mu$	9,756	$\mu$	10,160	$\mu$	9,407
	$\alpha$	21,611	$\alpha$	22,440	$\alpha$	23,805
	$\beta$	14,954	$\beta$	15,165	$\beta$	15,767
	$\gamma$	0,286	$\gamma$	0,255	$\gamma$	0,144
5	$\mu$	11,552	$\mu$	12,089	$\mu$	14,529
	$\alpha$	22,382	$\alpha$	23,500	$\alpha$	22,783
	$\beta$	16,760	$\beta$	17,422	$\beta$	20,177
	$\gamma$	0,320	$\gamma$	0,275	$\gamma$	0,319

A configuração mais adequada foi selecionada pelo coeficiente de Nash-Sutcliffe (Equação 3.11) e avaliada utilizando as médias diárias. A Tabela 26 mostra os resultados obtidos para cada uma das configurações para cada um dos rios. Todas as configurações possuem valores de NS similares para cada rio, contudo a configuração 5, que calibra todos os parâmetros buscando minimizar o erro entre os valores observados e simulados, foi a configuração que obteve os melhores valores do coeficiente de Nash-Sutcliffe para os três rios. Dessa forma, a configuração 5 foi a selecionada para também ser aplicada para os casos da média móvel da temperatura do ar e da temperatura de equilíbrio.

## APÊNDICE F – Resultados - Rio Verde

Apêndice apresentando todos os resultados obtidos no rio Verde.

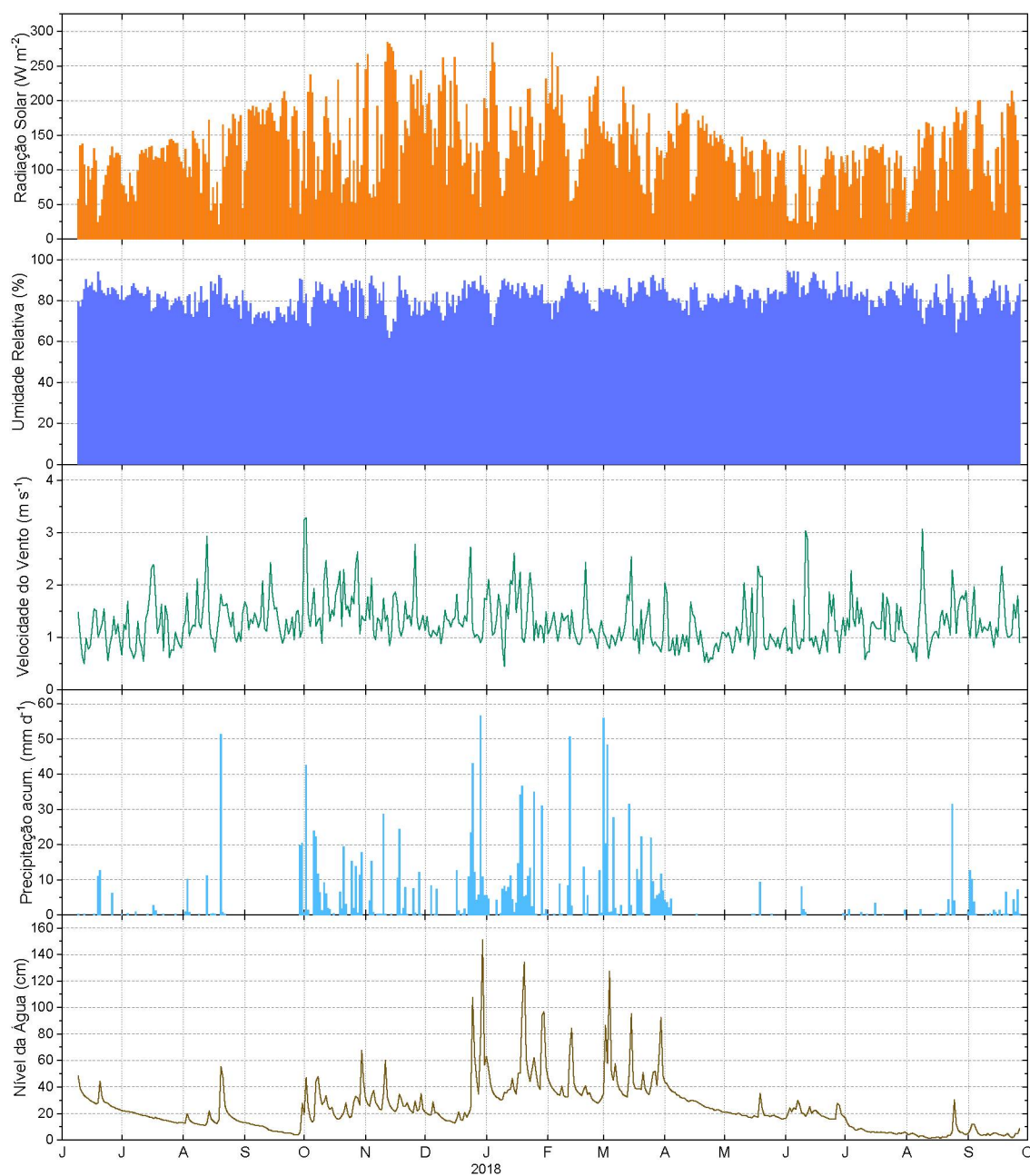


Figura 80 – Média diária (exceto precipitação acumulada) das variáveis meteorológicas medidas na Estação próxima ao rio Verde.

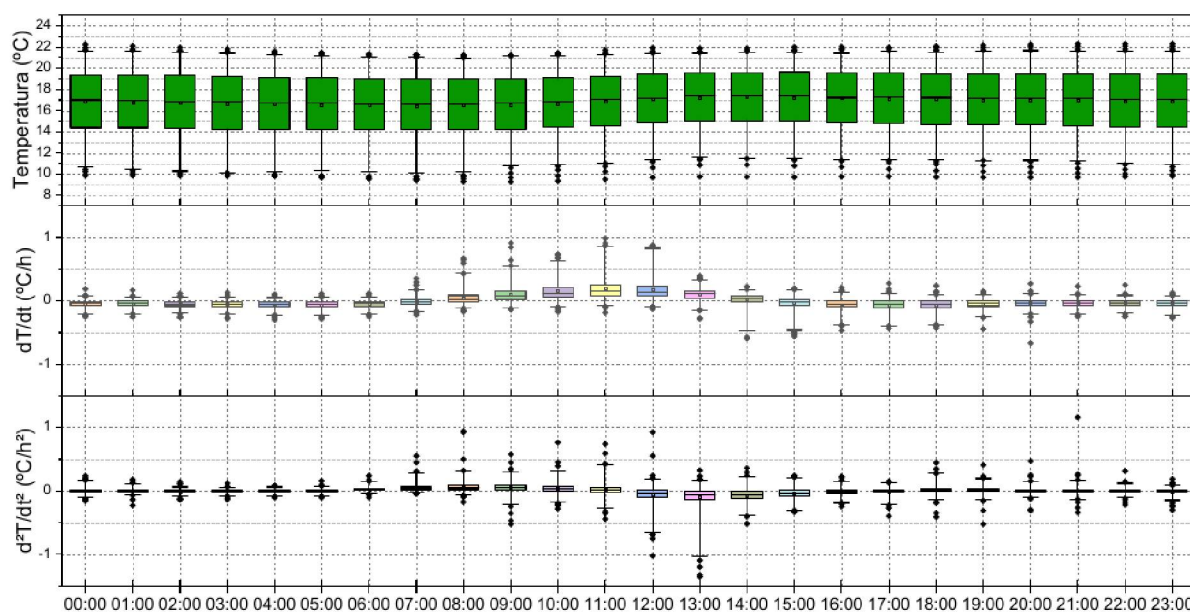


Figura 21 – Variação da média horária da temperatura da água no rio Verde. Os limites superior e inferior do *box plot* representam os percentis 75% e 25%, respectivamente. As faixas (*whiskers*) representam os percentis de 1% e 99%.

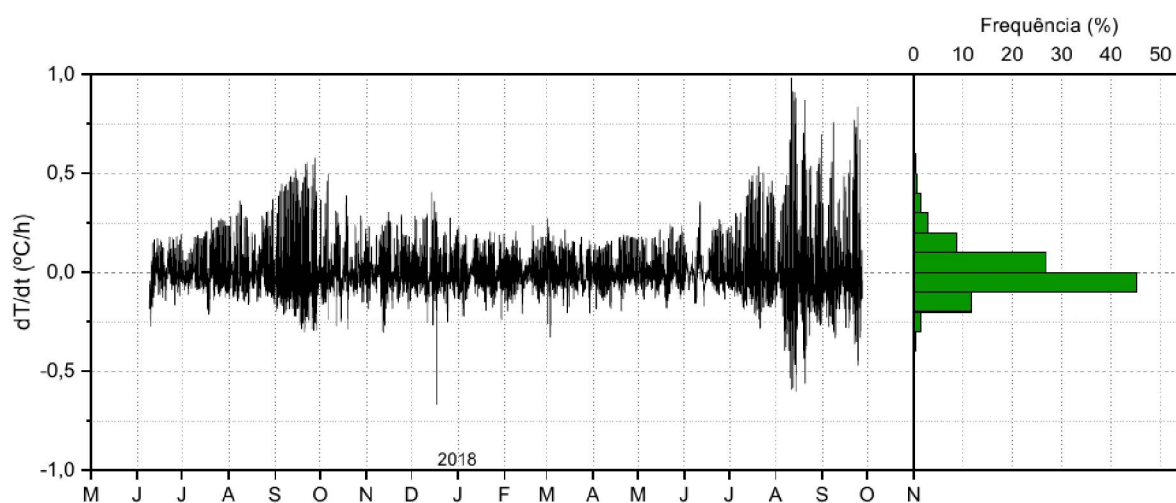


Figura 24 – Taxa de variação temporal da temperatura da água no rio Verde durante o período de medição e sua distribuição de frequência.

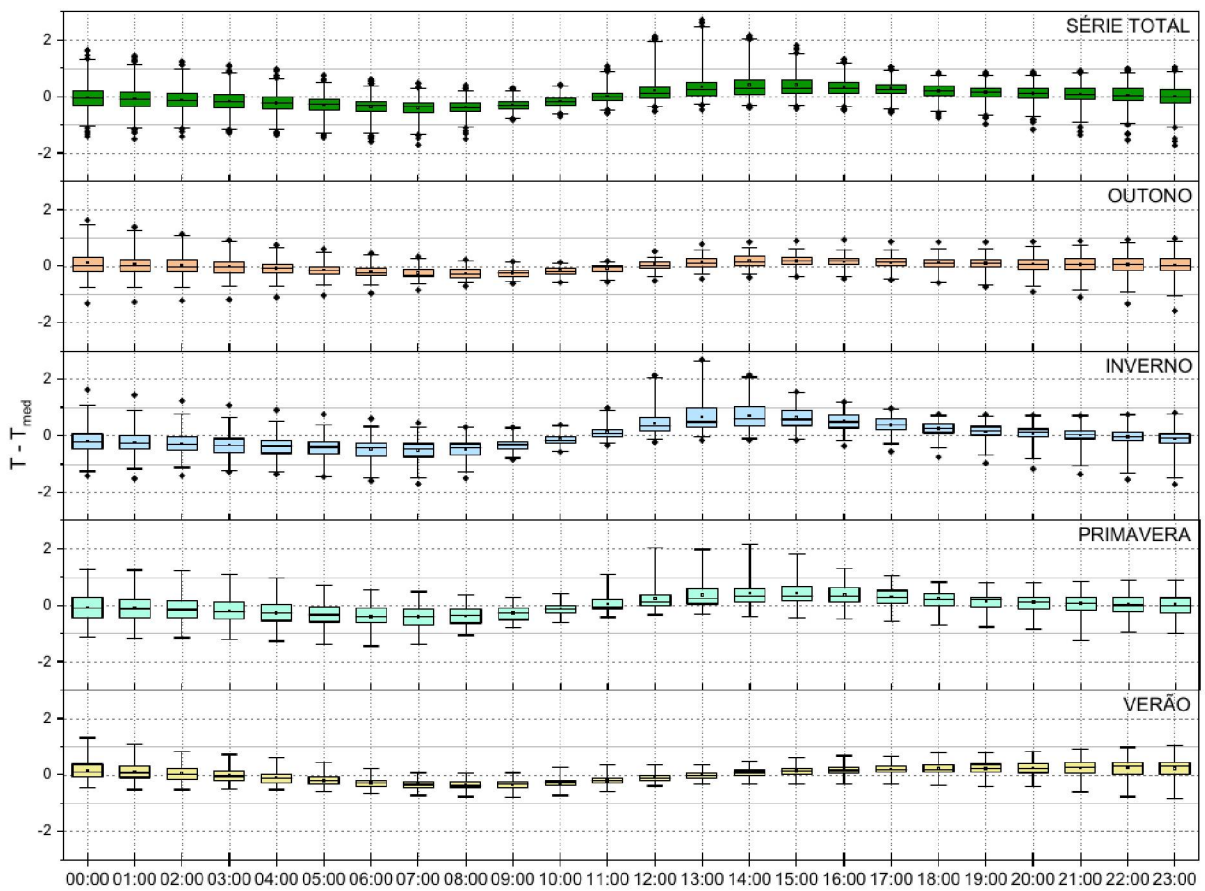


Figura 27 – Diferença entre as médias horárias e a média diária no rio Verde para a série completa de dados e discriminada por estação do ano.

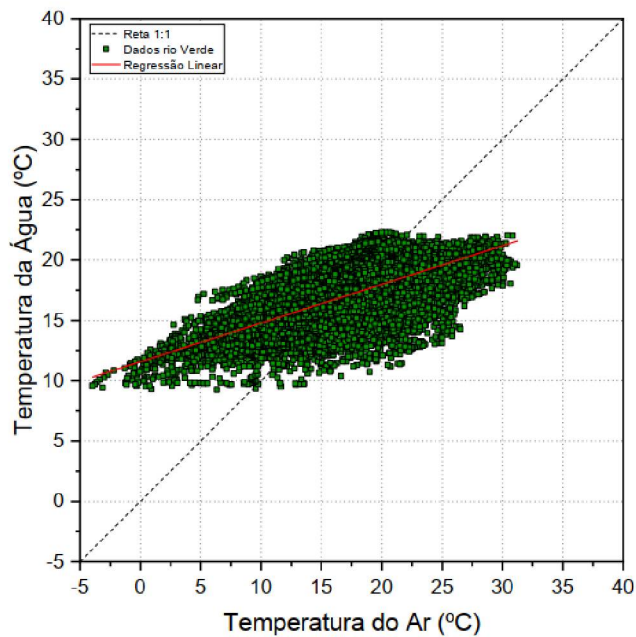


Figura 30 – Correlação entre as médias horárias da temperatura do ar e da água para os rios Verde, Passaúna e São João.

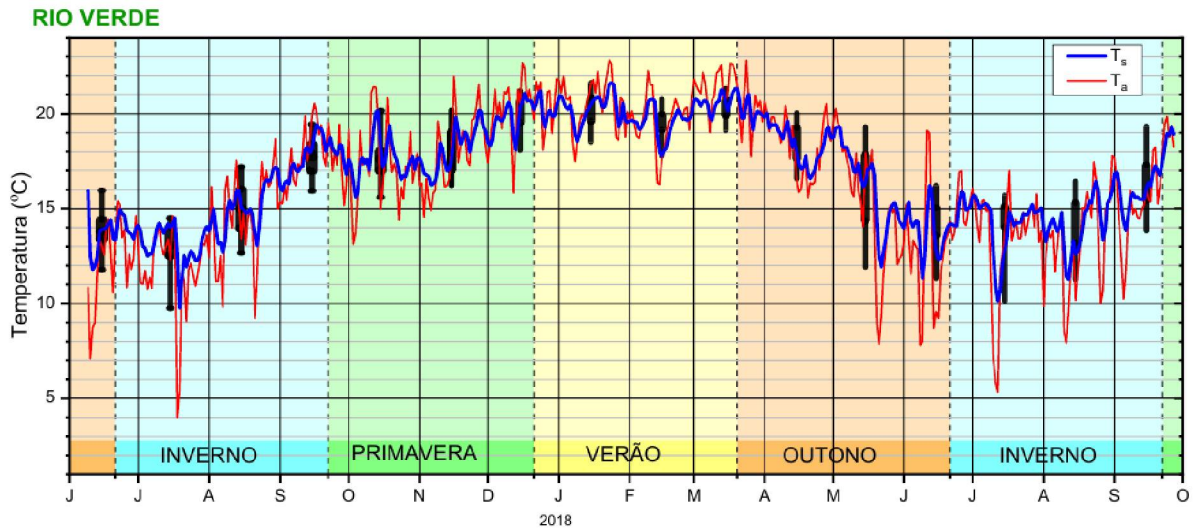


Figura 31 – Variação anual das médias diárias da temperatura do ar (linha sólida vermelha) e da água no rio Verde (linha sólida azul). Os *boxplots* em cor preta ao fundo são relacionados aos dados mensais da temperatura da água. As cores ao fundo indicam as estações do ano.

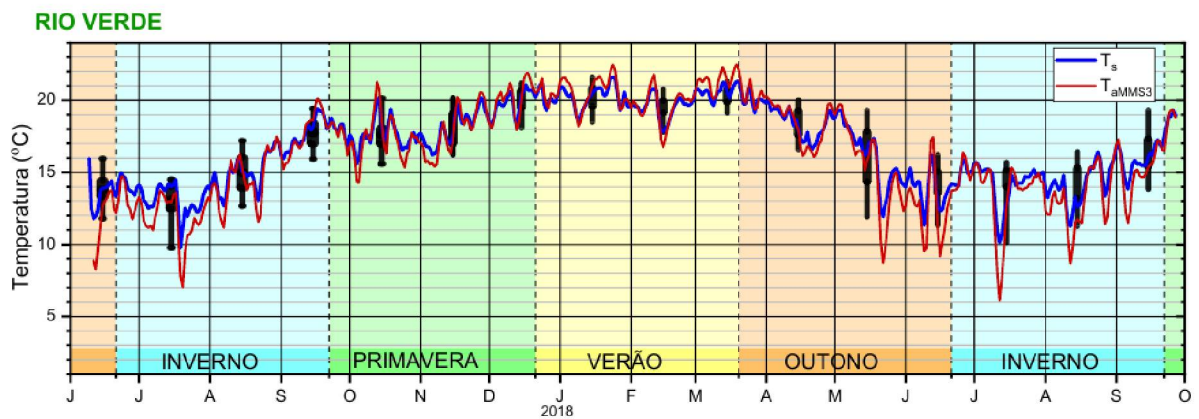


Figura 34 – Temperatura da água (linha sólida azul) e a média móvel simples de 3 dias da temperatura do ar (linha sólida vermelha) no rio Verde. Os *boxplots* em cor preta ao fundo são relacionados aos dados mensais da temperatura da água. As cores ao fundo indicam as estações do ano.

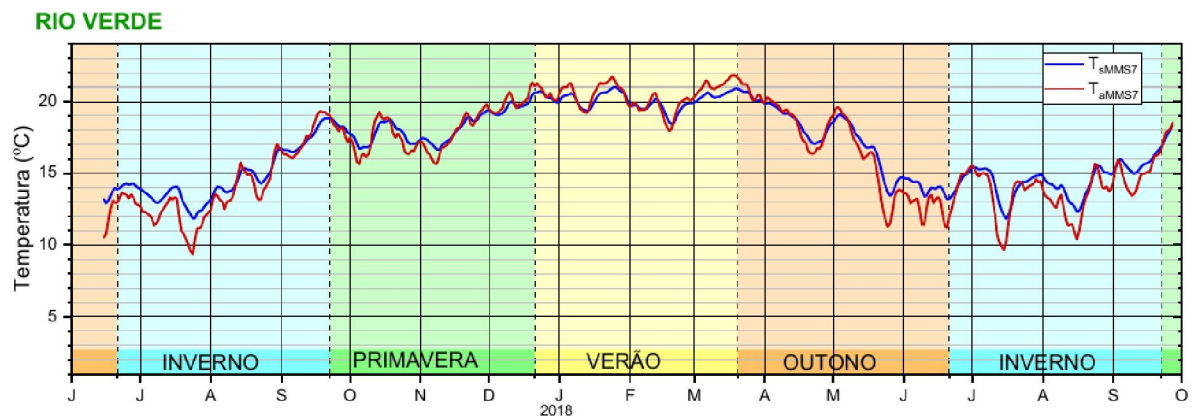


Figura 37 – Médias móveis semanais da temperatura do ar (linha sólida vermelha) e da água (linha sólida azul) no rio Verde. As cores ao fundo indicam as estações do ano.

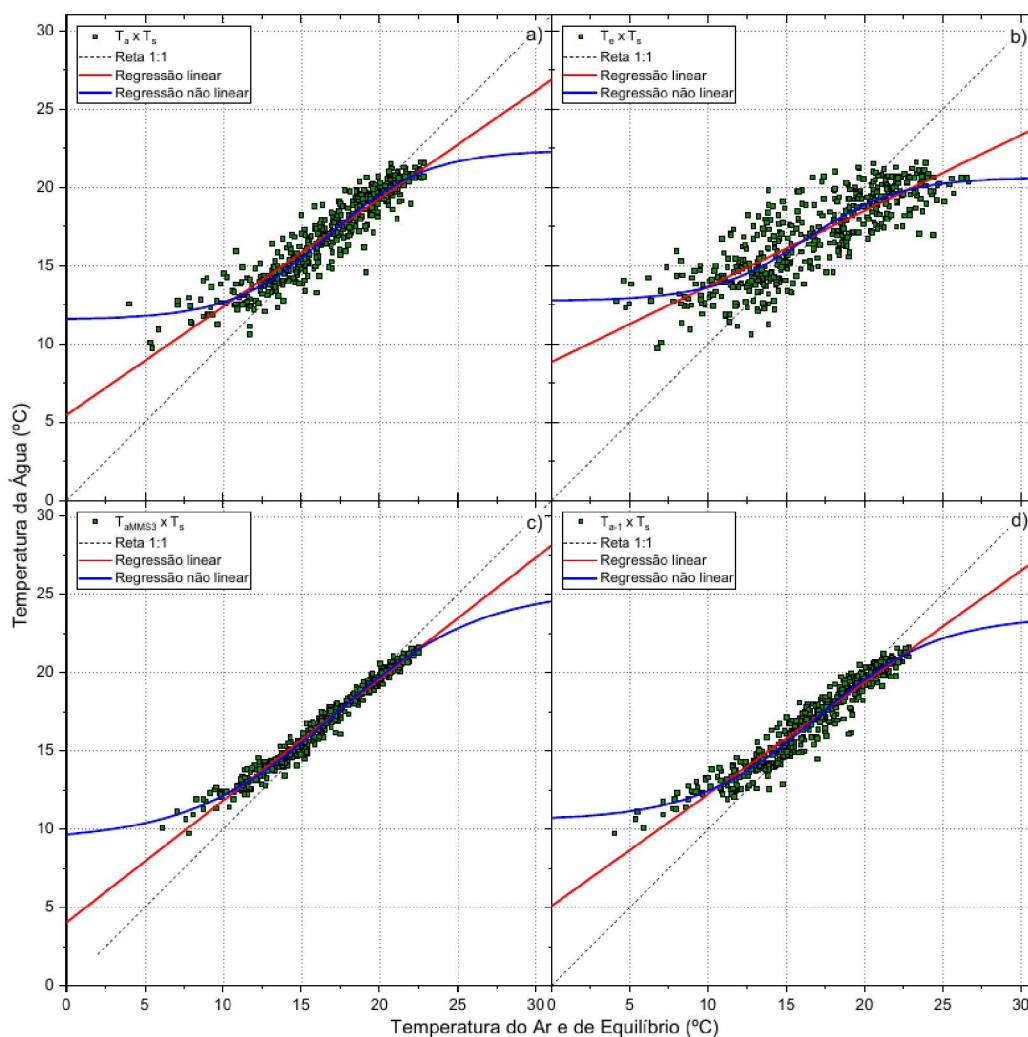


Figura 40 – Regressões linear e não linear aplicadas às médias diárias de  $T_s$  no rio Verde, utilizando a média diária de  $T_a$  (a),  $T_e$  (b), a média móvel de  $T_a$  (c) e a média diária de  $T_a$  no dia anterior ao de  $T_s$  (d).

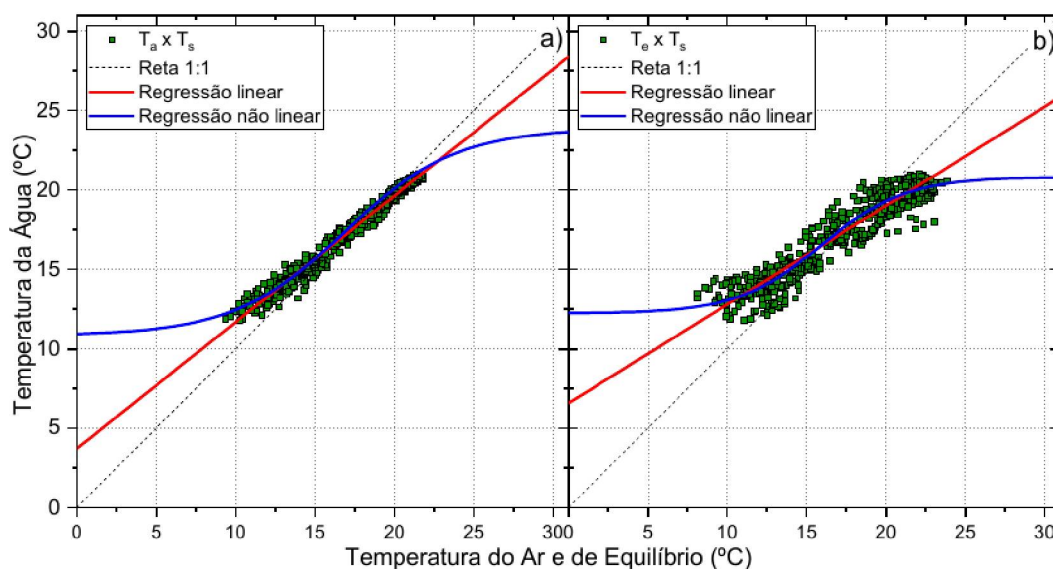


Figura 43 – Regressões linear e não linear aplicadas às médias móveis semanais no rio Verde.

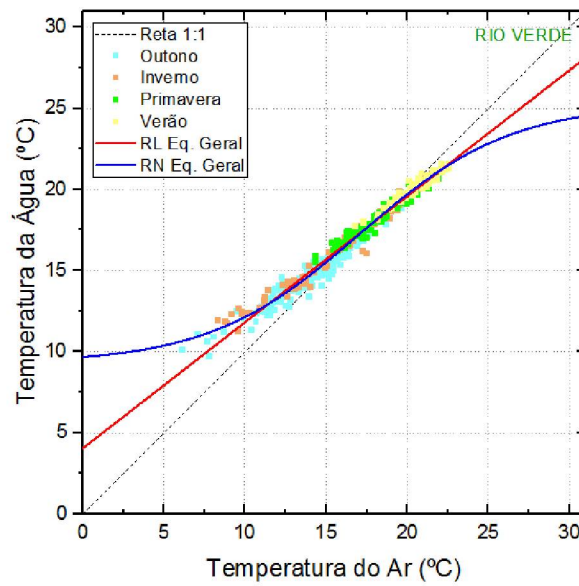


Figura 47 – Separação dos dados por estação e regressões obtidas.

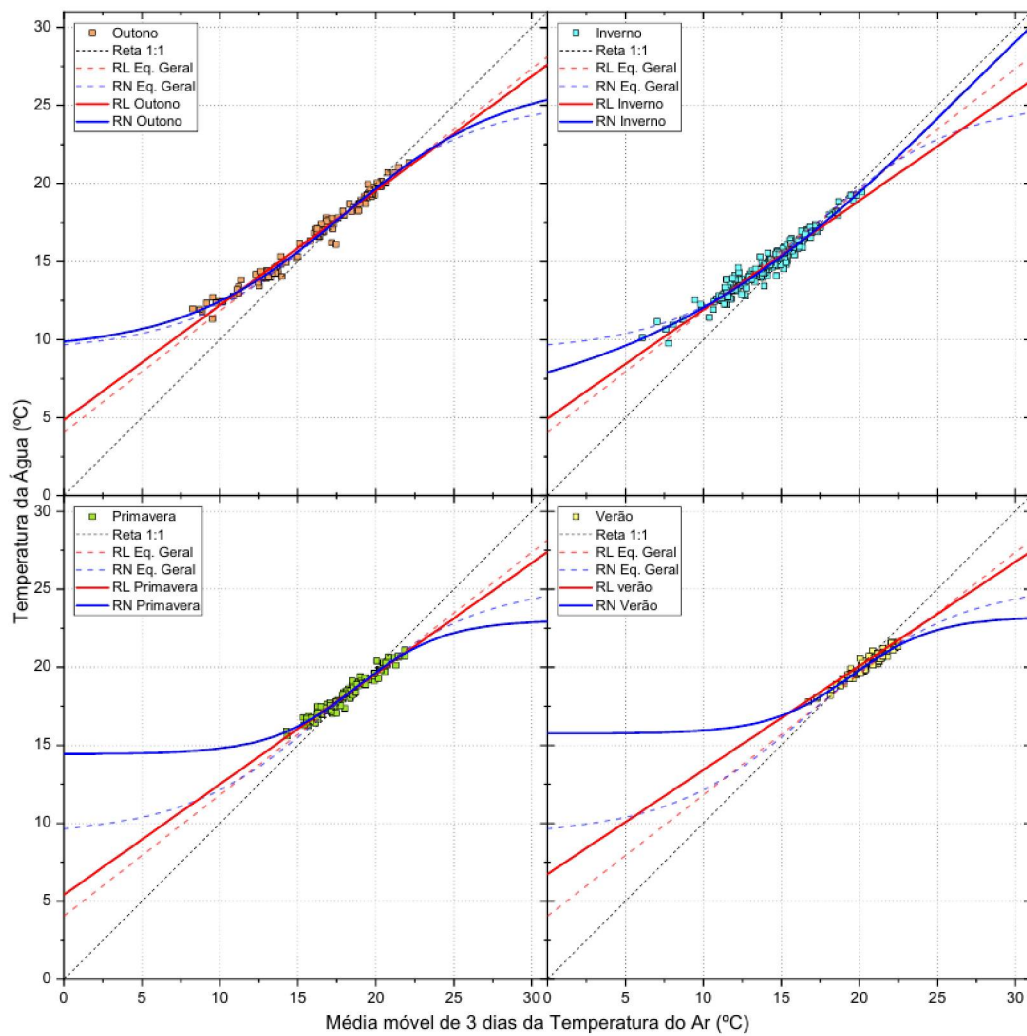


Figura 48 – Comparativo das regressões utilizando todos os dados e separando por estação no rio Verde. As linhas contínuas representam as regressões ajustadas usando somente os dados de cada estação, enquanto as linhas tracejadas representam as regressões considerando todo o conjunto de dados.

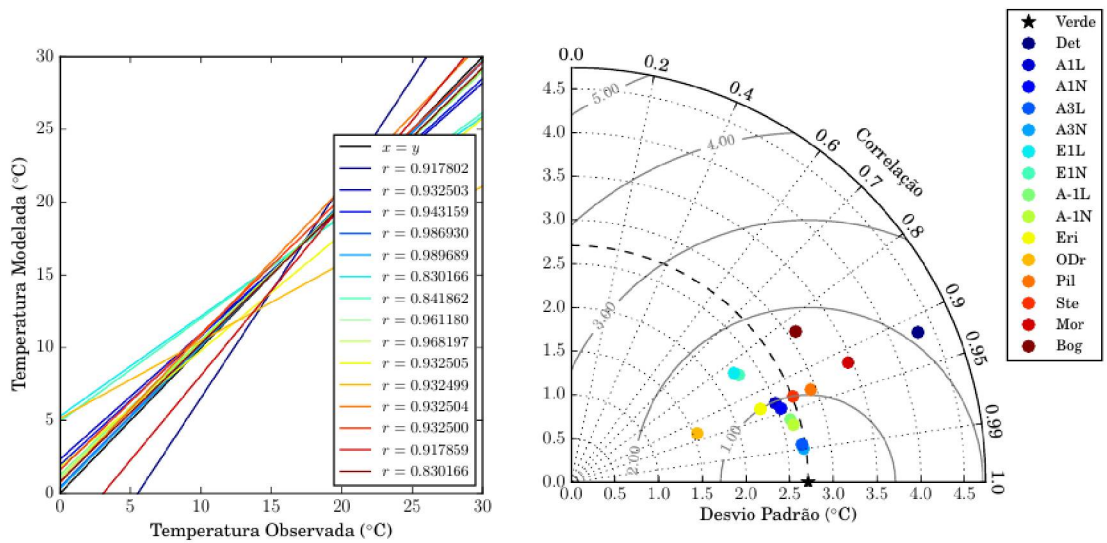


Figura 51 – Comparativo entre os modelos para o rio Verde na escala temporal diária. O diagrama de Taylor em coordenadas polares apresenta o desvio padrão na coordenada radial, o coeficiente de correlação ( $r$ ) na posição azimutal e o erro quadrático médio (REQM) como as isolinhas radiais com origem no desvio padrão amostral.

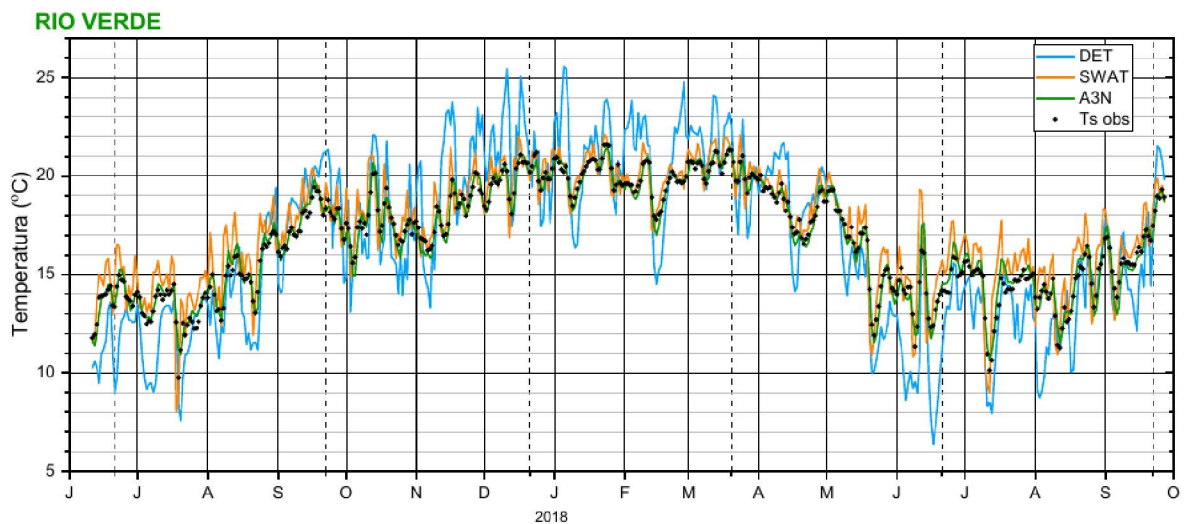


Figura 54 – Comparativo entre temperatura média diária observada no rio Verde e o resultado do modelo determinístico (DET), a equação utilizada pelo SWAT e o modelo de melhor desempenho (A3N).

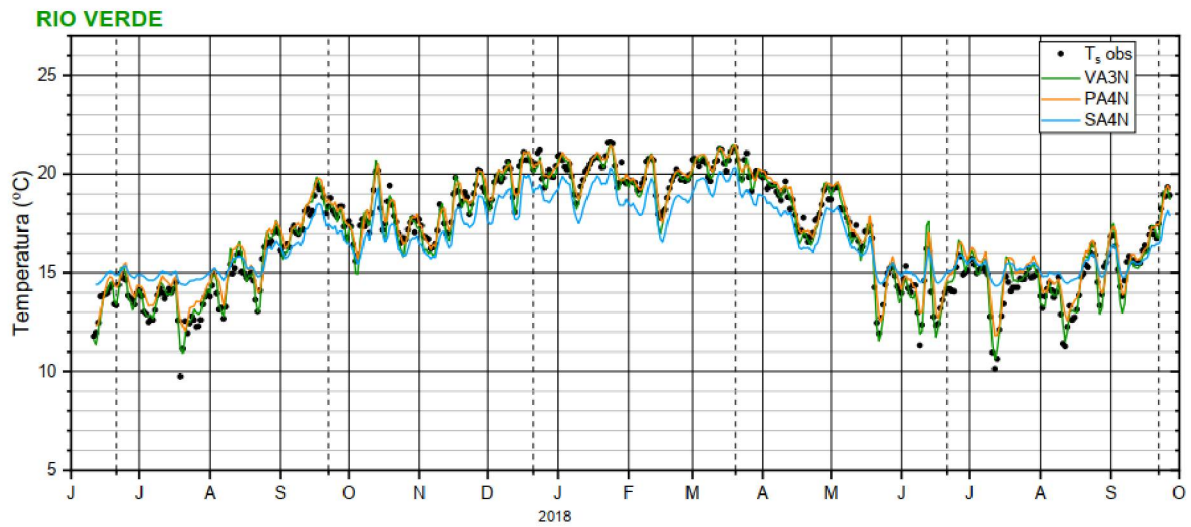


Figura 57 – Comparativo entre os modelos com o melhor ajuste para cada rio (VA3N, PA4N e SA4N) aplicados no rio Verde.

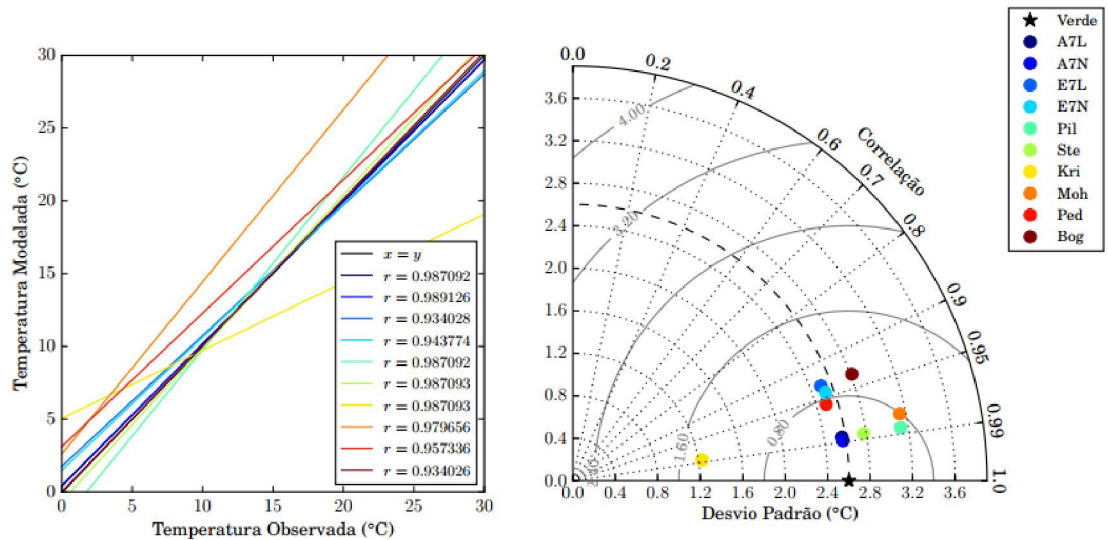


Figura 60 – Comparativo entre os modelos para o rio Verde na escala temporal semanal. O diagrama de Taylor em coordenadas polares apresenta o desvio padrão na coordenada radial, o coeficiente de correlação ( $r$ ) na posição azimutal e o erro quadrático médio (REQM) como as isolinhas radiais com origem no desvio padrão amostral.

# APÊNDICE G – Resultados - Rio Passaúna

Apêndice apresentando todos os resultados obtidos no rio Passaúna.

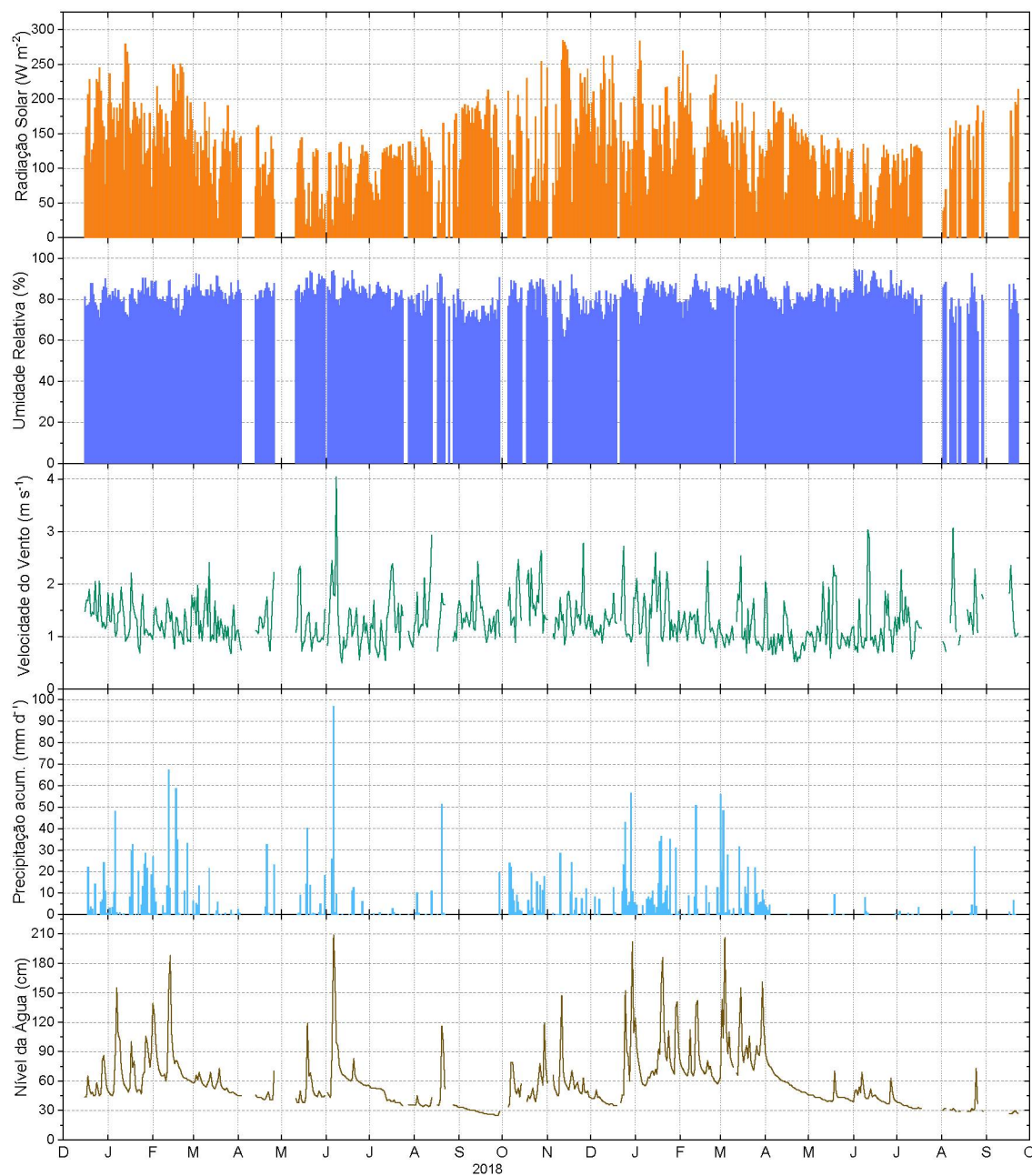


Figura 81 – Média diária (exceto precipitação acumulada) das variáveis meteorológicas medidas na Estação próxima ao rio Passaúna.

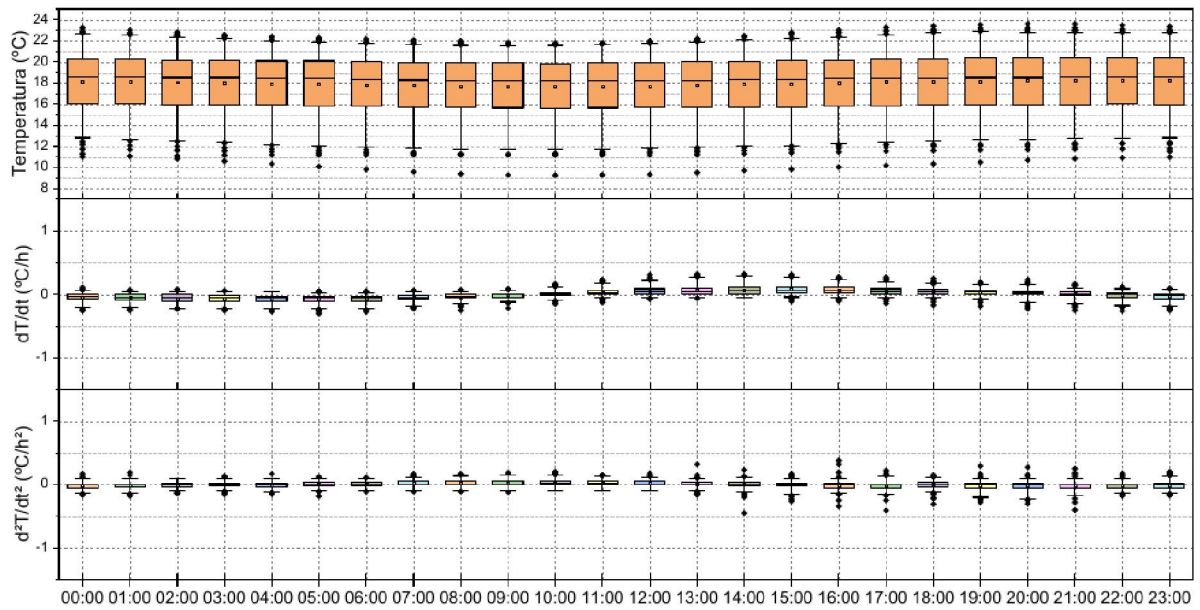


Figura 22 – Variação da média horária da temperatura da água no rio Passaúna. Os limites superior e inferior do *box plot* representam os percentis 75% e 25%, respectivamente. As faixas (*whiskers*) representam os percentis de 1% e 99%..

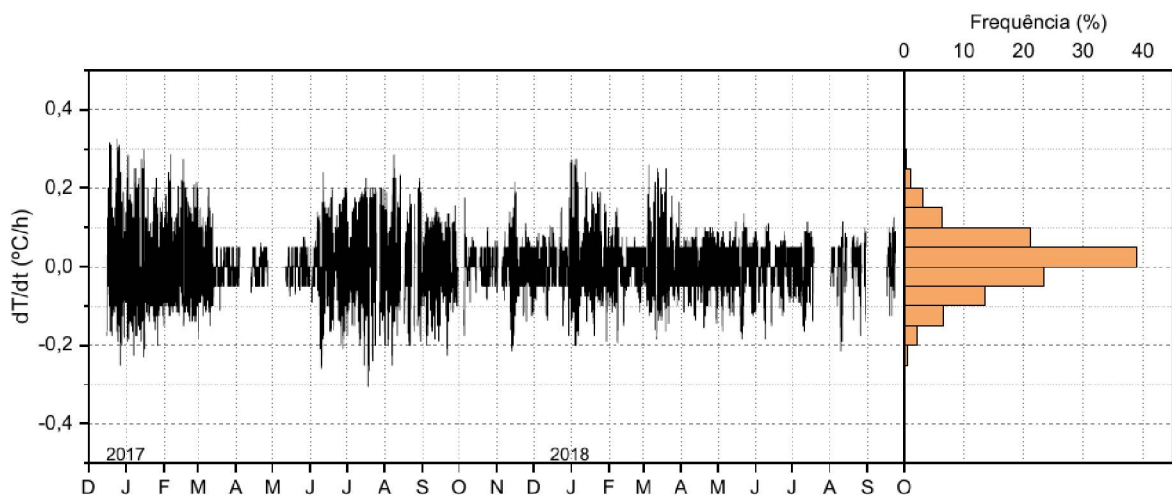


Figura 25 – Taxa de variação temporal da temperatura da água no rio Passaúna durante o período de medição e sua distribuição de frequência.

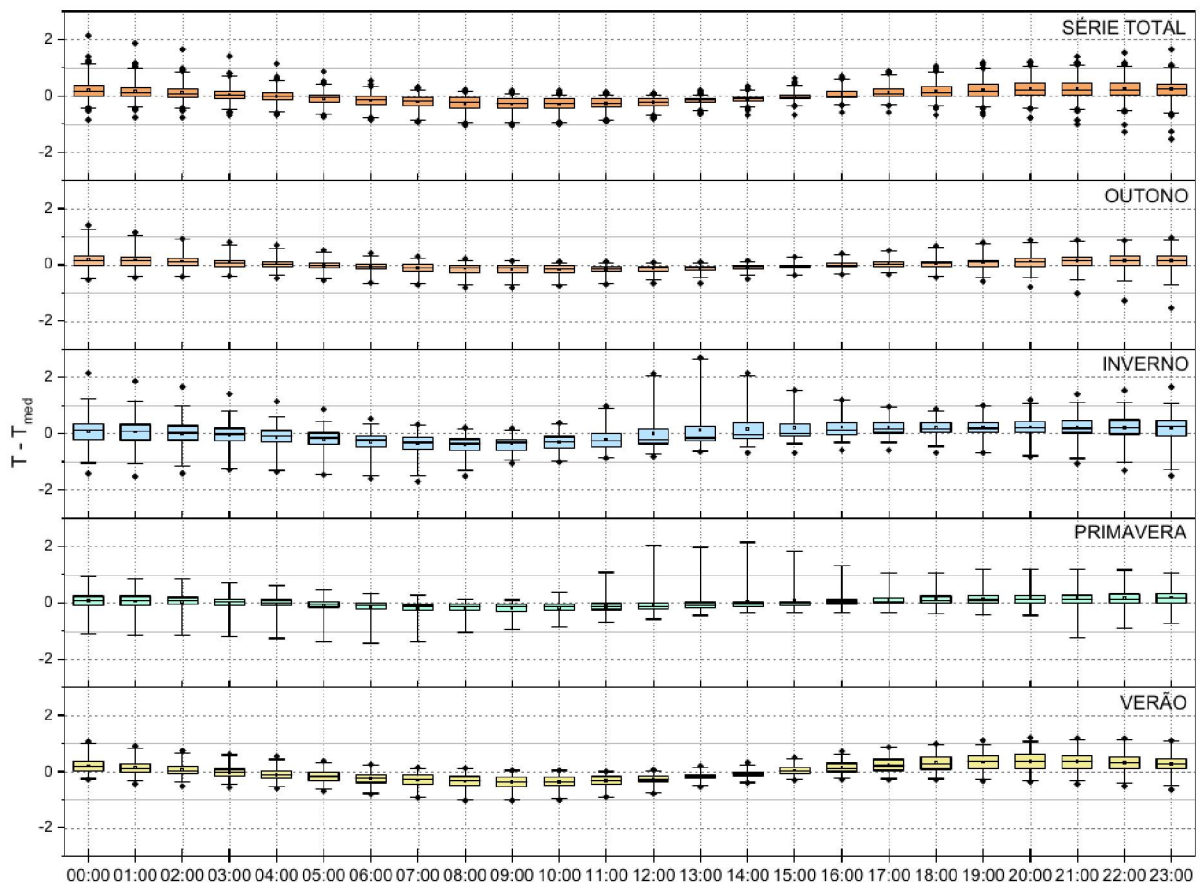


Figura 28 – Diferença entre as médias horárias e a média diária no rio Passaúna para a série completa de dados e discriminada por estação do ano.

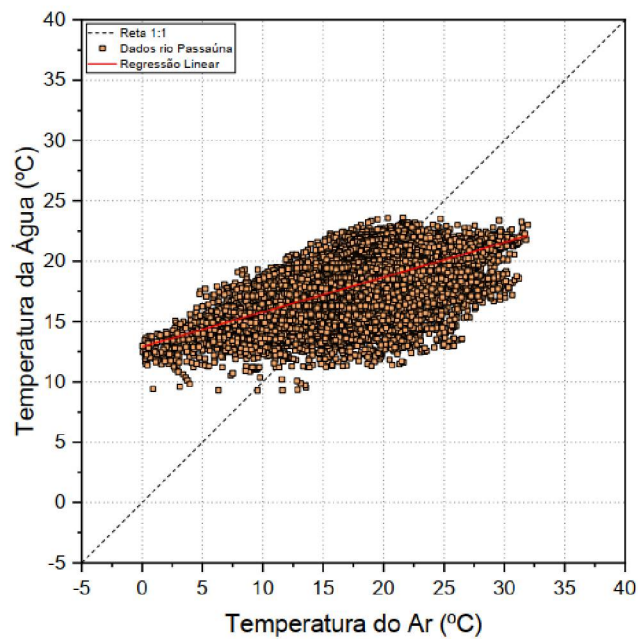


Figura 30 – Correlação entre as médias horárias da temperatura do ar e da água para os rios Verde, Passaúna e São João.

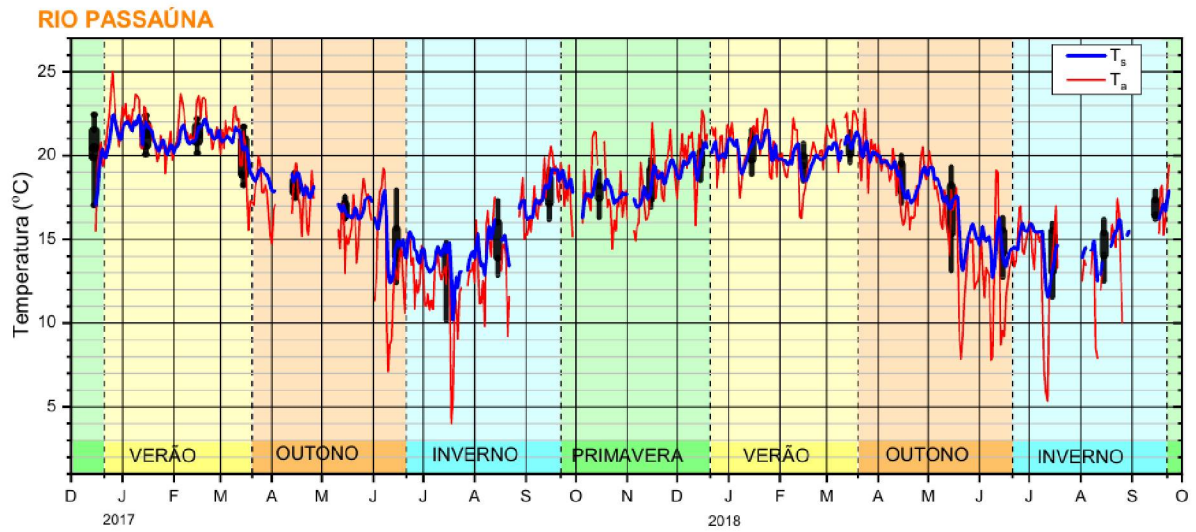


Figura 32 – Variação anual das médias diárias da temperatura do ar (linha sólida vermelha) e da água no rio Passaúna (linha sólida azul). Os *boxplots* em cor preta ao fundo são relacionados aos dados mensais da temperatura da água. As cores ao fundo indicam as estações do ano.

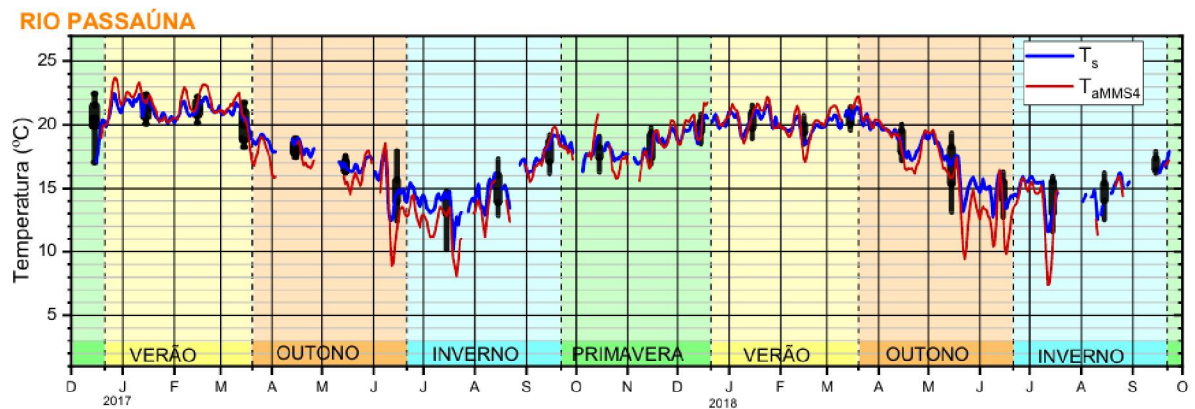


Figura 35 – Temperatura da água (linha sólida azul) e a média móvel simples de 3 dias da temperatura do ar (linha sólida vermelha) no rio Passaúna. Os *boxplots* em cor preta ao fundo são relacionados aos dados mensais da temperatura da água. As cores ao fundo indicam as estações do ano.

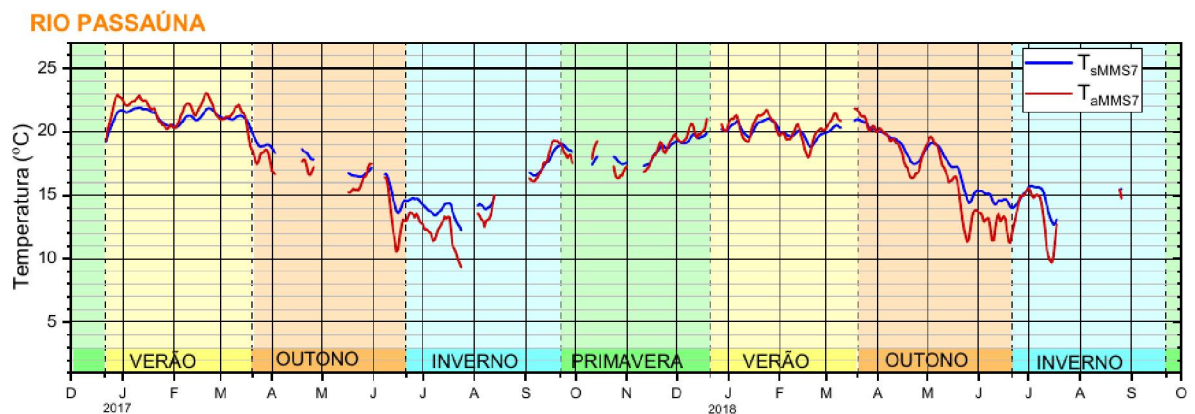


Figura 38 – Médias móveis semanais da temperatura do ar (linha sólida vermelha) e da água (linha sólida azul) no rio Passaúna. As cores ao fundo indicam as estações do ano.

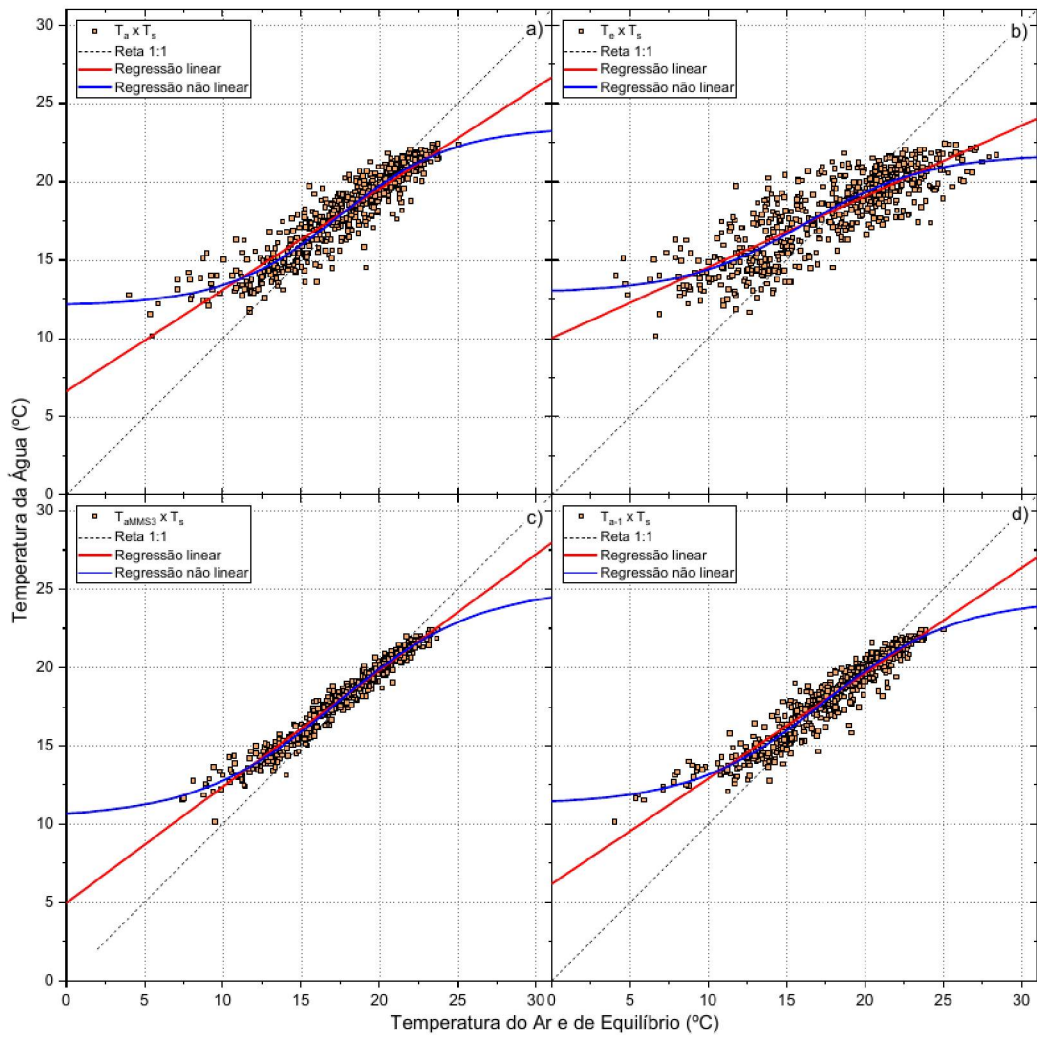


Figura 41 – Regressões linear e não linear aplicadas às médias diárias de  $T_s$  no rio Passaúna, utilizando a média diária de  $T_a$  (a),  $T_e$  (b), a média móvel de  $T_a$  (c) e a média diária de  $T_a$  no dia anterior ao de  $T_s$  (d).

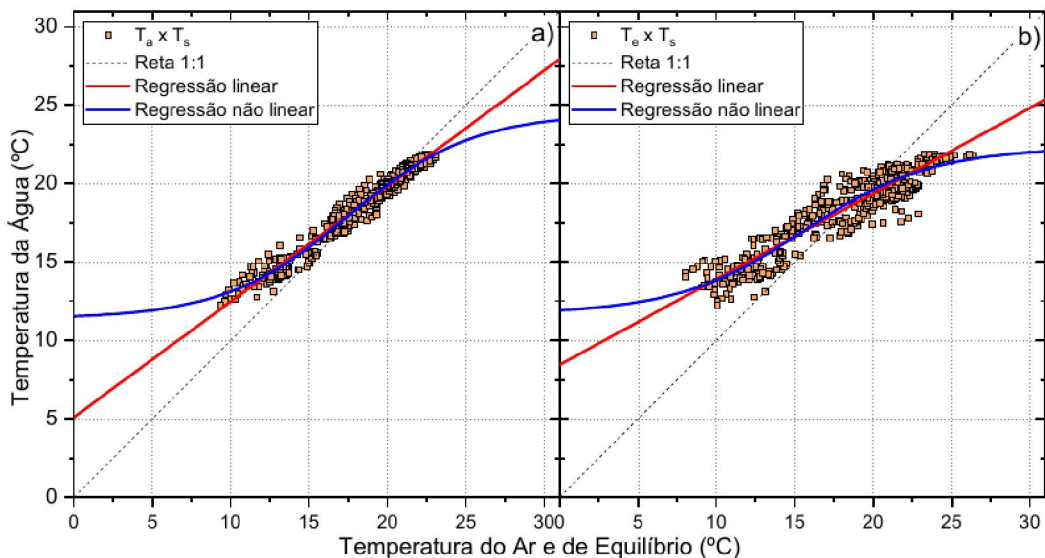


Figura 44 – Regressões linear e não linear aplicadas às médias móveis semanais no rio Passaúna.

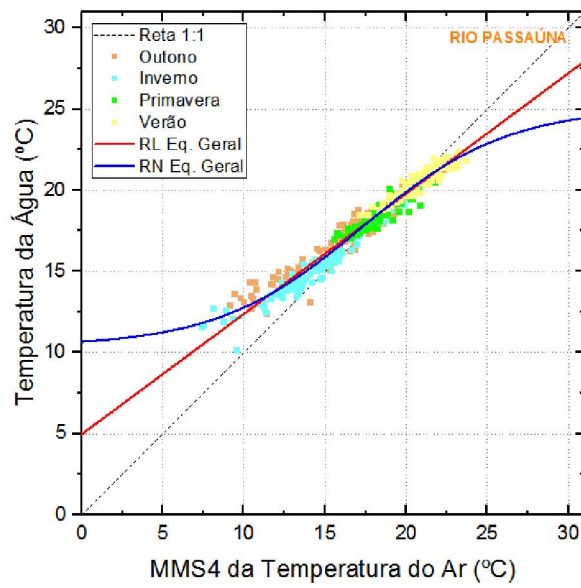


Figura 47 – Separação dos dados por estação e regressões obtidas.

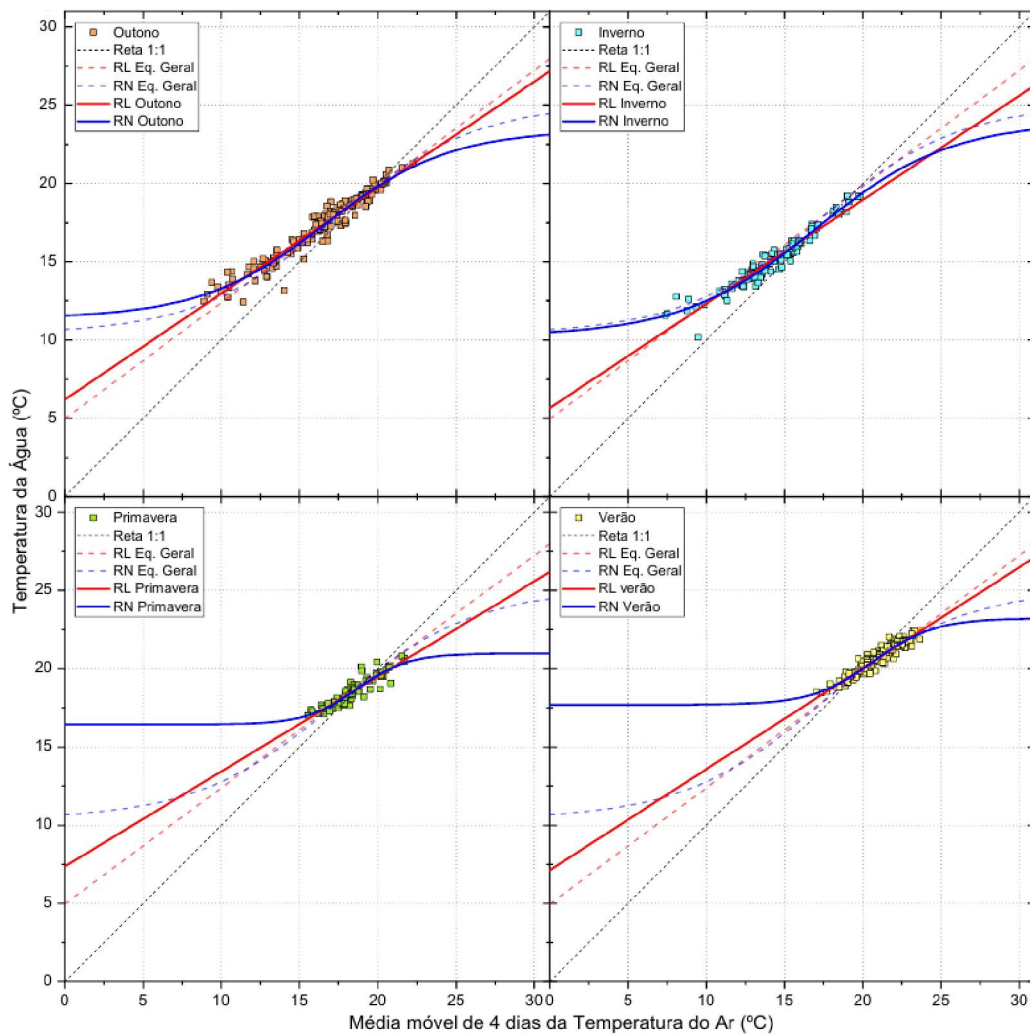


Figura 49 – Comparativo das regressões utilizando todos os dados e separando por estação no rio Passaúna. As linhas contínuas representam as regressões ajustadas usando somente os dados de cada estação, enquanto as linhas tracejadas representam as regressões considerando todo o conjunto de dados.

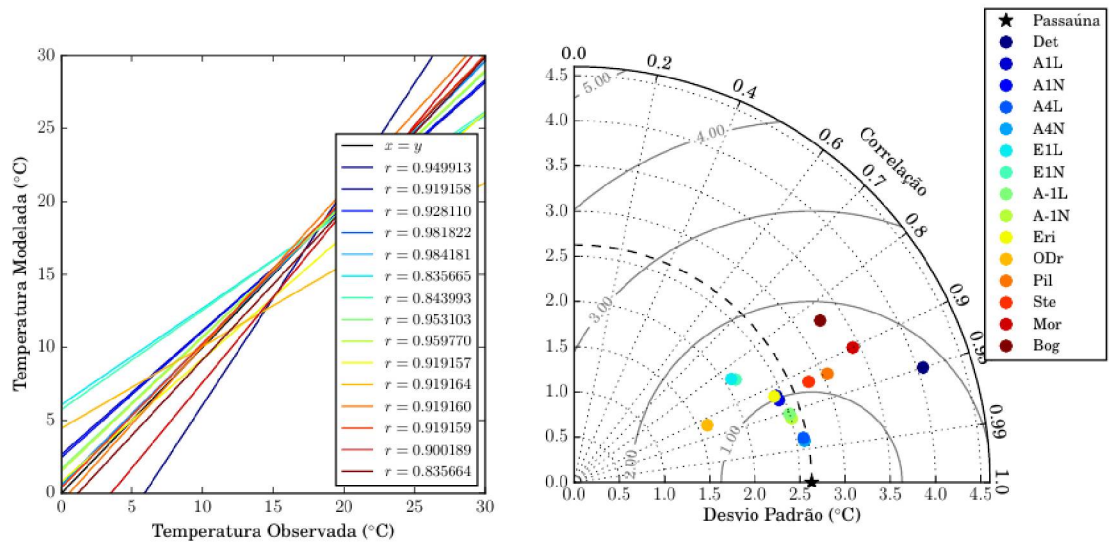


Figura 52 – Comparativo entre os modelos para o rio Passaúna na escala temporal diária. O diagrama de Taylor em coordenadas polares apresenta o desvio padrão na coordenada radial, o coeficiente de correlação ( $r$ ) na posição azimutal e o erro quadrático médio (REQM) como as isolinhas radiais com origem no desvio padrão amostral.

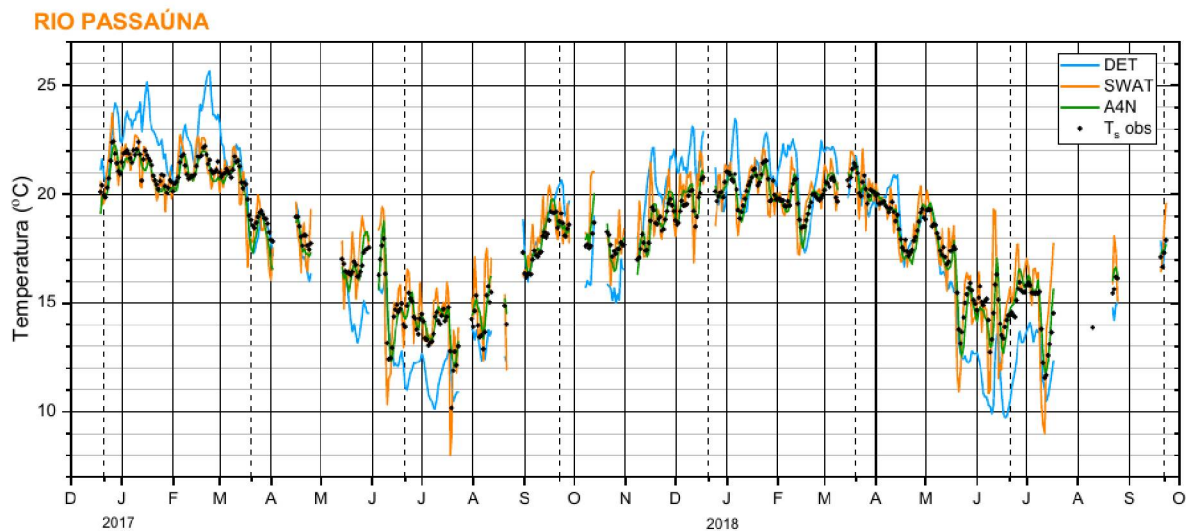


Figura 55 – Comparativo entre temperatura média diária observada no rio Passaúna e o resultado do modelo determinístico (DET), a equação utilizada pelo SWAT e o modelo de melhor desempenho (A3N).

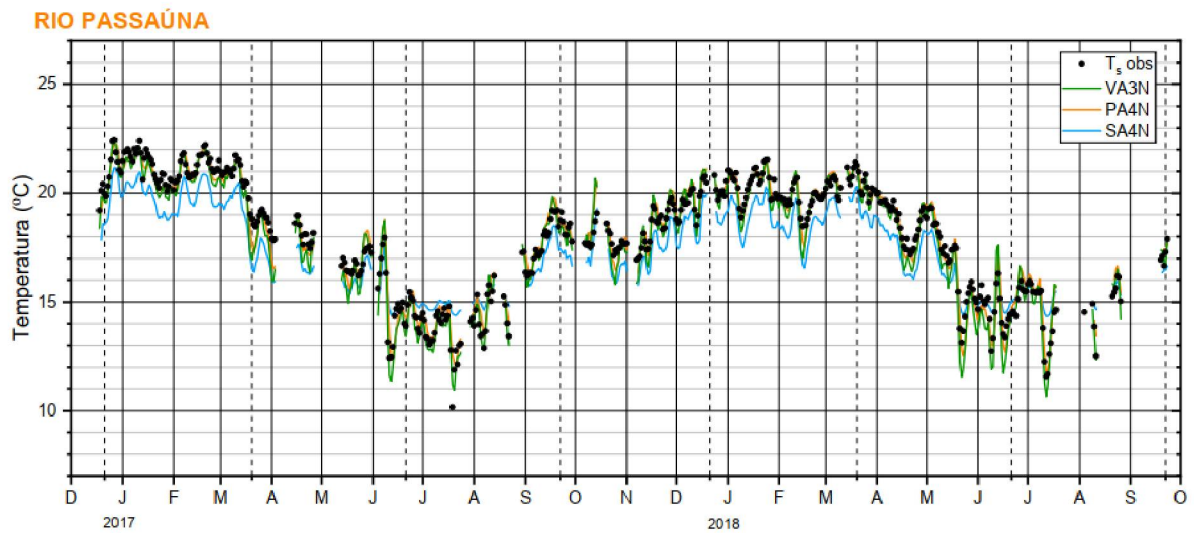


Figura 58 – Comparativo entre os modelos com o melhor ajuste para cada rio (VA3N, PA4N e SA4N) aplicados no rio Passaúna.

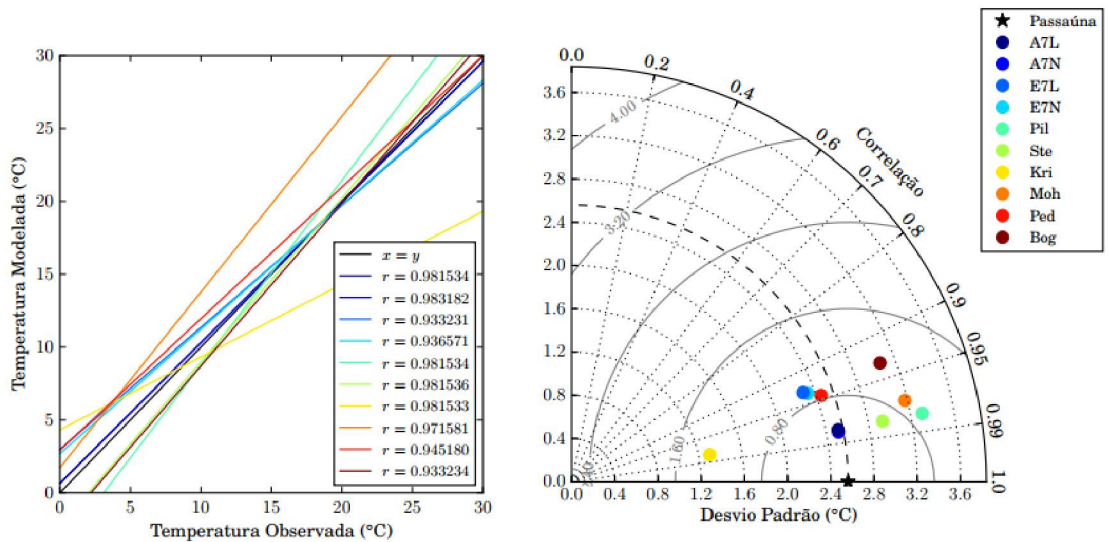


Figura 61 – Comparativo entre os modelos para o rio Passaúna na escala temporal semanal. O diagrama de Taylor em coordenadas polares apresenta o desvio padrão na coordenada radial, o coeficiente de correlação ( $r$ ) na posição azimutal e o erro quadrático médio (REQM) como as isolinhas radiais com origem no desvio padrão amostral.

# APÊNDICE H – Resultados - Rio São João

Apêndice apresentando todos os resultados obtidos no rio São João.

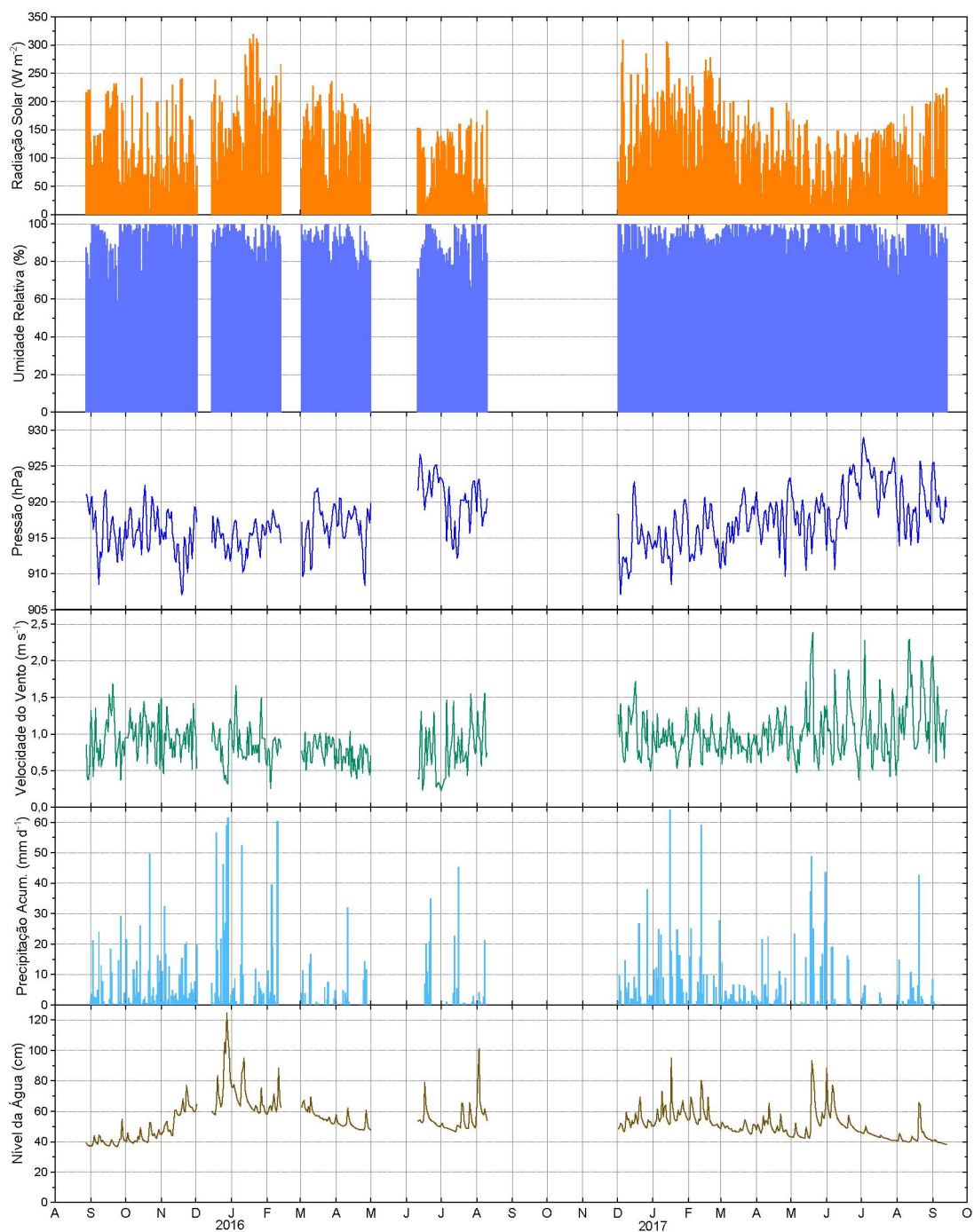


Figura 82 – Média diária (exceto precipitação acumulada) das variáveis meteorológicas medidas na Estação próxima ao rio São João.

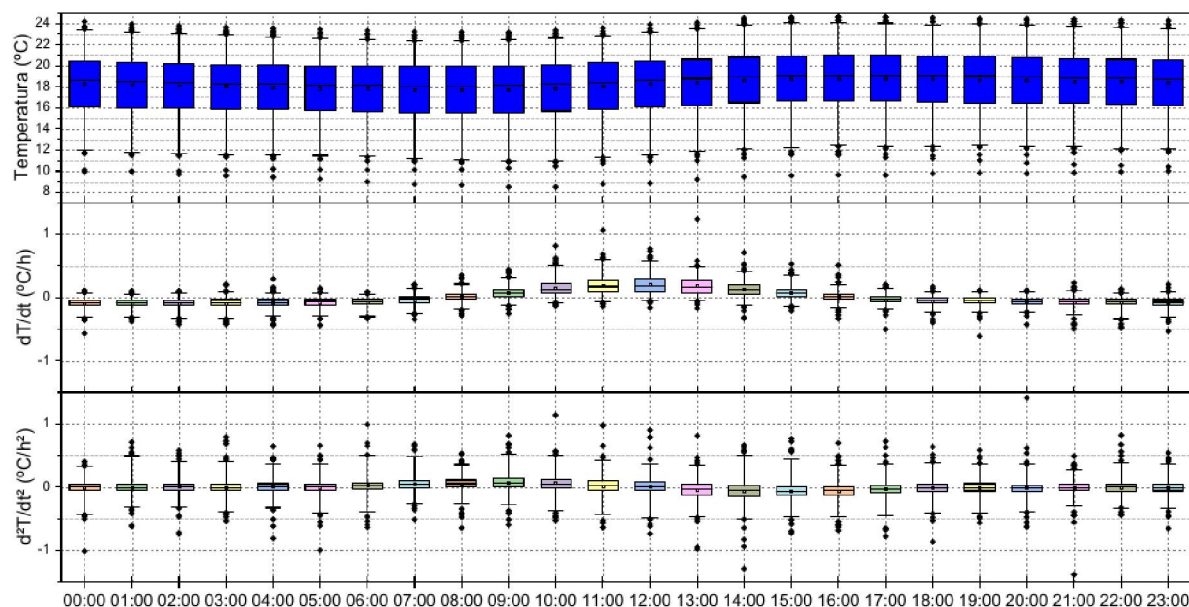


Figura 23 – Variação da média horária da temperatura da água no rio São João. Os limites superior e inferior do *box plot* representam os percentis 75% e 25%, respectivamente. As faixas (*whiskers*) representam os percentis de 1% e 99%..

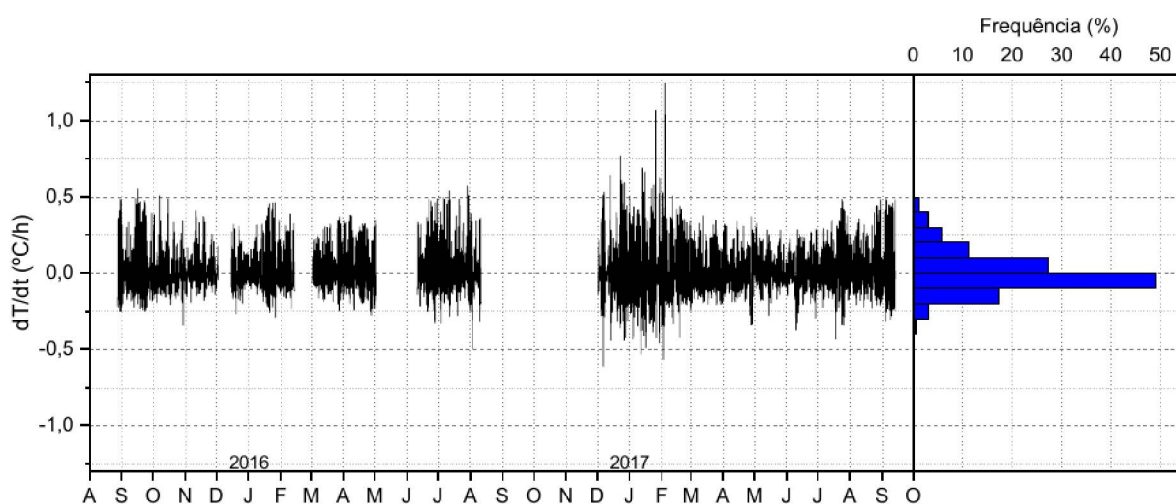


Figura 26 – Taxa de variação temporal da temperatura da água no rio São João durante o período de medição e sua distribuição de frequência.

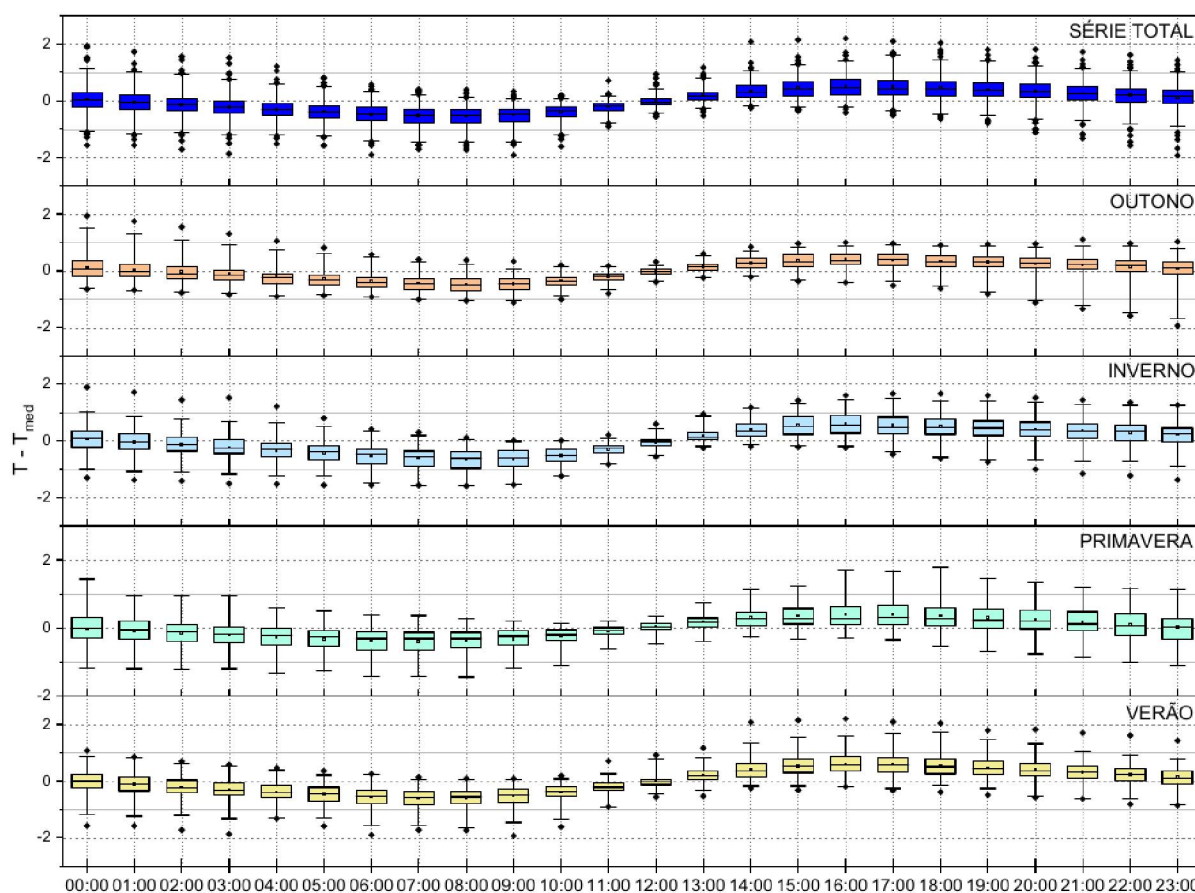


Figura 29 – Diferença entre as médias horárias e a média diária no rio São João para a série completa de dados e discriminada por estação do ano.

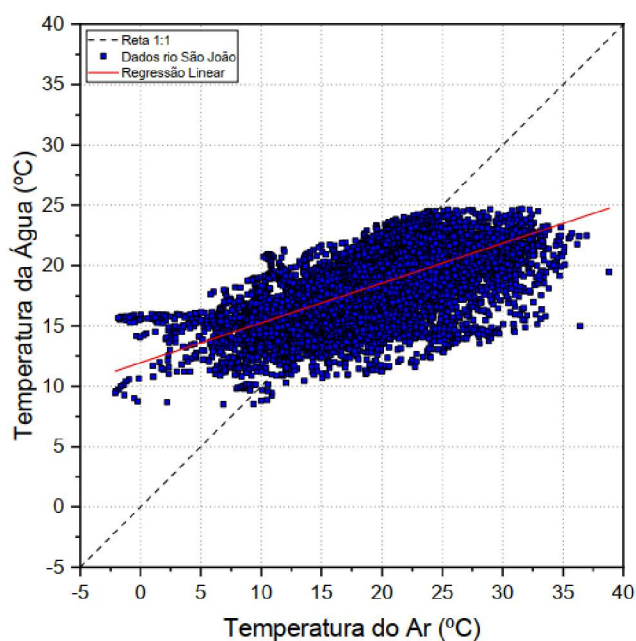


Figura 30 – Correlação entre as médias horárias da temperatura do ar e da água para os rios Verde, Passaúna e São João.

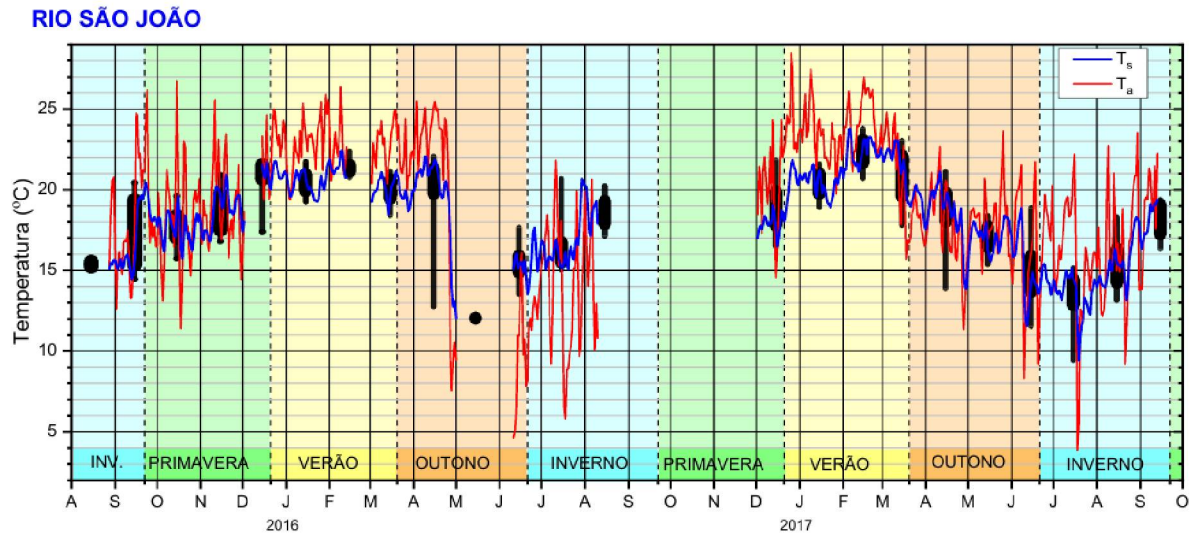


Figura 33 – Variação anual das médias diárias da temperatura do ar (linha sólida vermelha) e da água no rio São João (linha sólida azul). Os *boxplots* em cor preta ao fundo são relacionados aos dados mensais da temperatura da água. As cores ao fundo indicam as estações do ano.

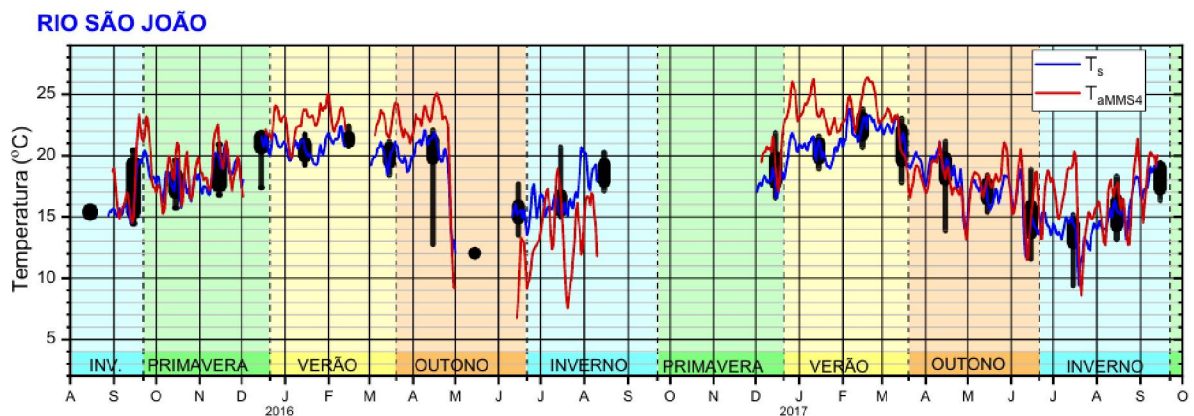


Figura 36 – Temperatura da água (linha sólida azul) e a média móvel simples de 3 dias da temperatura do ar (linha sólida vermelha) no rio São João. Os *boxplots* em cor preta ao fundo são relacionados aos dados mensais da temperatura da água. As cores ao fundo indicam as estações do ano.

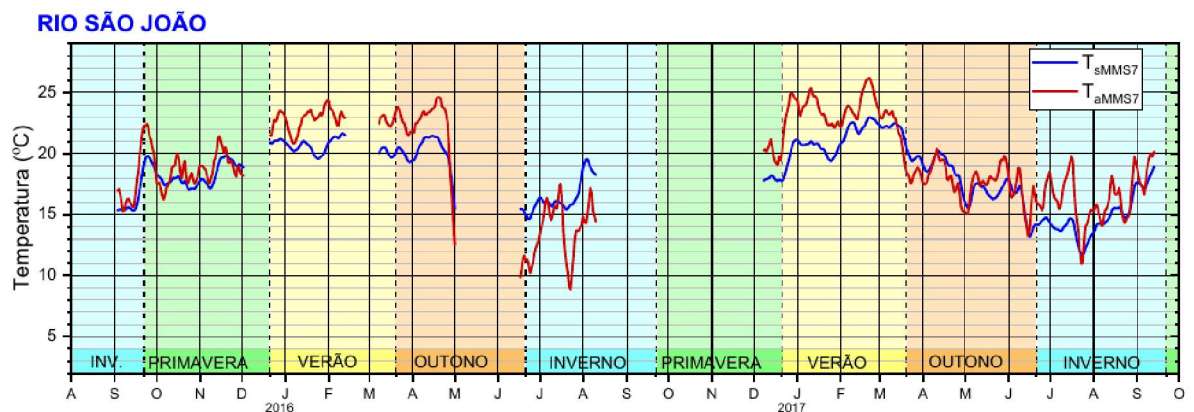


Figura 39 – Médias móveis semanais da temperatura do ar (linha sólida vermelha) e da água (linha sólida azul) no rio Passaúna. As cores ao fundo indicam as estações do ano.

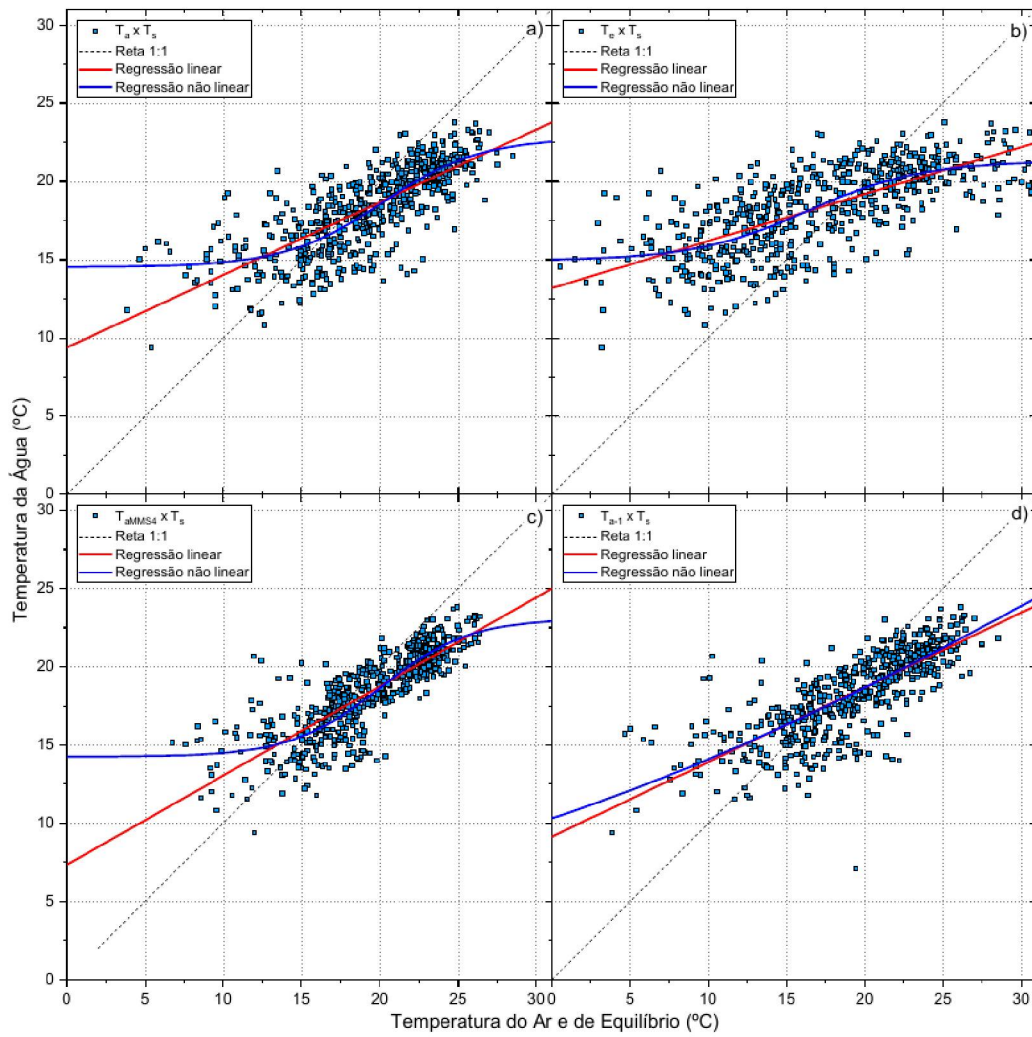


Figura 42 – Regressões linear e não linear aplicadas às médias diárias de  $T_s$  no rio São João, utilizando a média diária de  $T_a$  (a),  $T_e$  (b), a média móvel de  $T_a$  (c) e a média diária de  $T_a$  no dia anterior ao de  $T_s$  (d).

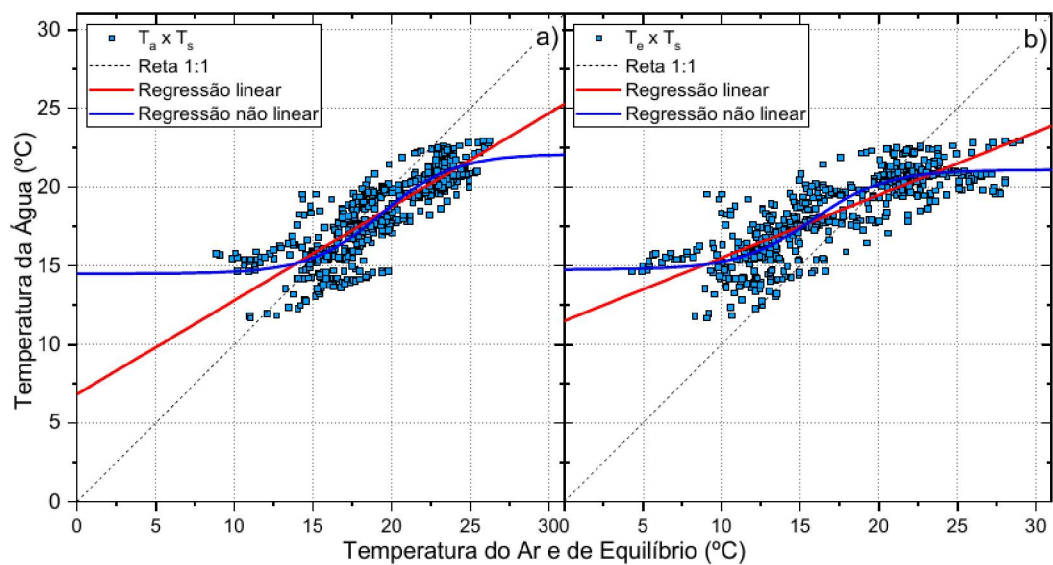


Figura 45 – Regressões linear e não linear aplicadas às médias móveis semanais no rio São João.

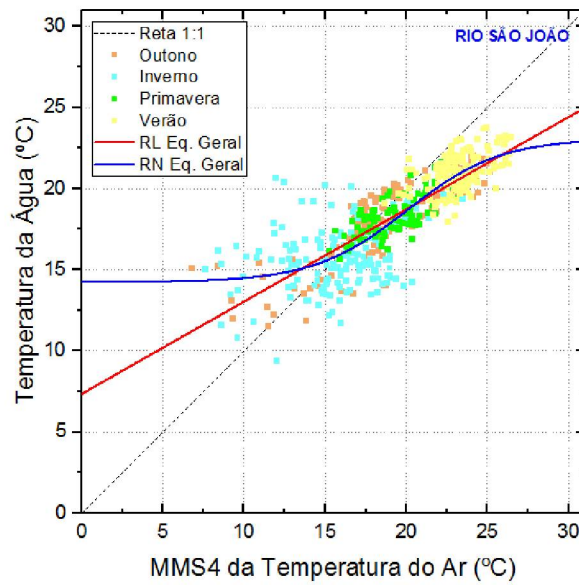


Figura 47 – Separação dos dados por estação e regressões obtidas.

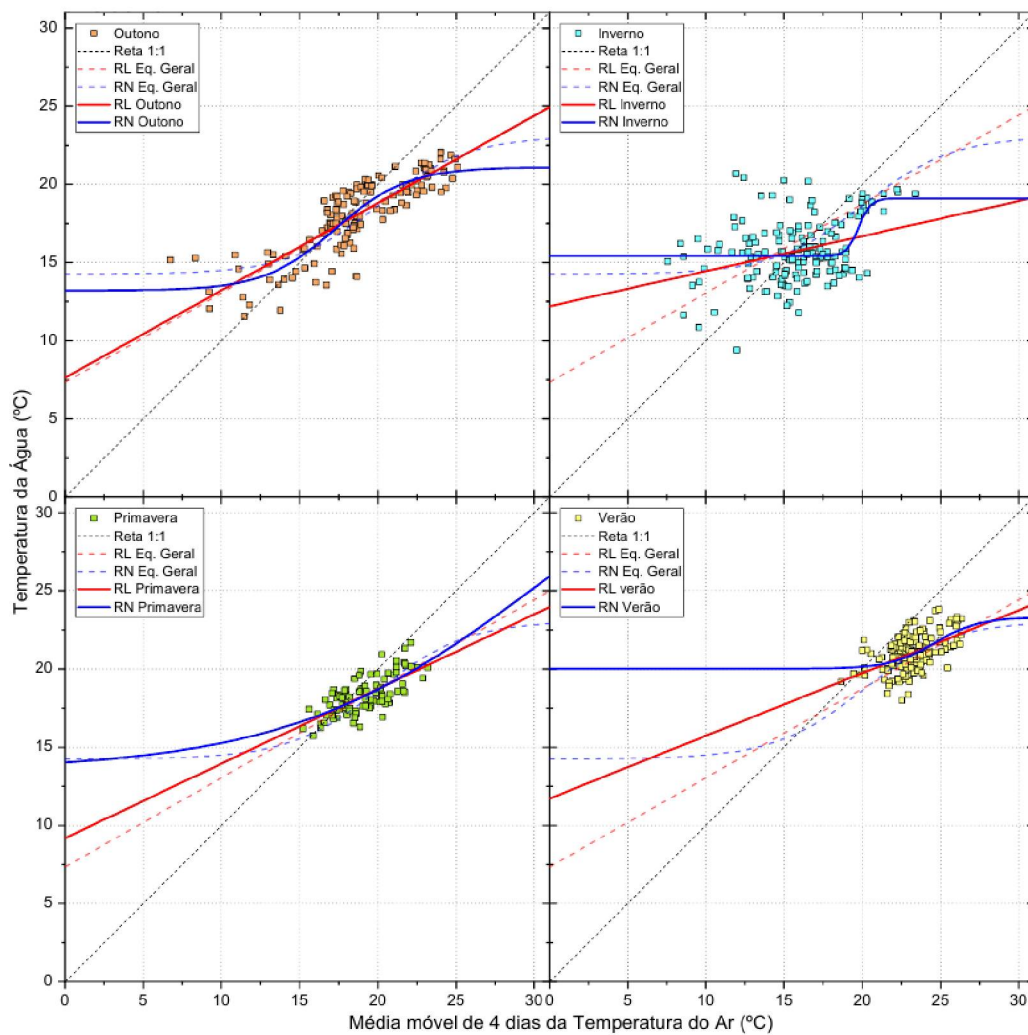


Figura 50 – Comparativo das regressões utilizando todos os dados e separando por estação no rio São João. As linhas contínuas representam as regressões ajustadas usando somente os dados de cada estação, enquanto as linhas tracejadas representam as regressões considerando todo o conjunto de dados.

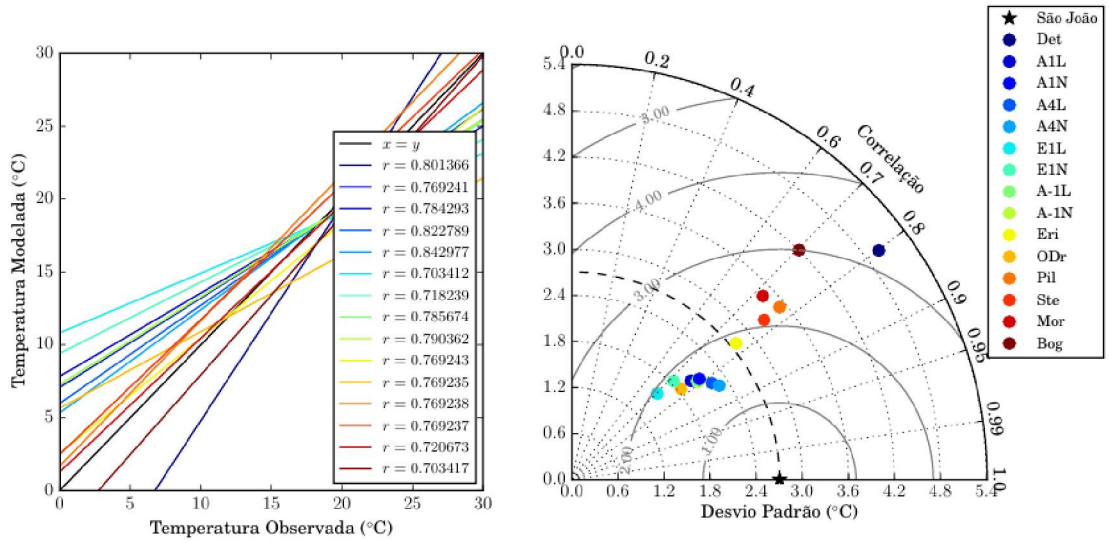


Figura 53 – Comparativo entre os modelos para o rio São João na escala temporal diária. O diagrama de Taylor em coordenadas polares apresenta o desvio padrão na coordenada radial, o coeficiente de correlação ( $r$ ) na posição azimutal e o erro quadrático médio (REQM) como as isolinhas radiais com origem no desvio padrão amostral.

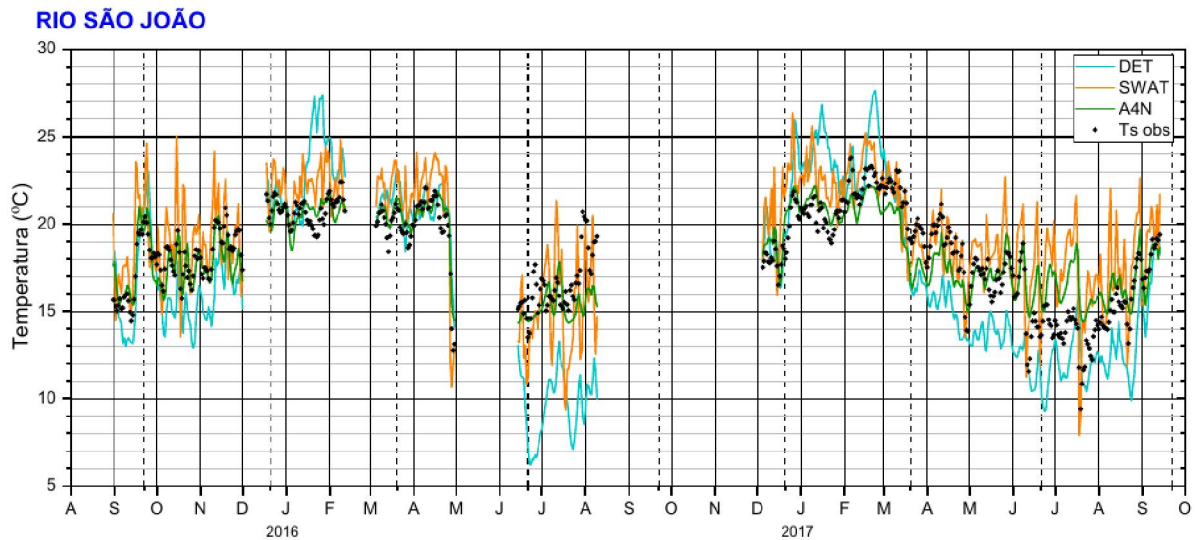


Figura 56 – Comparativo entre temperatura média diária observada no rio São João e o resultado do modelo determinístico (DET), a equação utilizada pelo SWAT e o modelo de melhor desempenho (A3N).

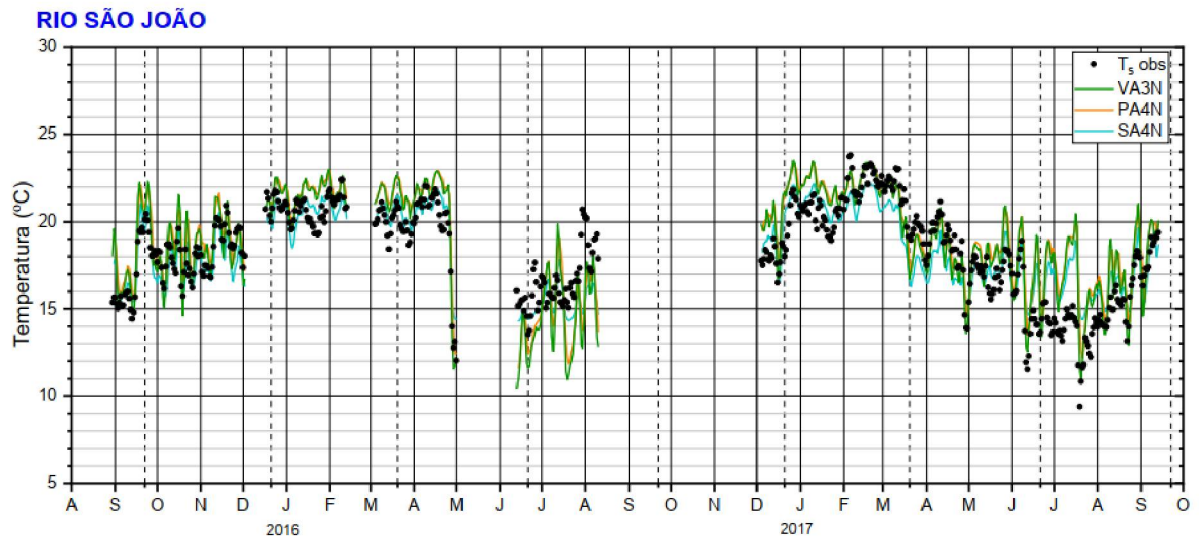


Figura 59 – Comparativo entre os modelos com o melhor ajuste para cada rio (VA3N, PA4N e SA4N) aplicados no rio São João.

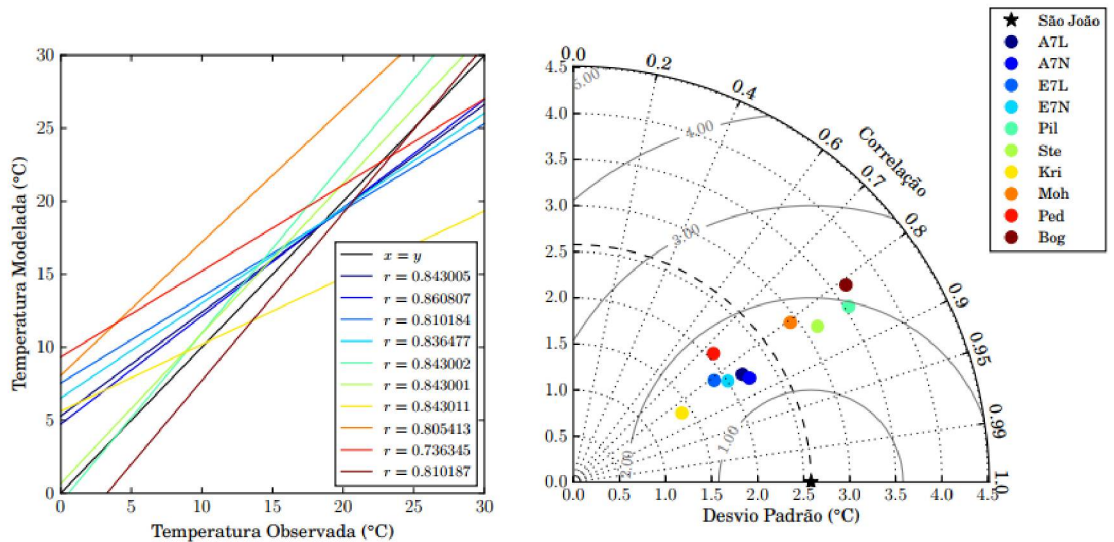


Figura 62 – Comparativo entre os modelos para o rio São João na escala temporal semanal. O diagrama de Taylor em coordenadas polares apresenta o desvio padrão na coordenada radial, o coeficiente de correlação ( $r$ ) na posição azimutal e o erro quadrático médio (REQM) como as isolinhas radiais com origem no desvio padrão amostral.

# APÊNDICE I – Aplicações da temperatura da água

De forma que o modelo SWAT (Soil and Water Assessment Tool) utiliza a temperatura da água para calcular parâmetros biológicos e processos relacionados à qualidade da água, esse Apêndice traz a avaliação da aplicação da temperatura da água para mensurar a taxa de reaeração de oxigênio. Os resultados das aplicações são avaliados para erros de simulação em relação ao valor observado, ou seja, são variados  $\pm 2$  °C,  $\pm 1$  °C e  $\pm 0,5$  °C em relação à temperatura medida para verificar como esse erro da simulação da temperatura pode afetar esse tipo de parâmetro de qualidade da água.

A taxa de reaeração pode ser dada por

$$tx = K_2D = K_2(C_s - OD), \quad (I.1)$$

em que  $K_2$  é o coeficiente de reaeração,  $D$  é o déficit de oxigênio (em  $\text{mg L}^{-1}$ )  $C_s$  é a concentração de saturação de oxigênio dissolvido (em  $\text{mg L}^{-1}$ ) e  $OD$  é a concentração de oxigênio dissolvido medido no local (em  $\text{mg L}^{-1}$ ). A temperatura da água influencia a taxa de reaeração de duas formas: o aumento dessa reduz a solubilidade do oxigênio no meio líquido (reduzindo a concentração de saturação) e acelera os processos de absorção do oxigênio (aumento de  $K_2$ ) (SPERLING, 1996).

## I.1 Coeficiente de reaeração - $K_2$

O efeito da temperatura no coeficiente de reaeração pode ser expresso como

$$K_{2T} = K_{220}\theta^{(T-20)}, \quad (I.2)$$

onde  $K_{2T}$  é o valor do coeficiente a uma temperatura  $T$  qualquer,  $K_{220}$  é o valor do coeficiente a temperatura de 20 °C,  $T$  é a temperatura da água e  $\theta$  é o coeficiente de temperatura, em que o valor de 1,024 é comumente utilizado (SPERLING, 1996).

A verificação de como o erro dos valores da simulação pode afetar o valor do coeficiente de reaeração é avaliada através do cálculo da razão  $\varepsilon$ :

$$\varepsilon = \frac{K_{2T \pm \xi}}{K_{2T}} = \frac{K_{220}\theta^{(T-20 \pm \xi)}}{K_{220}\theta^{(T-20)}} = \theta^{\pm \xi}. \quad (I.3)$$

Portanto, a razão  $\varepsilon$  é igual ao coeficiente de temperatura elevado pelo valor do erro em relação ao valor observado, sendo este independente do valor da temperatura da água. A Tabela 27 mostra os valores obtidos para a razão  $\varepsilon$ , e a partir dessa podemos notar que

ao errar 1 °C na estimativa da temperatura, há uma diferença de no máximo 2,5% em relação ao valor observado, e a diferença é de cerca de 5% quando a estimativa tem uma diferença de 2 °C.

Tabela 27 – Resultados da razão  $\epsilon$  para cada uma das variações dos erros e para o uso da temperatura observada (0°C)

	-2°C	-1°C	-0,5°C	0°C	+0,5°C	+1°C	+2°C
$\epsilon$	0,954	0,977	0,988	1	1,012	1,024	1,049

## 1.2 Concentração de saturação do oxigênio dissolvido - $C_s$

A concentração de saturação de oxigênio dissolvido ( $C_{sT}$ ) é obtida, em geral, a partir de fórmulas empíricas baseadas em análises de regressão (SPERLING, 1996). Uma fórmula que é geralmente utilizada é (PÖPEL, 1979)

$$C_{sT} = 14,652 - 4,1022 \times 10^{-1}T_s + 7,9910 \times 10^{-3}T_s^2 - 7,7774 \times 10^{-5}T_s^3, \quad (I.4)$$

onde  $T_s$  é a temperatura da água observada. Ao definir o erro da temperatura simulada em relação ao valor observado de  $\xi$ , o valor de  $C_{sT \pm \xi}$ , considerando o erro das simulações, é dado por

$$C_{sT \pm \xi} = 14,652 - 4,1022 \times 10^{-1}(T_s \pm \xi) + 7,9910 \times 10^{-3}(T_s \pm \xi)^2 - 7,7774 \times 10^{-5}(T_s \pm \xi)^3. \quad (I.5)$$

Assim como avaliado para  $K_2$ , o fator  $\epsilon$  é calculado para avaliar como os erros de simulação da temperatura podem afetar esse valor. Esse fator é obtido por

$$\epsilon = \frac{C_{sT \pm \xi}}{C_{sT}}. \quad (I.6)$$

Com relação a razão  $\epsilon$ , quanto mais próximo o valor dessa razão de 1,0, que seria o caso de não existir erro entre a medição e a simulação ( $\xi = 0$  °C) – o que não afetaria o valor de  $C_{sT}$ , melhor. A Figura 83 mostra a variação da razão  $\epsilon$  com diferentes valores de erro de simulação e avaliado para diferentes temperaturas da água. A partir desta é possível observar que quanto menor a temperatura da água, mais diferente o valor da razão  $\epsilon$  é de 1,0 para as diferentes variações dos erros. Os valores de  $\epsilon$  vão se aproximando de 1,0 com o aumento da temperatura. Além disso, ao avaliar entre errar acima ou abaixo do valor observado da temperatura, é possível verificar que um erro acima do valor observado tem valores de  $\epsilon$  mais próximos de 1,0 do que o caso do valor simulado ser menor que o valor observado. Esse resultado também pode ser observado na Tabela 28, que traz os valores dos erros relativos da razão  $\epsilon$  para as temperaturas da água de 10, 20 e 30 °C.

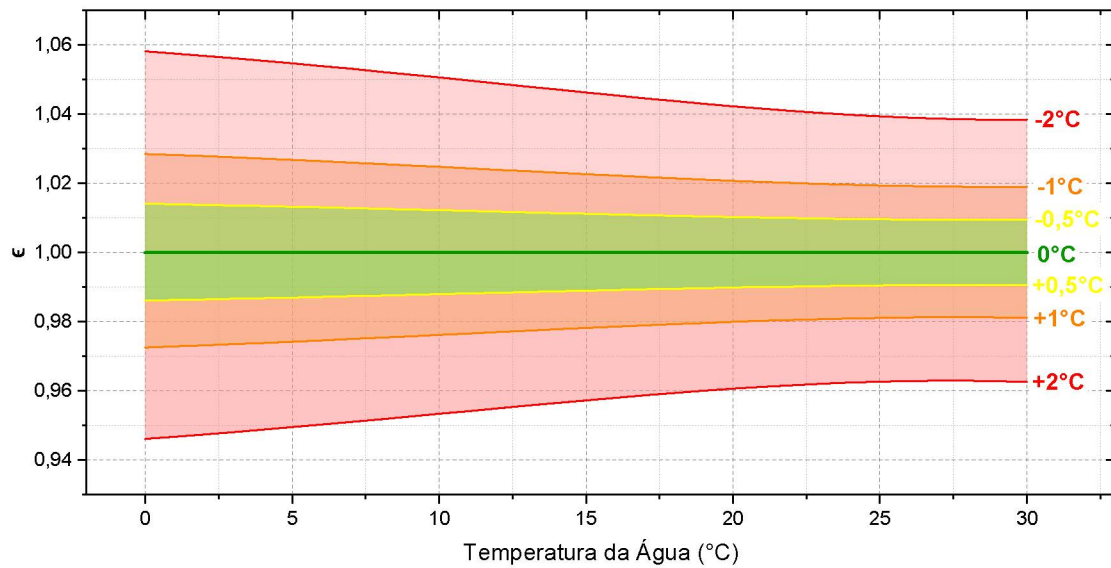


Figura 83 – Razão  $\epsilon$  para diferentes valores da temperatura da água e utilizando valores de erro de simulação de  $\pm 2^\circ\text{C}$ ,  $\pm 1^\circ\text{C}$  e  $\pm 0,5^\circ\text{C}$ .

Tabela 28 – Erros relativos da razão  $\epsilon$  para determinados valores da temperatura da água.

$T_s$ ( $^\circ\text{C}$ )	Erro Relativo $\epsilon$ (%)						
	$-2^\circ\text{C}$	$-1^\circ\text{C}$	$-0,5^\circ\text{C}$	$0^\circ\text{C}$	$+0,5^\circ\text{C}$	$+1^\circ\text{C}$	$+2^\circ\text{C}$
10	5,064	2,480	1,227	0,000	1,202	2,379	4,662
20	4,231	2,076	1,029	0,000	1,010	2,003	3,936
30	3,847	1,907	0,950	0,000	0,943	1,880	3,740

### 1.3 Taxa de reaeração

A verificação do comportamento da taxa de reaeração, dada na Equação I.1, em relação à erros na estimativa da temperatura é avaliado pela razão  $r$ , dada por

$$r = \frac{tx_{T\pm\xi}}{tx_T} = \frac{K_{2T\pm\xi}(C_{sT\pm\xi} - OD)}{K_{2T}(C_{sT} - OD)} = \frac{K_{220}\theta^{(T-20\pm\xi)}(C_{sT\pm\xi} - OD)}{K_{220}\theta^{(T-20)}(C_{sT} - OD)}$$

$$r = \theta^{\pm\xi} \frac{(C_{sT\pm\xi} - OD)}{(C_{sT} - OD)} \quad (I.7)$$

As Figuras 84, 85 e 86 mostram os valores da razão  $r$  utilizando as variações de erro de  $\pm 2^\circ\text{C}$ ,  $\pm 1^\circ\text{C}$  e  $\pm 0,5^\circ\text{C}$  – respectivamente, e com diferentes valores de concentração de oxigênio dissolvido ( $0 - 10 \text{ mg L}^{-1}$ ). Ao observar os valores de oxigênio dissolvido utilizados, nota-se que para concentrações baixas ( $0 - 4 \text{ mg L}^{-1}$ ), os valores da razão  $r$  são próximos de 1,0, para os diferentes valores de  $\xi$ . Na Equação I.7 é possível verificar que quanto menor o valor de  $OD$ , mais próximo é o valor da razão  $r$  do produto  $\epsilon\epsilon$ , e essas duas razões tiveram variações de cerca de 5%, considerando um erro de medição de  $\pm 2^\circ\text{C}$ . Em contrapartida, para concentrações de oxigênio dissolvido mais altas (acima

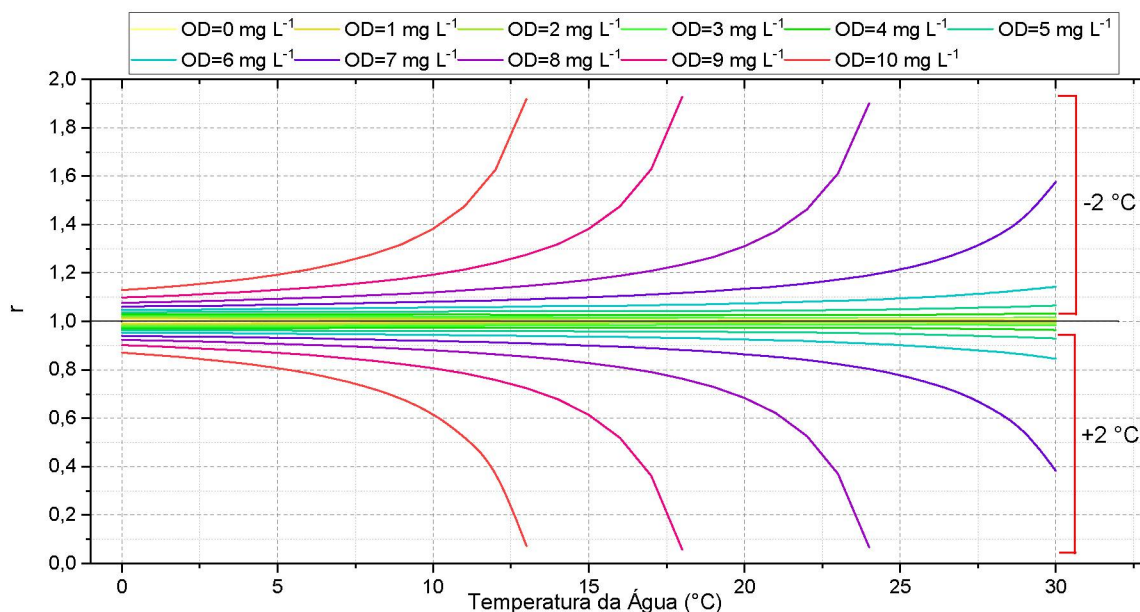


Figura 84 – Razão  $r$  para diferentes valores da temperatura da água e utilizando valores de erro de simulação de  $\pm 2$  °C.

de 7 mg L<sup>-1</sup>), existe a ocorrência de valores de concentração de saturação do oxigênio dissolvido para determinadas temperaturas que são similares ao valor de  $OD$  estipulado. Isso gera um valor para  $(C_{sT} - OD)$  de uma ordem de grandeza de  $10^{-2}$ , o que faz com o que valor da razão  $r$  fique acima de 2,0, chegando até a  $r = 17,6$ . Dessa forma, para  $OD$  de 8 – 10 mg L<sup>-1</sup> foram consideradas somente as  $T_s$  menores que a temperatura em que a  $C_{sT}$  tem um valor próximo de  $OD$ .

Ao analisar o valor da razão  $r$  em relação à  $T_s$ , é possível observar que quanto menor a temperatura da água, menores os valores de  $r$ , e que para  $\xi = \pm 2$  °C os valores de  $r$  são os que mais diferem do valor 1,0, especialmente para concentrações de OD acima de 6 mg L<sup>-1</sup>. Como exemplo, para um valor de OD medido de 8 mg L<sup>-1</sup>, e para uma temperatura da água de 20 °C, o valor da taxa de reaeração varia cerca de 30% com uma diferença de 2 °C entre o valor simulado e o valor medido; 15% para a diferença de 1 °C e 7,5% para a diferença de 0,5 °C, sendo possível observar uma relação diretamente proporcional entre a razão  $r$  e a diferença entre as temperaturas simuladas e medidas. Entre a diferença da temperatura simulada ser maior ou menor o valor real, os valores de  $r$  são um pouco menores com  $\xi$  de -2, -1 e -0,5 °C.

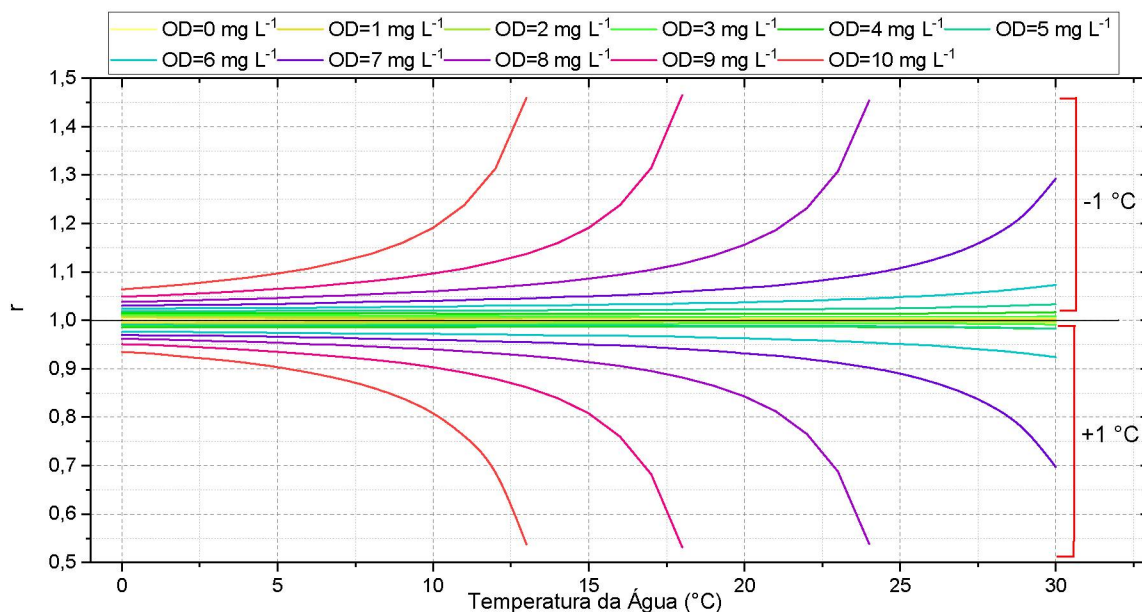


Figura 85 – Razão  $r$  para diferentes valores da temperatura da água e utilizando valores de erro de simulação de  $\pm 1\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

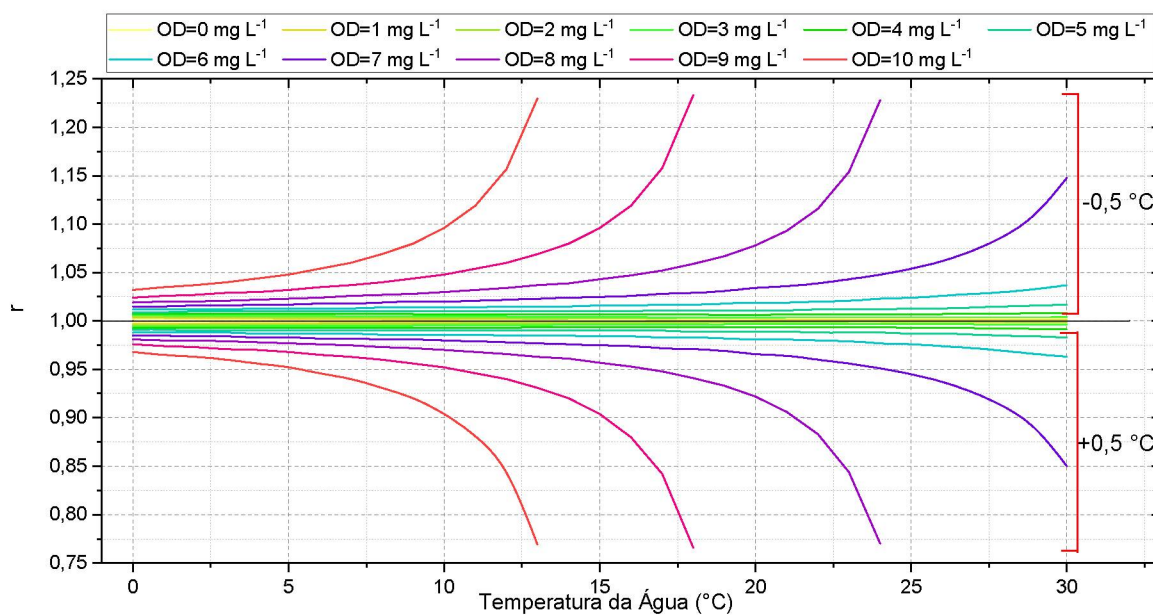


Figura 86 – Razão  $r$  para diferentes valores da temperatura da água e utilizando valores de erro de simulação de  $\pm 0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ .